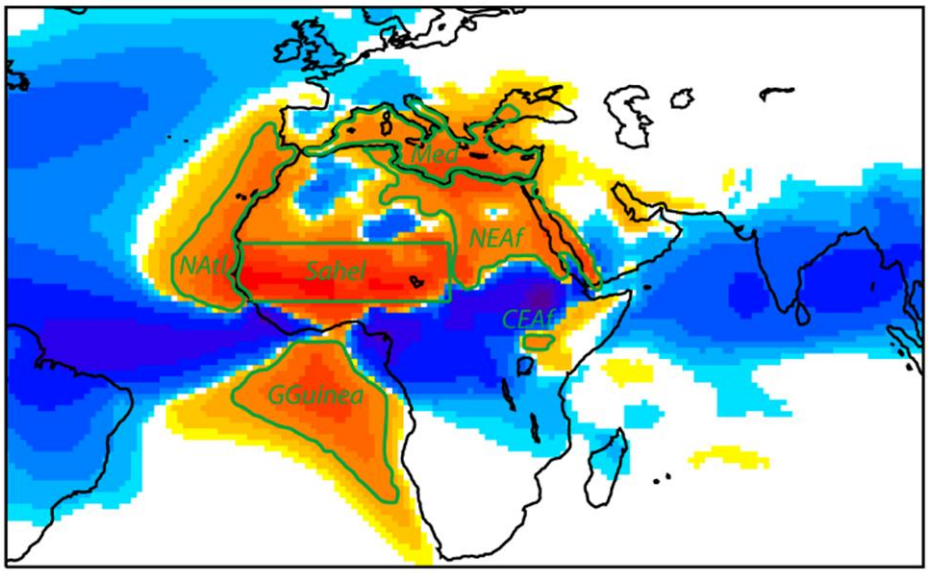
TRABAJO FIN DE GRADO

Fuentes de humedad en el Sahel a partir de un método 3D Lagrangiano



Iago Algarra Cajide
Grado en Ciencias Ambientales
Julio 2014

Tutores: Raquel Olalla Nieto Muñiz y Marta Vázquez Domínguez
Departamento de Física Aplicada

Facultade de Ciencias

Universidade de Vigo

Fuentes de Humedad en el Sahel a partir de un método 3D Lagrangiano

Trabajo Fin de Grado de Ciencias Ambientales

Facultade de Ciencias de Ourense

Universidade de Vigo

Iago Algarra Cajide

La **Dra. Raquel-Olalla Nieto Muñiz**, profesora titular del área de Física de la Tierra, y **Dña. Marta Vázquez Rodríguez**, investigadora, ambas adscritas al Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo

INFORMAN:

Que el trabajo titulado **"Fuentes de humedad en el Sahel a partir de un método 3D Lagrangiano"** presentado por **D. Iago Algarra Cajide, con D.N.I.: 47387110A**, ha sido realizado bajo nuestra dirección en el departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo, y autorizo su presentación como **Trabajo Fin de Grado del Grado de Ciencias Ambientales** al considerarlo apto para ser defendido.

Ourense, 06 de junio de 2014

Dra. Raquel Nieto Dña. Marta Vázquez

Resumen

En el presente trabajo fin de grado se han identificado y analizado las principales fuentes de humedad en la región del Sahel de forma anual y estacional para un período de 33 años (1980-2012) así como la variabilidad interanual de estas. Para ello se ha utilizado el modelo de dispersión lagrangiano FLEXPART desarrollado por Stohl y James (2004, 2005) con datos de reanálisis del Centro de Predicción a Corto y Medio Plazo (ECMWF) ERA-INTERIM cada seis horas. Esta metodología se aplicó para calcular el balance de evaporación menos precipitación a través del cálculo de los cambios en la humedad específica a lo largo de diez días de transporte (retrotrayectorias). El estudio anual de las fuentes muestra que la principal fuente de humedad para la región del Sahel los propios procesos de evaporación local (recycling). En el análisis estacional los resultados también muestran la influencia de la temporada del monzón (en este trabajo definido temporalmente como JAS) sobre el Sahel, donde la fuente de humedad del Golfo de Guinea se convierte en la fuente dominante en la región del Sahel. Se realiza un análisis de retrotrayectorias para ver la contribución de cada fuente de humedad en la región del Sahel y analizar la importancia de cada fuente durante los diez días de transporte, en el que de forma anual los procesos de evaporación local constituyen la fuente de humedad dominante durante los primeros días de transporte desplazados los últimos días por la fuente de humedad del Golfo de Guinea. También se efectúa un estudio del ciclo de anual para analizar la variabilidad de las fuentes de humedad año a año. Por último se investigó la variabilidad de las fuentes con los principales patrones de teleconexión climática obteniéndose relaciones lineales significativas durante invierno (EFM) entre la NAO y las fuentes de humedad del Golfo de Guinea, Noreste de África y la cuenca del mar Mediterráneo. También se obtuvo una relación lineal significativa entre El Niño y la fuente de humedad de la cuenca del mar Mediterráneo y en verano (JAS), durante la temporada del monzón entre el Monzón de África Occidental y las fuentes del centro Este de África, Noreste de África y la cuenca del mar Mediterráneo.

ÍNDICE

I INTRODUCCIÓN

1. El vapor de agua en el sistema climático 3

1.1. El vapor de agua y su distribución en la atmósfera 5

1.1.1 Estructura y composición de la atmósfera 5

1.1.2 El vapor de agua 6

1.2. El vapor de agua y el ciclo hidrológico 8

1.2.1. Componentes principales del ciclo hidrológico: Evaporación, Precipitación, Recycling y Transporte. 10

1.2.1.1. Evaporación 10

1.2.1.2. Precipitación 13

1.2.1.3. Recycling 14

1.2.1.4. Transporte de la humedad en la atmósfera 16

1.3. Principales fuentes y sumideros de humedad en el mundo 18

2. Clima y variabilidad en la región del Sahel 23

2.1. Las precipitaciones y su distribución. 25

2.1.1. El Monzón de África Occidental 25

2.1.2. Variabilidad intraestacional del Monzón 28

2.1.3. Los Sistemas Convectivos de Mesoescala 28

2.1.4. Precipitaciones fuera de la época del Monzón 29

2.2. Períodos de Sequía en el Sahel, variabilidad interanual 29

2.3. Principales JETs y su actividad en la región del Sahel 32

2.3.1. El Jet de África del Este (AEJ) 32

2.3.2. El Jet Tropical del Este (TEJ) 33

2.3.3. Jets de bajo nivel 34

2.3.3.1. El Jet Bodélé 34

2.3.3.2. El Jet de África del Oeste (AWJ) 35

2.3.3.3. El Jet Oeste de África Occidental (WAWJ) 35

2.3.4. Jets Nocturnos en el Monzón (NNLJ) 35
2.3.5. La Depresión del Sáhara en niveles bajos *(Saharan Heat Low)* 36
2.3.6. La Capa Límite Sahariana (SAL)..... 37
2.4. Principales modos de variabilidad (Patrones de teleconexión).....38
2.4.1. Oscilación del Atlántico Norte..... 38
2.4.2. El Niño-Oscilación del Sur 39
2.4.3. Monzón de Verano de África Occidental 41

3. Objetivos del trabajo 43

II DATOS Y MÉTODOS

4. Datos y metodología empleada..... 47
4.1 Identificación de las fuentes de humedad.....49
4.1.1 Modelos analíticos o caja 49
4.1.2. Trazadores Físicos de vapor de agua 51
4.1.3. Trazadores Numéricos de vapor de agua..... 54
4.1.4. Los métodos lagrangianos como alternativa 55
4.2. Modelo lagrangiano FLEXPART (versión 9.0).....56
4.2.1 Computación 56
4.2.2. Configuración 56
4.2.3. Física del modelo..... 56
Capa Límite 56
Convección húmeda..... 57
Fluctuaciones del viento 57
Transporte de partículas y difusión 57
4.3. Aplicación de FLEXPART a la identificación de las fuentes de humedad 58
4.3.1. Datos de entrada..... 59
4.3.2. Datos de salida 59
4.3.3. Método para la determinación de las fuentes de humedad 60

4.3.4. Limitaciones del modelo FLEXPART 62
4.4. Índices de los patrones de teleconexión.....64
4.4.1. Oscilación del Atlántico Norte (NAO)..... 64
4.4.2. Fenómeno de El Niño y Oscilación del Sur (ENSO) 64
4.4.3. Monzón de verano de África Occidental (WASM) 66
4.5. Métodos estadísticos empleados.....66

III RESULTADOS

5. Resultados..... 69
5.1. Identificación climática de las fuentes de humedad.....71
5.2. Contribución de las fuentes de humedad 77
5.2.1. Importancia estacional de cada fuente de humedad para la región del Sahel.....82
5.3. Ciclo anual de las fuentes de humedad 84
5.4. Contribución de las fuentes de humedad remotas a la variabilidad interanual de las precipitaciones en el Sahel.....87
5.5. Variabilidad de las fuentes de humedad con los patrones de teleconexión(ENSO, NAO y WASM)..... 95
5.5.1. Estudio de variabilidad lineal de los patrones de teleconexión 95
5.5.1.1. Oscilación del Atlántico Norte (NAO) 95
5.5.1.2. Fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO) 96
5.5.1.3. Monzón de África Occidental (WASM) 99

IV CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

6. Conclusiones.....103
6.1. Análisis y determinación de las fuentes dehumedad 105

6.2. Relación con los principales patrones de teleconexión 106

7. Trabajos futuros 107

7.1. Trabajos futuros 109

V REFERENCIAS

8. Referencias 113

I
INTRODUCCIÓN

1

El vapor de agua en el sistema climático

El vapor de agua es un elemento principal del sistema climático sobre el que juega un papel directo por vía de los efectos de la radiación e indirectamente a través de procesos retroalimentados por la nubosidad, aerosoles y reacciones químicas. El vapor de agua tiene una capacidad calorífica relativamente grande y está relacionado con el almacenamiento de elevadas cantidades de energía. La humedad es clave para definir la circulación en la atmósfera. La disponibilidad de vapor de agua es parte del ciclo cerrado que une la transferencia radiativa y la circulación. La distribución de humedad en la atmósfera depende principalmente de tres factores: la temperatura, la evaporación y la precipitación. A grandes rasgos, la distribución general de la humedad en la atmósfera es como sigue: a) disminuye con la altura y b) existe un exceso de vapor de agua en los trópicos comparando con las latitudes más altas (Peixoto y Oort, 1984).

1.1. El vapor de agua y su distribución en la atmósfera

1.1.1 Estructura y composición de la atmósfera

La atmósfera se trata de fina capa de mezcla de gases distribuida alrededor de la Tierra. Está dividida en varias capas, siguiendo la nomenclatura de Chapman (1930s), que se basa en el perfil vertical de temperatura. La atmósfera se extiende desde la superficie terrestre hasta los 1000 km de altura, límite que se considera arbitrario, por encima de 1000 km comienza el medio interplanetario. Comenzando desde la superficie terrestre, la primera capa de la atmósfera es la troposfera. La troposfera contiene el 80% de la masa atmosférica total, en esta capa la temperatura disminuye con la altura a razón de -6.5ºC por cada kilómetro de altura. El límite superior de la troposfera lo marca la tropopausa, en la que se registra una inversión térmica. La altura de la tropopausa varía dependiendo de la estación del año en la que nos encontremos, de la temperatura propia de la troposfera y de la latitud, de esta forma, en el ecuador puede alcanzar los 15 km de altura, mientras que en los polos alcanza unos 7-8 km. El cambio en altura de la tropopausa no es gradual, si no que se trata de un cambio escalonado presentando fracturas, que facilitan intercambios de masa troposfera-estratosfera, y que son las zonas donde se encuentran las corrientes en chorro (o *jets* en inglés). La capa superior a la troposfera es la estratosfera, separada por la tropopausa. En la estratosfera la temperatura aumenta con la altura a razón de 2.5ºC/km, debido a la presencia de ozono estratosférico que absorbe la radiación ultravioleta procedente del Sol. Al igual que la troposfera, el espesor de la estratosfera presenta una variación estacional y latitudinal. La estratosfera se extiende aproximadamente hasta los 50 km de altura donde se encuentra la estratopausa, que la separa de la mesosfera. En la mesosfera, el gradiente de temperatura con la altura vuelve a ser negativo. La mesosfera se extiende entre los 50-80km de altura y limita con la termosfera a través de la mesopausa, donde se alcanza el mínimo de temperatura. En la termosfera la temperatura aumenta de forma continua con la altura alcanzando aproximadamente los 400 grados Kelvin. La termosfera está muy influencia por la actividad solar.

Atendiendo a la composición química, la atmósfera terrestre se compone principalmente de nitrógeno molecular (75.52%), oxígeno (23.15%), argón (1.28%) y dióxido de carbono (0.05%). Los gases nobles como el neón, helio y kripton son constituyentes secundarios (presentes en concentraciones de fracción molar), y también presenta metano, óxido nitroso e hidrógeno. Además, la atmósfera contiene pequeñas (en fracción molar, alrededor de 10^{-2}–10^{-5}), pero muy importantes, cantidades de vapor de agua limitadas a la región de la troposfera.

1.1.2 El vapor de agua

A pesar de su relativa poca abundancia, el vapor de agua representa sólo el 0.25% de la masa total de la atmósfera (Seidel et al., 2002), su importancia en la regulación del clima global y demás patrones climáticos es evidente (Held y Soden, 2000). El vapor de agua es un componente fundamental dentro del sistema climático. Es un gas absorbente, emisor de radiación de onda larga y es el trazador atmosférico de mayor importancia.

La concentración de vapor de agua es muy variable tanto en el espacio como en el tiempo. El vapor de agua se distribuye en la atmósfera en función de la temperatura, la evaporación y la precipitación. La temperatura juega un papel clave en su distribución, es por ello que el patrón de distribución a gran escala de vapor de agua es paralelo en gran medida a la temperatura, ya que la presión de vapor de equilibrio es dependiente de la temperatura según la ecuación de Clausius-Clapeyron (CC):

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v(T)e_s}{R_v T^2} \quad (1)$$

donde e_s es la tensión saturante, T la temperatura, L_v el calor latente de evaporación y R_v la tensión saturante. Según Trenberth et al. (2011), los patrones generales y la variación temporal del vapor de agua sobre los océanos están relacionados con la temperatura de la superficie del mar (SST, de su nomenclatura en inglés), ya que de acuerdo con la ecuación de CC (1), la presión del vapor de agua saturante es una función no lineal de la temperatura. De este modo un cambio en la ecuación de CC de tan sólo 1ºC de temperatura, provoca un cambio aproximadamente del 7% en el contenido de vapor de agua (Held y Soden, 2000; Wentz et al., 2007).

Debido a la alta sensibilidad del vapor de agua con la temperatura, el contenido de éste, a grandes rasgos, es alto en los niveles bajos de la atmósfera y disminuye conforme aumenta la altura (figura 1). De esta forma, las mayores variaciones de vapor de agua en el espacio se producen en la vertical. La figura 1 muestra que el vapor de agua disminuye rápidamente con la altura según la atmósfera se hace más fría. Aproximadamente, casi la mitad el agua total de la atmósfera se encuentra por debajo de 1.5 kilómetros, menos del 5% en la baja troposfera (5 km), y menos del 1 % en la estratosfera (por debajo de 12 km). A pesar de la pequeña cantidad de vapor de agua en la troposfera superior (por encima de los 5 km) y la estratosfera, este es muy importante para el clima.

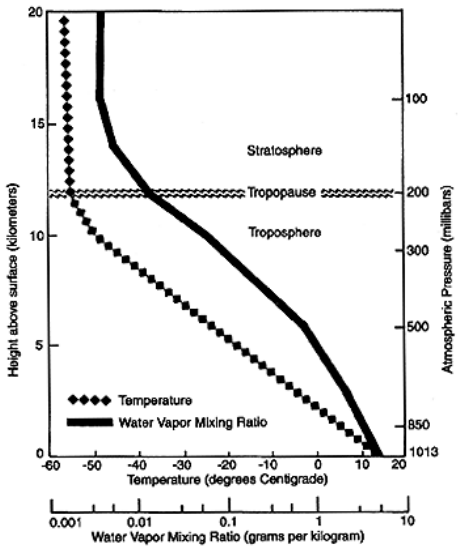


Figura 1. Representación esquemática de la distribución media en la vertical de la temperatura (en ºC) y el ratio de mezcla de vapor de agua (en gr/kg; notar que la escala es logarítmica) en la troposfera y estratosfera. La escala vertical se muestra tanto en unidades de presión (en mb) como en altura (en km). Figura tomada de Elliot and Gaffen (1995).

En cuanto a la concentración latitudinal de vapor de agua, esta es máxima en la franja ecuatorial y mínima en los polos (Peixoto y Oort, 1984), como se puede apreciar en la figura 2. El descenso en la cantidad de vapor de agua en la atmósfera desde el ecuador hacia los polos es reflejo de la distribución de la temperatura en la superficie terrestre. Como es esperable, la cantidad de vapor de agua es mayor sobre las regiones cálidas ecuatoriales (donde la radiación solar es mayor) y decrece más o menos de manera continua según aumenta la latitud hasta llegar a valores realmente bajos sobre las regiones polares donde la temperaturas son muy bajas, ya que el aire frío admite muy poco vapor de agua (Pierrehumbert et al., 2008). Existen excepciones como son los desiertos, donde el contenido de vapor de agua es muy bajo a pesar de las altas temperaturas. La región que presenta una mayor concentración de vapor de agua se encuentra sobre el oeste del océano Pacífico ecuatorial, donde también se detectan los valores más elevados de SST y que se conoce como "*Pacific Warm pool*".

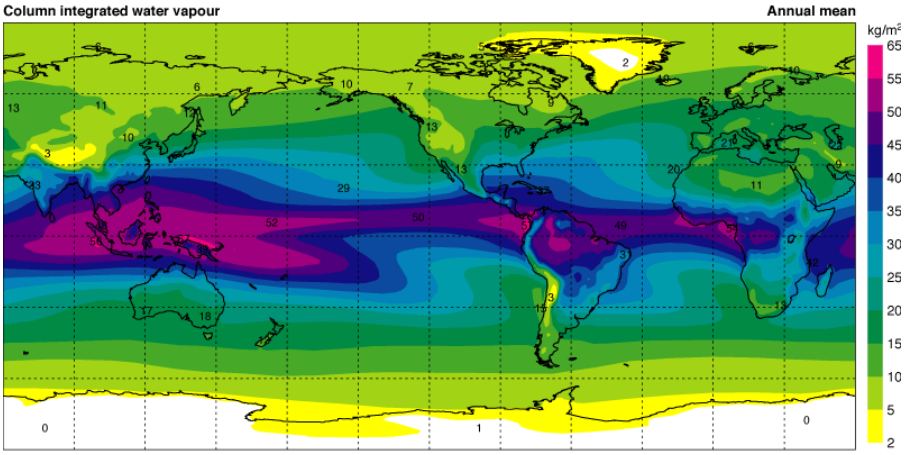


Figura 2. Distribución media anual del vapor de agua (en kg/m^2) integrado en la vertical sobre la superficie terrestre (1979-2001). Imagen obtenida del Atlas del reanálisis ERA-40 del ECMWF. (http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/docs/section_C/parameter_ciwv.html,2002).

La cantidad de vapor de agua en la atmósfera sufre cambios estacionales, siguiendo el mismo patrón que el campo de las temperaturas. Así las modificaciones más intensas se detectan en el hemisferio norte, debido a la mayor continentalidad y contraste térmico tierra-océano.

En escalas de tiempo superiores a décadas, los campos de vapor de agua contribuyen a un importante mecanismo de retroalimentación para el cambio climático basado en un calentamiento de la superficie oceánica que lleva a un aumento de la evaporación. Por lo tanto, el aire más cálido requiere más humedad para alcanzar la saturación, las temperaturas en la atmósfera se incrementan, produciéndose un aumento de la concentración de vapor de agua, lo que origina una retroalimentación positiva (Seidel, 2002).

1.2. El vapor de agua y el ciclo hidrológico

El vapor de agua es el único gas en la atmósfera capaz de transformarse en tres fases (fase gaseosa, fase líquida y fase sólida) a temperaturas terrestres, produciendo de esta forma una gran reserva de calor (Getteman et al., 2000). Como cualquier otra sustancia, los cambios de fase del agua están fuertemente relacionados con la temperatura. Estos cambios de fase implican intercambios de calor latente que afectan a la estabilidad vertical de la atmósfera, a la estructura y evolución de tormentas y al balance de energía del sistema climático global (Chanine, 1992).

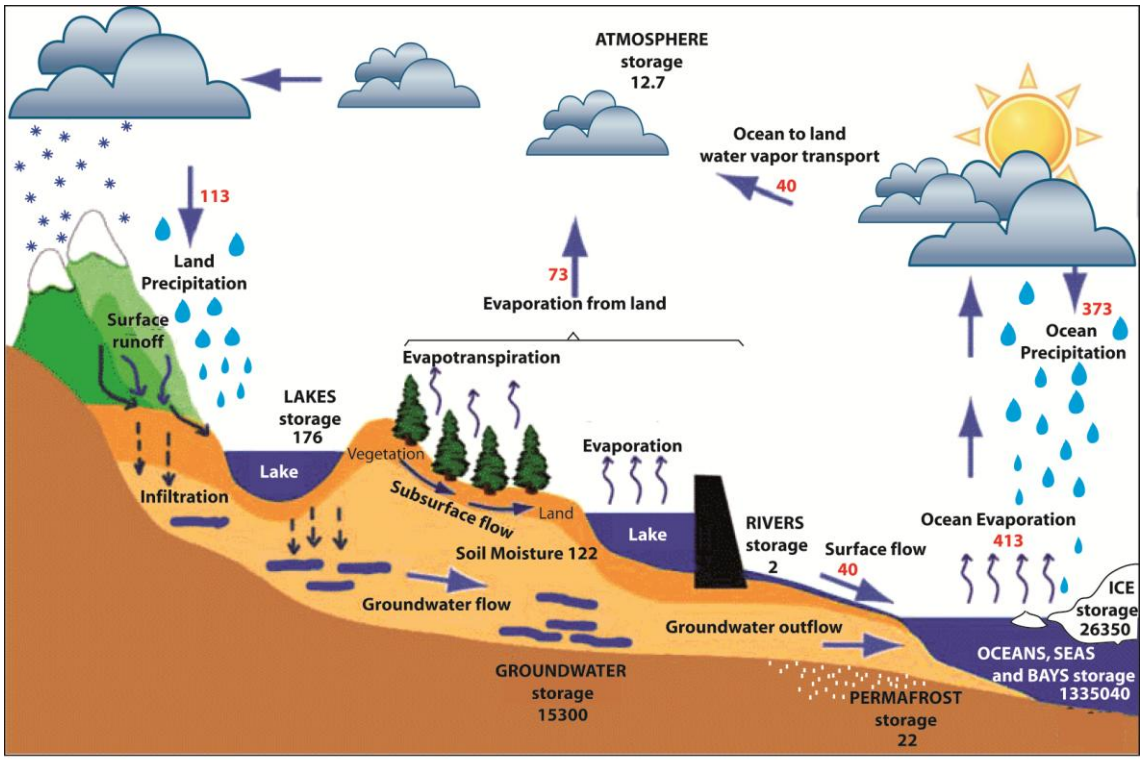


Figura 3. Representación del ciclo hidrológico. Estimaciones de los principales depósitos de agua observados (números negros, en 10^3 km^3) y el flujo de la humedad en el sistema (números rojos, en 10^3 km^3/año). Los valores son para el periodo de medidas del 2002 al 2008 (de Trenberth et al., 2007). Imagen tomada de Gimeno et al. (2010).

El ciclo hidrológico se define como el proceso continuo de circulación del agua en la Tierra en el que están implicados los continentes, la atmósfera y los océanos. Así que se puede considerar que el vapor de agua es el medio de unión entre la superficie terrestre y la atmósfera a través del ciclo hidrológico. Este ciclo está estructurado en una serie de procesos y componentes que comentaremos a continuación. De forma muy general, el ciclo hidrológico se puede resumir como la evaporación de humedad en un lugar, el transporte de esta y su precipitación en otro. Como se muestra en la figura 3 la mayor parte del vapor de agua de la atmósfera tiene su origen en la superficie terrestre, donde el agua se evapora desde los océanos (más del 80%) y los continentes debido a la incidencia de la radiación solar. La evaporación terrestre está constituida fundamentalmente por la evapotranspiración de seres vivos y la evaporación que se produce en lagos y ríos. El agua una vez evaporada se redistribuye de manera horizontal y vertical en la atmósfera como consecuencia de la circulación atmosférica y puede condensar en forma de agua líquida o sólida formando nubes. El tiempo medio de permanencia del vapor de agua en la atmósfera es de diez días. Para cerrar el ciclo el agua retorna a la superficie terrestre en forma de precipitación. Si precipita sobre los océanos (precipitación oceánica) el ciclo hidrológico comienza de nuevo. Si la precipitaciones se producen sobre tierra (precipitación terrestre) el agua

se distribuye sobre la superficie terrestre a través de flujos de agua subterránea (infiltración, ríos subterráneos, acuíferos…) o flujos de agua superficial (escorrentía superficial, ríos…) en la que parte de esta agua retorna de nuevo a los océanos. Dentro del ciclo hidrológico también hay que destacar el papel del hielo marino que contiene gran cantidad de agua en estado sólido que sufre de forma continua procesos de fusión y solidificación. El ciclo está estrechamente ligado a la circulación atmosférica y al patrón de temperatura.

En las regiones oceánicas, la velocidad de evaporación (E) generalmente excede a la tasa de precipitación (P), y por lo tanto representan una fuente neta de humedad (E-P>0). Ésta a continuación es transportada desde la atmósfera a los continentes. Por otro lado, las masas continentales actúan como sumideros de humedad atmosférica en donde la tasa de precipitación es mayor que la tasa de evaporación (E-P<0).

1.2.1. Componentes principales del ciclo hidrológico: Evaporación, Precipitación, Recycling y Transporte.

A continuación se describen los componentes principales que conforman el ciclo hidrológico, fundamentales para comprender la circulación y distribución del vapor de agua en la atmósfera.

1.2.1.1. Evaporación

La evaporación es el proceso por el cual las moléculas de agua cambian de una fase líquido a una fase gaseosa. En términos generales se estima una tasa anual de evaporación aproximadamente de medio millón de kilómetros cúbicos de agua, de los cuales alrededor del 86% proviene de los océanos y el 14% tiene su origen en los continentes (Quante y Matthias, 2006). La mayor parte del agua que se evapora en los océanos, aproximadamente el 90% precipita de nuevo a ellos. Tan sólo el 10% cae en forma de precipitación sobre los continentes. De este 10% alrededor de dos tercios sufre procesos de *recycling* (o también denominado reciclaje en el ámbito científico latinoamericano) y un tercio vuelve de nuevo de forma directa, por escorrentía, a los océanos (Trenberth et al., 2007).

Una vez que el agua se evapora, las moléculas de vapor de agua suelen pasar unos 10 días en la atmósfera antes de condensar y caer de nuevo a Tierra en forma de precipitación. El período de 10 días es considerado un tiempo promedio en función de los tiempos de residencia de vapor de agua en la atmósfera (Numaguti, 1999). Durante este tiempo en la atmósfera son los flujos turbulentos los que transportan la humedad lejos de la superficie de donde evaporación.

A la hora de determinar una expresión para la evaporación, estos flujos turbulentos se pueden simplificar mediante coeficientes que los relacionan con las propiedades del fluido. Así, la evaporación puede expresarse como:

$$E = C_e U dq = C_c U (q_s - q_a) \quad (2)$$

donde U es la velocidad del viento cerca de la superficie terrestre, C_e es un coeficiente de intercambio turbulento, q_s es la saturación de humedad específica en la superficie de evaporación y q_a es la humedad específica atmosférica cerca de la superficie. Sin embargo esta ecuación básica se puede modificar para reflejar la naturaleza de la superficie sobre la que se produce la evaporación. Así, para los océanos, se aplica la parametrización de Fairral et al. (2003), quedando la ecuación como sigue:

$$E = C_e U dq = C_e U (q_s(SST) - q_a(T_a, RH)) \quad (3)$$

donde q_s es la humedad específica de saturación para una determinada temperatura de la superficie del mar (SST), q_a es la es la humedad específica atmosférica cerca de la superficie, T_a es la temperatura atmosférica y RH la humedad relativa atmosférica.

La ecuación anterior puede ser interpretada de la siguiente forma, la evaporación (*E*) aumenta cuanto mayor es el viento de la superficie del mar (*U*), cuanto mayor sea la temperatura de la superficie del mar (*SST*) y cuanto más seco sea el aire que se encuentra sobre esta (*RH*).

En la figura 4a y 4b se muestran los principales patrones de evaporación sobre los océanos durante el invierno (enero) y el verano (julio). El máximo de evaporación tiene lugar en las zonas subtropicales, con unos máximos secundarios en las zonas de las corrientes frontera del Oeste (la corriente del Golfo en el Atlántico y del Kuroshio en el Pacífico). Los máximos en las zonas subtropicales se producen como consecuencia de los grandes anticiclones subtropicales a los que van asociados descensos de aire seco, y este aire seco en contacto con la superficie marina cálida que define esta región (SST altas) favorece la evaporación. Los máximos de evaporación de las zonas de corriente frontera del Oeste se asocian a velocidades de viento elevadas y por vientos procedentes desde continente (vientos de tierra), que son generalmente vientos que transportan aire seco y que favorecen el proceso de evaporación.

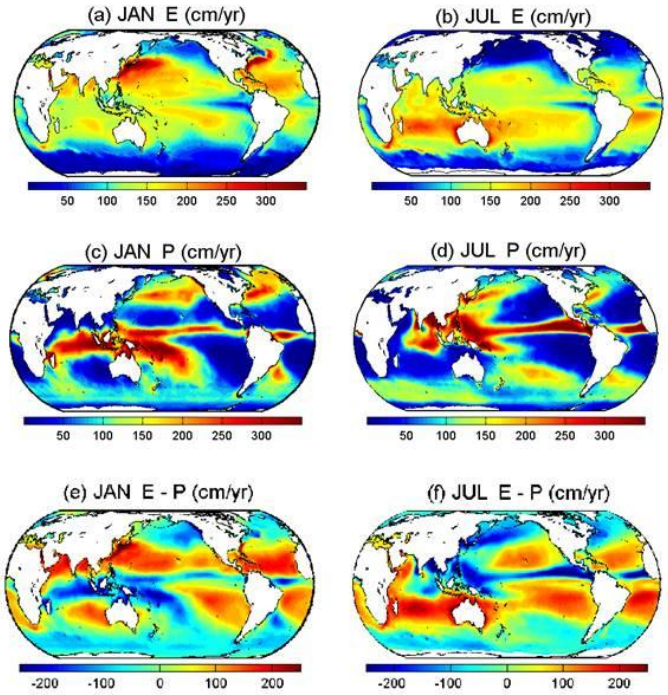


Figura 4. Patrón de evaporación (E), precipitación (P) y E-P (arriba, centro y abajo, respectivamente) para los meses de enero (izquierda, JAN) y julio (derecha, JUL) sobre los océanos (en cm/año). Figura tomada de Gimeno et al. (2010).

Para la evaporación que se produce en los continentes la ecuación (2) se puede expresar como:

$$E = \frac{0.622\rho\,(e_s(T_0) - e(T))}{p_s r_a} \qquad (4)$$

en la cual se supone que q ≈ 0.622*e /p*, donde la constante 0.622 es la relación del peso molecular de vapor de agua y el peso efectivo del aire seco; $r_a = (c_e U)^{-1}$ es la resistencia aerodinámica; $e_s(T_0)$ es la tensión de saturación del vapor para una determinada temperatura de superficie; T_0, es la tensión de vapor sobre la superficie; T es la temperatura cerca de la superficie y p_s es la presión atmosférica en la superficie.

Así pues, el aumento de temperatura, las diferencias de humedad entre la atmósfera y el océano y el viento son los principales factores que condicionan la evaporación (Yu and Weller et al., 2007). La evaporación tiene una fuerte dependencia de la temperatura y sigue el patrón de SST en su distribución. Por lo tanto, la evaporación es también una función del balance de energía radiativa y presenta un patrón similar a la radiación solar entrante y a la distribución de la SST.

1.2.1.2. Precipitación

Las regiones donde la tasa de evaporación es inferior a la tasa de precipitación, son regiones consideradas sumideros (E-P<0). La precipitación se produce cuando el vapor de agua se condensa como consecuencia del enfriamiento. La medición de la precipitación es complicada, la distribución desigual de pluviómetros en el planeta y la dificultad añadida de cuantificar la precipitación en los océanos hace que medir la precipitación sea complejo. En este sentido, al igual que con el contenido de vapor de agua y la estimación de la evaporación, la utilización de satélites es muy útil para vencer este problema en las medidas a escala global.

A nivel mundial, la precipitación sigue una distribución similar a la distribución de la columna integrada de vapor de agua (TCWV, de sus siglas en inglés: *Total Column Water Vapour*) especialmente en los trópicos (ver figura 2). Los valores máximos de precipitación se encuentran en el cinturón tropical (figura 4c y 4d) debido a la convergencia en niveles bajos que provoca ascensos de las masas de aire y por lo tanto su condensación. En la figura 4c y 4d se observa el patrón de precipitación a escala global para invierno (enero) y verano (junio). Como se aprecia en las figuras, el esquema general de evaporación no coincide con el esquema general de precipitación, fruto del tiempo de vida medio del vapor de agua que hace que este distribuya. La máxima precipitación está asociada a las Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y máximos secundarios en las zonas del *storm track,* es decir, en las zonas de paso de las borrascas.

En la actualidad, está comúnmente aceptado que la precipitación de una región tiene uno de los tres siguientes orígenes (Brubaker et al., 1993): (a) la humedad ya presente en la atmósfera, (b) la humedad advectada a la región por el viento, o (c) la humedad debida a la evaporación desde superficie en la propia región, lo que se conoce como *recycling*. Cuando se realizan promedios durante períodos largos de tiempo la humedad ya presente en la atmósfera (a) tiene una contribución insignificante en la precipitación, por lo que puede ser despreciada. Por lo tanto, los dos procesos responsables de la humedad atmosférica sobre una región son: el *recycling* y la advección (el transporte de la misma desde otros lugares).

Además, para que se produzca precipitación hay que tener en cuenta tres factores importantes: (a) la disponibilidad de la humedad atmosférica, (a) un mecanismo de enfriamiento y (c) la presencia de núcleos de condensación de nubes (CCN). Estos factores son necesarios a la hora de que se produzca el proceso de condensación, se formen gotas, que estas luego aumenten su tamaño hasta que sean suficientemente grandes para que caigan de la atmósfera hacia la superficie terrestre y tenga lugar la precipitación.

Para que se produzca la condensación es clave que exista un mecanismo de saturación del aire. Se dice que el aire se encuentra saturado cuando a una determinada temperatura éste no es capaz de contener el vapor de agua. Cuanto mayor sea la temperatura del aire más cantidad de vapor de agua admite antes de saturarse, es decir, el aire frío se saturará con menos cantidad de vapor de agua que el aire más cálido. De esta forma se puede deducir que la saturación del aire se puede conseguir mediante dos vías, bien disminuyendo la temperatura de la masa de aire (por enfriamiento) o bien añadiendo más vapor de agua a la masa de aire (aportando más humedad). Por lo tanto, se puede distinguir dos mecanismos de saturación del aire: los mecanismos de saturación por enfriamiento (la mayoría) y los mecanismos de saturación por aporte de humedad.

Los mecanismos de saturación por enfriamiento son los más comunes y a su vez se puede clasificar en enfriamiento por ascenso o enfriamiento por irradiación. Entre los mecanismos de saturación por enfriamiento por ascenso se encuentran la frontogénesis, la convección, la convergencia de masas de aire por el viento y la orografía.

Además de los diferentes mecanismos de saturación, es igualmente necesaria la disponibilidad de vapor de agua, y por otro lado para que tenga lugar la condensación en la atmósfera libre es necesaria la presencia de aerosoles. Es la microfísica de nubes la que controla la formación de gotas de nubes o cristales de hielo a través de la colisión o coalescencia, así como su crecimiento y precipitación (Houze, 1993).

1.2.1.3. Recycling

Como se comentó anteriormente, la precipitación puede tener tres orígenes: la humedad ya presente en la atmósfera (que se puede considerar despreciable a largos periodos temporales), la humedad transportada fundamentalmente por la acción del viento (advección) y finalmente la humedad resultante de la propia evaporación de la superficie, es decir, el *recycling*, que se trata de un mecanismo clave dentro del ciclo hidrológico. El *recycling* se puede definir como la parte del agua que se evapora desde un área dada que contribuye a la precipitación sobre la misma área. Volviendo a las estimaciones globales de evaporación, cerca del 90% del vapor de agua se origina a partir de la evaporación oceánica (Quante y Matías, de 2006; Gimeno et al, 2010a) y sólo el 10% del agua que evapora en los océanos precipita sobre tierra (Oki, 2005; Gimeno et al, 2010b). De esta forma las moléculas de agua son transportadas por la acción del viento, del océano a los continentes, donde precipitan, pudiendo evaporarse y precipitar varias veces sobre tierra antes de volver al océano. Este proceso se conoce como *recycling* y desempeña un papel fundamental en el ciclo del agua dentro de las zonas continentales. De hecho, se estima que el 40% de la

precipitación terrestre proviene de la evapotranspiración de la superficie terrestre, y el 57% de toda la evapotranspiración terrestre precipita de nuevo sobre tierra (Van der Ent et al., 2010). Además el *recycling* contribuye significativamente al balance de humedad y calor de las nubes (Worden et al., 2006).

El *recycling* se trata de una interacción tierra-atmósfera ya que puede ser considerado como una medida del grado de control entre la humedad del suelo y la dinámica de evapotranspiración local que ejercen sobre el clima regional. La intensidad del mecanismo de *recycling* es cuantificado a través de la proporción de *recycling*. El cálculo de esta variable proporciona la evaluación mencionada anteriormente sobre el impacto potencial de las interacciones tierra-atmósfera en el régimen regional de precipitación (Eltahir y Bras, 1994; Burde y Zangvil, 2001a y 20001b). En otras palabras, el *recycling* puede ser visto como una medida de las conexiones entre los procesos hidrológicos y meteorológicos a escala regional (Bosilovich y Schubert, 2001).

El análisis de las fuentes de humedad en una determinada región y la posterior evaluación de proporción de *recycling* ha sido un tema de investigación importante. Los primeros estudios exploratorios sobre el *recycling* datan del siglo XIX, pero no se trata con profundidad hasta el siglo XX. Una revisión completa de los primeros estudios se puede encontrar en Brubaker et al. (1993) o Eltahir y Bras (1996), y más reciente en Van der Ent et al. (2010).

El marco teórico para la cuantificar matemáticamente la proporción de *recycling* fue establecido por Budyko y Drozdov (1953) y Budyko (1974). En el modelo analítico para estimar el *recycling* se asume: a) un ambiente bien mezclado y b) pequeñas variaciones en el almacenamiento de vapor de agua en la atmósfera a grandes escalas de tiempo. La mayoría de los modelos recientes de *recycling* son generalizaciones y modificaciones del modelo de Budyko como el de Burde y Zangvil (2001a). Trenberth (1999) y Domínguez y Kumar (2008) presentaron una formulación del *recycling* en relación a la intensidad con el ciclo hidrológico, en el cual aparecía un gran *recycling* sobre las principales cuencas de los ríos y para el cual transporte de humedad era determinante.

Como cabe de esperar, los factores determinantes para la modulación del *recycling* son los vientos (su dirección predominante), la cubierta vegetal (humedad disponible) y la topografía. De hecho, las cadenas montañosas actúan como obstáculos naturales que en ocasiones son capaces de retener la humedad advectada, modulando ésta la intensidad local del *recycling* (Van der Ent et al., 2010).

1.2.1.4. Transporte de la humedad en la atmósfera

Junto con el *recycling*, la advección es el otro proceso principal para que ocurra precipitación sobre una región. El transporte de humedad juega un papel clave dentro del ciclo hidrológico y muy relevante dentro del sistema climático, por lo que su estudio detallado es esencial para comprender el clima. La determinación del origen y destino de las masas de aire húmedo es un tema candente en la comunidad científica. Las modificaciones en las fuentes de humedad para una región define el patrón de precipitación. Dado que la humedad es transportada por la acción del viento, la circulación de los vientos se relaciona fuertemente con la estacionalidad de las precipitaciones.

El transporte de humedad puede producirse a varias escalas, la más eficiente es a escala regional, en la que la mayor parte del contenido de humedad del aire se transfiere a áreas cercanas. Pero el transporte a grandes escalas también es importante, como por ejemplo intercambios de humedad entre trópicos y extratrópicos.

Como se comentó anteriormente, las mayores concentraciones de vapor de agua se encuentran en niveles bajos de la troposfera y estas concentraciones descienden a medida que aumenta la altura, el transporte es realizado por vientos existentes en la troposfera inferior. Aunque hasta ahora se ha tratado el transporte de humedad en la horizontal, es importante decir que el transporte en la vertical es también considerable y no ha de despreciarse.

El cálculo del flujo total horizontal integrado verticalmente de vapor de agua (Θ) proporciona una aproximación para el transporte de la humedad en la atmósfera. Es por ello que el transporte de vapor de agua en la atmósfera se representa normalmente por Θ, que se puede estimar como:

$$\Theta = \frac{1}{g} \int_{ps}^{p} qV_{\mathrm{x,y}}\, dp \qquad (5)$$

donde g es la aceleración de la gravedad, p es la presión, p_s es la presión en superficie, q es la humedad específica y $V_{x,y}$ es el vector de viento horizontal a un nivel dado. A través de la conservación de la masa, el equilibrio hidrológico en la atmósfera se puede formular de la siguiente manera:

$$\frac{dW}{dt} = (E - P) - \nabla \cdot \Theta \qquad (6)$$

Cuando el período de tiempo promedio es grande (de varios años), el plazo de almacenamiento de vapor de agua es pequeño y puede ser despreciado por lo que la divergencia del flujo de humedad integrado verticalmente equilibra la diferencia entre la evaporación y precipitación:

$$\nabla \cdot \Theta = E - P \quad (7)$$

La expresión anterior es útil a la hora de hallar regiones fuente o sumideros de humedad, ya que proporciona una estimación del balance y del flujo de vapor de agua.

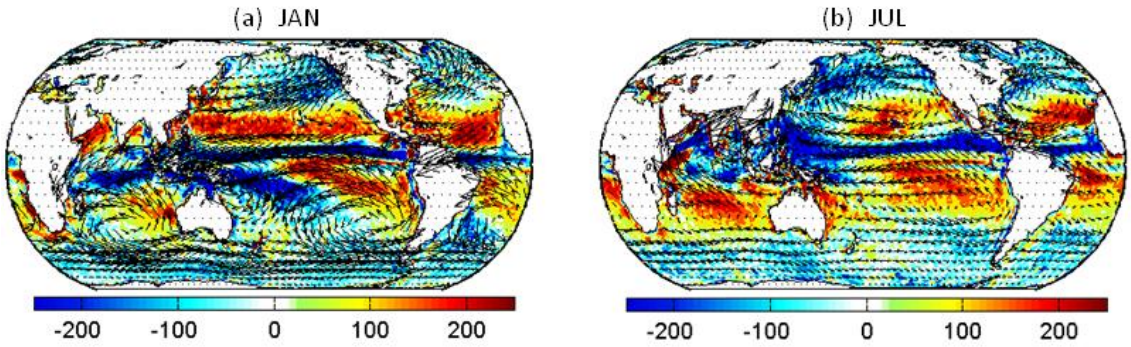


Figura 5. Campo vectorial del flujo horizontal del vapor de agua integrado en la vertical Θ (kg/m/s) superpuesto a la divergencia de flujo (cm/año) para (a) enero y (b) julio. El flujo está representado mediante flechas. Los colores rojizos indican zonas de divergencia y los azules donde hay convergencia. Los datos son del 1999 a 2008. Figura tomada de Gimeno et al. (2010).

La figura 5 representa el flujo de vapor de agua integrado verticalmente y la divergencia del mismo. Las regiones donde el vapor de agua diverge (sale de la región, en colores rojizos en la figura 5) son consideradas como regiones fuentes; mientras que las regiones donde el vapor de agua converge (entra en la región, en colores azulados) son consideradas como regiones sumidero.

Como se puede apreciar en la figura 5, en general, a lo largo del año el transporte de vapor de agua en los trópicos está caracterizado por una banda ancha de transporte hacia el Este en el Océano Atlántico y el Pacífico Central y Oriental, produciéndose un cambio estacional en la región del Índico y sus proximidades debido a la circulación monzónica (Peixoto y Oort, 1992). Fuera de las regiones tropicales el vapor de agua se transporta hacia los polos.

A escala global existen dos estructuras meteorológicas responsables del transporte de humedad a larga distancia: los sistemas de chorros en niveles bajos (conocidos en la literatura en inglés como *Low Level Jet systems* (LLJ) que son particularmente importantes en las regiones tropicales y subtropicales, y los ríos atmosféricos (A*tmospheric Rivers* en inglés, ARs) trascendentes en regiones extratropicales.

Los chorros (o *jets* en inglés) son corrientes de aire que se mueven relativamente rápido en la atmósfera. Se conoce su existencia desde hace décadas. La mayor parte de las Corrientes, conocidas como Polares y Subtropicales, son vientos del oeste que ocurren a una altura de entre 10 y 13 km respectivamente, en ambos hemisferios. De media pueden alcanzar velocidades en un rango entre 15-20 a 30-35 m/s, dependiendo de la estación del año y del hemisferio. Muchos alcanzan miles de

kilómetros de largo, cientos de ancho y varios kilómetros de espesor, y su variabilidad, tanto en el espacio como en el tiempo es significativa. En la atmósfera se observan chorros a distintos niveles, en distintas estaciones del año y en diversas regiones del planeta.

Las corrientes en chorro, a través de una serie de patrones de convergencia-divergencia, influyen fuertemente en los sistemas meteorológicos a escala sinóptica en latitudes medias-altas y en las regiones tropicales. En latitudes altas las corrientes en chorro son muy relevantes para el clima, ya que juegan un papel importante en la distribución del calor global, del momento angular y en el balance de energía cinética (Bordi, 2007**)**. A latitudes más bajas, el Jet de África del Este (o Jet Somalí –SJ, de sus siglas en inglés-) es responsable de casi la mitad del transporte de masa interhemisférica en la troposfera inferior de todo el mundo. Un resumen detallado sobre estos sistemas puede encontrarse en Stensrud (1996).

En extratópicos el transporte de humedad más importante se realiza a través de las estructuras meteorológicas conocidas como ríos atmosféricos (ARs). Estos transportan grandes cantidades de vapor de agua en corrientes estrechas desde los trópicos hacia latitudes medias (Gimeno et al., 2014). Estas estructuras reciben este nombre ya que transportan un caudal volumétrico de agua similar al caudal de los ríos más grandes del mundo. Fue denominada así por Newell et al. (1992). Representan la mayor parte del transporte de larga distancia de vapor de agua y contienen el 95% del flujo meridional de vapor de agua a latitudes entorno a los 35º (Zhu y Newell, 1998; Ralph et al., 2004).

Un análisis a escalas pequeñas de tiempo revela que existen entre tres a cinco ARs por hemisferio en el sistema de circulación atmosférico. El término de “río atmosférico” no está universalmente aceptado y estas estrechas corrientes se conocen también como “cintas transportadoras de humedad” (Bao et al., 2006) o “flujos de exportación de humedad tropical” (Knippertz y Wernli, 2010).

1.3. Principales fuentes y sumideros de humedad en el mundo

De las figuras 4e y 4f en las que se muestran la resta de la precipitación (P) frente a la evaporación (E) para el invierno (enero) y verano (julio), o de los mapas que computan el flujo de humedad integrado en la vertical (figura 6) se pueden observar las principales regiones fuentes y sumideros de vapor de agua a nivel global. Las principales fuentes netas de humedad sobre los océanos, donde la evaporación supera a la precipitación (E > P), se encuentran en los cinturones subtropicales y en las zonas de corriente frontera del Oeste, mientras que los sumideros netos (E < P) se

encuentran en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (figuras 4e-4f y figura 6) donde la convección de la humedad provoca altas precipitaciones y en el *Storm Track* en latitudes medias (figuras 4e-4f).

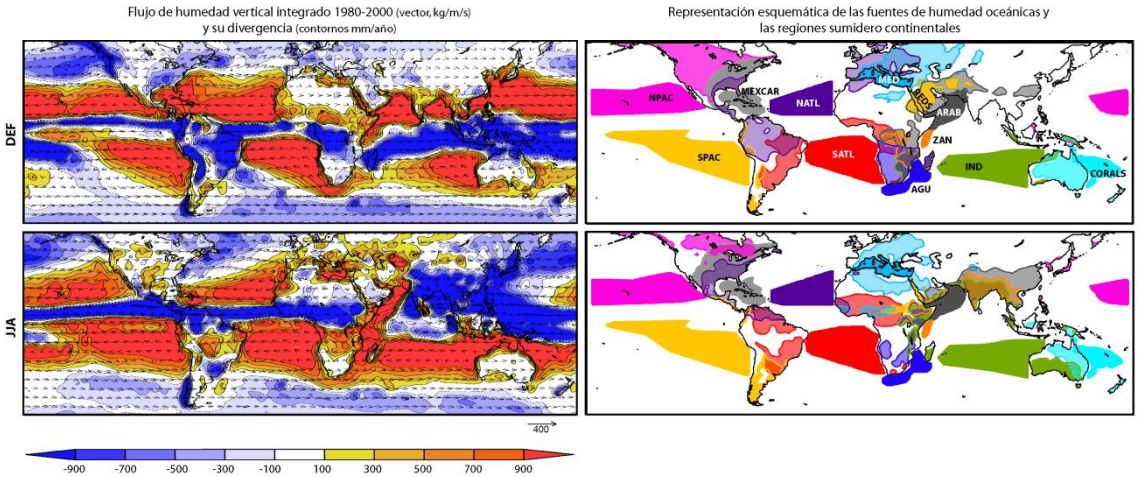


Figura 6. (izquierda) flujo de humedad integrado en la vertical para el periodo 1980–2000 (vector; kg /m s) y su divergencia (contornos; mm/año) para los meses de junio, julio y agosto (JJA) y para los meses de diciembre, enero, febrero (DJF). Datos de ERA40. (derecha) Representación esquemática de las fuentes de humedad oceánicas y sus correspondientes sumideros para el periodo 1980–2000 para JJA y DJF. Las fuentes de humedad son las siguientes: NPAC, Pacifico Norte; SPAC, Pacífico Sur; NATL, Atlántico Norte; SATL, Atlántico Sur; MEXCAR, Caribe Mejicano; MED, Mar Mediterráneo; REDS, Mar Rojo; ARAB, Mar de Arabia; ZAN, Corriente de Zanzíbar; AGU, Corriente de Agulhas; IND, Océano Índico; CORALS, Mar de Coral (de Gimeno et al. [2010]). Seis de estas regiones se definen usando el umbral de 750 mm/año del flujo anual de humedad integrado en la vertical calculado para el periodo 1958–2001 usando datos de ERA40. El Mar Mediterráneo y el Mar Rojo se definen por sus límites geográficos. Imagen tomada de Gimeno et al. (2012). Sólo los valores de E-P mayores de 0.05 mm/día están pintados sobre los continentes y se muestran en los mismos colores correspondientes a la fuente de humedad.

En la figura 6 se muestran las principales fuentes de humedad oceánicas. Como se dijo anteriormente, los océanos constituyen la fuentes de humedad más importante, aproximadamente el 86% del vapor de agua que se encuentra en la atmósfera proviene de fuentes de humedad oceánicas y el 14% tiene su origen en los continentes (Quante y Matthias, 2006).

En este sentido el océano Atlántico Norte (NATL) es una fuente muy importante de vapor de agua, como se evidencia en los valores de su salinidad, mayor en esta parte del Atlántico que en el Pacífico (Stohl y James, 2005). La fuente NATL proporciona humedad a la precipitación de una región muy amplia del hemisferio, que se extiende desde México hasta Eurasia (Drumond et al., 2011; Gimeno et al., 2010b). El NATL proporciona humedad durante todo el año al continente de América del Norte, y también es una fuente importante para el Oeste de Europa y las Islas Británicas. La orografía en este sentido, juega un papel clave ya que la falta de grandes montañas a

lo largo de la costa occidental de Europa favorece el transporte de humedad (principalmente en niveles bajos) al interior del continente euroasiático.

Otra fuente oceánica destacable es la región del Mar Caribe mexicano (MEXCAR) que contribuye a la precipitación en las islas del Caribe, así como a la de América del Norte y América Central. La importancia de esta fuente de humedad sobre la región de América Central se incrementa por la presencia del jet en niveles bajos del Caribe (CLLJ, de sus siglas en inglés) (Amador, 2008; Durán-Quesada et al., 2010; Wang, 2007). El Golfo de México está también bajo la influencia de las contribuciones de humedad desde la fuente MEXCAR, con una importante interacción no sólo para el Golfo, sino también para las Grandes Llanuras Norteamericanas. A finales de la primavera y durante el verano austral, la humedad procedente de MEXCAR y sus alrededores (costa Atlántica de América Central, oeste del Golfo de México y este de México), además de la región de Texas, aportan una gran cantidad de humedad hacia el centro-oeste de Estados Unidos produciendo precipitaciones extremas e importantes inundaciones (Dirmeyer y Kinter, 2009; 2010).

La fuente de humedad oceánica del Atlántico Sur (SATL) proporciona humedad para la precipitación que ocurre en la costa este de América del Sur, de esta forma contribuye a la humedad del noreste de Brasil, donde se han observado regímenes de precipitación extremos (Drumond et al., 2010; Yoon y Zeng, 2010). SATL también proporciona humedad a la llanura argentina (Drumond et al., 2008). Además es importante destacar que el SATL es una importante fuente de humedad para la Antártida (Sodemann y Stohl, 2009).

En cuanto al océano Pacífico, el Pacífico Norte (NPAC) proporciona humedad a la costa oeste de América del Norte, mientras que el Pacífico Sur (SPAC) contribuye a la humedad de la costa oeste de América del Sur. Hay que destacar que la influencia del océano Pacífico en el continente americano está limita por la presencia de las Montañas Rocosas (Cordillera de los Andes) que dificultan la penetración de la humedad del océano Pacífico en el continente americano (Peixoto y Oort, 1992).

El océano Índico (IND) el Mar de Coral (CORAL) constituye una fuente para la humedad de Australia e Indonesia. Además IND también aporta humedad al este de África, Australia y Asia meridional.

Por otro lado, el Mar Mediterráneo (MED) es de una importante fuente de humedad para sus áreas circundantes y juega un papel crucial sobre la precipitación el Norte de África y en concreto para la región subsahariana. Sin embargo, las regiones del Sahara y del Sahel están bajo la influencia de un complejo sistema de transporte y tanto el Atlántico (Knippertz y Martin, 2005) como el Mediterráneo contribuyen, de manera estacional, relacionada con la aparición del monzón de África Occidental (Cook, 1999).

La evaporación también se puede producir en tierra, por lo que las propias regiones continentales actúan también como fuentes de humedad a través del *recycling*. Sin embargo, la importancia del recycling sólo es significativa durante los períodos más secos, cuando se reduce el aporte de humedad externa (advección). En este sentido, la precipitación de origen terrestre aporta aproximadamente entre el 15 y el 30% de la precipitación total (Bosilovich et al., 2003; Domínguez et al., 2008).

2

Clima y variabilidad climática en la región del Sahel

La región del Sahel se trata de una franja localizada en el Norte de África que se extiende de Oeste a Este entre el Océano Atlántico y el Mar Rojo. Latitudinalmente se trata de una zona de transición entre el desierto del Sáhara al Norte y la sabana al Sur. Aunque la franja del Sahel se extiende unos 5000 km Este-Oeste, el término Sahel se aplica propiamente una pequeña región (figura 7) situada aproximadamente entre las latitudes 14ºN y 18ºN. El Sahel incluye países como Mauritania, Senegal, Malí, Níger, Chad, Sudán y el Norte de Burkina Faso y Nigeria. El Sahel Occidental se trata de una región semiárida de pastos y arbustos pequeños muy sensible a los cambios de precipitaciones y a la variabilidad climática. La gran mayoría de sus habitantes viven en zonas rurales a través de la práctica de la agricultura y por lo tanto dependen en gran medida del clima de esta región. Por esto, las variaciones climáticas en esta región son de gran importancia para la región. Para poner en relieve las bases de los procesos que tienen lugar en la región de estudio (el Sahel) en este capítulo se hace una introducción de sus características climáticas y su variabilidad.

2.1. Las precipitaciones y su distribución.

La precipitación media anual del Sahel es del orden entre 100-200 mm en el Norte, por donde limita con el desierto del Sáhara, y hasta 500-600 mm en el Sur, límite con la Sabana (figura 6). Las precipitaciones están asociadas al verano boreal, principalmente

los meses de julio a septiembre, con un máximo de precipitación en agosto. De la misma forma que la cantidad de precipitaciones registradas entre el Norte y Sur del Sahel varía, también existe una diferencia latitudinal en la duración de la temporada de lluvias, entre 1 y 2 meses en el Norte de esta región y una duración entre 4-5 meses en el Sur. Durante el invierno se pueden registrar precipitaciones, pero estas apenas llegan alcanzar los 25 mm.

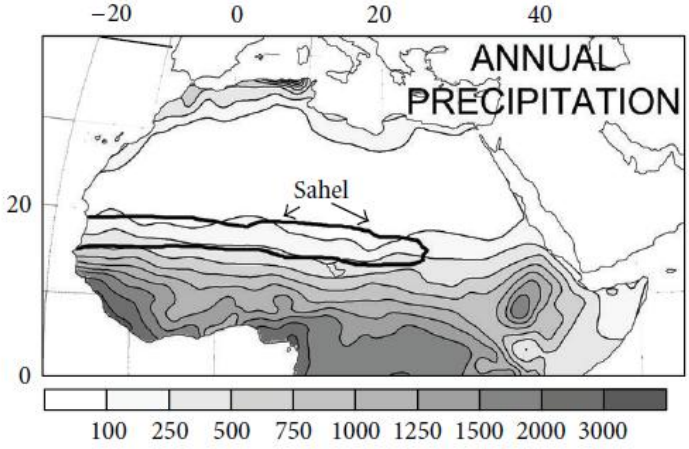


Figura 7. Precipitación anual media sobre el África Occidental (en mm). La línea gruesa indica la localización del Sahel. Figura tomada de Nicholson (2013).

2.1.1. El Monzón de África Occidental

Las precipitaciones de la región del Sahel están íntimamente asociadas a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). En la figura 8 se observa la disposición de la ZCIT (línea continua negra) sobre África a lo largo del año. La ZCIT se trata de una zona donde confluyen los vientos alisios del hemisferio Norte y del hemisferio Sur. Tiene un desplazamiento hacia el hemisferio que se encuentra en verano. Fruto de la convergencia en esa región, se producen ascensos de aire, y si el aire tiene la cantidad suficiente de vapor de agua se formará nubosidad y posteriormente se producirá precipitación. Esto es lo que sucede durante la época del Monzón (de julio a agosto, izquierda en la figura 8), los vientos del Suroeste transportan humedad desde Golfo de Guinea a la región del Sahel descargándose precipitaciones sobre la región. Cuando la ZCIT se desplaza hacia el hemisferio Sur, en el verano austral, el régimen de vientos cambia, y llegan a la región vientos proceden del Sáhara, conocidos como vientos de

Harmattan, que se caracterizan por ser secos y fríos (sin apenas contenido de vapor de agua) y que, además, suelen contener grandes cantidades de polvo.

Como se acaba de ver, la circulación sobre África Occidental exhibe las características básicas de un Monzón: un pronunciado cambio de vientos estacional como consecuencia del contraste termodinámico entre la tierra (es decir, el Sahara) y el mar (el océano Atlántico ecuatorial). Se establece un flujo suroeste entre la lengua fría del Atlántico ecuatorial (agua fría cerca del ecuador entre la primavera y verano boreal) y una depresión térmica en niveles bajos sobre continente, por lo que llega humedad al interior continental. La evolución anual de los flujos de humedad, la convergencia y la precipitación está íntimamente ligada a estos dos sistemas. La circulación en superficie básica se ilustra en la figura 8. Durante el verano boreal en el Sahara occidental se desarrolla una baja térmica muy intensa en niveles bajos, con flujo ciclónico de suroeste "monzónico" hacia en el sur y flujo de noreste (vientos del Harmattan) al oeste del núcleo. La baja térmica en niveles bajos juega un papel muy importante en el control de la entrada del monzón de África Occidental hacia el Norte del continente.

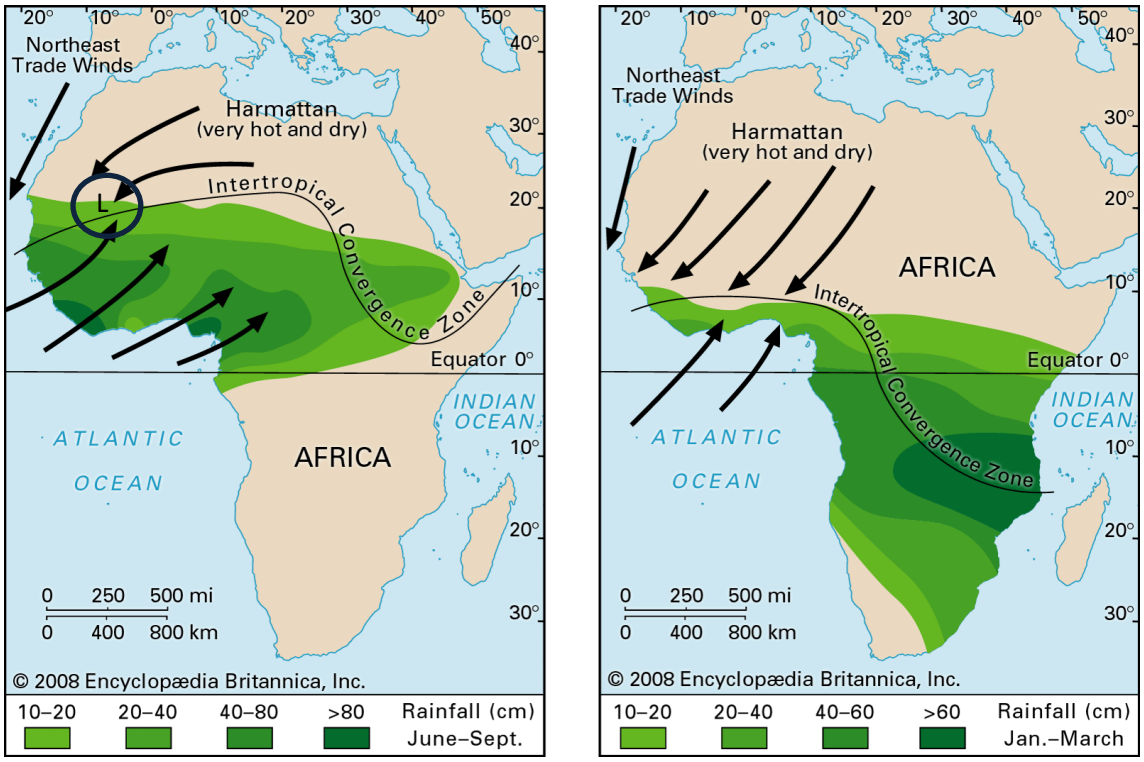


Figura 8. Esquema del viento en superficie (flechas) sobre el África Occidental durante el monzón de verano (izquierda) y el invierno (derecha). La línea continua negra indica la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). En verde se indica el campo de precipitación. L: indica la baja térmica. Imagen modificada de la Enciclopedia Británica (2008).

El inicio del Monzón ha recibido mucha atención científica durante la última década, tanto su previsión (Laux et al., 2008) como su asociación con la dinámica atmosférica (Sultan y Janicot, 2003). Para definir el inicio del monzón se han utilizado varios parámetros lo que resulta una dificultad añadida. Algunos autores definen el inicio del Monzón a través de las características de las precipitaciones. Martheau et al. (2009), por ejemplo, emplea los valores umbral de precipitación diaria en las estaciones meteorológicas para cuantificar la magnitud y duración del inicio del Monzón. La fecha media de inicio del Monzón en el Sahel es el 24 de junio (Sultan y Janicot, 2000; Drobinski et al., 2009). El inicio es lento y se caracteriza por una la sucesión de fases activas e inactivas (ruptura del monzón) (Dieng et al., 2008). Existe poca coherencia espacial en las fechas de inicio y, en consecuencia, es poco predecible (Martheau et al., 2009). La fase de retirada del Monzón es relativamente abrupta y distribuida uniformemente en la región del Sahel.

Estudios de simulación de Flaounas et al. (2012) sugieren que la dinámica a gran escala que se extiende más allá de África Occidental controlan el inicio del Monzón y su duración temporal. El inicio del Monzón está relacionado con el Monzón de India (Camberlin et al., 2010; Flaounas et al., 2012). La convección asociada a 15ºN obliga a una onda de Rossby a propagarse hacia el Oeste que llega a África Occidental aproximadamente a los 7-15 días más tarde, desencadenando la convección en la región del Sahel.

Trorncroft et al. (2011) definen cuatro fases del Monzón Africano Occidental, dependiendo de la ubicación de las precipitaciones máximas: fase oceánica, costera, de transición y la fase del Sahel. La primera fase, la fase oceánica, entre noviembre y mediados de abril, el cinturón de lluvias se encuentra al Norte del ecuador. En la fase posterior, la fase costera, que dura desde abril hasta mediados de junio, el cinturón de lluvias se desplaza hacia la costa Oeste de África entre 4º-5º N (Trorncroft et al., 2011; Gu y Adler, 2004; Schumacher y House, 2006; Barb´e et al., 2002; Sultan et al., 2003). Durante la fase de transición se observa una disminución de precipitaciones a principios de julio. En la fase del Sahel, que se extiende desde mediados de julio hasta septiembre, el pico de precipitaciones se localiza al Sur del Sahel entorno a los 10ºN. Lebel et al. (2003) define las tres primeras fases colectivamente como régimen oceánico y la fase del Sahel como régimen continental. El cambio de la fase de costa y la fase continental del Sahel, es decir, el desplazamiento del máximo de lluvias de 5ºN a 10ºN, es muy brusco (Sultan y Janicot, 2000; Barb´e et al., 2002) y se conoce como "salto del monzón". Motivados por este cambio abrupto algunos autores han propuesto varias explicaciones para entender este fenómeno. Sultan y Janicot, 2000 sugieren que el cambio abrupto de la fase costera al Sahel del Monzón es resultado de perturbaciones que se propagan hacia el Oeste. Otros autores como Sijikumar et al. (2006) y Ramel et al. (2006**)** implican a la intensificación y desplazamiento hacia el Norte de la depresión térmica del Sahara en niveles bajos como responsable del "salto

del monzón". Gu y Adler (2004) señalan que el cambio se asocia con un desplazamiento hacia el Norte del chorro del Este Africano.

2.1.2. Variabilidad intraestacional del Monzón

Investigaciones recientes a cerca de la variabilidad intraestacional del Monzón africano Occidental (en una escala de 10 a 90 días) se centran en la oscilación de Madden-Julian (MJO). La MJO se origina en el *Pacific Warm pool* donde se propagan ondas del Este (ondas de Kelvin) y ondas del Oeste (ondas de Rossby). Estas ondas se propagan en el verano boreal y se encuentran (coinciden) en el África Occidental donde desencadenan convección y modulan el régimen de vientos, la actividad de las ondas del Este y el transporte de humedad (Janicot et al., 2009; Janicot et al., 2010; Gu at al., 2004).

La MJO influye enormemente en las precipitaciones del Sahel (Lavender et al., 2009; Janicot y Sultan, 2001), así como en los sistemas que modulan su variabilidad, tales como las ondas de África del Este, en inglés *African Easterly Waves* (AEW) y el chorro del África del Este, en inglés *African Easterly Jet* (AEJ) y los vientos del Oeste de bajo nivel (Ventrice et al., 2011).

Además de la MJO existen otros factores que modulan variabilidad intraestacional de los monzones de África Occidental. Estos factores son las interacciones bidireccionales del AEJ (Leroux et al., 2010), la convección cerca de la región "desencadenante", cerca de Darfur (Thorncroft et al., 2008) y las variaciones intraestaciones como consecuencia de la depresión térmica del Sáhara en niveles bajos (Roehring et al., 2011).

2.1.3. Los Sistemas Convectivos de Mesoescala

Las precipitaciones en la región del Sahel se relacionan principalmente con tres tipos de sistemas: los complejos convectivos de mesoescala (MCS, de sus siglas en inglés), la actividad convectiva local y sistemas de escala sinóptica que representan las interacciones entre las zonas tropicales y extratropicales. Son los MCSs los que producen la mayor parte de la precipitación en el Sahel. Se estima que aproximadamente que el 12% de los MCSs producen el 90% de las precipitaciones durante la temporada del Monzón. Los MCSs intensos representan un 3-4% y aportan hasta un 80% de las precipitaciones. La contribución debida a estos sistemas presenta una distribución asimétrica norte-sur en la región, representando menos del 20% de la precipitación en el sur y más de 80% en el Norte (Jackson et al., 2009). La actividad convectiva local sólo es responsable de una pequeña parte de la convección y por último, los sistemas tropicales-extratropicales suelen producir precipitaciones durante la estación seca o en las estaciones de pre-monzón o post-monzón.

2.1.4. Precipitaciones fuera de la época del Monzón

Aunque la mayor parte de las precipitaciones en la región del Sahel se asocian a la temporada de los monzones, con un pico durante el verano boreal, se pueden producir lluvias durante las estaciones de transición o incluso en la estación seca. Estas lluvias que se producen fuera de la época del Monzón afectan con frecuencia al Sahel Occidental y pueden aportar aproximadamente hasta 25 mm en el centro de la estación seca (Nicholson, 1981). La mayoría de las lluvias no estacionales se asocian con los sistemas que se desarrollan como resultado de las interacciones tropicales-extropicales.

2.2. Períodos de Sequía en el Sahel, variabilidad interanual

El Sahel se trata de una zona muy sensible a la variabilidad climática. A lo largo del tiempo ha experimentado grandes fluctuaciones en cuanto a su régimen de precipitaciones, entre los que se incluyen períodos prolongados de sequía. En este sentido, la sequía más intensa se produjo en la década de 1980, cuando el clima fue anormalmente más seco.

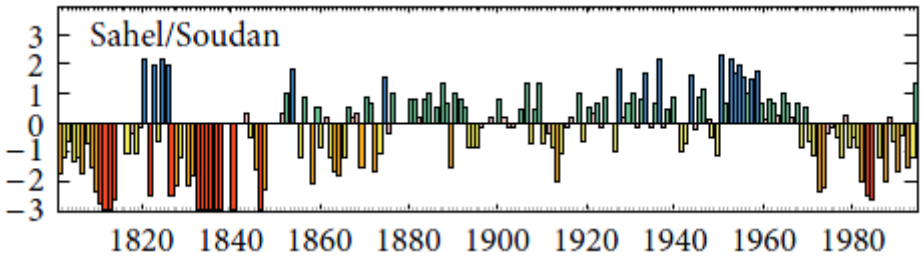


Figura 9. Variaciones de precipitación en la región del Sahel / Sudán del África occidental durante el siglo XIX y XX. La precipitación se indica como un índice de "humedad", que varía de -3 a +3 (Nicholson et al., 2012).

En la figura 9 se muestran las anomalías de precipitaciones para la región del Sahel. Antes de la sequía de la década de 1980, se registraron dos períodos de sequía en el siglo XX. El primero de ellos sucedió en la década de 1910 y el siguiente en la década de 1940. Estas dos sequías previas en comparación a la de 1980 fueron débiles. En la sequía de la década de 1980 las precipitaciones se redujeron alrededor del 60% con respecto a la media y en este sentido, hay que destacar las condiciones previas entre 1950 y 1960, que fue un período anormalmente húmedo, que intensificó aún más la sequía de los años 80.

En la década de 1990 algunos autores como Nicholson et al. (2000) y L'Hôte et al. (2002) defienden que la sequía continúa con la excepción de 1994 y 1999 cuando se registraron precipitaciones elevadas. Ozer et al. (2003) sugiere que en la década de 1990 la región estaba entrando en período más húmedo. Hastenrath y Polzin (2011) muestran un aumento continuo de las precipitaciones desde la sequía de la década de 1980, con varios años especialmente húmedos en la década de 1990.

Estudios más exhaustivos sobre las condiciones recientes (Nicholson, 2005; Ali y Lebel, 2009; Mahé y Paturel, 2009) indican una mejora en las precipitaciones a finales de la década de 1990 y en años posteriores. Así lo corroboran los índices de vegetación, con un enverdecimiento del régimen. Sin embargo, esta mejora fue desigual y con variaciones geográficas. Según Nicholson (2005) esta recuperación fue mayor en el Sahel occidental (al oeste de 15º E) que en el Sahel oriental y que fue relativamente más débil en el mes de agosto. En toda la región, a excepción de algunos puntos concretos del Norte del Sahel, la precipitación entre el período de 1998 y 2003 fue comparable, aproximadamente, al período húmedo de la década de 1950. Los años 2000 a 2003 fueron relativamente más secos en el Norte y centro del Sahel, mientras que los años de 1994 a 1999 fueron relativamente más húmedos y comparables a los valores de la década de los 50's. En el Sur del Sahel, en la zona oriental, se alcanzaron registros de precipitaciones récord.

Otros estudios concluyeron que la recuperación en los últimos años se limita a las regiones más orientales, mientras que la sequía durante el período de 1990-2007 continuó al oeste (entre las longitudes 10ºW y 15º W) en cual la media de las precipitaciones fue aproximadamente similar a la media de precipitaciones en el período de sequía de 1970-1989, tan sólo fue un 10% superior a la media de precipitaciones de la sequía de la década de 1970; y muy por debajo del promedio del período de 1950-1969 (Lebel y Ali, 2009).

A partir del 2007 muy pocos estudios han examinado la región del Sahel. En 2008 se registraron precipitaciones en el Sahel central cerca o justo por encima de la media climatológica (Fontaine et al., 2011). La figura 10 muestra las anomalías de precipitación desde 1950 hasta la actualidad. Se muestra una ligera recuperación, con unas precipitaciones anormalmente elevadas durante 2010, comparable al período anormalmente húmedo de la década de 1950, aunque en el año siguiente ocurre una disminución de la misma. Más estudios como los de Fontaine et al. (2011) muestran que las características de circulación asociadas a las condiciones de aporte de humedad se han restablecido desde la década de 1990, tales como un refuerzo de los vientos del oeste en niveles bajos al Sur del Sahel, un desplazamiento hacia el Norte de la latitud del chorro del este de África y una intensificación del Jet Easterly Tropical (JET).

La disminución de las precipitaciones en la década de los 80 podría explicarse basándose en tres hipótesis (Nieto et al., 2006; y referencias en él): i) El efecto de la actividad humana en la superficie de la vegetación, ii) las variaciones en la temperatura superficial del mar (SST), especialmente en los océanos tropicales y el Mar Mediterráneo, y iii) las variaciones en la presión a nivel medio del mar (SLP) sobre el Sáhara, en relación con la distribución global de la temperatura del aire en superficie (SAT).

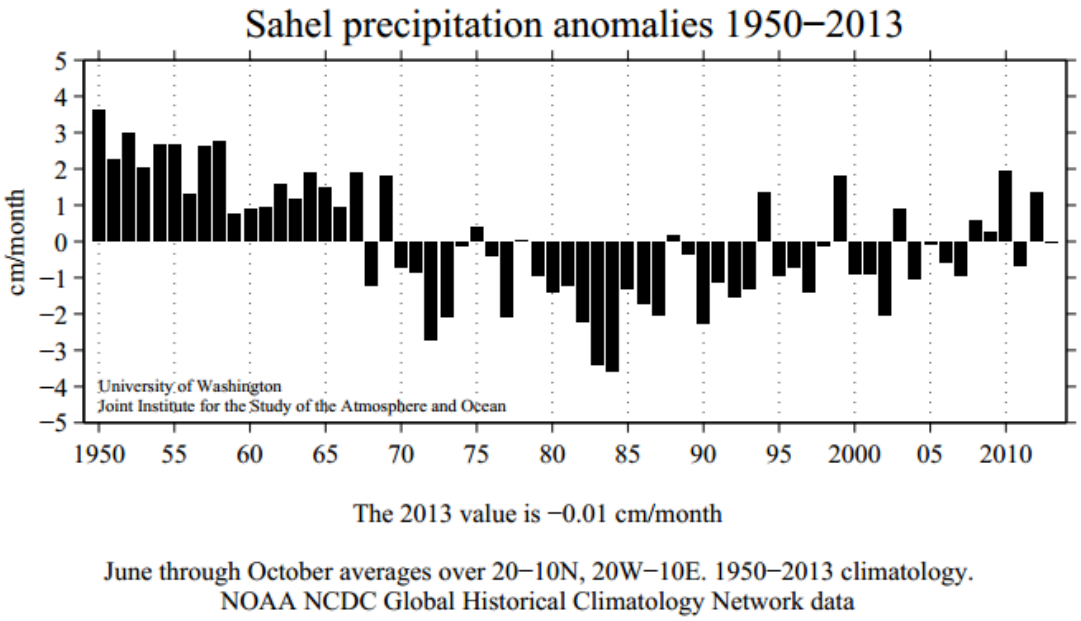


Figura 10. Serie temporal (1950-2013) de las anomalías de precipitación en el Sahel. Imagen tomada de http://jisao.washington.edu/data/sahel/ .

En este sentido, entre estas posibles causas, la actividad humana sobre la vegetación fue considerada tradicionalmente como la principal causa de la sequía. Sin embargo, estudios recientes sugieren como principal causa responsable las variaciones de SST. Las simulaciones realizadas con modelos de circulación general atmosférica observan fluctuaciones decadales en la precipitación del Sahel durante los últimos 50 años forzadas por variaciones en la SST (Giannini et al., 2003; Bader y Latif, 2003). Los modelos sugieren que los cambios en la superficie terrestre contribuyen a aumentar los cambios producidos por la SST (Taylor et al., 2002; Zeng et al., 1999).

2.3. Principales JETs y su actividad en la región del Sahel.

Los primeros estudios relacionados con la variabilidad interanual asociaban principalmente los cambios en las precipitaciones a la variación latitudinal anómala de la ZCIT (Bryson et al., 1973; Kraus et al., 1977). Estudios posteriores indican que esta relación entre la ZCIT y las precipitaciones es débil (Nicholson et al., 1980; Miles y Follard et al., 1974) aunque sí que existe una relación con respecto a la intensidad de la precipitación.

Sin embargo, estudios recientes establecen que la variabilidad interanual está relacionada con cambios en las características de la circulación en niveles altos. La circulación de la región incluye numerosas corrientes en chorro (jets): Jet de África del Este (AEJ), el Jet Tropical del Este (TEJ), y dos jets de bajo nivel, el Jet Oeste Africano (AWJ) sobre el continente, el Jet Oeste de África Oeste (WAWJ) sobre el océano Atlántico, un chorro de bajo nivel nocturno, el chorro Bodele de bajo nivel. Además entre los patrones de circulación hay que incluir una depresión térmica en niveles bajos: Saharan Heat Low. En la figura 11 se puede ver parte de la configuración de la circulación atmosférica en la región del Sahel.

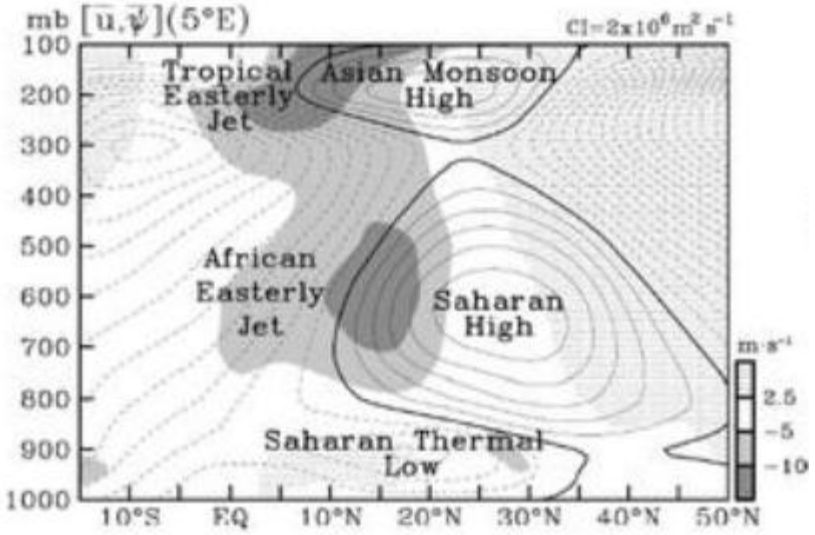


Figura 11. Sección transversal de África del Norte a 5ºE. Datos de reanálisis del ECMWF entre 1991-2000 en la que se muestra la circulación general. Imagen tomada de http://www.wunderground.com/blog/Weather456/tracking-african-easterly-waves-genesis

2.3.1. El Jet de África del Este (AEJ)

El chorro del Este africano se trata del Jet mejor estudiado debido a su papel en la generación de ondas del Este en África. Se genera en respuesta al gradiente de temperatura latitudinal ente el Sáhara y el Sur del Océano Atlántico (Nicholson et al.,

2003), de manera que su orientación es Este-Oeste. Este gradiente de temperatura es más intenso desde junio hasta agosto, mientras que el AEJ alcanza su máxima intensidad en mayo y junio, antes de la temporada de lluvias en el Sahel.

Las circulaciones profundas y poco profundas meridionales asociadas al Monzón, impulsadas por la circulación local de Hadley y la depresión térmica en niveles bajos, (SHL) ayudan a mantener la AEJ.

La AEJ suele considerarse como una sola entidad, con una estructura zonal simétrica y un núcleo localizado en el Sahel Occidental. Sin embargo, otros estudios demuestran que la AEJ tiene una estructura zonal diferente (Hall et al., 2006). Así, el chorro del Este parece tener dos núcleos independientes que se organizan en uno en ocasiones (Dezfuli y Nicholson et al., 2001).

La AEJ es más fuerte durante los meses de mayo y junio, con velocidades medias en el núcleo que pueden alcanzar los 12 m/s en el sector Oeste (10ºW-10ºE) y de 10 m/s en el sector Este (10ºE – 30ºE). En la región del Sahel durante el Monzón, en el verano boreal, puede alcanzar los 16 m/s. Ambos núcleos presentan una variabilidad interanual notable, siendo el núcleo occidental más intenso los años húmedos y el núcleo oriental más intenso durante los años secos.

En cuanto a la variabilidad latitudinal, el núcleo occidental es relativamente estable interanualmente y se localiza en torno a los 16ºN durante el verano boreal. Sin embargo, esta variación es más marcada para el núcleo oriental y está inversamente correlacionada con la intensidad propia del núcleo. En este sentido, el núcleo oriental se localiza en torno a los 13ºN durante el verano boreal, desplazándose a 20ºN en años húmedos y a 10ºN en años secos. En el invierno boreal, tanto el núcleo más occidental, como el núcleo oriental, se desplazan hacia el ecuador, aproximadamente 2ºN.

2.3.2. El Jet Tropical del Este (TEJ)

La mayoría de los estudios acerca del chorro del Este tropical se centran en el sector de Asia, donde se encuentra su núcleo (Ratnam, et al., 2011; Raman et al., 2009; Pattanaik et al., 2000). El TEJ se desarrolla debido al gradiente de temperatura Norte-Sur entre la meseta del Himalaya y el Océano Índico, y las circulaciones divergentes tropicales asociadas a la circulación Este-Oeste de la circulación de Walker y la circulación Norte-Sur de Hadley aportan energía. El TEJ está presente en el verano boreal con velocidades aproximadas de 18 m/s. Este chorro a menudo se describe como una característica del verano boreal, pero también es intenso en enero y marzo cuando se encuentra en el hemisferio Sur con un núcleo alrededor de 5-10ºS. Al contrario de la AEJ, este jet presenta muy poca variabilidad espacial año a año, en cambio su velocidad Este-Oeste varía enormemente.

Un TEJ fuerte se asocia a condiciones húmedas, mientras que un TEJ débil se relaciona con condiciones secas (Grist y Nicholson et al., 2001; Nicholson et al., 2008; Hulme y Tosdevin et al., 1989). La relación del TEJ con las precipitaciones es evidente tanto en la primavera y otoño del hemisferio Norte. (Flohn et al., 1964; Besler et al., 1984; Webster y Fasullo et al., 2003).

La intensidad y extensión del TEJ está fuertemente relacionada con la variabilidad interanual en la región del Sahel. En años húmedos, Su velocidad media en agosto puede alcanzar los 30 m/s, siendo evidente en toda la extensión Este-Oeste de África; mientras en años secos es inferior a 10 m/s, sólo siendo evidente en el Sahel Oriental. Esto se ejemplifica con la disminución de la velocidad y extensión del chorro entre los años 1950 y 1990 debida a las condiciones secas.

Las variaciones en la intensidad del TEJ no están claras. Algunos autores observaron que es más débil durante la fase cálida de ENSO (Chen y Van Loon et al., 1987), mientras otros autores observaron que la intensidad varía en relación a la intensidad de los vientos extratropicales del Oeste en el hemisferio Sur durante mayo-junio y octubre-diciembre (Dezfuli y Nicholson et al., 2012). Más observaciones muestran un chorro fuerte asociado con temperaturas frías en la troposfera superior tropical (Nicholson, 2008).

El vínculo entre el jet y las precipitaciones parece ser principalmente la divergencia en niveles altos asociado con su núcleo. La inestabilidad tanto barotrópica como baroclínica permite el desarrollo de ondas en el TEJ, que pueden influir en el desarrollo de eventos extremos de precipitación en el Sahel Occidental.

2.3.3. Jets de bajo nivel

2.3.3.1. El Jet Bodélé

Este jet fue documentado por primera vez por Washington y Tood (2005) y se trata de un factor clave en las enormes cantidades de polvo que se generan en la Depresión de Bodélé, al Norte del lago Chad. Su núcleo se encuentra cerca de 18ºN y 20ºE a 925 mb. Aunque este chorro de está presente durante todo el año, a excepción del mes de agosto, su intensidad máxima se alcanza en el mes de enero, mientras que en junio es más débil. Su velocidad media en el centro es de 8 m/s. El Jet de Bodélé de bajo nivel tiene un marcado ciclo diurno-nocturno con velocidades de viento máximo que se producen durante la noche y velocidades mínimas que tienen lugar durante el día.

2.3.3.2. El Jet de África del Oeste (AWJ)

El Jet de África del Oeste (AWJ) fue descrito por primera vez por Grist y Nicholson (2001), y se desarrolla en los años húmedos con una velocidad de 10 m/s durante el verano boreal (de julio a septiembre) en la troposfera media. El AWJ se trata de un jet de vientos del Oeste durante años húmedos, como acabamos de comentar. Con un máximo alrededor de 925 mb y con vientos del oeste del orden de 2-4 m/s. Sin embargo, durante los años secos el AWJ desaparece de la media mensual y los vientos cambian a componente Este por encima de 850 mb.

Durante agosto, en la temporada de lluvias del Sahel, la velocidad del núcleo se correlaciona fuertemente con el gradiente de presión en superficie en latitudes aproximadamente de 20ºS y 20ºN. Sin embargo, el AWJ no se trata de una respuesta a este gradiente geostrófico, sino que su origen parece estar vinculado a la inestabilidad inercial que se desarrolla en respuesta a este gradiente de presión (Nicholson y Webster, 2007; Tomas y Webster, 1997). La inestabilidad inercial aumenta la intensidad del chorro y las precipitaciones. La correlación es elevada durante el mes de agosto entre la velocidad de AWJ y las precipitaciones del Sahel.

2.3.3.3. El Jet Oeste de África Occidental (WAWJ)

Fue descrito por primera vez por Grodsky et al. (2003). Se trata de un máximo de vientos cerca de la superficie en el Atlántico ecuatorial de mayo a septiembre. Se desarrolla entorno a los 10ºN en la región donde convergen los vientos alisios (Pu y Cook, 2010). El WAWJ consiste en un máximo de vientos del oeste en la troposfera media con velocidades que pueden alcanzar los 10-15 m/s.

Su importancia radica en el transporte de humedad de este jet desde el Océano Atlántico hasta el continente, en una zona entorno 8-11º N. Aunque el transporte de humedad no se extiende en el Sahel, hay una fuerte correlación entre la velocidad de este chorro y la precipitación de la región del Sahel Occidental (Grodsky et al., 2003).

2.3.4. Jets Nocturnos en el Monzón (NNLJ)

El jet nocturno de bajo nivel (NNLJ) fue descubierto a través del análisis de la capa límite en varios lugares dentro del Monzón del África Occidental (Parker et al., 2005). Se localiza generalmente dentro de la capa entre 200-400 metros por encima de la superficie (Abdou et al., 2010; Lothon et al., 2008). Estos jets están presentes durante todo el año (Niamey; Niger c. 14° N; Nangatchori; Benin c. 10° N), con un máximo al inicio del Monzón que desaparecen al final de la época de lluvias, cuando el cinturón de lluvias comienza a desplazarse al Sur (Sultan et al., 2007).

El desarrollo de NNLJ está vinculado a la variación diurna de la capa límite (Parker et al., 2005). Su velocidad máxima es del orden de 8-10 m/s, pudiendo superar los 15 m/s (Bain et al., 2010). Su dirección varía dependiendo de la ZCIT, generalmente se dirige hacia el Suroeste durante la temporada del Monzón y hacia el Noreste cuando soplan los vientos del Harmattan (Parker et al., 2005; Lothon et al., 2008).

2.3.5. La Depresión del Sáhara en niveles bajos *(Saharan Heat Low)*

Se trata de una región de temperaturas excesivamente altas y presiones superficiales bajas (Lavaysse et al., 2009). Como resultado del calentamiento intenso, se forma una depresión térmica generalmente por debajo de 700mb (Lavaysse et al., 2010). Se supone que es un componente pasivo del Monzón, pero estudios recientes afirman que la *Saharan Heat Low* (SHL) es un elemento clave en el sistema de monzones y de su variabilidad. Existe una relación entre la intensidad de la baja y la escasez de precipitaciones en el Sahel.

Las fluctuaciones intraestacionales en la intensidad de la baja térmica se concentran en dos bandas, de 3 a 10 días y de 10 a 30 días (Roehrig et al., 2011; Lavaysse et al., 2010). Las variaciones en los picos más altos de la banda de frecuencia se producen aproximadamente en 5 días (Bounoua y Krishnamuti, 1991), lo que insinúa una relación entre el desarrollo de ondas y la convección, aunque este vínculo aun no está claro.

Lavaysse et al. (2010) identificó fases fuertes y débiles de la SHL evaluándolas con la circulación, la temperatura y la convención. De esta forma concluyó que los cambios en la intensidad de la SHL afectan a la intensidad de la circulación del monzón más al Sur (Parker et al., 2005).

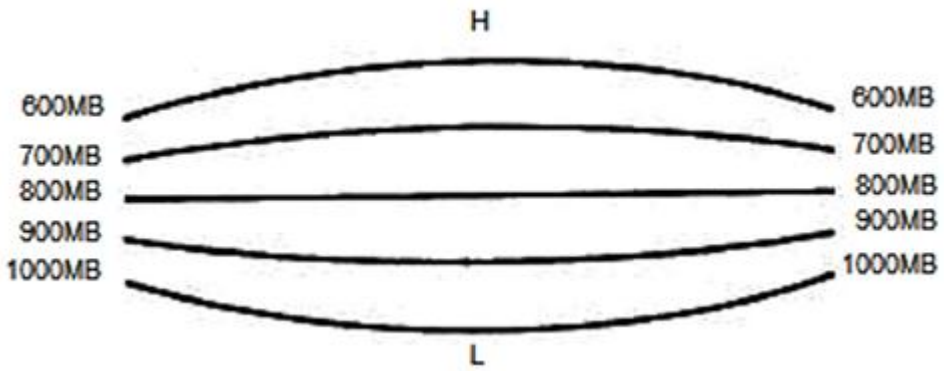


Figura 12. Representación esquemática del perfil vertical de la baja térmica y la alta Sahariana que tiene lugar en el Desierto del Sáhara. Imagen tomada de http://www.wunderground.com/blog/Weather456/tracking-african-easterly-waves-genesis.

Esta depresión está influenciada por el polvo, la lluvia y la entrada de aire frío relativamente estable. El efecto del polvo puede ser de dos tipos. Un efecto directo, que está relacionado con el calentamiento radiativo, lo que provoca el aumento de la profundidad de la baja térmica; y un segundo efecto que tiene que ver con el impacto del polvo en la AEJ y las ondas del Este de África (AEW). La entrada del Atlántico crea una zona baroclínica al Oeste de la SHL trayendo aire fresco y húmedo.

La SHL se forma como consecuencia del fuerte calentamiento, el aire asciende por convección formado la baja térmica. Esta zona de bajas presiones es atípica ya que es muy poco profunda, sólo se extiende hasta los 700 mb. Por encima de la baja térmica se encuentra una zona de altas de presiones, que se denomina Alta Sahariana. En la figura 12 se puede ver un esquema del campo de presión desde la superficie hasta 600 hPa donde se representan la alta y baja sahariana.

2.3.6. La Capa Límite Sahariana (SAL)

La capa límite sahariana diurna se divide en una capa convectiva (cerca de la superficie bien mezclada) que yace por debajo de una capa residual con una dinámica laminar (Messager et al., 2010). Esta capa residual, denominada capa de aire del Sáhara o SAL, es una capa profunda de aire cálido y seco, caracterizada por una neblina roja. Esta neblina es fruto del polvo del mineral erosionado (Prospero et al., 2002), que se asocia a los vientos del Harmattan. La SAL tiene una extensión de unos 2000-3000km, pudiendo alcanzar los 5000km (Dunion y Velden, 2004). En la zona del Atlántico oriental se encuentra situada entre 900-500 mb, es decir, aproximadamente entre 1800-5500 metros (Prospero et al., 1972). En el continente, disminuye su profundidad de Norte a Sur (Parker et al., 2005).

La SAL tiene una enorme importancia. Además de tener un impacto significativo en los procesos meteorológicos sobre la región del Sahel, a través de su efecto radiativo, su carácter térmico y su baja humedad; la Capa de Aire del Sáhara influye también en el AEJ y, por lo tanto, en el desarrollo del ondas del Este (Thorncroft et al., 2003).Como última consecuencia de lo anterior afecta también al desarrollo y formación de ciclones tropicales y huracanes en el Océano Atlántico (Dunion y Velden, 2004).

2.4. Principales modos de variabilidad

Un patrón de teleconexión climática puede ser definido como la relación o relaciones existentes entre anomalías climáticas de zonas entre sí. Se trata de comportamientos oscilatorios en el tiempo, por lo que se definen a través de características espaciales (regiones implicadas) y características temporales (períodos de repetición – duración). Es conocido que el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) afecta a la variabilidad climática interanual de los múltiples lugares en todo el globo. Pero no sólo este modo de oscilación influye en el clima regional del Sahel. La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) ejerce una importante influencia en el entorno y el monzón de verano de África Occidental (definido mediante un índice apropiado) modula el patrón de precipitaciones. Entre los objetivos de este trabajo está el de analizar la relación de los principales modos de variabilidad en el transporte de humedad hacia el Sahel. El período temporal de estudio, que consta de 33 (1980-2012), permite investigar sin problemas la variabilidad interanual. Se describen en este capítulo los principales modos de variabilidad que afectan a la región del Sahel, como son la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y el Monzón de verano de África Occidental (en inglés *West African Summer Monsson, WASM).*

2.4.1. Oscilación del Atlántico Norte

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es el principal modo de variabilidad sobre el Atlántico Norte. Fue identificado por Sir Gilbert Walker en 1924 y consiste en un dipolo Norte-Sur caracterizado por la diferencia de presión entre la baja islandesa y el anticiclón de las Azores. En la fase de NAO positiva, el alta subtropical y la baja polar se intensifican, produciendo este aumento en la diferencia de presión un incremento en el número e intensidad de tormentas invernales en el Atlántico Norte. Por otro lado, en NAO negativo, el alta subtropical y la baja polar se debilitan. El gradiente de presión entonces es menor y da lugar a una disminución de tormentas en el Atlántico Norte y el desplazamiento hacia el Sur de sus trayectorias. Se puede concluir de forma general, que fases de NAO positivas (negativas) se asocian a condiciones más húmedas y cálidas (secas y frías) en el Norte de Europa y a condiciones más secas y frías (húmedas y cálidas) en el Sur de Europa (figura 13) (Hurrel, 1995).

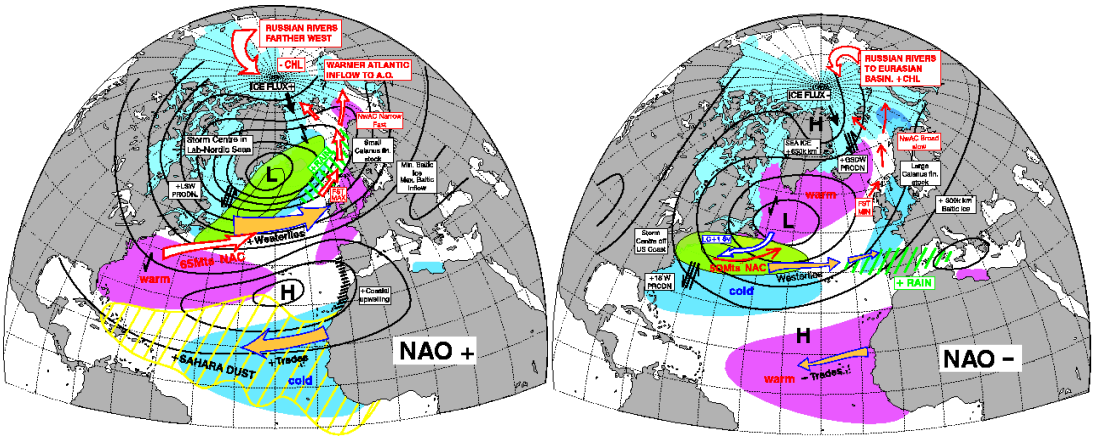


Figura 13. Esquema general de la influencia global de la NAO. (izquierda) Fase de NAO positiva, baja de Islandia (L) y anticiclón de las Azores (H) intensificados, lo que genera una fuerte gradiente de presión. (derecha) Fase de NAO negativa, baja de Islandia (L) y anticiclón de las Azores (H) debilitados, suave gradiente de presión. Imagen tomada de http://www1.secam.ex.ac.uk/cat/NAO.

La NAO, junto son el Patrón del Pacífico Oeste, es el único patrón de teleconexión que existe durante todos los meses del año. Sin embargo, la NAO alcanza su máxima intensidad durante el inverno del hemisferio Norte, cuando resulta más dominante en el clima.

2.4.2. El Niño-Oscilación del Sur

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es un patrón de teleconexión que constituye uno de los mejores ejemplos del acoplamiento Océano-Atmósfera. La componente oceánica se describe a través de las anomalías de SST en el Océano Pacífico Tropical (El Niño –EN-) y la componente atmosférica se describe a través de un gradiente de presión en el Pacífico Sur (Oscilación del Sur –SO, de sus siglas en inglés de *Southern Oscillation*-). El acoplamiento en los sistemas de presión atmosférica en el Pacífico fue identificado por Walker (1932, 1937), y más tarde Bjerknes reconoció la importancia del acoplamiento oceánico en el proceso. Bjerknes estableció los fundamentos para el reconocimiento de la relación entre las dos componentes. La circulación atmosférica (SO) controla la advección térmica en la región, y las corrientes ascendentes y descendentes oceánicas. La circulación oceánica (EN) es responsable de la variación de SST, que a su vez favorece la generación de altas o bajas presiones que controlan la circulación atmosférica.

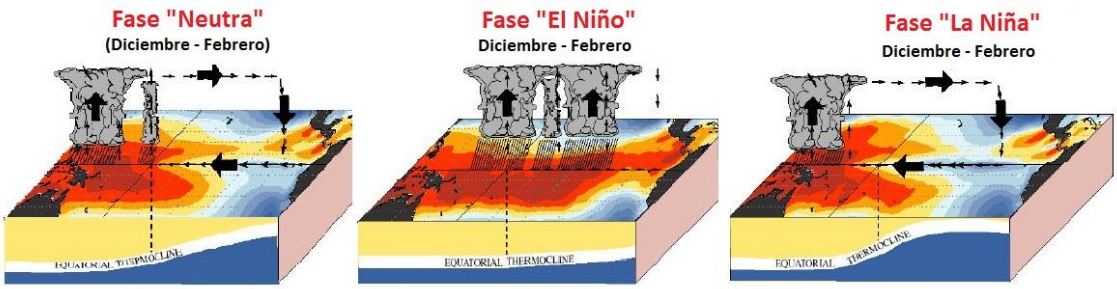


Figura 14. Representación gráfica de las tres fases de ENSO. Los colores indican las condiciones de la SST, siendo los colores rojizos las temperaturas más elevadas. (izquierda) fase neutra de ENSO, condiciones normales. (centro) fase "El Niño" vientos alisios debilitados, SST elevada en el Pacífico central. (derecha) fase "La Niña", vientos alisios intensificados. Imagen compuesta a partir de figuras individuales del Climate Prediction Center (CPC) http://www.cpc.ncep.noaa.gov/.

ENSO puede tener 3 fases, "La Niña", "El Niño" y una fase neutra (figura 14). La región Occidental del Pacífico Ecuatorial se caracteriza por ascensos convectivos que producen precipitaciones y bajas presiones relativas. Por otro lado, la región Oriental del Pacífico Ecuatorial se caracteriza por divergencia, precipitaciones escasas y altas presiones relativas. En el Pacífico Ecuatorial los vientos dominantes son vientos del Este (vientos Alisios), estos vientos "arrastran" agua cálida de la superficie del océano hacia el Oeste. Como consecuencia, en la costa Oeste de Suramérica, el agua superficial "arrastrada" es substituida por agua más profunda mucho más fría dando lugar al fenómeno de "*upwelling*" y los sistemas de presiones mantienen los vientos. Este proceso corresponde a la fase neutra de ENSO. La fase de "La Niña" es similar a las condiciones neutras pero más intensas, es decir, vientos alisios más fuertes y agua más fría en el Pacífico central y Oriental. En la fase de "El Niño" los vientos alisios se debilitan por lo que el arrastre de agua superficial cálida hacia el Pacífico Occidental es menor. Como consecuencia cesa el afloramiento en la costa Suramericana y aumenta la SST del Pacífico Central y Oriental que debilitan los sistemas de presiones.

ENSO tiene un ciclo en promedio de 3-6 años. Este fenómeno tiene influencia a escala global y tiene consecuencias en la redistribución de variables oceánicas (SST y regiones de afloramiento de aguas profundas o de hundimiento de aguas superficiales) y atmosféricas (presión, temperatura, viento, precipitaciones, evaporación…). Además ENSO afecta a la frecuencia, localización e intensidad de los ciclones tropicales, modifica la estructura de la corriente en chorro, modifica la distribución de los anticiclones y borrascas de latitudes medias en ambos hemisferios y varía las características habituales de precipitación y temperatura de forma global.

2.4.3. Monzón de Verano de África Occidental

Los monzones son perturbaciones de gran escala del flujo tropical atmosférico, inducidas por el contraste entre las temperaturas tierra-océano. Esto ocasiona cambios en la dirección del viento, el cual transporta humedad desde los océanos hacia los continentes, dando lugar a abundantes precipitaciones.

En el verano boreal, cuando la advección de humedad del Atlántico es más débil y la célula de Hadley se desplaza hacia Norte y se debilita, se observan conexiones (más intensas en el Mediterráneo oriental y en el Norte de África) con los monzones asiático y africano (Rodwell et al., 1996).

El monzón de verano de África Occidental (WASM) se origina en el Golfo de Guinea, dando lugar a abundantes precipitaciones en África Occidental durante la primavera y el verano, con un máximo en agosto (Hasternrath et al., 1995), y que coincide con la época más lluviosa en la región del Sahel.

3

Objetivos del trabajo

El objetivo principal del presente trabajo es analizar y caracterizar las fuentes de humedad para la región del Sahel Occidental para un período de treinta y tres años, desde 1980 hasta 2012. Estudios previos como los llevados a cabo por Nieto et al. (2006) han analizado la región de estudio para un período de cinco años. Por tanto, no ha sido posible investigar hasta ahora aspectos relacionados con la variabilidad interanual. De este modo, se desconoce, por ejemplo, si el patrón fuentes/sumideros cambia en períodos temporales más largos o si los patrones de teleconexión juegan un papel clave en el transporte de humedad desde las fuentes detectadas hasta la región sumidero, el Sahel. Por ello, el propósito de este trabajo es analizar el transporte de humedad en la región del Sahel Occidental durante un período temporal de 33 años, caracterizándolo desde un punto de vista lo más amplio posible.

Para cumplir este propósito se plantean los siguientes objetivos específicos:

1) Detectar las principales fuentes de humedad mediante un método Lagrangiano 3D usando retrotrayectorias a escala anual y estacional para un período de estudio de treinta y tres años (1980-2012), de tal forma que los datos tengan validez climática.

2) Caracterizar la variabilidad estacional e interanual de las fuentes de humedad.

3) Evaluar la relación existente entre las fuentes y los principales patrones de teleconexión que afectan a la región de estudio.

II

DATOS Y MÉTODOS

4

Datos y metodología empleada

En el presente capítulo se describen los datos y métodos utilizados, además del modelo de dispersión lagrangiana que ha sido utilizado para el estudio y análisis de las fuentes de humedad en la región del Sahel para el período de estudio de 33 años (1980-2012). Del mismo modo se da una descripción detallada de los datos empleados para analizar la relación con los principales patrones de teleconexión y con la precipitación local.

4.1 Identificación de las fuentes de humedad

Se considera una fuente de humedad a aquella región en la cual la evaporación supera a la precipitación, es decir, donde el balance de (E – P) > 0 y por lo tanto se produce una contribución positiva de humedad. Por otro lado, se habla de sumidero de humedad en una región cuando las precipitaciones son mayores que la evaporación, de esta forma, (E – P) < 0. En estas regiones las masas de aire pierden humedad en lugar de ganarla, como sucede en el caso de las regiones fuente. En este trabajo se identifican y analizan las fuentes de humedad que tienen influencia para la región del Sahel.

El estudio de las fuentes de humedad puede ser tratado como una relación fuente-receptor. De esta forma existen tres métodos principales para la identificación de las regiones fuentes y sumideros de humedad: los modelos analíticos o caja, los trazadores físicos de vapor de agua y los trazadores numéricos de vapor de agua. A continuación se realiza una breve descripción de cada uno de ellos y en la Tabla 1 se resumen las ventajas y desventajas que aportan.

4.1.1 Modelos analíticos o caja

Los modelos analíticos o caja se basan en la ecuación de balance de vapor de agua integrado verticalmente y se suelen aplicar a escalas de tiempo superiores a meses. Estos tipos de modelos realizan estimación de *recycling* (Budyko y Drozdov, 1953; Elthair y Bras, 1996; Burde y Zangvil, 2001a, 2001b; Savenije, 1995).

Todos los modelos analíticos se derivan de la ecuación de balance de vapor de agua integrado verticalmente (Burde y Zangvil, 2001a):

$$\frac{\partial(w)}{\partial t} + \frac{\partial(wu)}{\partial x} + \frac{\partial(wv)}{\partial y} = E - P \qquad (8)$$

donde *w* es la cantidad vapor de agua contenida en una columna de aire de una zona de base una unidad, *u* es el flujo de vapor de agua zonal integrado verticalmente dividido por *w* (equivalente a un viento zonal de vapor de agua ponderado), *v* es el vapor de agua del viento meridional ponderado, *E* es la evaporación y *P* la precipitación.

La ecuación puede ser empleada por separado para analizar la entrada de humedad desde el exterior a la región (advección) o puede ser usada para la humedad que hay dentro de ella (*recycling*). Budyko y Drozdov (1953), y más tarde Budyko (1974), desarrollaron un modelo nuevo suponiendo: (1) un cambio insignificante en el almacenamiento de agua de la atmósfera, (2) una sola dimensión (1-D) para la estimación del recycling y (3) un ambiente bien mezclado. De esta forma, atendiendo a

la ecuación básica de conservación de la masa, las suposiciones anteriores (1) y (2) implican que el primer y tercer término de la ecuación (8) se puede despreciar. Esto se trata de una aproximación sencilla (1-D) para la estimación del *recycling* dentro de una región.

Después de la conceptualización de Budyko, varios autores han desarrollado modelos para ampliar y mejorar la cuantificación del *recycling* en la precipitación (Brubaker et al., 1993; Elthair y Bras, 1996; Burde y Zangvil, 2001a, 2001b; Savenije, 1995), quienes a partir del enfoque inicial de una dimensión la ampliaron a dos dimensiones. Sin embargo, todos estos modelos siguieron trabajando en escalas de tiempo mensuales o más largas, y por lo tanto, el primer término de la ecuación (8) puede ser despreciado.

Domínguez et al. (2006) desarrolló un modelo conocido como "Modelo de Recycling Dinámico" (DRM). En él asumió que el almacenamiento de humedad era insignificante y por lo tanto el modelo podía ser empleado en escalas temporales más cortas a un mes. En el DRM, la ecuación (8) se resuelve en un marco lagrangiano, y la relación del *recycling* local es:

$$R = 1 - \exp\left[-\int_0^{\tau} \frac{E}{W} d\tau'\right] \qquad (9)$$

donde *E* es la evapotranspiración y *W* es el agua precipitable calculada en diferentes tiempos *t*, siguiendo la trayectoria de la parcela de aire. El DRM, cuando se aplica a escalas de tiempo mensuales, estima un *recycling* similar a los modelos de Brubaker et al. (1993) y Elthair y Bras (1996), pero sus estimaciones son ligeramente superiores. El modelo DRM se puede utilizar para calcular regiones fuentes y sumideros particulares (Domínguez et al., 2008), por lo que es más versátil que los modelos anteriores.

4.1.2. Trazadores Físicos de vapor de agua

Los modelos de trazadores físicos de vapor de agua se utilizan para validar el uso de los modelos analíticos y numéricos a la hora de determinar el *recycling* así como para calcular, a través de la proporción del isótopo $\delta^{18}O$, la cantidad de precipitación asociada a una partícula de aire húmedo.

Debido a diferencias de masa, mezclas de $H_2^{16}O / HD^{16}O$ y $H_2^{16}O / H_2^{18}O$ poseen diferentes propiedades químicas y físicas. Por lo tanto, cuando el agua cambia de fase, los isótopos ($HD^{16}O$ y $H_2^{18}O$) se convierten en líquido enriquecido en lugar de fase gas y en sólido en lugar de fase líquida. Este proceso anterior se denomina fraccionamiento isotópico.

Los cambios de fase se producen durante la circulación del agua en la atmósfera, y las diferencias geográficas y temporales en las relaciones isotópicas emergen tanto en forma de vapor como de precipitación.

Mediante la adicción de los procesos isotópicos en los modelos analíticos y numéricos (a través de la comparación del modelado, composición isotópica y de la medición de la precipitación y/o vapor de agua) se puede validar directamente los procesos de transporte.

4.1.3. Trazadores Numéricos de vapor de agua

Otro método de estudio de las regiones fuente-sumidero es el método a través de trazadores numéricos de vapor de agua. Este método se puede aplicar desde un enfoque Euleriano o Lagrangiano.

En el marco Lagrangiano, el observador sigue el dominio de un fluido que se mueve en el espacio y en el tiempo. Por otro lado, en el marco Euleriano, el observador se centra en lugares específicos en el espacio a través de los cuales el fluido fluye a medida que transcurre el tiempo.

Los cambios en los trazadores de vapor de agua se ven afectados por la advección del viento, las turbulencias, incluyendo la convección, la evaporación en la región de la fuente del trazador, la condensación, la evaporación de la lluvia y la redistribución por convección. Una limitación destacable al emplear el método de trazadores numéricos de vapor de agua es que los resultados obtenidos dependen de la capacidad del modelo numérico en simular todos los procesos incluidos.

Durante los últimos años, el empleo de métodos lagrangianos se ha convertido en un método importante para diagnosticar el transporte de la humedad y, en particular, para la determinación del origen de la humedad que precipita en una región dada.

Al principio se emplearon trayectorias simples hacia atrás de las áreas de precipitación para conocer el origen de las masas de aire (e.g., D'Abreton y Tysson, 1995). En estos modelos la tasa de precipitación se calcula a partir de la disminución de la humedad específica a lo largo de la trayectoria (Wernli, 1997). Además de para cálculos climatológicos, también se utilizaron para conocer el origen de la humedad para eventos de precipitaciones intensas (e.g., Massacand et al., 1998).

Dirmeyer y Brubaker (1999) y Brubaker et al. (2001) combinaron grandes conjuntos de trayectorias hacia atrás, utilizando información en cuadrículas de la tasa de evaporación y precipitación, usando datos de reanálisis. Estos los interpretaron como absorción y pérdida de humedad, es decir, como fuentes y sumideros de humedad, respectivamente.

Posteriormente, Stohl y James (2004, 2005) desarrollaron un método análogo que tiene en cuenta la pérdida o ganancia neta de humedad a lo largo de la trayectoria, empleando la siguiente ecuación:

$$(e-p)_k = m\frac{dq}{dt} \qquad (10)$$

donde $(e - p)_k$ es la tasa de aumento y disminución de la humedad a lo largo de la trayectoria de cada partícula y *q* es la humedad específica obtenida de datos meteorológicos (por ejemplo de reanálisis), que también se utilizan como entrada para el modelo lagrangiano. Al llenar la atmósfera con un gran número de partículas, el flujo de agua dulce superficial en un área *A* se puede determinar a través de:

$$E - P = \frac{\sum_{K=1}^{K}(e-p)_k}{A} \qquad (11)$$

donde se obtiene el cálculo para todas las partículas *K* que se encuentran por encima de *A*. De este modo, el flujo de agua dulce superficial E – P se puede explicar utilizando información sobre las trayectorias de las partículas. La pérdida o ganancia neta de humedad se puede identificar tanto a lo largo de las trayectorias de las partículas individuales, así como en una rejilla determinada, empleando únicamente la información de la partícula en cuestión. Con esta metodología, se pueden identificar las regiones fuente de humedad (evaporación) y las regiones sumidero (precipitación) a través de la información de la partícula.

Más adelante se hará referencia a las limitaciones y desventajas de la utilización del modelo Stohl y James (2004, 2005) que es el modelo empleado en este trabajo. Entre estas desventajas están la de no poder separar la evaporación de la precipitación y las relacionadas con la utilización de derivadas temporales. Sin embargo, los métodos lagrangianos son computacionalmente eficientes para establecer climatologías de la relación fuente-receptor de humedad como lo demuestran los numerosos trabajos publicados en la última década (Stohl y James, 2005; Gimeno et al., 2010; y referencias en este último).

Modelo	Ventajas	Desventajas
Modelo Analítico o de caja	Requiere pocos parámetros La mayoría son válidos sólo para escalas de tiempo de meses o superiores	Desprecia procesos en la frontera
Trazadores físicos de vapor de agua	Simplicidad y cobertura global Incluye procesos verticales Datos de entrada del reanálisis (alta resolución espacio-temporal)	Sensibilidad a la señal isotópica Tiempo de cálculo No tiene en cuenta la convección y evaporación No permite la combinación con modelos globales y lagrangianos
Trazadores numéricos de vapor de agua (eulerianos)	Procesos atmosféricos detallados Circulación atmosférica realista	Dependen del sesgo del modelo No incluye fuentes remotas para una región Representación pobre de parámetros del ciclo hidrológico en escalas de tiempo pequeñas
Trazadores numéricos de vapor de agua (lagrangianos)	Alta resolución espacial para el diagnóstico de fuentes de humedad Interpretación cuantitativa del origen de humedad Permite el uso de información de los métodos eulerianos Buena relación fuente-receptor Realización de trayectorias backward y forward Trayectorias realistas de las parcelas de aire Computacionalmente eficiente Da más información sobre los campos de velocidad que la descripción euleriana	Sensibilidad en el cálculo del flujo de humedad en un corto período de tiempo o pequeñas regiones que aumenta el ruido de los datos No aporta un diagnóstico de los flujos de humedad en superficie Flujos en la superficie sub(sobre)estimados si hay masas de aire seco (frío) Las tasas de evaporación se basan en cálculos más que en observaciones La evaporación y precipitación no se pueden separar

Tabla 1. Principales ventajas y desventajas de los modelos analíticos de caja y los trazadores físicos y numéricos (eulerianos y lagrangianos) de vapor de agua.

4.1.4. Los métodos lagrangianos como alternativa

Como comentamos anteriormente, el estudio de las fuentes de humedad puede ser tratado como un problema fuente-receptor. Una de las alternativas a estos estudios es el uso de trazadores numéricos de vapor de agua (WVT) que son una buena herramienta para el seguimiento del origen del vapor de agua precipitable. Este método se puede dividir en dos enfoques diferentes: en un enfoque euleriano y en un enfoque lagrangiano. Para el presente estudio, se seleccionó la metodología lagrangiana. En primer lugar, es importante recordar que la formulación lagrangiana sigue básicamente un elemento de un fluido a lo largo de su trayectoria. La atmósfera puede ser considerada compuesta por un número finito de elementos homogéneos de fluido para los cuales la posición y otras propiedades son conocidas en todo momento (ver diagrama de la figura 15). Los métodos lagrangianos permiten el estudio de la relación fuente-receptor empleando un sistema de coordenadas en el que se considera la posición tridimensional de una partícula (masa de aire) en todo momento. Las condiciones de cada instante, están dadas por los campos meteorológicos, de manera que el movimiento de las partículas está representado por condiciones atmosféricas relativamente precisas. En los modelos lagrangianos, los flujos turbulentos juegan un papel clave en los procesos en los que tanto las fuentes como los sumideros de humedad están involucrados (Sawford, 1985). La importancia de estos modelos radica en que proporcionan una valiosa información para el transporte total de las parcelas de aire (Sodemann et al., 2008). La precisión de los resultados obtenidos como resultado del empleo de estos modelos, depende de cuan adecuadas son las condiciones meteorológicas, de emplear parametrizaciones correctas, de la resolución del conjunto de datos que se utilice y de la asimilación de las observaciones, que mejoran significativamente el rendimiento de estos modelos.

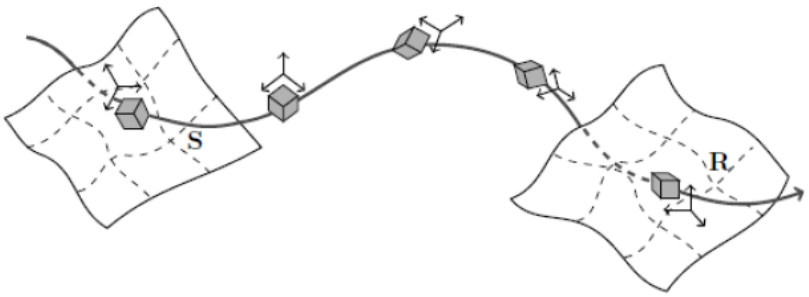


Figura 15. Representación esquemática de la interpretación lagrangiana de elemento finito de un fluido.

4.2. Modelo lagrangiano FLEXPART (versión 9.0)

El presente trabajo se basa en el análisis del conjunto de datos derivados de las trayectorias hacia atrás en el tiempo (retrotrayectorias) generadas con un modelo lagrangiano de dispersión de partículas (LDPM). Un LPDM es un modelo tridimensional que incluye tanto el viento en tres dimensiones como la turbulencia (Seibert y Frank, 2004), entre otras variables.

El modelo FLEXPART es un modelo de dispersión lagrangiano de partículas 3-D (LDPM) desarrollado por la Universidad de Viena y fue diseñado originalmente para el cálculo de dispersión de contaminantes del aire desde fuentes puntuales. Durante los últimos años, el modelo FLEXPART se ha ido desarrollando y mejorando hasta convertirse en una herramienta para la modelización del transporte atmosférico y el análisis de una amplia variedad de aplicaciones. Se usa en este trabajo la última versión de este modelo, la v9.0. Sus campos de aplicación se extienden desde estudios de la contaminación del aire a otros temas donde el transporte atmosférico desempeñe un papel importante, como por ejemplo, el intercambio estratosfera-troposfera, el ciclo global del agua y el transporte de humedad, que es el caso que concierne este trabajo (Stohl et al., 2005).

El modelo FLEXPART describe el movimiento de cada partícula, que es acompañada en su trayectoria total. Una de las principales ventajas del modelo es su flexibilidad a la hora de ser alimentado por diferentes conjuntos de datos. De esta forma, se pueden emplear datos del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), del GFS (Global Forescast System) o mismo de salidas de otros modelos como puede ser el WRF (Weather Research and Forecasting Model). La principal razón para utilizar FLEXPART en lugar de otros modelos lagrangianos disponibles es su robustez, apoyado por una larga lista de publicaciones revisadas por pares en las que se aplica el modelo, así como su validación. Además, la región de interés en el presente trabajo se encuentra en latitudes tropicales y los procesos convectivos son de gran importancia, condiciones que sí parametriza FLEXPART y que la mayoría de los LPDM no tienen en cuenta.

La ventaja de realizar un análisis de trayectorias lagrangianas en estudios de humedad atmosférica radica en que permite conocer las propiedades de las parcelas de aire en cada momento concreto, así como el origen y destino de estas. Más información acerca del modelo FLEXPART se puede encontrar en la nota técnica de FLEXPART publicada por Stohl et al. (2005) y disponible en http://transport.nilu.no/flexpart.

4.2.1 Computación

El modelo FLEXPART está escrito en un código estándar de Fortran 77 con una estructura secuencial en el que una serie de subrutinas llaman al programa principal. Con esta configuración, los datos se cargan y se leen. Una vez revisados los datos de entrada y las rutas de almacenamiento de los datos de salida, se ejecuta el modelo. Además, se añaden una serie de subrutinas que contienen la física del modelo para generar al final los ficheros de salida con la información que inicialmente se ha ordenado. El modelo fue diseñado para que cada parametrización física sea asignada a una subrutina, que a su vez recibe la información de subrutinas individuales más pequeñas. De esta forma, el modelo se ejecuta leyendo los datos de entrada y tomando información de cada subrutina individual.

4.2.2. Configuración

Se realiza una simulación hacia atrás en el tiempo (modo backward) para la región de estudio, concretamente para la región del Sahel Occidental (10ºN-20ºN ; 16ºW-20ºE) . El número de partículas consideradas puede variar en cada simulación como resultado de las variaciones de la masa de la atmósfera o por efectos numéricos. A cada partícula se le asigna una etiqueta numérica de modo que cada partícula es única y de esta forma, cuando se liberen nuevas partículas no reemplacen a las partículas anteriores ya existentes.

4.2.3. Física del modelo

Un modelo lagrangiano permite calcular las trayectorias para un conjunto de datos de partículas hacia atrás (modo backward), que es el que empleamos en este trabajo, o hacia adelante (modo forward), dependiendo del análisis específico que se pretenda realizar. La utilidad de este tipo de modelos se basa en la ventaja de que son independientes de la rejilla computacional y tienen una resolución infinitesimal. Además, a diferencia de los métodos eulerianos no hay difusión numérica (Stohl et al., 2005). El modelo FLEXPART está basado en una serie de parametrizaciones, de las que algunas se hace a continuación una breve descripción, para más detalles consultar la nota técnica Stohl et al. (2005).

Capa Límite

La parametrización de la capa límite se basa en las tensiones turbulentas y los flujos de calor sensible obtenidos de los datos del ECMWF. En el caso de que los datos no estén disponibles, el cálculo se realiza aplicando el método de Berkowickz y Prahm (1982).

La altura de la capa límite se calcula mediante el criterio del número de Ricardson (R_i), que expresa la relación entre la energía potencial y la energía cinética de un fluido proporcionando una medida de la estabilidad dinámica del flujo. El umbral crítico de R_i se ha establecido en 0.25 (Taylor, 1931) utilizando la teoría de perturbaciones.

Convección húmeda

En la parametrización de la convección húmeda se aplica el esquema de parametetrización de Emanuel y Zyvkovic-Rothman (1999) (esquema E-ZR). Este esquema está basado en una parametrización anterior (Emanuel, 1991) con la ventaja de que ofrece una buena aproximación con otros esquemas en modelización regional. En el modelo FLEXPART, el esquema E-ZR ha sido utilizado de forma que la convección se activa cuando la temperatura virtual de una parcela de aire que se encuentra por encima del nivel de condensación supera un determinado umbral.

Fluctuaciones del viento

Las fluctuaciones del viento se parametrizan siguiendo el esquema Hanna (1982), basado en los parámetros de la capa límite con una modificación aplicada por Ryall et al. (1997). Los componentes de las turbulencias se estiman teniendo en cuenta la estabilidad y siguiendo el criterio de Panofsky et al. (1977) y Hicks (1985). La constante de difusividad vertical se emplea, como describe Legras et al. (2003), en la estratosfera (D_z = 0,1 m^2 s^{-1}); mientras que la difusividad horizontal se utiliza en la troposfera libre (D_h = 50 m^2 s^{-1}). Las ecuaciones para calcular los términos de turbulencia para cada caso de estabilidad (condiciones neutras, estables e inestables) se pueden encontrar en Stohl et al. (2005).

Transporte de partículas y difusión

El modelo FLEXPART emplea un esquema de aceleración nulo (ecuación 12):

$$X(t + \Delta t) = X(t) + v(X, t)\Delta t \qquad (12)$$

La parametrización utilizada para los componentes del viento está basada en la ecuación de Langevin (Thomson, 1987). Para lapsos de tiempo amplios se emplea la ecuación descrita por Legg y Raupach (1982) añadiendo un término adicional para dar cuenta de la disminución de la densidad del aire con la altura (Stohl y Thomson, 1999). Por otro lado, para período de tiempo más cortos, la ecuación se puede expresar en los términos descritos por Wilson et al. (1983).

4.3. Aplicación de FLEXPART a la identificación de las fuentes de humedad

El modelo FLEXPART, en su aplicación en la determinación de fuentes de humedad, emplea trazadores aéreos que aportan información de catorce variables diferentes en cada punto de la trayectoria de la partícula húmeda con un lapso de tiempo de seis horas. De todas estas variables, las de mayor interés en este estudio son la variable de la humedad específica y de la localización exacta que presentan las partículas en cada momento, con el objetivo de determinar sus trayectorias hacia atrás en el tiempo. En este sentido, FLEXPART 9.0 permite hacer un seguimiento de aproximadamente dos millones de trazadores (partículas) dispersados por todo el globo y del vapor de agua asociado a cada uno de ellos. Sin embargo, no es posible obtener una medida directa de la precipitación, sino de un balance de la evaporación menos la precipitación (E – P), o bien un valor absoluto de la humedad específica. Además, FLEXPART puede ejecutarse en dos modos, uno de ellos para determinar el origen de las fuentes de humedad y sus trayectorias hacia atrás (retrotrayectorias, modo *backward*) y otro modo para determinar el destino de la humedad (modo *forward*), es decir calcula las trayectorias hacia delante. En el presente trabajo, el estudio se basa en el cálculo de trayectorias hacia atrás (retrotrayectorias).

De esta manera, el modelo FLEXPART analiza desde un enfoque lagrangiano, la variación temporal de la humedad siguiendo la trayectoria de cada partícula. En la figura 16 se puede apreciar la evolución temporal de la humedad específica de una partícula atmosférica, la cual aumenta hasta el punto de que alcanza el punto de saturación y comienza la precipitación. De esta forma, en la primera etapa, la partícula adquiere humedad (vapor de agua) del ambiente y en la segunda etapa pierde la humedad adquirida a través del proceso de precipitación.

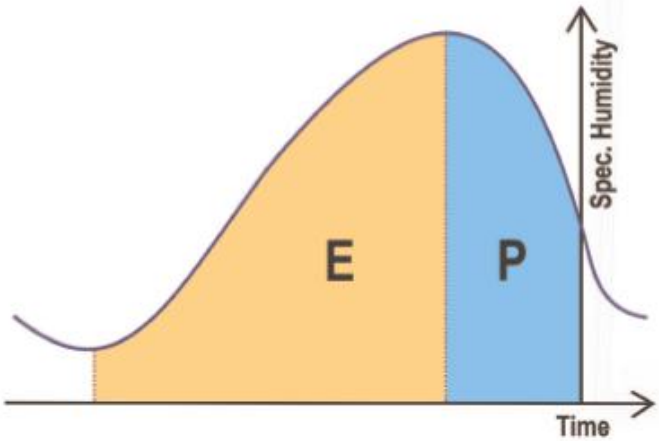


Figura 16. Variación temporal siguiendo la trayectorias de la humedad específica de una partícula atmosférica (James et al., 2004).

4.3.1. Datos de entrada

El modelo FLEXPART se puede iniciar con diferentes conjuntos de datos. En nuestro caso se inicializó con datos de entrada de reanálisis del Centro Europeo de Predicción a Corto y Medio Plazo (ECMWP) ERA-Interim de 1º grado de resolución espacial y 61 niveles verticales, con un paso de tiempo de seis horas (00, 06, 12 y 18 UTC). La densidad de niveles es mayor cerca del suelo, con 14 niveles por debajo de 1500 m. Esta distribución asegura una mejor definición de las regiones más bajas de la atmósfera, responsables de la mayor parte de los flujos de humedad, así como de los procesos de recarga por evapotranspiración. Los pasos de tiempo de seis horas permiten además determinar con exactitud las trayectorias, como se indica en Stohl et al. (2005). FLEXPART requiere cinco campos tridimensionales para su funcionamiento: la componente horizontal y vertical del viento, la temperatura y la humedad específica; y de campos bidimensionales adicionales como la presión en superficie, la cubierta total de nubes, las componentes del viento horizontal a 10 metros, la temperatura a 2 metros, la temperatura del punto de rocío, la precipitación convectiva y a gran escala, el flujo de calor latente y sensible, la topografía, la radiación solar, el gradiente de presión Norte-Sur y Este-Oeste, una máscara tierra-océano y la desviación estándar de la topografía.

4.3.2. Datos de salida

En cuanto a los datos de salida, el modelo genera retrotrayectorias para el período de treinta y tres años de estudio con un lapso de tiempo de seis horas (00, 06, 12 y 18). Para cada paso de tiempo en las salidas se almacenan siete variables para cada partícula (tabla 2):

Variable	***Símbolo***	***Unidad***
Tiempo	-	*h*
Latitud	lat	*1º*
Longitud	lon	*1º*
Altura	H	*m*
Altura topográfica	TH	*m*
Humedad específica	q	*kg/kg*
Altura de la PBL	hmixi	*m*

Tabla 2. Variables de salida del modelo FLEXPART.

4.3.3. Método para la determinación de las fuentes de humedad

Las partículas utilizadas en el modelo FLEXPART representan burbujas de aire de cierto volumen que permiten describir el transporte y difusión en la atmósfera. De esta forma, el balance de agua en una columna atmosférica puede expresarse, desestimando la presencia de agua sólida y líquida, como:

$$E - P = \frac{\partial w}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q\vec{v} dp \qquad (13)$$

donde E – P es el balance neto de evaporación menos precipitación, $w = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q\vec{v} dp$ que es flujo integrado verticalmente del transporte de humedad, *t* es el tiempo, *g* es la aceleración de la gravedad, $\vec{v}$ es la velocidad del viento, *E* la evaporación y *P* la precipitación por unidad de superficie, respectivamente (Trenberth et al., 1998).

La ecuación 13 representa un enfoque euleriano del transporte de humedad al estar centrada en una columna atmosférica determinada. Para encontrar la analogía en un enfoque lagrangiano, el modelo FLEXPART divide la atmósfera en un número discreto de *partículas* distribuidas homogéneamente a lo largo de la atmósfera con masa constante e igual a *m.* De esta forma, considerando constante *m*, la masa total de la atmósfera se puede escribir como *M = m x N*. El modelo FLEXPART es capaz de transportar en el tiempo todas las *partículas* definidas empleando el campo tridimensional de viento observado. De este modo, si *x* representa la posición tridimensional de la partícula en un instante determinado, la ecuación de momento vendrá dada como:

$$\frac{d\vec{x}}{dt} = \vec{v}[\vec{x}(t)] \qquad (14)$$

donde *x(t)* es la posición de la partícula en el tiempo *t* y en las coordenadas *(x,y,z)* y $\vec{v}[\vec{x}(t)]$ es la velocidad del viento interpolada en el espacio y tiempo desde la rejilla de análisis hasta *x(t)*. Interpolando *q* hasta *x(t)* se distinguen las partículas que han perdido humedad como consecuencia de la precipitación o que la han ganado, fruto de la evaporación desde la superficie.

Fijando una posición inicial $x(x_0, y_0, z_0, t = 0)$ de la partícula se conoce la posición en cada instante integrando la ecuación (14):

$$\vec{x} = \vec{x}(x_0, y_0, z_0, 0) + \int_0^t \vec{v} dt \qquad (15)$$

De esta forma, con tan sólo el campo de velocidad se construyen las trayectorias de cualquier elemento de la atmósfera. Es importante destacar que la integración puede

realizarse hacia delante o hacia atrás (retrotrayectorias) en el tiempo. En este último caso se puede conocer la región de origen de las partículas situadas sobre la región de interés en un momento dado, es decir, de donde proviene la humedad, estableciendo así las fuentes. Si lo que se pretende es conocer hacia donde se dirigen las masas de aire húmedo desde una determinada fuente de humedad, entonces la integración debe realizarse hacia delante en el tiempo. El modelo es así capaz de "transportar" hacia atrás en el tiempo, a partir de un momento dado y en pasos sucesivos, todas las partículas empleando el campo 3-D de viento observado.

La figura 17 muestra un esquema del funcionamiento del modelo aplicado a las determinación de fuentes de humedad, se observa que una vez conocida la humedad específica *q* de una partícula se pueden distinguir las que han perdido humedad fruto de la precipitación *p* ($q_{-1} < 0$) o adquirido humedad por evaporación desde la superficie *e* ($q_{-1} > 0$).

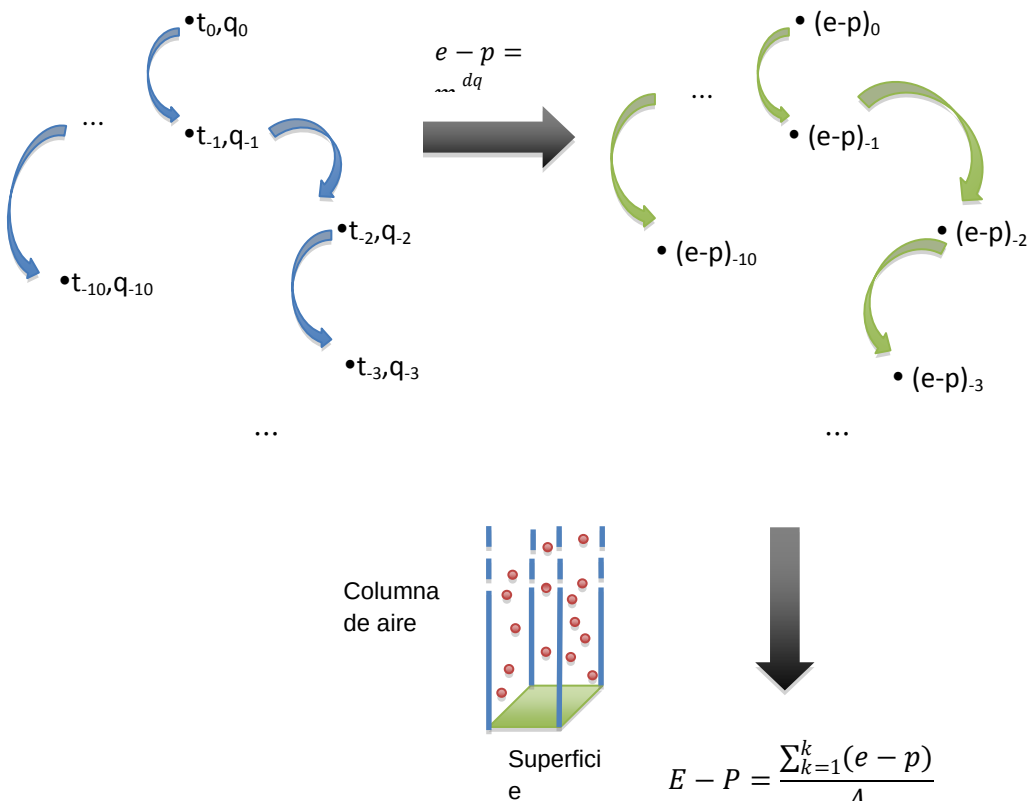


Figura 17. Esquema del funcionamiento del modelo en su aplicación a la determinación de las fuentes de humedad.

De este modo, las variaciones de humedad que experimentan las partículas a lo largo de sus trayectorias se expresan a través de la tasa de cambio neto del contenido de vapor de agua de las mismas:

$$e - p = m\frac{dq}{dt} \qquad (16)$$

donde *e* y *p* representan la evaporación y la precipitación, es decir, las tasas de aumento y disminución en el contenido de vapor de agua de cada partícula a lo largo de cada trayectoria hacia atrás. De tal forma que $dq/dt < 0$ implica un proceso de pérdida de humedad, y $dq/dt > 0$ de ganancia. La integración de $(e - p)$ para todas y cada una de las partículas que residen sobre una columna atmosférica de área de base *A* dada, proporcionará el flujo total de agua de dicha columna $(E - P)$:

$$E - P \approx \frac{\sum_{k-1}^{k}(e - p)}{A} \qquad (17)$$

La ecuación (17) constituye el equivalente lagrangiano de la ecuación (13) y además permite establecer relaciones fuentes-sumidero en la atmósfera, lo cual resulta imposible si se considera un enfoque euleriano debido a sus limitaciones. Por lo tanto, todas las partículas que lleguen a la región del Sahel Occidental serán estudiadas a partir de esta ecuación realizando una integración del balance de humedad a lo largo de diez días hacia atrás en el tiempo. Se consideran diez días hacia atrás en el tiempo debido a que es el tiempo medio de residencia del vapor de agua en la atmósfera (Numaguti et al., 1999) y para el cual las trayectorias pueden ser consideradas relativamente precisas (Stohl et al., 2004), lo cual permite determinar el origen de las masas de aire húmedo.

4.3.4. Limitaciones del modelo FLEXPART

A pesar de que los modelos lagrangianos, como se expuso anteriormente, son lo más adecuados para la realización del estudio de las fuentes y sumideros de humedad, presentan algunas limitaciones que se mencionan a continuación. Estas limitaciones son debidas fundamentalmente a las imprecisiones que conlleva la utilización de derivadas temporales de la humedad específica y, concretamente, las limitaciones ocasionadas por el uso de diferencias finitas en la resolución de las ecuaciones. De esta forma, un modelo lagrangiano como es el modelo FLEXPART, necesita un diagnóstico diario de la humedad específica en toda la troposfera. Además, la imprecisión en la medida de la humedad específica es el factor más importante en los errores del modelo que se traducen en flujos de humedad poco realistas en cada partícula

individual. Aunque este problema puede ser determinante al analizar desplazamientos de partículas aisladas, la alternancia de signo en los errores individuales tienden a cancelar los errores a escala climática al integrar los resultados para un gran número de partículas; es decir, cuando se estudian los flujos para grandes extensiones o largos períodos de tiempo, como es el caso en este trabajo. Por esta razón, los estudios sobre fuentes de humedad que utilizaron el modelo lagrangiano FLEXPART se han realizado hasta muy recientemente sobre cuencas oceánicas o continentes enteros (e.g., Stohl y James, 2004; Gimeno et al., 2010; Nieto et al., 2014).

Otra de las limitaciones del modelo FLEXPART, y en general de los modelos lagrangianos, se encuentra en la imposibilidad de separar la precipitación y la evaporación, ya que se diagnostican en conjunto pero no individualmente. La evapotranspiración se puede considerar que ocurre de forma constante en una partícula, mientras que la precipitación ocurre de una forma más esporádica. Además, en los lugares donde se registra precipitación $(p > 0)$, en general la evapotranspiración e es muy reducida. Por lo tanto, cuando una partícula con $e - p > 0$ se puede considerar que prácticamente evaporación sin precipitación y por lo tanto $e - p \approx e$, mientras que el caso de una partícula precipitante con $e - p < 0$, la evaporación se puede despreciar y por lo tanto, $p - e \approx p$. En este sentido, el problema se encuentra en la ecuación (16) que no lleva implícito el transporte de agua líquida, sino que sólo considera el vapor de agua, de tal modo que si se produce un ascenso en el que se forma agua líquida a expensas del vapor de agua, normalmente, no toda el agua líquida formada llega a precipitar hasta el suelo y el modelo interpreta una sobrestimación de la precipitación que se registra realmente a nivel del suelo. Asimismo, el agua líquida que no llega a precipitar se reincorpora a la atmósfera como vapor, por lo que el modelo lagrangiano interpreta una evaporación neta en las partículas por debajo del nivel de la precipitación $(e - p > 0)$. Sin embargo, esta evaporación no tiene lugar desde la superficie, sino que se produce desde la misma masa de aire y se suma a la evaporación superficial de la columna de aire, por lo que también se sobrestima a la evaporación real desde la superficie.

Como conclusión, el transporte lagrangiano de vapor de agua no puede emplearse para diagnosticar precipitación o evaporación de forma individual, por lo que estas variables han de incluirse de manera independiente en los estudios si se pretende relacionar las fuentes de humedad con la precipitación.

4.4. Índices de los patrones de teleconexión

Además de determinar y analizar la variabilidad de las fuentes de humedad para la región del Sahel Occidental se realizó un análisis de la relación existente entre las fuentes de humedad y los principales patrones de teleconexión o modos de variabilidad climática que pueden tener efectos sobre la región de estudio. Para ello se utilizaron diferentes índices climáticos para el período de estudio de 33 años (1980-2012), en particular se realizó el análisis para la Oscilación de Atlántico norte (NAO), El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y el Monzón de verano de África Occidental (WASM).

4.4.1. Oscilación del Atlántico Norte (NAO)

Los datos para la Oscilación del Atlántico Norte fueron obtenidos a través del índice mensual de la NAO basado en las estaciones de medida (Hurrel, 1995) a partir de los datos del National Center of Atmospheric Reserarch (NCAR) (https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/climate_index_files/nao_pc_monthly_0.txt). El índice de la NAO está basado en la diferencia de la presión normalizada a nivel del mar (SLP) entre Ponta Delgada (Azores – Portugal) y Stykkkisholmur (Reykjavik – Islandia).

$$INAO = \frac{(SLP'_{Azores})}{\sigma_{Azores}} - \frac{(SLP'_{Islandia})}{\sigma_{Islandia}} \qquad (18)$$

donde SLP'_{Azores} y $SLP'_{Islandia}$ son las anomalías de presión en Azores e Islandia y σ_{Azores} y $\sigma_{Islandia}$ son las desviaciones estándar de estas anomalías. En este estudio se eligieron como meses a considerar en el índice de la NAO los meses de EFM (enero, febrero y marzo), meses coincidentes con la definición de la estación invernal para el Sahel. El cálculo del índice para la NAO se realizó a través de una media aritmética simple para los valores mensuales para el período de estudio (1980-2012).

4.4.2. Fenómeno de El Niño - Oscilación del Sur (ENSO)

Como se comentó anteriormente, ENSO es el modo de variabilidad global terrestre que representa el mayor aclopamiento océano-atmósfera observado. El índice de ENSO, por tanto, compila ambas aportaciones, así que se tiene un índice para la parte oceánica (EN) y otro para la atmosférica (SO). Para cuantificar la oscilación de la componente oceánica (EN) se emplea la temperatura de la superficie del mar (SST) en la región definida como El Niño 3.4 (figura 18). Se eligió esta región ya que abarca la mitad occidental de la lengua fría ecuatorial, que proporciona una buena medida de

los cambios importantes de la SST y de los gradientes de SST que producen cambios en el patrón de convección tropical y en la circulación atmosférica.

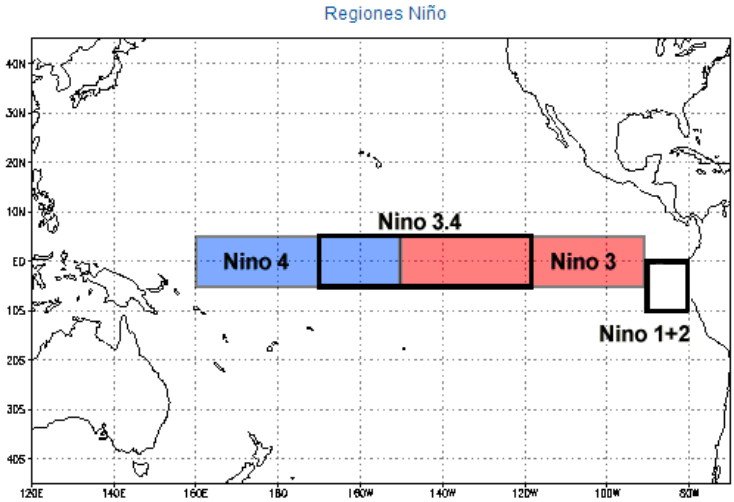


Figura 18. Regiones empleadas para calcular el índice de la componente oceánica (El Niño). Imagen sacada de https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php

Se calculó el índice de forma anual, pues ENSO tiene influencia durante todo el año. Los datos de SST fueron obtenidos de la base de datos disponibles en la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Adminstration) en el siguiente enlace: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. Para hallar el índice se realizó una media aritmética simple entre los doce valores mensuales para obtener el valor del índice anual.

El índice de la Oscilación del Sur, es decir, de la componente atmosférica (*Sourthen oscillation index,* SOI) se trata de un índice estandarizado basado en las diferencias de presión a nivel del mar entre Tahití y Darwin (Australia). El SOI es una medida de la fluctuaciones de presión a escala que se produce entre el Pacífico tropical occidental y oriental. La fase negativa de SOI representa una presión en superficie por debajo de lo normal en Tahití (Pacífico Oriental) y una presión por encima de lo normal Darwin (Pacífico Occidental). Los períodos prolongados negativos (positivos) de SOI coinciden con aguas cálidas (frías) en el Pacífico oriental que se traducen en una fase de ENSO de El Niño (La Niña). De la misma forma que la componente oceánica, la componente atmosférica se calcula de forma anual con datos de la NOAA disponibles en la siguiente enlace: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi

$$SOI = \frac{P_{Tahíti} - P_{Darwin}}{\sigma_{Tahíti-Darwin}} \qquad (19)$$

donde $P_{Tahíti}$ y P_{Darwin} son las presiones estandarizadas en cada una de las ubicaciones y $\sigma_{Tahíti-Darwin}$ es el desviación estándar entre ambas presiones.

4.4.3. Monzón de verano de África Occidental (WASM)

El índice del monzón de verano de África Occidental (WASMI) se define a partir de una normalización del campo de viento en 850 hPa durante los meses de verano (JJAS) en el área (5°-17,5°N, 20° W, 40°E) (Li y Zeng, 2002, 2003, 2005). Este índice fue obtenido en http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65579 en el dominio previamente definido por Li et al. (2002) y Li et al. (2003).

Una característica notable del monzón de verano de África Occidental (WASM) diferente a otros monzones es que está dominado por la variabilidad a escalas de tiempo decadales.

El WASM sufrió una abrupta disminución en 1967 que coincide con una fuerte reducción de las precipitaciones en la región del Sahel. El WASMI muestra una alta correlación, de 0.76, en el verano de Sahel (JJAS) con las precipitaciones para el período de 1958 a 1998.

Del mismo modo que sucede con el índice de la NAO, para unificar criterios, en el presente trabajo se decidió escoger los meses de la época monzónica, JAS. Se calculó el valor del WASMI para estos tres meses a través de una media aritmética simple para cada uno de los 33 años de estudio (1980 – 2012).

4.5. Métodos estadísticos empleados

Para determinar y analizar la variabilidad de las fuentes de humedad para la región de estudio y ver si existe una relación entre estas fuentes y la propia región se aplicó un método estadístico basado en el análisis de los coeficientes de correlación lineal de Pearson. Como datos de entrada se utilizaron los valores de las series anuales de cada índice y por otro lado los valores de las series anuales del campo de (E – P) para cada fuente de humedad detectadas para el Sahel.

III

RESULTADOS

5

Resultados

En este capítulo se describen los resultados obtenidos en este trabajo de Fin de Grado. Se mostrarán las fuentes de humedad detectadas para la región del Sahel, tanto anualmente como de forma estacional, para el periodo de estudio, desde 1980 a 2012. Una vez éstas definidas se muestran los resultados de la variabilidad climática de las mismas, así como las posibles relaciones entre la precipitación del Sahel y el balance de E-P sobre las fuentes de humedad mediante un análisis lineal. También en el capítulo que sigue se realiza el análisis de las series de E-P de cada fuente con los modos de variabilidad climática que afectan a la región, para intentar encontrar relaciones dinámicas al transporte desde las fuentes al sumidero (Sahel).

5.1. Identificación climática de las fuentes de humedad

En este apartado se realiza un análisis anual y estacional de las fuentes de humedad con el objetivo de obtener una primera caracterización de estas para el Sahel. Para ello se calcula el balance de (E – P) de las partículas que llegan a la región de estudio durante un período de 10 días. Para interpretar los resultados a través de las figuras es necesario conocer que las áreas de colores rojos representan zonas donde (E – P) > 0, es decir, regiones fuente. Las áreas con colores más azulados representan aquellas regiones donde (E – P) < 0, y por lo tanto son las regiones denominadas sumideros.

En primer lugar, como muestra la figura 19 se realiza un análisis anual de retrotrayectorias para cada día (D) hacia atrás en el tiempo (donde D varía de 1 hasta 10 días). Así el día D=1 significa un día hacia atrás en el tiempo, por lo que el campo de (E – P) para D-1 indica la variación de E-P para las partículas un día antes de llegar a la región destino, en este caso el Sahel. El mapa de D-2 son los valores de (E – P) dos días antes de llegar a la región destino, y así hasta el día 10. Así, en el día 0 consideramos que todas las partículas están dentro de la región de estudio, delimitada por la caja del Sahel. A medida que avanzan los días (D = 1, 2, 3…., 10) las partículas se dispersan de la región Sahel adquiriendo o perdiendo humedad. Por lo tanto, en el primer día (D-1) la mayoría de las partículas se encuentran concentradas en las proximidades de la región del Sahel y son los propios mecanismos de evaporación local (*recycling*) del Sahel los que actúan como fuente de humedad. Aparece también una zona sumidero en el océano Atlántico incluyendo al Golfo de Guinea, lo que indica que en esta región la precipitación es convectiva, lo que ocurre típicamente con las masas de aire en tránsito al Sahel, esta área corresponde a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). El valor negativo en la zona continental al Sureste del Sahel en África central revela una zona de precipitación de masas de aire con origen al Este del Sahel. De forma similar al primer día, en el segundo (D-2) se observan las mismas fuentes pero con una expansión hacia el Norte sobre la costa atlántica de África. Esta expansión continúa en el tercer día (D-3) en el que la cuenca del Mediterráneo y el Noreste de África aparecen como nuevas fuentes de humedad para el Sahel. Los vientos de Harmattan, flujo del NE que sopla durante todo el año salvo la temporada del monzón, provoca la aparición de estas dos nuevas fuentes de humedad. En el cuarto día (D-4) se produce un desplazamiento hacia el Sur y aparece como fuente de humedad el Golfo de Guinea, que al igual que el resto de las regiones fuente, se intensifica y expande conforme transcurren los días. Al sexto día (D-6) aparece una región fuente situada en el Centro Este de África que al igual que las anteriores regiones fuente se expande durante los días posteriores. Al décimo día (D-10) aparece un área con evaporación positiva en la costa Este de África sobre el océano Índico. El análisis diario se realiza hasta diez días hacia atrás en el tiempo, pues como se comentó en la introducción, el tiempo de vida promedio del vapor de agua en la atmósfera tiene este valor.

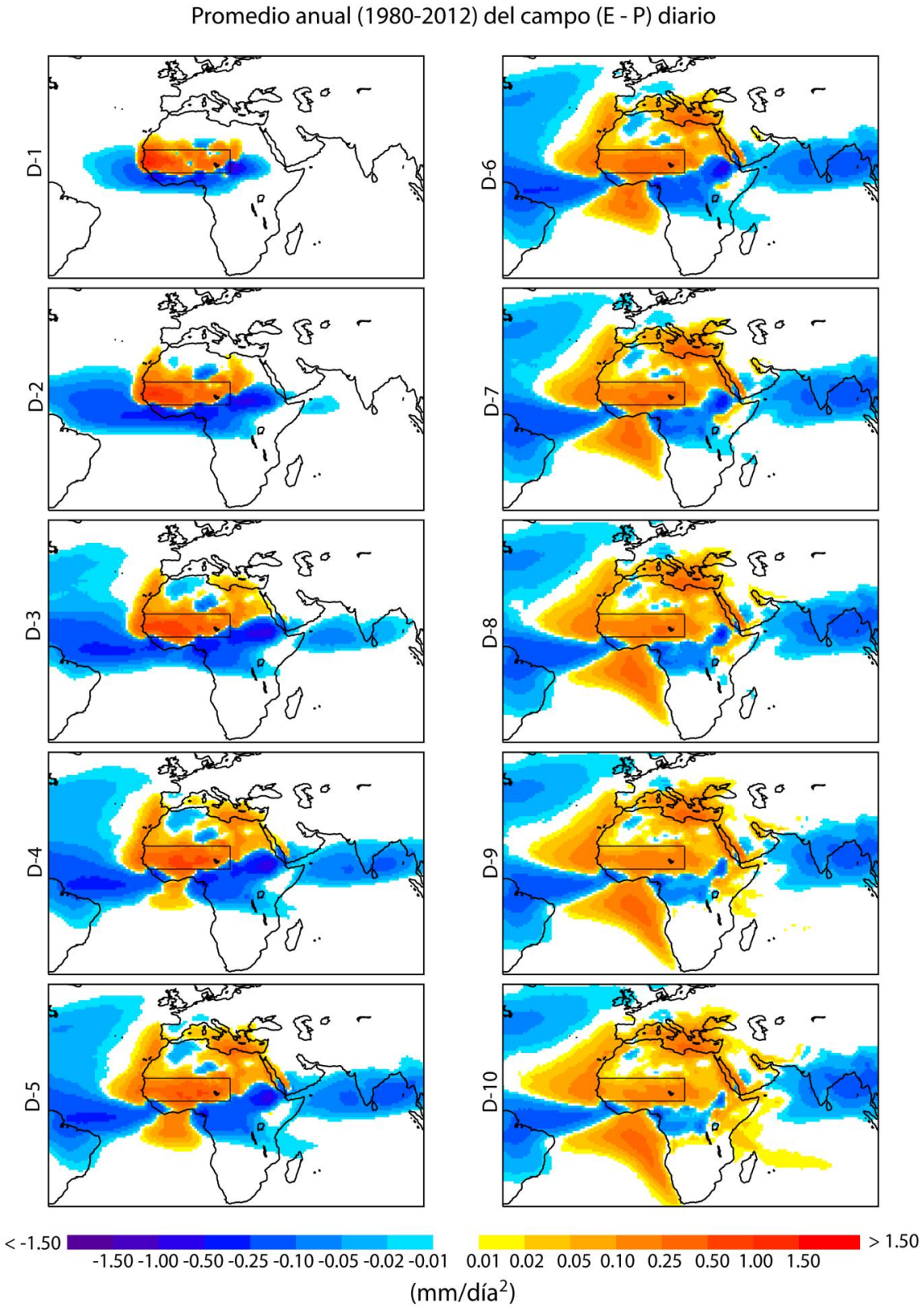


Figura 19. Valores medios anuales de (E – P) diez días hacia atrás (retrotrayectorias – backward) para el período 1980-2012 para la región del Sahel: 10ºN-20ºN ; 16ºW-20º E (recuadrada con la línea negra).

En la figura 20 se muestran los valores de E – P integrados para los diez días para el período de 33 años. Se pueden observar las diferentes fuentes de humedad para la región del Sahel. Las contribuciones están representadas en términos absolutos y dan información de la contribución total integrada anual de la humedad. Así pues, se distinguen 6 fuentes principales de humedad para la región de estudio: el Atlántico Norte (NAtl), el Golfo de Guinea (GGuinea), el Mediterráneo (Med), el Noreste de África (NEAf), el centro Este de África (CEAf) y la propia región del Sahel (Sahel) que actúa como fuente de humedad a través del mecanismo de evaporación local (*recycling*). Cuatro de las fuentes de humedad se limitan en este trabajo, de aquí en adelante, con un umbral de 0.10 mm/día (línea de color verde en figura 20): NAtl, GGuinea, CEAf y NEAf. La fuente del mar Mediterráneo (Med) se define por sus límites geográficos. La fuente del Sahel por su propia definición como caja destino entre 10ºN-20ºN y 16ºW- 20º E (recuadrada con la línea negra en la figura 19).

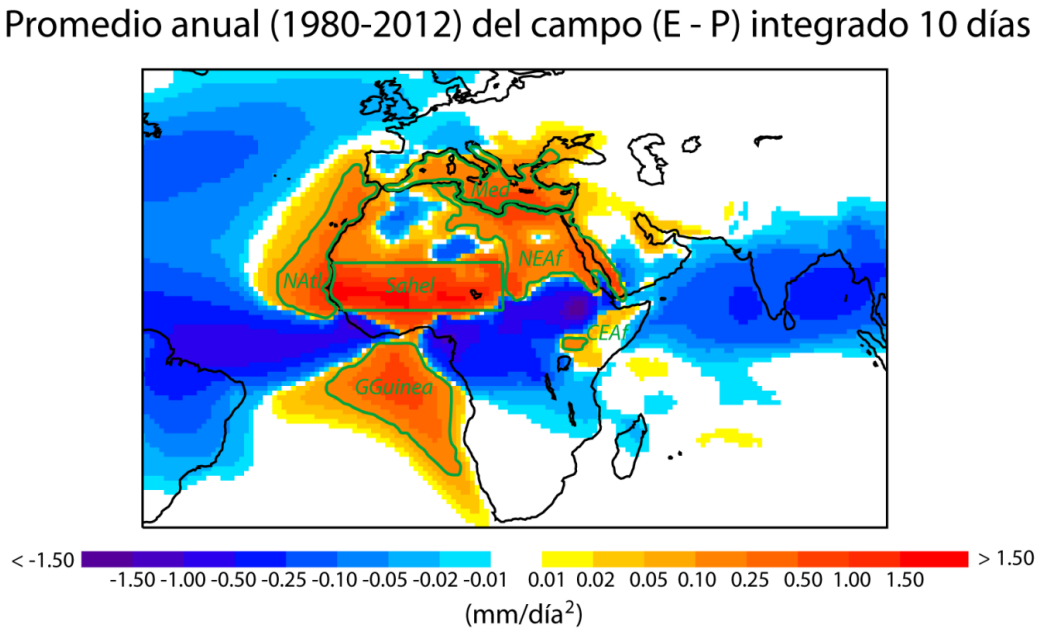


Figura 20. Valores medios anuales de (E – P) integrados diez días hacia atrás (retrotrayectorias – backward) para el período 1980-2012 para la región del Sahel. La línea verde indica el umbral utilizado para definir cada una de las fuentes de humedad. Cuatro de las fuentes de humedad se definen con el límite de 0.10 mm/día: NAtl, GGuinea, CEAf y NEAf. El Mediterráneo se define por su cuenca geográfica y la fuente del Sahel por su propia definición como caja destino.

Estos patrones del campo de (E – P) son muy robustos y constantes mostrando en general la misma distribución cuando se realiza un análisis estacional. La figura 21 muestra los campos de (E – P) estacionales integrados durante los 10 días de transporte hacia atrás en el tiempo. Es importante conocer cómo se definieron las diferentes estaciones. En primer lugar se identifica la época del régimen del Monzón Africano, JAS (julio, agosto y septiembre), que coincide con los meses de verano boreal. El monzón, como se indicó en los apartados de capítulos previos, tiene su máximo de acción durante el mes de agosto, por ese motivo la estación monzónica en este trabajo se centra en este mes. De ahí en adelante el resto de las estaciones se

agrupan en grupos de tres meses. De esta forma se considera como invierno a los meses de enero, febrero y marzo (EFM); a la época pre-monzón (primavera) como abril, mayo y junio (AMJ); período monzónico (verano) como julio, agosto y septiembre (JAS) y época post-monzón (otoño) como octubre, noviembre y diciembre (OND).

Se realizaron los campos de (E – P) para cada una de las estaciones. Se muestran en la figura 22 los resultados para el periodo del monzón (el resto de los mapas estacionales diarios se puede consultar en los anexos A1, A2 y A3).

Aunque como se comentó anteriormente la estructura del patrón de las fuentes es bastante consistente, existen diferencias estacionales relacionadas sobre todo con respecto a la posición de la ZCIT (figura 22 y A1-3). Las diferencias estacionales están relacionadas por la pérdida de humedad en la ZCIT, que se limitan principalmente al océano Atlántico y África durante el otoño, con una leve expansión hacia el Pacífico durante el invierno. En primavera la ZCIT se expande hacia el océano Índico e Indonesia mientras que en el Atlántico está ausente, pero está incluida en parte en la región del Sahel durante verano, cuando la ZCIT es más intensa en Asia. El comportamiento está en buen acuerdo con el ciclo de temporada del monzón del África Occidental.

Los mecanismos de evaporación local (*recycling*) en el Sahel constituyen la fuente de humedad más importante durante las cuatro estaciones. En invierno junto a estos mecanismos de evaporación local, el Atlántico Norte (NAtl) y la cuenca del Mediterráneo (Med) son fuentes significativas, y en menor medida lo es el Golfo de Guinea (GGuinea). En la época premonzónica (primavera) la fuente del Noreste de África (NEAf), en la que está incluida la cuenca del Mar Rojo, intensifica su importancia, y la fuente del Golfo de Guinea (GGuinea) adquiere mayor protagonismo. En verano, durante la temporada del monzón, cuando las discrepancias estacionales son mayores. Es durante esta época cuando las precipitaciones son más abundantes en la región del Sahel. En la figura 22 se observa que los campos de (E – P) no son completamente positivos sobre la región destino (el Sahel) durante los tres primeros días de transporte. Esto indica la existencia de regiones dentro de la región del Sahel donde se producen ganancias de humedad en la atmósfera (la mayoría en la mitad occidental) y en otras regiones (sobre todo la parte oriental, colores en rojo en la figura 22) donde se producen pérdidas de humedad (zonas de precipitación convectiva, colores en azul en la figura 22). Estas zonas de precipitación convectiva son concordantes con la máxima frecuencia de los complejos convecticos a mesoescala en torno a 10ºE (Lebel et al., 2003). Durante el verano, la fuente del Golfo de Guinea junto con los mecanismos de evaporación local (*recycling*) son las fuentes de humedad dominantes, además también aparece una nueva fuente sobre el océano Índico (Ind). En otoño, la importancia de las fuentes es similar al invierno.

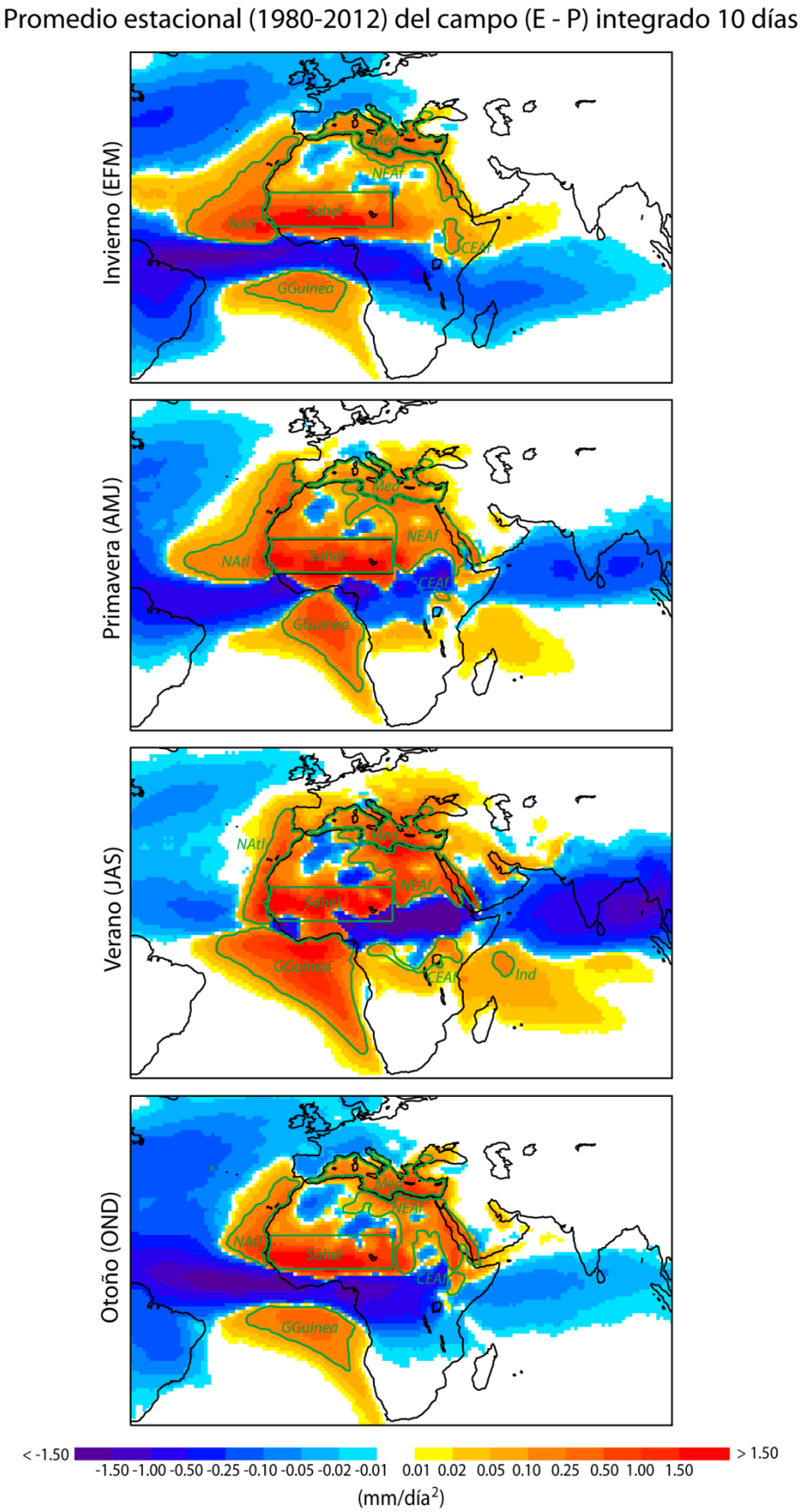


Figura 21. Valores de (E – P) integrados diez días hacia atrás (retrotrayectorias – backward) estacionalmente en el período 1980-2012 para la región del Sahel.

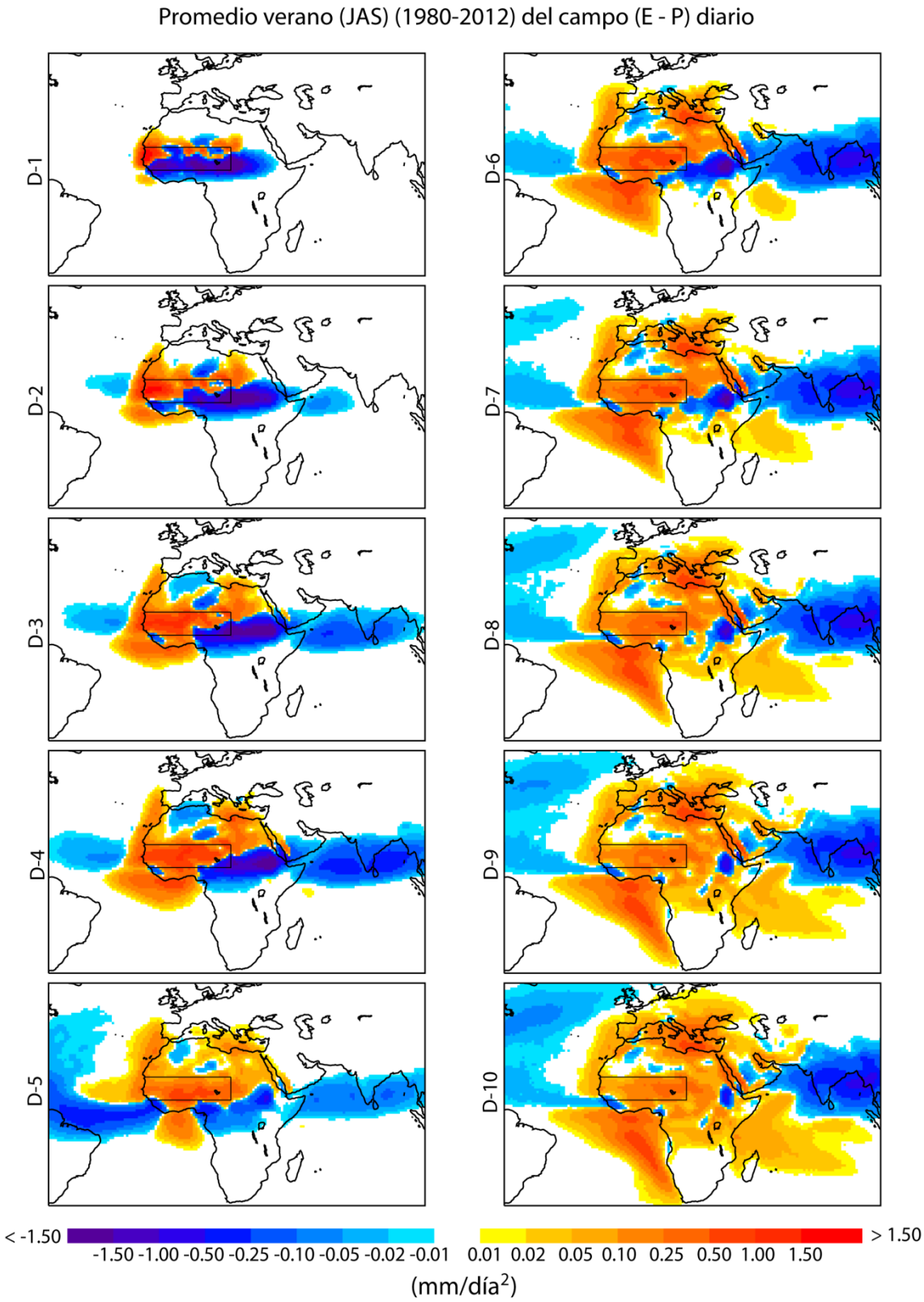


Figura 22. Valores (E – P) diez días hacia atrás (retrotrayectorias – backwards) para la estación de verano (JAS) en el período 1980-2012 en la región del Sahel.

Con el objetivo de disponer de un mayor detalle de la variabilidad, además del estudio estacional se realizaron los mapas de (E – P) mensualmente. El integrado para 10 días del campo de (E – P) de retrotrayectorias mes a mes puede verse en el Anexo A4.

5.2. Contribución de las fuentes de humedad

El método lagrangiano utilizado en este trabajo permite la posibilidad de cuantificar día a día el transporte de vapor de agua desde cada una de las fuentes de humedad. Se calcula pues, en este apartado, la contribución de cada una de las fuentes de humedad para los diez días hacia atrás en el tiempo. De este modo, se verá la importancia de cada fuente en función del tiempo. Es decir, es posible con este método evaluar la importancia de las principales fuentes de humedad detectadas para la región.

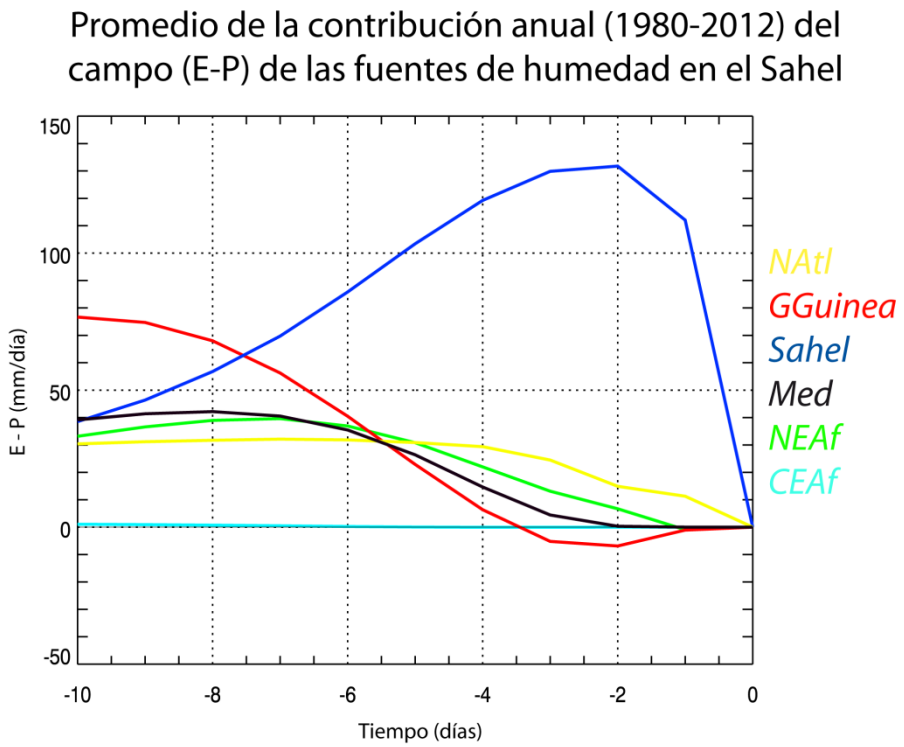


Figura 23. Series temporales de $(E – P)_n$ calculadas n días hacia atrás en el tiempo (n=1-10) para la región del Sahel e integrados sobre cada región fuente anualmente para el período de 1980-2012.

En la figura 23 se muestra la serie temporal de la contribución integrada de las series $(E – P)_n$ para cada una de las fuentes determinadas en base anual en la figura 20 con el límite de 0.10 mm/día. Las fuentes de humedad analizadas son: la fuente del Atlántico Norte (NAtl), el Golfo de Guinea (GGuinea), la propia fuente del Sahel (Sahel), la cuenca del Mediterráneo (Med), la fuente del Noreste de África (NEAf) y la fuente del Centro Este de África (CEAf). No se calcularon los valores de la fuente del Índico (Ind)

porque sólo aparece durante la época de los meses del monzón (JAS). En la figura 23 se representa en las abscisas, los n días (n = 1, 2… 10) para los cuales se calcula la contribución integrada de cada fuente para la región del Sahel y en el eje de ordenadas se representa el valor del campo de (E – P) en mm/día para cada región fuente. Los valores de $(E - P)_n$ representados no están relativizados al área de cada fuente.

Así, la fuente que aporta mayor cantidad de humedad a la región es el propio Sahel (Sahel-línea azul oscuro), a través de los procesos de evaporación local (*recycling*) domina claramente desde el primer al séptimo día, con un máximo en el segundo día (131.8 mm/día). A partir del séptimo día la fuente dominante en el aporte de humedad para la región del Sahel es el Golfo de Guinea (GGuinea-línea roja). Es importante destacar que la fuente del Golfo de Guinea no contribuye como tal hasta el tercer día, es decir, actúa como sumidero de humedad durante los primeros días, y es a partir del cuarto día cuando se convierte en fuente de humedad para la región del Sahel, dominando, como ya se comentó, a partir del séptimo día. La fuente del Atlántico Norte (NAtl-línea amarilla) también contribuye desde el primer día con un aporte de humedad casi constante a partir del cuarto día, alcanzando el máximo el séptimo día (32.1 mm/día). La fuente del Mediterráneo (Med-línea negra) y del Noreste de África (NEAf-línea verde) aportan humedad a partir del segundo día y ambas lo hacen de forma similar, siendo máxima su contribución el octavo día en el caso de Med (42.2 mm/día) y al séptimo día en el caso de NEAf (39.6 mm/día). Desde la fuente del Centro Este de África (CEAf-línea azul claro) el aporte de humedad es muy inferior a las demás fuentes debido a su menor tamaño. Su contribución es positiva a partir del quinto día (0.04 mm/día) y aumenta conforme transcurre el tiempo, siendo máxima el décimo día (1.05 mm/día).

(E-P) acumulado diario (mm/día)	
Sahel	*889,6*
GGuinea	*332,2*
NAtl	*268,1*
NEAf	*257,8*
Med	*244,2*
CEAf	*3,3*

Tabla 2. Valores de (E – P) acumulados para los 10 días de retrotrayectorias para el periodo de 1980-2012 para cada fuente de humedad del Sahel.

En la tabla 2 se muestra el valor acumulado de (E – P) sobre cada una de las fuentes del Sahel para los 10 días de retrotrayectorias calculadas para el período de estudio. Las fuentes de humedad se definen en base anual y el sumatorio se realiza calculando el promedio diario para los 33 años de estudio. Así, se puede ver como anualmente la fuente de humedad dominante para la región del Sahel es ella misma a través de los procesos de evaporación local (*recycling*). La segunda fuente de humedad en

importancia es el Golfo de Guinea debido a su aporte de humedad durante la temporada del monzón (JAS). Las fuentes del Atlántico Norte (NAtl), Noreste de África (NEAf) y la cuenca del Mediterráneo (Med) tienen una contribución anual similar comprendida entre 240-270 mm/día. Por último la fuente de centro Este de África (CEAf) tiene una contribución muy inferior al resto de las demás fuentes de humedad debido a su área, muy inferior al resto.

En la figura 24 se muestran las series temporales estacionales de la contribución integrada 10 días hacia atrás de (E – P) de cada una de las fuentes determinadas en la figura 21. Las fuentes de humedad en este caso, están definidas estacionalmente, es decir, los límites, y por tanto el tamaño de las fuentes, varía en función de la estación. La contribución se representa en una escala ajustada para cada estación.

La fuente del Sahel (Sahel-línea azul oscuro) es la principal fuente de humedad durante las durante las cuatro estaciones, presentando un patrón algo diferente durante la temporada del monzón (JAS). En general el Sahel aporta humedad a través de los procesos de evaporación local (*recycling*) dominando durante los primeros días. La fuente CEAf (línea azul claro) apenas contribuye al aporte de humedad a la región del Sahel y tiene muy poca variación a lo largo de los diez días. El resto de fuentes, NAtl (línea amarilla), Med (línea negra) y NEAf (línea verde) tienen una mayor variabilidad estacional. En verano aparece una nueva fuente de humedad sobre el océano Índico (Ind-línea naranja). Se analiza en los siguientes párrafos cada una de las estaciones por separado.

En el invierno (EFM) la propia región del Sahel es la fuente de humedad dominante durante los cinco primeros días, alcanzando su máxima contribución el primer día (175.1 mm/día). A partir de éste su contribución comienza a disminuir y al quinto día la fuente dominante es NAtl, con un aporte de humedad casi constante a partir del sexto día (con un aporte máximo el noveno día: 74.8 mm/día). Hay que resaltar que NAtl durante los primeros días de transporte actúa como un sumidero ($E - P < 0$) y es a partir del tercer día cuando se convierte en fuente de humedad ($E - P > 0$). La cuenca del Mediterráneo (Med) comienza su aporte de humedad el segundo día, siendo su contribución máxima durante el sexto día (24.9 mm/día). GGuinea aporta humedad a la región del Sahel a partir del cuarto día y aumenta su contribución con el tiempo, de forma que esta es máxima el décimo día de transporte (26.9 mm/día). Las fuentes de Noreste de África (NEAf) y del Centro Este de África (CEAf) apenas contribuyen en el transporte de humedad hacia la región del Sahel durante invierno. El NEAf tiene una contribución máxima el sexto día (7.2 mm/día), que coincide con el aporte máximo anteriormente comentado de la cuenca del Mediterráneo posiblemente, debido al flujo de vientos del NE. Por otro lado CEAf aumenta su contribución de humedad conforme transcurren los días siendo máximo su aporte el décimo día (3.8 mm/día).

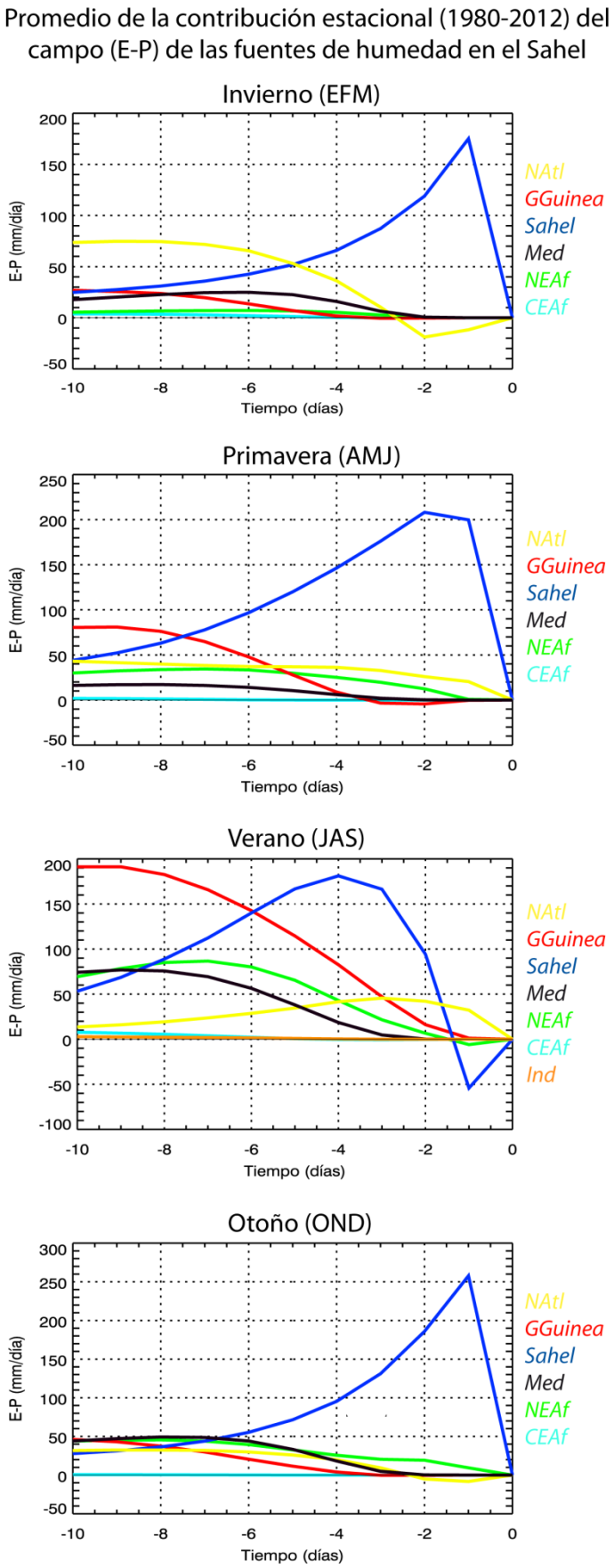


Figura 24. Series temporales de $(E - P)_n$ calculadas n días hacia atrás en el tiempo (n=1-10) para la región del Sahel e integrados sobre cada región fuente estacionalmente para el período de 1980-2012.

Durante la época premonzónica (AMJ, primavera) la fuente dominante durante los primeros días sigue siendo la propia región del Sahel con un aporte máximo de humedad que se desplaza al segundo día (208.1 mm/día). La fuente de humedad del Sahel, dominante durante los primeros días, es desplazada el séptimo día por la fuente del Golfo de Guinea (GGuinea). Ésta actúa como sumidero los primeros días y es a partir del cuarto día cuando se convierte en fuente, con un aporte máximo el noveno día (80.9 mm/día). El hecho de que se convierta en la fuente dominante en la región del Sahel el séptimo día durante la primavera revela que nos encontramos en la temporada de premonzón. El NAtl tiene una contribución de humedad constante desde el cuarto hasta el décimo día de transporte en torno a los 40 mm/día. De forma similar a NAtl, la fuente del Noreste de África (NEAf) tiene una contribución positiva los diez días de transporte con una contribución más o menos constante, siendo máxima durante el séptimo día (34.4 mm/día). Med aporta de humedad a la región desde el cuarto día de transporte, con una contribución máxima el octavo día (17.1 mm/día). Por último, CEAf tiene una contribución positiva a partir del quinto día, que va en aumento conforme transcurren los días de transporte, siendo máxima el décimo día (1.7 mm/día). Lla contribución de la fuente CEAf tiene un aporte menor que el resto de las fuentes.

En la temporada del monzón (JAS), las fuentes de humedad presentan una mayor variabilidad. La fuente dominante, de nuevo, desde el segundo hasta el sexto día es la propia región del Sahel a través de los procesos de evaporación local (*recycling*) con un aporte máximo el cuarto día (181.2 mm/día). El primer día debido a las altas precipitaciones, el Sahel actúa como sumidero de humedad. Como consecuencia en el cambio de régimen de viento durante el monzón se produce un flujo del Sur-Suroeste que favorece la entrada de humedad procedente de la fuente de humedad del Golfo de Guinea (GGuinea) y que hace que esta fuente sea la dominante a partir del sexto día, con un aporte que va en aumento conforme transcurren los días, y alacanzando su máximo valor el noveno día (191.2 mm/día). NAtl tiene una contribución positiva los diez días de transporte, con un máximo el tercer día (45.6 mm/día), disminuyendo los días posteriores. La fuentes NEAf y Med siguen una distribución similar, con un aporte de humedad que comienza a ser relevante en el caso de NEAf el segundo día, con una contribución máxima el séptimo día (87.7 mm/día), y en el caso de Med a partir del tercer día, con el máximo alcanzándose el noveno día (76.8 mm/día). La fuente del Centro Este de África (CEAf) aporta humedad a la región del Sahel con una contribución que aumenta conformen avanzan los días, de esta forma, su aporte máximo se produce el décimo día (7.8 mm/día). Como se muestra en la figura 21, durante la temporada del monzón aparece una nueva fuente de humedad sobre el océano Índico (Ind-línea naranja). La fuente del Índico tiene un aporte de humedad positivo en la región del Sahel, sin embargo su contribución en comparación con el resto de fuentes de humedad es muy inferior, su contribución va aumentando según

transcurren los días de transporte, llegando a su contribución máxima el último día de análisis (2.8 mm/día).

Durante la temporada postmonzón (OND), de nuevo la fuente dominante durante los primeros días de transporte es la fuente de humedad del propio Sahel. La fuente del Sahel tiene una contribución máxima el primer día (257.8 mm/día) muy superior al resto de estaciones. La fuente del Noreste de África (NEAf) tiene un aporte positivo de humedad durante los diez días de transporte con una contribución máxima el octavo día (45.6 mm/día). Med comienza a tener un aporte relevante de humedad hacia la región a partir del tercer día, y es el séptimo día cuando se convierte en la fuente de humedad dominante. Med tiene un aporte máximo el octavo día (49.3 mm/día). El Atlántico Norte (NAtl) actúa como sumidero el primer día para convertirse a partir del segundo día en fuente de humedad, con un aporte casi constante desde el quinto día y con una contribución máxima durante el octavo (32.5 mm/día). La fuente de centro Este de África (CEAf), durante el postmonzón, apenas contribuye al aporte de humedad en la región del Sahel. Su contribución aumenta según avanzan los días de transporte, de forma que su contribución es máxima al décimo día (0.6 mm/día), pero con un aporte de humedad muy inferior al resto de fuentes de humedad.

También se calculan las series temporales de E – P de cada fuente de humedad para la región del Sahel e integrados sobre cada fuente mensualmente para el período de 1980-2012. Los límites de las fuentes se definen mensualmente. Los resultados obtenidos se pueden ver en el Anexo A5.

5.2.1. Importancia estacional de cada fuente de humedad para la región del Sahel

A partir de los datos obtenidos de las series temporales estacionales también se realiza el sumatorio para los diez días hacia atrás de (E – P) para cada una de las fuentes definidas, en este caso, en base estacional e integrada para el periodo de 1980 a 2012. Se podrá así comparar la importancia de cada fuente estacionalmente.

(E -P) acumulado diario (mm/día)							
Invierno (EFM)		*Primavera (AMJ)*		*Verano (JAS)*		*Otoño (OND)*	
Sahel	*660,9*	*Sahel*	*1184071*	*GGuinea*	*1134927*	*Sahel*	*936,3*
NAtl	*429,3*	*GGuinea*	*379,0*	*Sahel*	*1017252*	*NEAf*	*325,3*
Med	*155,0*	*NAtl*	*352,0*	*NEAf*	*530,2*	*Med*	*289,6*
GGuinea	*118,4*	*NEAf*	*250,7*	*Med*	*413,9*	*NAtl*	*200,2*
NEAf	*47,2*	*Med*	*98,9*	*NAtl*	*297,2*	*GGuinea*	*192,3*
CEAf	*17,1*	*CEAf*	*4,4*	*CEAf*	*26,0*	*CEAf*	*1,8*
				Ind	*10,9*		

Tabla 3. Valores de (E – P) acumulados para los 10 días de retrotrayectorias para el período de 1980 a 2012 para cada fuente de humedad del Sahel.

En la tabla 3 se muestra el valor acumulado estacional del campo (E – P) durante los 10 días de las retrotrayectorias promediadas para estación del año. Las fuentes de humedad es este caso se definen de modo estacional, es decir, para cada estación del año se toma el umbral de 0.10 mm/día para definir las fuentes (línea verde en la figura 21). El propio Sahel a través de los mecanismos de evaporación local (*recycling*) es la fuente de humedad dominante durante todas las estaciones, a excepción de la temporada del monzón (JAS), cuando la fuente del Golfo de Guinea (GGuinea) toma mayor relevancia. La fuente del Golfo de Guinea es la segunda fuente de humedad en importancia durante la etapa premonzón (primavera). En el resto de las estaciones el Golfo de Guinea tiene una contribución menor en el aporte de humedad a la región del Sahel, dado que la fuente se encuentra separada de la región destino por la banda de precipitaciones asociadas a la ZCIT (ver figura 25), donde parte del vapor de agua evaporada precipitará (valores negativos de E – P en la figura 21). Las fuentes del Noreste de África (NEAf) y la cuenca del Mediterráneo (Med) tienen una contribución significativa durante la temporada del monzón, constituyendo la tercera y cuarta fuente de humedad, respectivamente. Estas dos regiones fuente son absolutamente coherentes con el transporte hacia el Sahel a través de los vientos del NE durante el monzón. Durante la temporada de monzón se forma una baja térmica en la región del Sahel debido al fuerte calentamiento de la superficie terrestre. La formación de la baja térmica crea un flujo S-SE y N-NE favoreciendo la entrada de humedad en Sahel de las fuentes del GGuinea, y Med y NEAf. Durante la etapa de postmonzón, en otoño, constituyen la segunda y tercera fuentes dominantes en el Sahel. El Atlántico Norte (NAtl) tiene un aporte que disminuye estacionalmente, siendo máximo en invierno (429.3 mm/día) y mínimo en otoño (200.2 mm/día). La fuente de centro Este de África (CEAf) constituye la sexta fuente de humedad en importancia durante las cuatro estaciones, con un aporte de humedad máximo en la temporada del monzón (25.96 mm/día) y muy inferior durante las etapas de premonzón y postmonzón. Durante el monzón (JAS) aparece una nueva fuente de humedad sobre el océano Índico (Ind), sin embargo su aporte de humedad es muy inferior al resto de las fuentes de humedad y se trata de la séptima fuente en importancia.

5.3. Ciclo anual de las fuentes de humedad

En la figura 25 se representa la contribución media interanual de las seis fuentes de humedad integrada para la región del Sahel en el periodo de 1980-2012. Además se representa también la desviación estándar (línea continua) y el valor máximo y mínimo mensual (asteriscos) para cada fuente. Las fuentes fueron definidas con los límites en base anual según la figura 21. Notar que para poder comparar a lo largo de todo el ciclo anual cada uno de los grafico esta ajustado a su propia escala de valores.

El ciclo anual en la fuente de humedad del Sahel tiene una amplitud de 120-55.5 mm/día con una contribución media máxima entorno a 120 mm/día durante los meses de premonzón (abril – junio) y postmonzón (octubre – noviembre), con un mínimo detectado agosto de 55.5 mm/día. Este mínimo de (E – P) coincide con el pico de lluvias de la temporada del monzón.

Como se comentó en la introducción, durante la temporada del monzón se produce un cambio en el régimen de vientos y la humedad procede fundamentalmente de la fuente del Golfo de Guinea por lo que los vientos del Sur transportan humedad de esta región fuente hasta el Sahel desde julio a septiembre. Una de las condiciones importantes para que la evaporación se produzca es que el viento exista viento sobre la región fuente. Además a mayor intensidad de éste, mayor capacidad evaporativa habrá. Así pues, con un régimen de vientos durante la época monzónica del Sur – Suroeste la fuente del Golfo de Guinea presenta su máximo en agosto (86.7 mm/día) que coincide con el máximo de lluvias en el Sahel. Es también durante el mes de agosto cuando la variabilidad es mayor (mayor desviación estándar). Fuera de la temporada del monzón, la fuente del Golfo de Guinea disminuye su contribución de humedad a la región del Sahel. Recordemos que el Golfo de Guinea constituye la segunda fuente más importante para la región del Sahel después de los procesos de evaporación local.

La fuente de Atlántico Norte presenta un ciclo anual muy marcado con máximos de (E – P) durante los meses del monzón (julio, 47.2 mm/día), época monzónica, y un descenso muy acusado hasta los meses de invierno, cuando se llega a valores incluso negativos en octubre (-3.8 mm/día). Estos valores negativos se deben a la definición del área fuente en base anual, que para los meses de septiembre y octubre engloba regiones con balance negativo de (E – P) debido al desarrollo de la ZCIT al Sur del Sahel, entre la fuente estacional y la caja destino.

La fuente del Mediterráneo muestra un ciclo estacional también muy marcado, con los máximos durante los meses de agosto y octubre y los mínimos durante abril y mayo. Este ciclo del (E – P) es absolutamente coherente con resultados calculados con otras medidas (Mariotti, 2002), lo que valida de nuevo el método empleado en este trabajo.

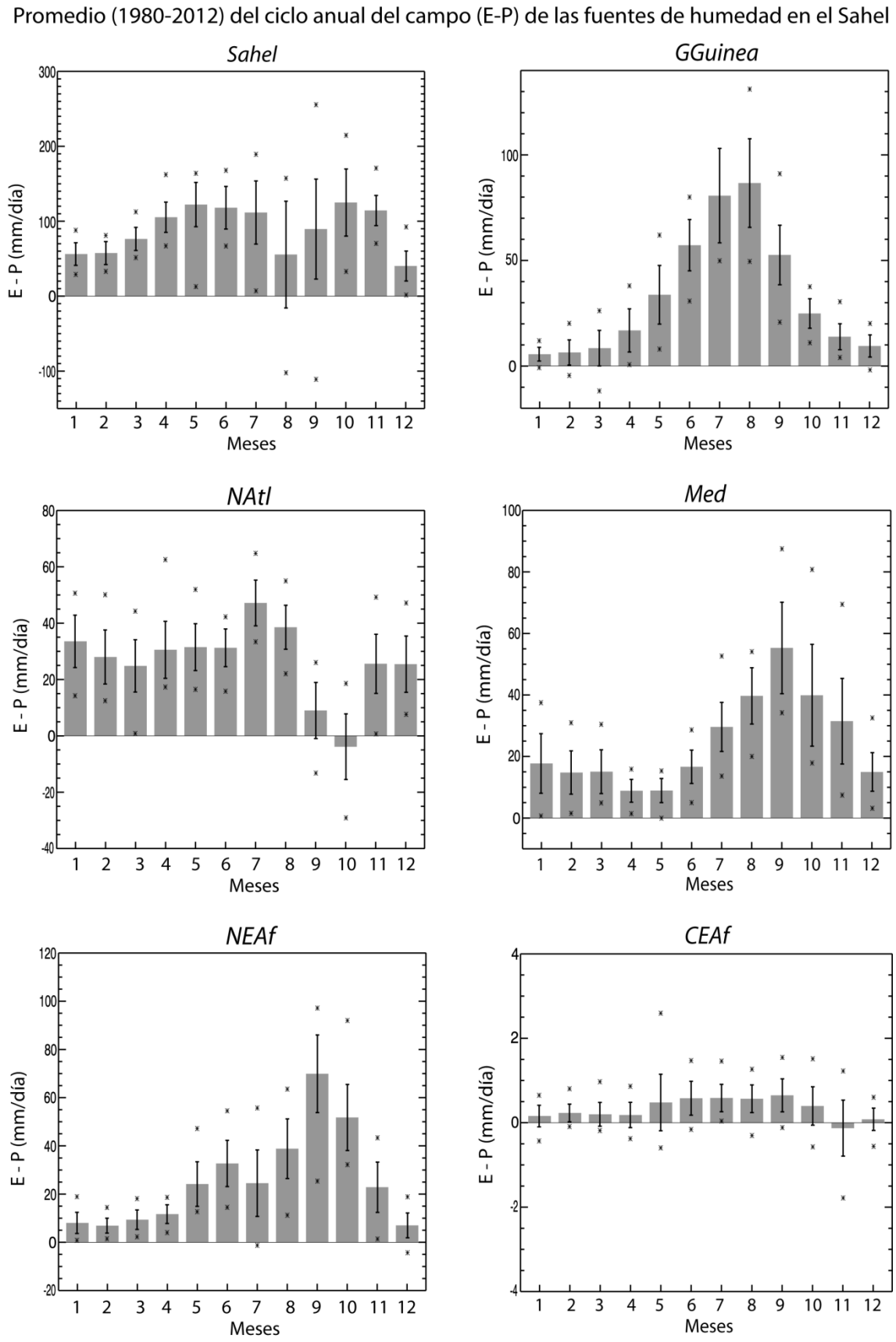


Figura 25. Contribución media mensual de las fuentes de humedad integradas para el Sahel durante los 10 días de retrotrayectorias para el período de 1980-2012.

La fuente del Noreste de África, en la que se incluye el Mar Rojo, tiene un ciclo estacional de (E – P) con valores máximos de mayo a octubre, con un máximo de humedad que se produce el mes de septiembre (70 mm/día).

La fuente del Centro Este de África tiene una contribución muy pequeña en la región del Sahel como se aprecia en la figura 25. Su contribución apenas supera los 0.5 mm/día los meses en los que mayor es su aporte, de mayo a octubre. El resto del año su aporte es inferior a este valor, alcanzando su mínimo en el mes de noviembre con valores negativos, cuando actúa como sumidero de humedad. Dado que, la fuente está definida en base anual (según figura 21) y no estacionalmente (como se dijo el principio de este apartado).

En la figura 25 se representa el balance de (E – P) a lo largo del año de las 6 fuentes principales que aportan humedad a la región del Sahel. Sin embargo, durante los meses de junio, julio, agosto y septiembre aparece una nueva fuente de humedad sobre el océano Índico que no debemos despreciar en el análisis. En la figura 26 se representan los valores de (E – P) la fuente del Índico para los meses en que muestra aporte de humedad para el Sahel.

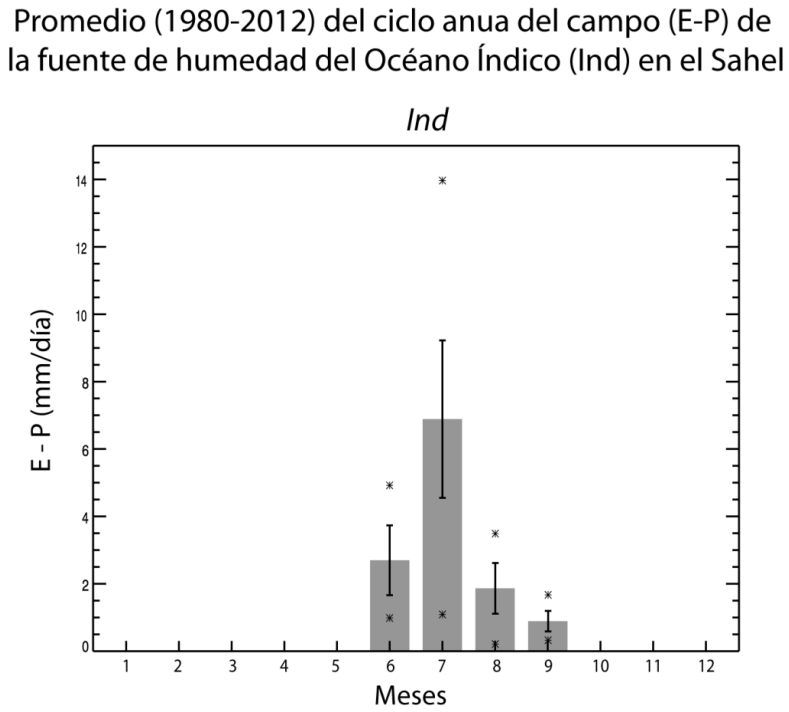


Figura 26. Contribución intermensual de la fuente de humedad del océano Índico intergrada anualmente los meses de junio a septiembre para el período 1980-2012.

Los aportes de humedad desde el Índico son muy bajos en comparación con el resto de las fuentes, con valores de (E – P) con un máximo medio que no supera los 8 mm/día

en julio y que además muestra una gran variabilidad interanual. El resto de los meses en que aparece la fuente del Índico su contribución no supera los 3 mm/día.

5.4. Contribución de las fuentes de humedad remotas a la variabilidad interanual de las precipitaciones en el Sahel

Con el objetivo de establecer una relación entre el flujo neto de (E – P) en las fuentes y las precipitación resultante sobre el Sahel, en este apartado se analizan las correlaciones entre los valores de (E – P) y las precipitaciones de la región del Sahel para el período de estudio (1980-2012). El análisis se realiza mediante el coeficiente de correlación lineal de Pearson. Se correlacionan los valores de (E – P) de las 4 fuentes principales definidas (NAtl, NEAf, CEAf y GGuinea) con el umbral de 0.10 mm/día en base anual (límites de la figura 20) y la cuenca del Mediterráneo que se define según sus límites geográficos. Además también se realizan las correlaciones estacionales, en las que además de las fuentes principales anteriores se incluye la fuente del Océano Índico durante la época del monzón (JAS), cuando esta aparece como fuente de humedad para la región. También se realiza el análisis de las correlaciones lineales mensualmente cuyos resultados se muestran en el Anexos A6. Así pues, los datos del (E – P) fueron calculados anual, estacional y mensualmente. Los valores de la precipitación para la región del Sahel fueron obtenidos de la base de datos del GPCP (*Global Precipitation Climatology Proyect)* en una malla de 2.5º x 2.5º para el mismo periodo de análisis, 1980-2012. Las series temporales mensuales normalizadas del campo (E – P) de fuentes de humedad y la precipitación del Sahel se muestra en los anexos A7-A17.

Antes de analizar las correlaciones, en la figura 27, se muestran las series normalizadas de los valores anuales de (E – P) (línea discontinua) y de precipitación sobre el Sahel (línea discontinua). Se puede observar una gran variabilidad interanual de ambos campos, y como en algunos períodos las series siguen un comportamiento similar. En la tabla 4 se muestran los resultados obtenidos del análisis de correlación lineal para la fuente de humedad del Golfo de Guinea y la precipitación del Sahel. Centrándonos en los resultados anualmente no existe una relación significativa entre las precipitaciones del Sahel y el Golfo de Guinea. Sin embargo estacionalmente sí que hay una relación significativa positiva en primavera (95%), verano (90%) y otoño (90%). La fuente de humedad del Golfo de Guinea, como se vio anteriormente, tiene un mayor aporte de humedad en la región del Sahel durante la temporada del monzón, es decir, durante el verano (JAS) y las épocas pre y post-monzón lo que se corrobora con los altos valores de significatividad, por encima del 90%.

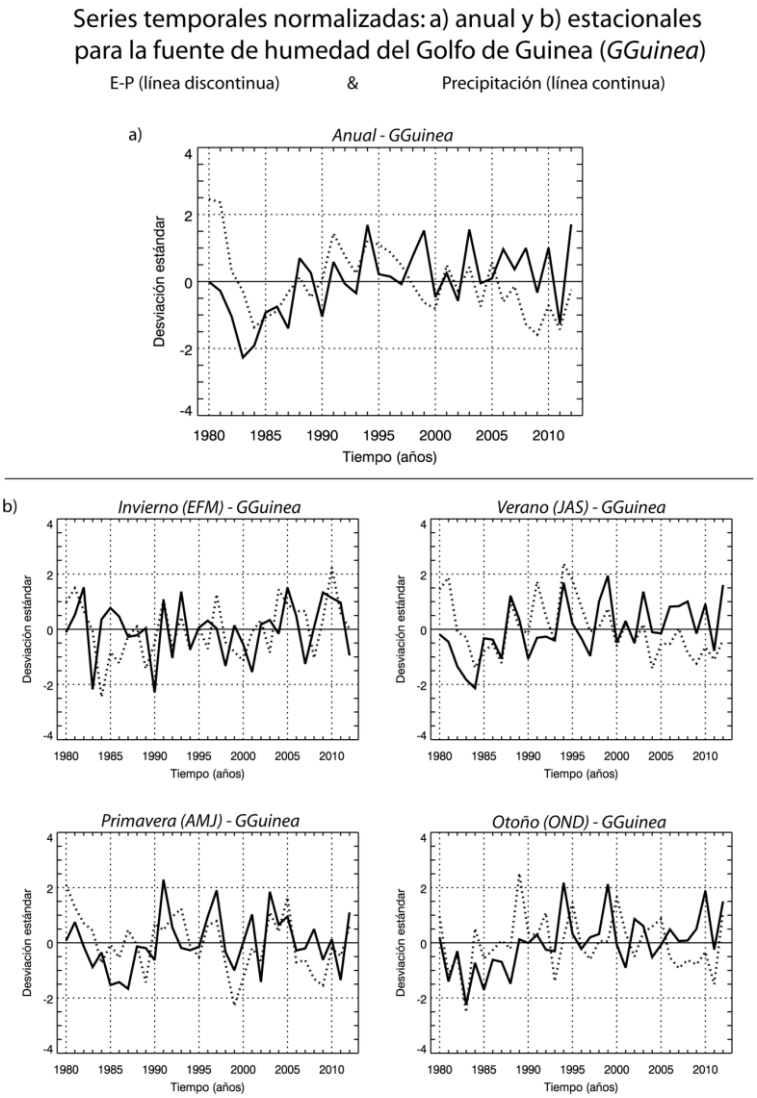


Figura 27. Series temporales normalizadas de la fuente de humedad del Golfo de Guinea a) anual y b) estacionales donde se representan la variabilidad del campo (E-P) (línea discontinua) y las precipitaciones (línea continua) en la región del Sahel.

GGUINEA	Significatividad correlación		90%	95%	99%
	Valor mínimo de la significatividad		0,296	0,349	0,449
Anual	(valor correlación)	0,220	-	-	-
Estacional		Invierno (EFM)	Primavera (AMJ)	Verano (JAS)	Otoño (OND)
Significatividad	Valor mínimo de	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)
correlación	la significatividad	0,277	0,419	0,332	0,305
90%	0,296	-	*	*	*
95%	0,349	-	*	-	-
99%	0,449	-	-	-	-

Tabla 4. Valores del coeficiente de correlación de Pearson anuales y estacionales entre las series temporales de (E – P) integrado durante los 10 días de las retrotrayectorias para el período de 1980-2012 para la fuente de humedad del Golfo de Guinea y las precipitación de la región del Sahel. Los asteriscos indican una correlación significativa y las rallas una correlación no significativa.

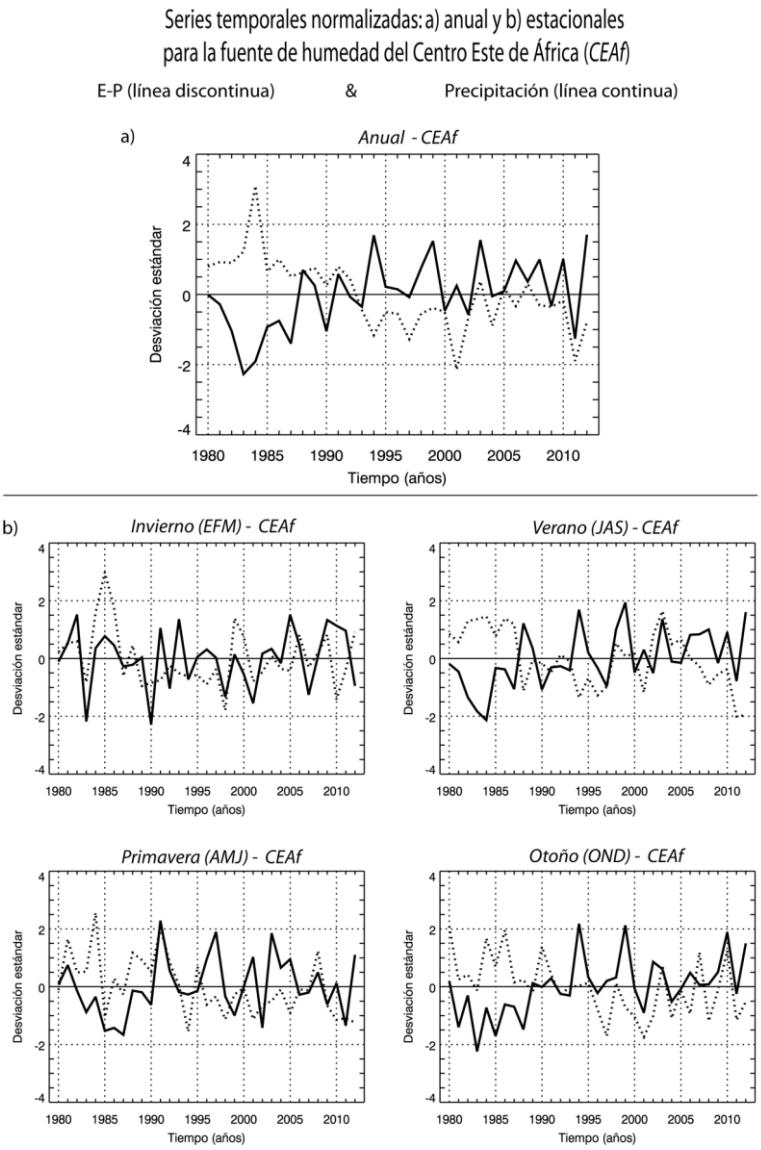


Figura 28. Series temporales normalizadas de la fuente de humedad del Centro Este de África a) anual y b) estacionales donde se representan la variabilidad del campo (E-P) (línea discontinua) y las precipitaciones (línea continua) en la región del Sahel.

CEAf	Significatividad correlación		90%	95%	99%
	Valor mínimo de la significatividad		0,296	0,349	0,449
Anual	(valor correlación)	-0,403	*	*	-
Estacional		Invierno (EFM)	Primavera (AMJ)	Verano (JAS)	Otoño (OND)
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)
		0,290	0,143	-0,404	-0,065
90%	0,296	-	-	*	-
95%	0,349	-	-	*	-
99%	0,449	-	-	-	-

Tabla 5. Idem tabla 5, pero para la región fuente de humedad del centro Este de África (CEAf).

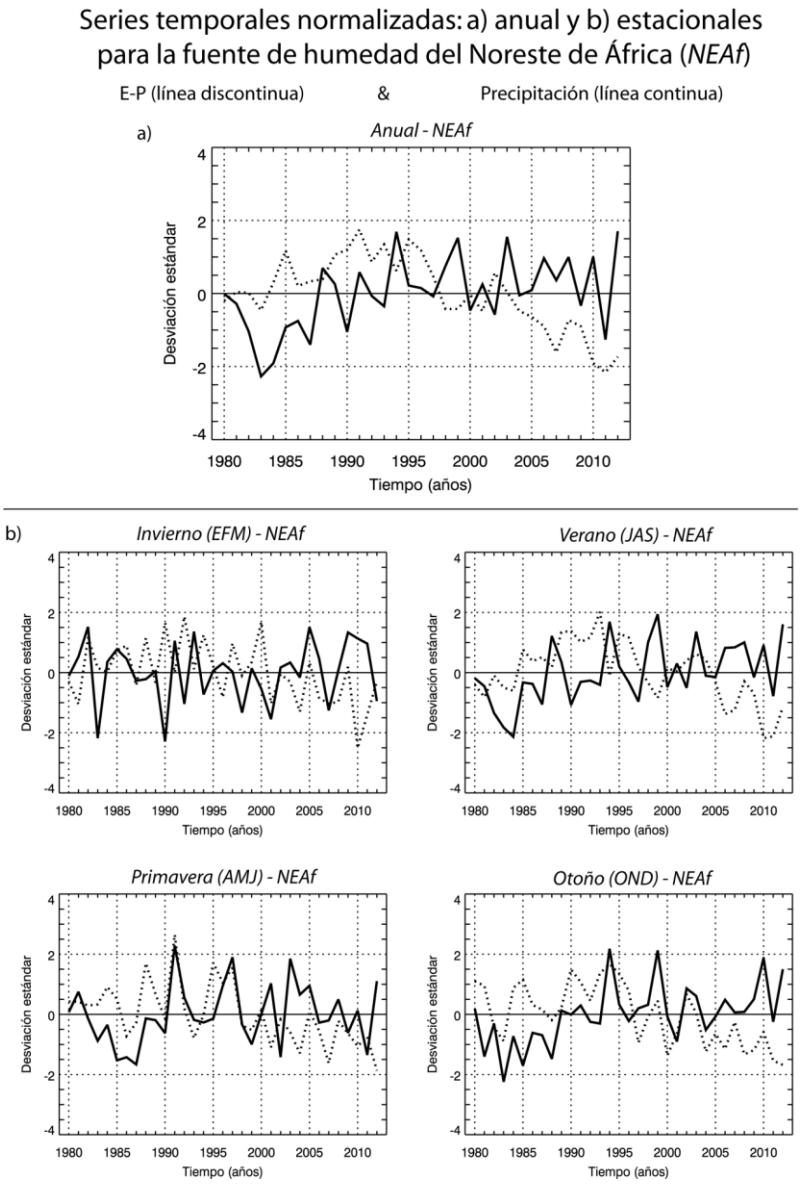


Figura 29. Series temporales normalizadas de la fuente de humedad del centro Este de África a) anual y b) estacionales donde se representan la variabilidad del campo (E-P) (línea discontinua) y las precipitaciones (línea continua) en la región del Sahel.

NEAf	Significatividad correlación		90%	95%	99%
	Valor mínimo de la significatividad		0,296	0,349	0,449
Anual	(valor correlación)	-0,168	-	-	-
Estacional		Invierno (EFM)	Primavera (AMJ)	Verano (JAS)	Otoño (OND)
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)
		-0,196	0,239	-0,213	0,009
90%	0,296	-	-	-	-
95%	0,349	-	-	-	-
99%	0,449	-	-	-	-

Tabla 6. Idem tabla 5, pero para la región fuente de humedad del Noreste de África (NEAf).

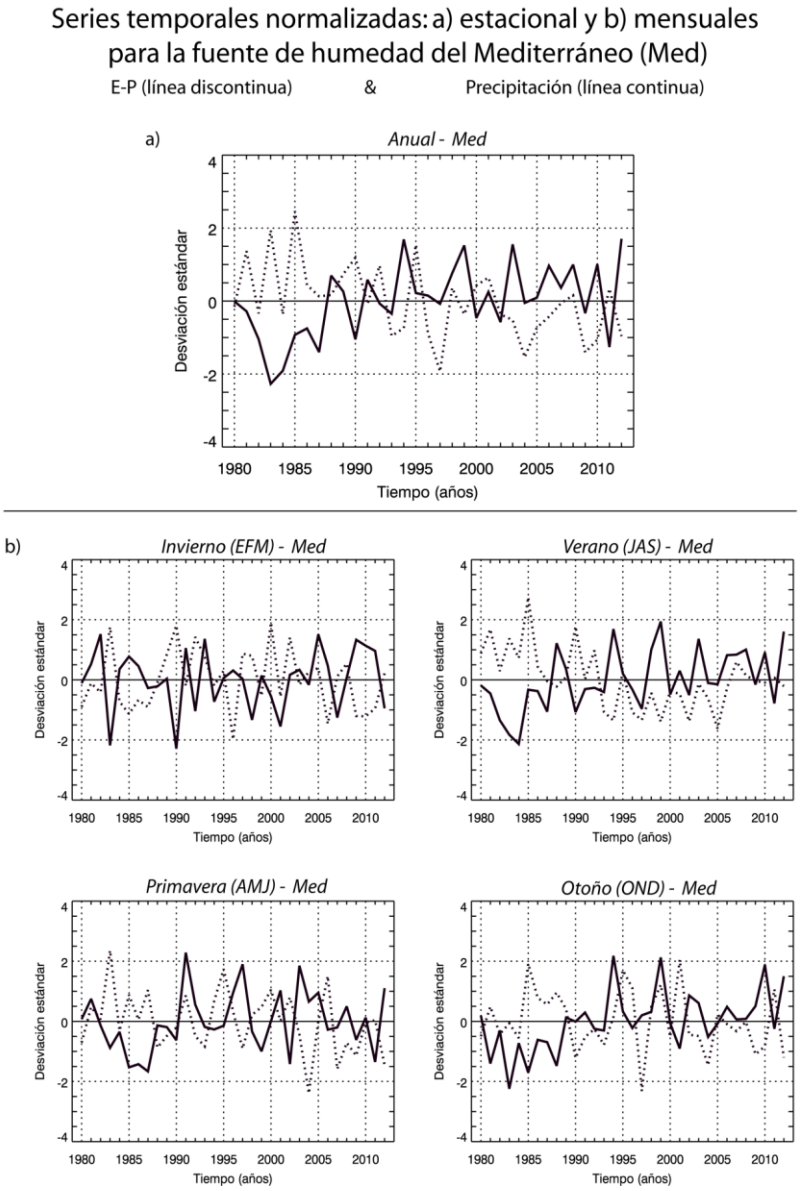


Figura 30. Series temporales normalizadas de la fuente de humedad de la cuenca del Mediterráneo a) anual y b) estacionales donde se representan la variabilidad del campo (E-P) (línea discontinua) y las precipitaciones (línea continua) en la región del Sahel.

Med	**Significatividad correlación**		***90%***	***95%***	***99%***
	Valor mínimo de la significatividad		*0,296*	*0,349*	*0,449*
Anual	*(valor correlación)*	*-0,375*	*	*	-
Estacional		***Invierno (EFM)***	**Primavera (AMJ)**	**Verano (JAS)**	**Otoño (OND)**
Significatividad correlación	*Valor mínimo de la significatividad*	*(valor correlación)*	*(valor correlación)*	*(valor correlación)*	*(valor correlación)*
		-0,509	*-0,310*	*-0,352*	*-0,267*
90%	*0,296*	*	*	*	-
95%	*0,349*	*	-	*	-
99%	*0,449*	*	-	-	-

Tabla 7. Idem tabla 5, pero la región fuente de la cuenca del Mediterráneo (Med).

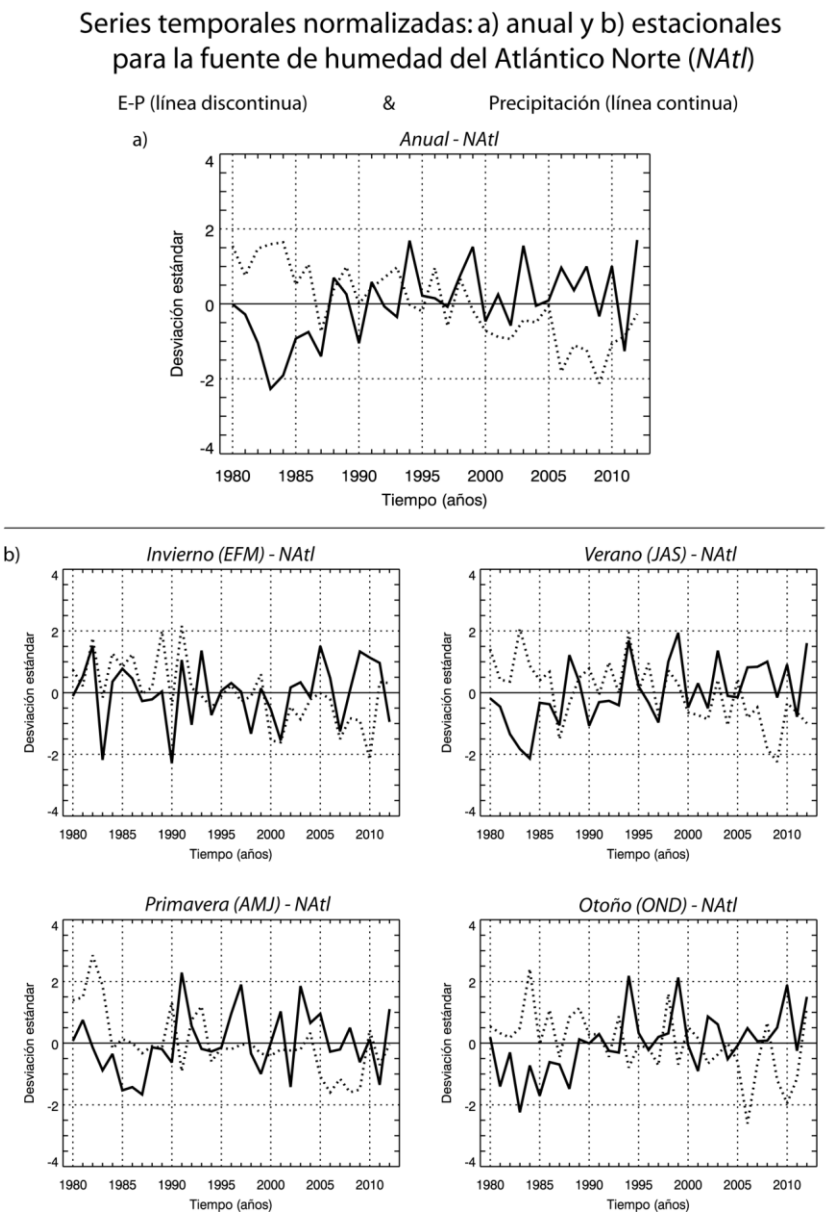


Figura 31. Series temporales normalizadas de la fuente de humedad de la cuenca del Atlántico Norte a) anual y b) estacionales donde se representan la variabilidad del campo (E-P) (línea discontinua) y las precipitaciones (línea continua) en la región del Sahel.

NAtl	Significatividad correlación		90%	95%	99%
	Valor mínimo de la significatividad		0,296	0,349	0,449
Anual	(valor correlación)	-0,348	*	*	-
Estacional		Invierno (EFM)	Primavera (AMJ)	Verano (JAS)	Otoño (OND)
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación) 0,296	(valor correlación) -0,068	(valor correlación) -0,141	(valor correlación) -0,373
90%	0,296	-	-	-	*
95%	0,349	-	-	-	*
99%	0,449	-	-	-	-

Tabla 8. Idem tabla 5, pero la región fuente de humedad del Atlántico Norte (NAtl).

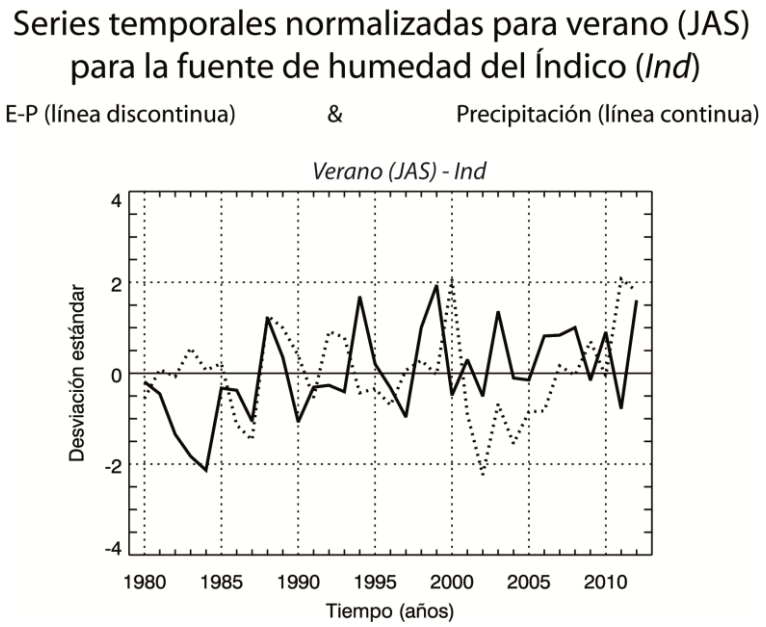


Figura 32. Series temporales normalizadas de la fuente de humedad del Índico durante la temporada del monzón (JAS) donde se representan la variabilidad del campo (E-P) (línea discontinua) y las precipitaciones (línea continua) en la región del Sahel.

Ind	Significatividad correlación		90%	95%	99%
	Valor mínimo de la significatividad		0,296	0,349	0,449
Verano (JAS)	(valor correlación)	0,041	-	-	-

Tabla 9. Idem tabla 5, pero para la región fuente de humedad del índico (Ind).

Al igual que para el análisis de la región del Golfo de Guinea se muestran en la figura 28 las series normalizadas de los valores anuales y estacionales de la fuente del Centro Este de África de (E – P) (línea discontinua) y de precipitación sobre el Sahel (línea continua). Se aprecia una gran variabilidad interanual de ambos campos, y como en algunos períodos las series siguen un comportamiento inverso. En la tabla 5 se muestran las correlaciones obtenidas a través del análisis de correlación lineal mediante el coeficiente de correlación de Pearson. La fuente de humedad del Centro Este de África muestra una correlación positiva (95%) de forma anual. Estacionalmente existe una correlación negativa durante el verano (95%).

Para la fuente de humedad del Noreste de África las series temporales normalizadas de los valores anuales y estacionales de (E – P) (línea discontinua) y de precipitación sobre el Sahel (línea continua) se muestran en la figura 29. Se observa una gran variabilidad tanto del campo (E – P) de la fuente del NEAf y las precipitaciones de la región del Sahel. En la tabla 6 se muestran los resultados obtenidos al realizar el análisis de correlaciones mediante el coeficiente de correlación de Pearson.

Anualmente y estacionalmente no existe una relación significativa entre la fuente de humedad del Noreste de África y las precipitaciones de la región del Sahel.

En la figura 30, se muestran las series normalizadas de los valores anuales y estacionales de (E – P) (línea discontinua) de la fuente de humedad de la cuenca del Mediterráneo y de precipitación sobre el Sahel (línea continua). Como en el resto de las demás fuentes, se aprecia gran variabilidad interanual de ambos campos, y como en algunos períodos las series siguen un comportamiento similar. En la tabla 7 se muestran los resultados obtenidos del análisis de correlación lineal mediante el coeficiente de correlación de Pearson. Anualmente existe una correlación significativa (95%) negativa entre la fuente de humedad de la cuenca del Mediterráneo y las precipitaciones de la región del Sahel. Estacionalmente la cuenca del Mediterráneo presenta una correlación significativa negativa para la estación de invierno (99%), primavera (90%) y verano (95%).

De la misma forma, antes de entrar a analizar los resultados obtenidos de las correlaciones lineales, en la figura 34 se muestran las series temporales normalizadas de los valores anuales y estacionales de (E – P) (línea discontinua) y la precipitación sobre el Sahel (línea continua) de la fuente de humedad del Atlántico Norte. Se observa como en algunos períodos como siguen un comportamiento inverso. En la tabla 8 se muestran los resultados obtenidos del análisis de correlación lineal mediante el coeficiente de correlación de Pearson para la fuente de humedad del Atlántico Norte. Los resultados muestran una correlación significativa negativa (95%) anualmente entre el Atlántico Norte y las precipitaciones de la región del Sahel. Los resultados estacionales muestran una correlación negativa (95%) durante la estación de otoño.

En el verano (JAS) aparece como fuente de humedad el océano índico, es por ello necesario realizar una correlación lineal para esta fuente de humedad. Antes de analizar los resultados de esta correlación entre el campo de (E – P) y la precipitación de la región del Sahel se muestran en la figura 32 las series normalizadas de ambos campos anual y estacionalmente. Los valores de (E – P) (línea discontinua) y los valores de precipitación para la región del Sahel (línea continua) muestran una gran variabilidad interanual en la fuente de humedad del Índico, con algunos períodos en donde ambos campos siguen un comportamiento inverso. En la tabla 9 se muestran los resultados obtenidos de la correlación lineal entre la fuente del océano Índico y las precipitaciones de la región del Sahel mediante el coeficiente de correlación de Pearson.). Como muestra el resultado de la correlación no existe una relación significativa entre la fuente de humedad del océano Índico y las precipitaciones de la región del Sahel

5.5. Variabilidad de las fuentes de humedad con los patrones de teleconexión (ENSO, NAO, WASM)

En el siguiente apartado se realiza un análisis de los patrones de teleconexión climática de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y el fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO) con las fuentes de humedad de la región del Sahel. Como se describió en la introducción, la mayoría de los análisis de variabilidad de las fuentes de humedad se realizan para un intervalo temporal de menos de diez años. Este hecho ha supuesto una limitación, además de para otros aspectos, a la hora de analizar el papel que juegan los patrones de teleconexión en el transporte de humedad. Sin embargo, el presente trabajo dispone de una serie temporal de treinta y tres años y permite efectuar un estudio acerca de la influencia de los patrones de teleconexión en el transporte de la humedad en la región del Sahel. Para ello se realiza un análisis de correlación lineal mediante el coeficiente de correlación de Pearson con el que se determina la relación lineal con los patrones de teleconexión.

5.5.1. Estudio de variabilidad lineal de los patrones de teleconexión

Después de estudiar la variabilidad estacional e interanual de las fuentes de humedad, se analiza la relación lineal entre la contribución de las fuentes de humedad y patrones de teleconexión de la Oscilación Atlántico Norte (NAO) y el fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO) (en la introducción se muestra una breve descripción de ambos patrones de teleconexión).

Para realizar el análisis se correlacionan los índices de estos con la contribución de cada de las fuentes de humedad del Sahel determinadas en este capítulo. Los valores mínimos límites de la significatividad de la correlación de Pearson se obtuvieron de la página web: http://www.gifted.uconn.edu/siegle/research/correlation/corrchrt.htm. Nuestro período de estudio comprende treinta y tres años (1980-2012) y el coeficiente de correlación de Pearson tiene un nivel de significancia de dos colas de prueba.

5.5.1.1. Oscilación del Atlántico Norte (NAO)

En el caso del patrón de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) se emplean los datos *National Center of Atmospheric Reserarch* (NCAR) obtenidos de la siguiente web (https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/climate_index_files/nao_pc_monthly_0.txt) Como se describió en la introducción, la NAO tiene influencia durante todo el año, pero es en la estación de invierno donde presenta una señal más intensa. El cálculo del índice de la NAO se realizó a través de la realización de una media

aritmética simple para los valores mensuales de la NAO, teniendo en cuenta el valor de cada mes que conforman la estación de invierno (enero, febrero y marzo) para cada año durante los treinta y tres años del periodo de estudio (1980-2012).

(E - P) Oscilación del Atlántico Norte - NAO (EFM)							
Correlación de Pearson		Fuentes de humedad					
		GGuinea	Sahel	CEAf	NEAf	Med	NAtl
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación) -0,350	(valor correlación) -0,291	(valor correlación) -0,125	(valor correlación) 0,539	(valor correlación) 0,759	(valor correlación) 0,180
90%	0,296	*	-	-	*	*	-
95%	0,349	*	-	-	*	*	-
99%	0,449	-	-	-	*	*	-

Tabla 10. Coeficiente de correlación de Pearson entre las series temporales de contribución integrada diez días de las fuentes de humedad para la región del Sahel y el patrón de teleconexión del Atlántico Norte para la estación de invierno (EFM). Los asteriscos indican una correlación significativa entre la NAO y la fuente de humedad y las rallas indican una correlación no significativa entre la NAO y la fuente de humedad.

En la tabla 10 se muestran los resultados obtenidos entre la NAO y los datos de (E – P) en la estación de invierno. Las fuentes de humedad que presentan un valor significativo son las fuentes del Golfo de Guinea (95%), la fuente del Noreste de África (99%) y la cuenca del Mediterráneo (99%). El Golfo de Guinea presenta una correlación negativa y las fuentes de Noreste de África y Mediterráneo presentan una correlación positiva.

Se realiza también la correlación lineal entre la oscilación del Atlántico Norte y las precipitaciones de la región del Sahel. Los resultados se muestran en la tabla 11:

(PCP) Oscilación del Atlántico Norte - NAO (EFM)		
Correlación de Pearson		Fuentes de humedad
		Sahel
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación) -0,315
90%	0,296	*
95%	0,349	-
99%	0,449	-

Tabla 11. Coeficiente de correlación de Pearson entre las series temporales de las precipitaciones de la región del Sahel y el patrón de teleconexión del Atlántico Norte para la estación de invierno (EFM). Los asteriscos indican una correlación significativa y las rallas una correlación no significativa.

Se observa como existe una relación significativa (90%) entre las precipitaciones de la región del Sahel y el modo de oscilación del Atlántico Norte durante el invierno (EFM).

5.5.1.2. Fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO)

En el caso de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO) se trata de un patrón de teleconexión en el que existe un acoplamiento fuerte entre el océano y la atmósfera

de forma que se calculan dos índices; el índice de la componente oceánica (SST) y el índice de la componente atmosférica (SOI). Los valores de (E – P) se calculan de forma anual, pues como se comentó en la introducción ENSO se trata de patrón de teleconexión climática que tiene influencia durante todo el año a escala global. Los datos de la componente oceánica se obtuvieron del *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) a través de la siguiente página web: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. El índice la componente atmosférica se obtuvo también de la NOAA en el siguiente enlace: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi.

(E - P) ENSO - COMPONENTE OCEÁNICA (SST) - EL NIÑO - (ANUAL)							
Correlación de Pearson		Fuentes de humedad					
		GGuinea	Sahel	CEAf	NEAf	Med	NAtl
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)
		-0,119	-0,164	0,052	0,102	-0,478	-0,168
90%	0,296	-	-	-	-	*	-
95%	0,349	-	-	-	-	*	-
99%	0,449	-	-	-	-	*	-

Tabla 12. Coeficiente de correlación de Pearson entre las series temporales de contribución integrada diez días de las fuentes de humedad para la región del Sahel y el patrón de teleconexión de la componente oceánica de ENSO (SST) calculado de forma anual. Los asteriscos indican una correlación significativa entre la componente oceánica de ENSO y la fuente de humedad y las rallas indican una correlación no significativa entre la componente oceánica de ENSO y la fuente de humedad.

En la tabla 12 se muestra las correlaciones obtenidas entre la componente oceánica de ENSO y las fuentes de humedad para la región del Sahel. La fuente de humedad que presenta una correlación con la componente oceánica es la fuente de la cuenca del Mediterráneo con una correlación negativa, con un valor de significatividad del 99%.

También se analiza las precipitaciones sobre la región del Sahel y ENSO a través de una correlación lineal mediante el coeficiente de correlación de Pearson. Los resultados se muestran en la tabla tabla 13:

(PCP) ENSO - COMPONENTE OCEÁNICA (SST) - EL NIÑO - (ANUAL)		
Correlación de Pearson		Fuentes de humedad
		Sahel
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación)
		-0,223
90%	0,296	-
95%	0,349	-
99%	0,449	-

Tabla 13. Coeficiente de correlación de Pearson entre las series temporales las precipitaciones de la región del Sahel y el patrón de teleconexión de la componente oceánica de ENSO (SST) calculado de forma anual. Los asteriscos indican una correlación significativa entre la componente oceánica de ENSO y las precipitaciones del Sahel y las rallas indican una correlación no significativa entre la componente oceánica de ENSO y la precipitaciones del Sahel.

Como se observa en la tabla 13, no existe una correlación significativa entre la componente oceánica de ENSO y las precipitaciones de la región del Sahel.

(E - P) ENSO - COMPONENTE ATMOSFÉRICA (SOI) - OSCILACIÓN DEL SUR - (ANUAL)							
Correlación de Pearson		Fuentes de humedad					
		GGuinea	Sahel	CEAf	NEAf	Med	NAtl
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)	(valor correlación)
		0,069	0,272	-0,134	-0,308	0,344	-0,021
90%	0,296	-	-	-	*	*	-
95%	0,349	-	-	-	-	-	-
99%	0,449	-	-	-	-	-	-

Tabla 14. Coeficiente de correlación de Pearson entre las series temporales de contribución integrada diez días de las fuentes de humedad para la región del Sahel y el patrón de teleconexión de la componente atmosférica de ENSO (SOI) calculado de forma anual. Los asteriscos indican una correlación significativa entre la componente atmosférica de ENSO y la fuente de humedad y las rallas indican una correlación no significativa entre la componente atmosférica de ENSO y la fuente de humedad.

En la tabla 14 se muestran las correlaciones obtenidas entre la componente atmosférica de ENSO y las fuentes de humedad para la región del Sahel. Las fuentes de humedad que presentan valor significativo son la fuente de Noreste de África y la fuente de la cuenca del Mediterráneo, ambas con una correlación del 90%. La fuente de humedad del Noroeste de África presenta una correlación negativa mientras que la fuente de la cuenca del Mediterráneo presenta una correlación positiva con la componente atmosférica de ENSO.

De la misma forma que la componente oceánica, también se realiza la correlación lineal entre las precipitaciones sobre la región del Sahel y, en este caso, la componente atmosférica de ENSO (SOI). Los resultados de las correlaciones se muestran en la tabla 15:

(PCP) ENSO - COMPONENTE ATMOSFÉRICA (SOI) - OSCILACIÓN DEL SUR - (ANUAL)		
Correlación de Pearson		Fuentes de humedad
		Sahel
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación)
		0,229
90%	0,296	-
95%	0,349	-
99%	0,449	-

Tabla 15. Coeficiente de correlación de Pearson entre las series temporales las precipitaciones de la región del Sahel y el patrón de teleconexión de la componente atmosférica de ENSO (SOI) calculado de forma anual. Los asteriscos indican una correlación significativa entre la componente atmosférica de ENSO y las precipitaciones del Sahel y las rallas indican una correlación no significativa entre la componente atmosférica de ENSO y la precipitaciones del Sahel.

Como se observa en la tabla 15, no existe una relación significativa entre la componente atmosférica de ENSO (SOI) y las precipitaciones de la región del Sahel.

5.5.1.3. Monzón de África Occidental (WASM)

El Monzón de África Occidental (WASM) lógicamente tiene una influencia durante la temporada del monzón en la región. En el presente trabajo se toma como etapa de monzón los meses de JAS debido a que el pico del monzón coincide con agosto, de esta forma se calculada el índice tomando como referencia estos tres meses de duración del monzón. Sin embargo, el área con el que se define el WASMI (Li y Zeng, 2002, 2003 y 2005) es distinto al que se toma como referencia del Sahel en este trabajo, aun se obtienen los siguientes resultados (tabla 16):

(E - P) Monzon Africa Occidental (WASM) - (JAS)								
Correlación de Pearson		*Fuentes de humedad*						
		GGuinea	Sahel	CEAf	NEAf	Med	NAtl	Ind
Significatividad correlación	*Valor mínimo de la significatividad*	*(valor correlación)*	*(valor correlación)*	*(valor correlación)*	*(valor correlación)*	*(valor correlación)*	*(valor correlación)*	*(valor correlación)*
		0,098	*0,056*	*-0,437*	*-0,546*	*-0,356*	*-0,285*	*0,135*
90%	*0,296*	-	-	*	*	*	-	-
95%	*0,349*	-	-	*	*	*	-	-
99%	*0,449*	-	-	-	*	-	-	-

Tabla 16. Coeficiente de correlación de Pearson entre las series temporales de contribución integrada diez días de las fuentes de humedad para la región del Sahel durante la temporada del monzón y el índice del monzón de África Occidental (WASMI). Los asteriscos cruces indican una correlación significativa entre el campo de (E – P) y el índice del monzón de África Occidental y las rallas indican una correlación no significativa.

Existe una correlación lineal significativa al 95% entre las fuentes de humedad del centro Este de África (CEAf) y la cuenca del Mediterráneo (Med) y el índice del Monzón de África Occidental (WASMI). Ambas correlaciones lineales anteriores son negativas. Además también existe una correlación lineal significativa entre la fuente de humedad del Noreste de África (NEAf) y el índice del monzón de África Occidental (WASMI) con un nivel de significativad al 99% con una correlación lineal negativa.

Al igual que en los anteriores patrones de teleconexión se realiza la correlación lineal mediante el coeficiente de correlación de Pearson entre las precipitaciones de la región del Sahel y el Monzón de África Occidental. Los resultados se muestran la tabla 17:

(PCP) Monzon Africa Occidental (WASM) - (JAS)		
Correlación de Pearson		Fuente de humedad
		Sahel
Significatividad correlación	Valor mínimo de la significatividad	(valor correlación)
		0,766
90%	0,296	*
95%	0,349	*
99%	0,449	*

Tabla 17. Coeficiente de correlación de Pearson entre las precipitaciones de la región del Sahel y el índice del monzón de África Occidental (WASMI) durante la temporada de monzón (JAS). Los asteriscos indican una correlación significativa entre las precipitaciones del Sahel y el índice del monzón de África Occidental y las rallas indican una correlación no significativa.

Se observa que si que existe una relación significativa (99%) entre las precipitaciones de la región del Sahel y el Monzón de África Occidental.

IV

CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

6

Conclusiones

El presente trabajo fin de grado se ha centrado en realizar un exhaustivo análisis del transporte de humedad en la región del Sahel, durante un período de 33 años (1980-2012) a través de un modelo de dispersión lagrangiano llamado FLEXPART. Además del análisis anual, también se ha estudiado la variabilidad estacional de las fuentes de humedad así como su relación con los principales patrones de teleconexión. Los resultados finales sugieren las siguientes conclusiones

6.1. Análisis y determinación de las fuentes de humedad

1. El estudio anual muestra que la principal fuente de humedad para la región del Sahel son los propios mecanismos de evaporación local (recycling), seguidos de la fuente de humedad del Golfo de Guinea que aparece como segunda fuente dominante debido a su influencia durante la temporada de monzón. El resto de las fuentes de humedad siguen el siguiente orden, la fuente del Atlántico Norte que constituye la tercera fuente de humedad en importancia, seguida del Noreste de África y la cuenca del Mediterráneo. Finalmente la última fuente de humedad en importancia para la región del Sahel es la fuente del centro Este de África.

2. Se realizó un análisis de retrotrayectorias que revela que los propios mecanismos de evaporación local (recycling) de la región del Sahel constituyen la fuente de humedad dominante los primeros días de transporte y son desplazados por la fuente de humedad del Golfo de Guinea al séptimo día, donde la fuente del Golfo de Guinea pasa a ser la fuente de humedad de dominante los días finales de transporte. El resto de fuentes de humedad siguen un patrón similar con un aporte de humedad casi constante. Por otro lado, la fuente de humedad del Centro Este de África tiene una contribución muy inferior al resto de fuentes de humedad en el análisis de retrotrayectorias debido a su menor área.

3. El estudio de las fuentes de humedad de forma estacional mostró que la fuente de humedad dominante en el región del Sahel son los procesos de evaporación local (recycling) durante el invierno (EFM), primavera (AMJ) y otoño (OND); en verano (JAS), que coincide con la temporada de monzón, los propios procesos de evaporación local de la región del Sahel son desplazados por la fuente de humedad del Golfo de Guinea. Durante verano aparece una nueva fuente de humedad sobre el Océano Índico.

4. Se realizó un estudio del ciclo anual de las 6 fuentes de humedad para ver la variabilidad de estas durante el año para el período de estudio (1980-2012). La fuente de humedad del Sahel, a través de los propios procesos de evaporación local constituye la fuente de humedad que tiene un mayor aporte de humedad a la región de estudio durante todos los meses, con un mínimo en agosto que coincide con el mes pico de la temporada del monzón. La fuente del Golfo de Guinea tiene un aporte máximo los meses de monzón. La fuente de Atlántico Norte tiene una contribución similar durante todo el año a excepción del septiembre y octubre donde tiene una contribución inferior debido a la ZCIT. Las fuentes de humedad de la cuenca del Mediterráneo y Noreste de África tienen una contribución similar en la región del Sahel con un máximo ambas al final de la temporada del monzón debido al flujo de NE a través de los vientos de Harmattan.

5. Se analizó el ciclo anual de la fuente de humedad del Océano Índico los meses en los que estaba presente (junio, julio, agosto y septiembre). La contribución de humedad de esta fuente de humedad es muy pequeña respecto al resto de fuentes de humedad.

6. En este trabajo se ha realizado un análisis de correlación lineal mediante el coeficiente de correlación de Pearson entre las fuentes de humedad y la precipitación del Sahel. Anualmente se ha encontrado una correlación lineal signiticativa en las fuentes de centro Este de África (95%), la cuenca del Mediterráneo (95%), el Atlántico Norte (95%).

6.2. Relación con los principales patrones de teleconexión

7. Debido al amplio período de estudio que se ha considerado en este trabajo de fin de grado (1980-2012), se ha podido estudiar la relación existente entre los principales patrones de teleconexión y las fuentes de humedad a través de un análisis de correlación lineal mediante el coeficiente de Pearson. Se encontró que existe una relación lineal durante el invierno (EFM) entre la NAO y las fuentes del Golfo de Guinea (95%), Noreste de África (99%) y la cuenca del Mediterráneo (99%). También se obtienen correlaciones significativas entre El Niño y la fuente de la cuenca del Mediterráneo (99%). El Monzón de África Occidental muestra correlaciones significativas en las fuentes del centro Este de África (95%), Noreste de África (99%) y la cuenca del Mediterráneo (95%).

8. Se analizan también a través de un análisis de correlación lineal mediante el coeficiente de correlación de Pearson las precipitaciones sobre la región del Sahel con los principales modos de variabilidad climática obteniéndose una correlación significativa con la oscilación del Atlántico Norte (90%) y el Monzón de África Occidental (99%).

7

Trabajos futuros

Los resultados obtenidos en este trabajo fin de grado abren la puerta al análisis de nuevas cuestiones que están fuera del ámbito de este estudio. En el presente capítulo se realiza una descripción de los retos futuros y las posibles vías a realizar para continuar con el presente trabajo.

7.1. Trabajos futuros

1. En este trabajo se ha realizado un análisis de correlación lineal mediante el coeficiente de correlación de Pearson entre los principales patrones de teleconexión climática y las fuentes de humedad para la región del Sahel. Dado que los modos de variabilidad climática tienen una dinámica muy compleja, se pretende realizar como trabajo futuro un análisis de correlaciones no lineales entre estos principales modos de variabilidad climática y los valores de las series de (E – P) para cada fuente de humedad de la región del Sahel.

2. Como se dijo en la introducción, la climatología de la región del Sahel está muy influenciada por los jets a niveles bajos. En el presente trabajo no se ha realizado un análisis de esta relación. Para ello, es necesario realizar un cluster de trayectorias con las salidas que disponemos de FLEXPART. Estos clusters definirán las trayectorias de los jets, pudiendo estudiar las características de los mismos, tanto físicas como dinámicas. Así, se podrá determinar entre otras cosas la cantidad de humedad que estos transportan.

V

REFERENCIAS

8

Referencias

Abdou, K., D. J. Parker, B. Brooks, N. Kalthoff, and T. Lebel (2010), "The diurnal cycle of lower boundary-layer wind in the West African Monsoon" *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, no. 1, pp. 66–76.

Amador, J. A. (2008), "The Intra Americas Seas Low-Level Jet (IALLJ): Overview and future research, in Trends and Directions in Climate Research", edited by L. Gimeno, R. Garcia, and R. Trigo, Ann. N. Y. Acad. Sci., 1146, 153–188.

Ali, A., and T. Lebel (2009), "The Sahelian standardized rainfall index revisited" *International Journal of Climatology*, 29, no. 12, pp. 1705–1714.

Bader, J., and M. Latif (2003), "The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation", Geophys. Res. Lett., 30(22), 2169, doi:10.1029/2003GL018426.

Bain, C. L., D. J.Parker, C. M. Taylor, L. Kergoat, and F. Guichard (2010), "Observations of the nocturnal boundary layer associated with the West African monsoon", *Monthly Weather Review*, 138, no. 8, pp. 3142–3156.

Bao, J. W., S. A. Michelson, P. J. Neiman, F. M. Ralph, and J. M. Wilczak (2006), "Interpretation of enhanced integrated water vapor bands associated with extratropical cyclones: Their formation and connection to tropical moisture", Mon. Weather Rev., 134, 1063–1080, doi:10.1175/MWR3123.1.

Barb´e L., T. Lebel, and D. Tapsoba (2002), "Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90," *Journal of Climate*, vol. 15, no. 2, pp. 187–202.

Besler, H. (1984), "The Tropical Easterly Jet as a cause for intensified aridity in the Sahara", *Palaeoecology of Africa*, 16, pp. 163– 172.

Berkowicz, R., L. P. Prahm (1982), "Sensible Heat Flux Estimated from Routine Meteorological Data by the Resistance Method", Journal of Applied Meteorology, 21(Dec.), 1845–1864.

Bordi, I., F. Klaus, F. Lunkeit, A. Sutera (2007), "Tropospheric Double Jets, Meridional Cells, and Eddies: A Case Study and Idealized Simulations", Mon. Wea. Rev., 135, 3118–3133. doi: http://dx.doi.org/10.1175/MWR3464.1

Bosilovich, M. G and S. D. Schubert (2001), "Precipitation recycling over the central United States diagnosed from the GEOS-1 Data Assimilation System", J Hydrometeor, 2: 26-35.

Bosilovich, M. G., Y. C. Sud, S. D. Schubert, and G. K. Walker (2003), "Numerical simulation of the large-scale North American Monsoon water sources", J. Geophys. Res., 108 (D16), 8614, doi:10.1029/2002JD003095.

Bounoua, L. and T. N. Krishnamurti (1991), "Thermodynamic budget of the five day wave over the Saharan desert during summer", *Meteorology and Atmospheric Physics*, 47, no. 1, pp. 1–25.

Brubaker, K. L., D. Entekhabi, and P. Eagleson (1993)," Estimation of continental precipitation recycling", J. Climate, 6, 1077-1089.

Brubaker, K. L., P. A. Dirmeyer, A. Sudradjat, B. S. Levy, and F. Bernal (2001), "A 36-yr climatological description of the evaporative sources of warm-season precipitation in the Mississippi River basin", J. Hydrometeorol, 2, 537-557.

Bryson, R. A. (1973), "Drought in Sahelia. Who or what is to blame?", *Ecologist*, 3, no. 10, pp. 366–371.

Budyko, M. I., and O. A. Drozdov (1953), "Regularities of the hydrologic cycle in the atmosphere", Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. Geogr, 4, 5-14.

Budyko, M .I. (1974), "Climate and life. Academic Press". International Geophysics Series, v. 18, San Diego, CA. 508pp.

Burde, G. I., and A. Zangvil (2001a), "The estimation of regional precipitation recycling. Part I: Review of recycling models", J. Clim., 14, 2497–2508, doi:10.1175/1520-0442(2001) 014<2497:TEORPR>2.0.CO;2.

Burde, G. I., and A. Zangvil (2001b), "The estimation of regional precipitation recycling. Part II: A new recycling model", J. Clim., 14, 2509–2527, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2509:TEORPR>2.0.CO;2.

Camberlin, P., B. Fontaine, S. Louvet, P. Oettli, and P. Valimba (2010), "Climate adjustments over Africa accompanying the Indian monsoon onset," *Journal of Climate*, vol. 23, no. 8, pp. 2047–2064.

Chahine, M. T. (1992), "The hydrological cycle and its influence on climate", Nature, 359 (6394), 373-380.

Cook, K. H. (1999), “Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation”, J. Clim., 12, 1165–1184, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1165:GOTAEJ>2.0.CO;2.

D'Abreton, P. C., and P. D. Tyson (1995), “Divergent and non divergent water vapor transport over southern Africa during wet and dry conditions”, Meteorol. At-mos. Phys, 55(1-2), 47-59.

Dezfuli, A. K, and S. E. Nicholson (2011), “A note on long-term variations of the African easterly jet,” *International Journal of Climatology*, vol. 31, pp. 2049–2054.

Dezfuli, A. K. and S. E. Nicholson, “Re-examination of the relationship between the AMO and Sahel rainfall and the potential for long-termforecasting,” In press.

Dieng, O., P. Roucou, and S. Lovet (2008), “Intra-seasonal variability of precipitation in Senegal (1951–1996),” *Secheresse*, vol. 19, pp. 87– 93.

Dirmeyer, P. A., and K. L. Brubaker (1999), “Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the ood of 1993”, J. Geophys. Res, 104, 383-397.

Dirmeyer, P. A. and J. L. Kinter III (2009), The “Maya Express”: Floods in the U.S. Midwest, Eos Trans. AGU, 90(12), 101, doi:10.1029/2009EO120001.

Dirmeyer, P. A., and J. L. Kinter (2010), “Floods over the U.S. Midwest: A regional water cycle perspective”, J. Hydrometeorol., 11, 1172–1181, doi:10.1175/2010JHM1196.1.

Dominguez, F., and P. Kumar (2008), “Precipitation recycling variability and ecoclimatological stability—A study using NARR data. Part I: Central U.S. plains ecoregion”. *J. Climate*, 21, 5165–5186

Dominguez, F., P. Kumar, X. Xiang and M. Ting (2006), “Impact of atmospheric moisture storage on precipitation recycling”, J. Climate, 19, 1513-1530.

Dominguez, F., P. Kumar, and E. R. Vivoni (2008), “Precipitation recycling variability and ecoclimatological stability—A study using NARR Data. Part II: North American Monsoon region”, J. Clim., 21, 5187–5203, doi:10.1175/2008JCLI1760.1.

Drobinski, P., S. Bastin, S. Janicot et al., (2009), “On the late northward propagation of the west African monsoon in summer 2006 in the region of Niger/Mali,” *Journal of Geophysical Research D*, vol. 114, no. 9, Article IDD09108.

Drumond, A., R. Nieto, L. Gimeno, and T. Ambrizzi (2008), “A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin”, J. Geophys. Res., 113, D14128, doi:10.1029/2007JD009547.

Drumond, A., R. Nieto, R. M. Trigo, T. Ambrizzi, E. Souza, and L. Gimeno (2010), “A Lagrangian identification of the main sources of moisture affecting northeastern

Brazil during its prerainy and rainy seasons", PLoS ONE, 5 (6), e11205, doi:10.1371/journal.pone.0011205.

Drumond, A., L. Gimeno, and R. Nieto (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.

Dunion, J. P., and C. S. Velden (2004), "The impact of the Saharan Air Layer on Atlantic tropical cyclone activity", *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, no. 3, pp. 353–365.

Durán-Quesada, A. M., L. Gimeno, J. A. Amador, R. Nieto (2010), "Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique", Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 115 (Mar.), 5103.

Elliott, W.P., and D.J. Gaffen (1995), "Water vapor in the climate system", Earth and Space, 7, 5-7.

Eltahir, E. A. B., and R. L. Bras (1994), Precipitation recycling in the Amazon basin, Q. J. R. Meteorol. Soc., 120, 861–880, doi:10.1002/qj.49712051806.

Eltahir E. A. B., L. B. Bras (1996), "Precipitation recycling". Rev Geophys, 34, 367-378.

Emanuel, K. A. (1991), "A scheme for representing cumulus convection in large-scale models", J. Atmos. Sci, 48, 2313-2335.

Emanuel, K. A., and M. Zivkovic Rothman (1999), "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models", J. Atmos. Sci, 56, 1766-1782.

Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson (2003), "Bilk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm", J. Clim., 16 (4), 571–591, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2.

Flaounas, E., S. Janicot, S. Bastin, and R. Roca (2012), "The West Africa monsoon onset in 2006: sensitivity to surface albedo, orography, SST and synoptic scale dry-air intrusions using WRF," *Climate Dynamics*, vol. 38, pp. 685–708.

Flohn, H. (1964), "The tropical easterly jet", *Bonner meteorologische Abhandlungen*, 4, pp. 1–69

Fontaine, B., P. Roucou, M. Gaetani, and R. Marteau (2011), "Recent changes in precipitation, ITCZ convection and northern tropical circulation over North Africa (1979–2007)," *International Journal of Climatology*, 31, no. 5, pp. 633–648.

Gettelman, A., A. R. Douglas, and J. R. Holton, (2000), "Simulations of water vapor in the upper troposphere and lower stratosphere", J. Geophys. Res, 105, 9003-9023.

Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang (2003), "Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to inter-decadal time scales", Science, 302, 1027–1030.

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

Gimeno, L., 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, 421–436, doi:10.1175/2009JHM1182.1.

Gimeno, L., A. Stohl, R. M. Trigo, F. Dominguez, K. Yoshimura, L. Yu, A. Drumond, A. M. Durán-Quesada, and R. Nieto (2012), "Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation", Rev. Geophys, 50 , 1-41.

Gimeno L., R. Nieto, M. Vázquez, DA Lavers (2014), "Ríos atmosféricos: un mini-review", Fronteras de la Ciencia de la Tierra, 02:02. doi:10.3389/feart.2014.00002

Grist, J. P., and E. Nicholson (2001), "A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel", *Journal of Climate*, 14, no. 7, pp. 1337–1359.

Grodsky, S. A., J. A. Carton, and S. Nigam (2003), "Near surface westerly wind jet in the Atlantic ITCZ", *Geophysical Research Letters*, 30, no. 19, pp. 1–4.

Gu, G. J., and R. F. Adler (2004), "Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon system," *Journal of Climate*, vol. 17, pp. 3364–3377.

Gu, G., R. F. Adler, G. J. Huffman, and S. Curtis (2004), "African easterly waves and their association with precipitation", *Journal of Geophysical Research D*, vol. 109, no. 4, Article IDD04101, 12 pages.

Hall, N. M. J., G. N. Kiladis, and C. D. Thorncroft (2006), "Threedimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part II: dynamical modes", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, no. 9, pp. 2231–2245.

Hanna, S. R. (1982), "Applications in air pollution modeling, in: Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling", Edited by: Nieuwstadt, F. T. M. and van Dop,H., D. Reidel Publishing Company, Holland.

Hastenrath, S. (1995), "Climate Dynamics of the Tropics", Kluwer.

Hastenrath, S., and D. Polzin (2011), "Long-term variations of circulation in the tropical Atlantic sector and Sahel rainfall", *International Journal of Climatology*, 31, no. 5, pp. 649–655.

Held, I. M., and B. J. Soden (2000), "Water vapor feedback and global warming", Annu. Rev. Energy Environ., 25, 441–475, doi:10.1146/annurev.energy.25.1.441.

Hicks, B. B. (1985), "Behavior of Turbulence Statistics in the Convective Boundary Layer", J. Appl. Meteor, 24, 607-616.

Houze, R. A. (1993), "Cloud Dynamics", Int. Geophys. Ser., vol. 53, Academic, San Diego.

Hulme, M., and N.Tosdevin (1989), "The Tropical easterly Jet and Sudan rainfall: a review", *Theoretical and Applied Climatology*, 39, no. 4, pp. 179–187.

Hurrell, J. M. (1995), "Decadal trends in the North Atlantic oscillation", Science, 269, 676-679.

James, P., A. Stohl, N. Spichtinger, S. Eckhardt, and C. Forster (2004), "Climatological aspects of the extreme European rainfall of August 2002 and a trajectory method for estimating the associated evaporative source regions", Natural Hazards and Earth System Science, 4 , 733-746.

Jackson, B., S. E. Nicholson, and D. Klotter, (2009), "Mesoscale convective systems over western equatorial Africa and their relationship to large-scale circulation", *Monthly Weather Review*, 137, no. 4, pp. 1272–1294.

Janicot, S., and B. Sultan (2001), "Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon", *Geophysical Research Letters*, vol. 28, no. 3, pp. 523–526.

Janicot, S., F. Mounier, N. M. J. Hall, S. Leroux, B. Sultan, and G. N. Kiladis (2009), "Dynamics of the West African monsoon. Part IV: analysis of 25–90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon", *Journal of Climate*, 22, no. 6, pp. 1541–1565.

Janicot, S., F. Mounier, S. Gervois, B. Sultan, and G. N. Kiladis (2010), "The dynamics of the West African monsoon—part V: the detection and role of the dominant modes of convectively coupled equatorial Rossby waves", *Journal of Climate*, vol. 23, no. 14, pp. 4005–4024.

Knippertz, P., and J. E. Martin (2005), "Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical West Africa", Q. J. R. Meteorol. Soc., 131, 2337–2365, doi:10.1256/qj.04.148.

Knippertz, P., and H. Wernli (2010), "A Lagrangian climatology of tropical moisture exports to the Northern Hemispheric extratropics", J. Clim., 23, 987–1003, doi:10.1175/2009JCLI3333.1

Kraus, E. B. (1977), "Subtropical droughts and cross-equatorial energy transports", *Monthly Weather Review*, 105, pp. 1009–1018.

Laux, P., H. Kunstmann, and A. B´ardossy (2008), “Predicting the regional onset of the rainy season inWest Africa”, *International Journal of Climatology*, vol. 28, no. 3, pp. 329–342.

Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot (2009), “Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective”, *Climate Dynamics*, 33, no. 2-3, pp. 313–330.

Lavaysse, C., C. Flamant, and S. Janicot (2010), “Regional-scale convection patterns during strong and weak phases of the Saharan heat low”, *Atmospheric Science Letters*, 11, no. 4, pp. 255–264.

Lavender, S. L., and A. J. Matthews (2009), “Response of the West African monsoon to the Madden-Julian oscillation”, *Journal of Climate*, vol. 22, no. 15, pp. 4097–4116.

Lebel T., A. Diedhiou, and H. Laurent (2003), “Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales”, *Journal of Geophysical Research D*, vol. 108, no. 8, pp. 14–11.

Lebel, T., and A. Ali (2009), “Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007)”, *Journal of Hydrology*, 375, no. 1-2, pp. 52–64..

Legg, B. J. and M. Raupach (1982), “Markov-Chain Simulation of particle dispersion in inhomogeneous flows: the mean drift velocity induced by a gradient in eularian velocity variance”, Boundary-Layer Meteorology, 24, 3-13.

Leroux, S., M. J. Hall, and G. N. Kiladis (2010), “A climatological study of transient-mean-low interactions over West Africa”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, no. 1, pp. 397–410.

L’Hôte, Y., G. Mahée, B. Somé, and J. P. Triboulet (2002), “Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues”, *Hydrological Sciences Journal*, 47, no. 4, pp. 563–572.

Li, J., and Q. Zeng (2002), “A unied monsoon index”, Geophys. Res. Lett , 29, 1-4.

Li, J. P., and Q. C. Zeng (2003), “A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons”, Adv. Atmos. Sci, 20, 299-302.

Li, J. P., and Q. C. Zeng (2005), “A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation”, Climatic and Environmental Research, 10, 351-365.

Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou, and B. Campistron (2008), “Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of West Africa”, *MonthlyWeather Review*, 136, no. 9, pp. 3477–3500.

Mahée, G., and J. E. Paturel (2009), “1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers”, *Comptes Rendus*, 341, no. 7, pp. 538–546.

Mariotti A, M. V. Struglia, N. Zeng, K-M. Lau (2002), "The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea". Journal of Climate, 15 (13): 1674-1690.

Marteau, R., V. Moron, and N. Philippon (2009), "Spatial coherence of Monsoon onset over Western and Central Sahel (1950–2000)", *Journal of Climate*, vol. 22, no. 5, pp. 1313–1324.

Massacand, A. C., H. Wernli, and H. C. Davies (1998), "Heavy precipitation on the Alpine southside: An upper-level precursor", Geophys. Res. Lett., 25, 1435–1438, doi:10.1029/98GL50869.

Messager, C., D. J. Parker, O. Reitebuch, A. Agusti-Panareda, C. M. Taylor, and J. Cuesta (2010), "Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July 2006", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, no. 1, pp. 107–124.

Miles, M. K., and C. K. Follard (1974), "Changes in the latitude of the climatic zones of the Northern Hemisphere", *Nature*, 252, no. 5484, article 616.

Newell, R. E., Y. Zhu, and C. Scott (1992), "Tropospheric rivers? A pilot study", Geophys. Res. Lett., 19 (24), 2401–2404, doi:10.1029/ 92GL02916.

Nicholson, S. E. (1980), "The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa (Guinea Sahel Soudan)", *Monthly Weather Review*, 108, no. 4, pp. 473–487.

Nicholson, S. E. (1981), "Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa", *Monthly Weather Review*, 109, no. 10, pp. 2191–2208.

Nicholson, S. E., B. Some, and B. Kone (2000), "An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Nino and the 1998 La Nina years", *Journal of Climate*, 13, no. 14, pp. 2628–2640.

Nicholson, S. E., and J. P. Grist (2003), "The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa", *Journal of Climate*, 16, pp. 1013–1030.

Nicholson, S. (2005), "On the question of the "recovery" of the rains in the West African Sahel", *Journal of Arid Environments*, vol. 63, no. 3, pp. 615–641.

Nicholson, S. E., and P. J. Webster (2007), "A physical basis for the interannual variability of rainfall in the Sahel", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, no. 629, pp. 2065–2084.

Nicholson, S. E. (2008), "The intensity, location and structure of the tropical rainbelt over west Africa as factors in interannual variability", *International Journal of Climatology*, 28, no. 13, pp. 1775–1785.

Nicholson, S. E., A. I. Barcilon, and M. Challa (2008), “An analaysis of west African dynamics using a linearized GCM”, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, no. 4, pp. 1182–1203.

Nicholson, S. E., A. K. Dezfuli, and D. Klotter (2012), “A two-century precipitation data set for the continent of Africa,” *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, pp. 1219–1231.

Nicholson, S.E. (2013), “El Sahel de África Occidental: una revisión de estudios recientes sobre el régimen de lluvias y su variabilidad interanual”, ISRN Meteorología,1-32.

Nieto, R., L. Gimeno, and R. M. Trigo (2006), “A Lagrangian identification of major sources of Sahel moisture”, Geophys. Res. Lett., 33, L18707, doi:10.1029/2006GL027232.

Nieto, R., Castillo, R. and Drumond, A. (2014), “The modulation of oceanic moisture transport by the hemispheric annular modes”, Frontiers in Atmospheric Science.

Numaguti, A. (1999), “Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model”, J. Geophys. Res: Atmospheres (1984-2012), 104, 1957-1972.

Oki, T. (2005), “The hydrologic cycles and global circulation”, in Encyclopedia of Hydrological Sciences, edited by M. G. Anderson and J. McDonnell, pp. 13–22, John Wiley, New York.

Ozer, P., M. Erpicum, G. Demarée, and M. Vandiepenbeeck (2003), “The Sahelian drought may have ended during the 1990s”, *Hydrological Sciences Journal*, 48, no. 3, pp. 489–492.

Panofsky, H. A., H. Tennekes, D. H. Lenschow, and J. C. Wyngaard (1977), "The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions", Boundary-Layer Meteor., 11, pp 355-361.

Parker, D. J., R. R. Burton, A. Diongue-Niang (2005), “The diurnal cycle of the West African monsoon circulation”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, pp. 2839–2860.

Parker, D. J., C. D. Thorncroft, R. R. Burton, and A. Diongue-Niang (2005), “Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, no. 608, pp. 1461– 1482.

Pattanaik, D. R., and V. Satyan (2000), “Fluctuations of Tropical Easterly Jet during contrasting monsoons over India: a GCM study”, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 75, no. 1-2, pp. 51–60.

Peixóto, José P., & Oort, H. Abraham, (1984), “Physics of climate”, Rev. Mod. Phys., 56 (Jul), 365–429.

Peixoto, J. P., and A. H. Oort (1992), “Physics of Climate”, 520 pp., Am. Inst. of Phys., New York.

Pierrehumbert, R. T., H. Brogniez, and R. Roca (2008), “On the Relative Humidity of the Atmosphere”, Chapter 6.

Prospero, J. M., and T. N. Carlson (1972), “Vertical and a real distribution of saharan dust over western equatorial north-atlantic ocean”, *Journal of Geophysical Research*, 77, pp. 5255–5265.

Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill (2002), “Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product”, *Reviews of Geophysics*, 40, no. 1, pp. 1–31.

Pu, B., and K. H. Cook (2010), “Dynamics of theWest African westerly jet”, *Journal of Climate*, 23, no. 23, pp. 6263–6276.

Quante, M., and V. Matthias (2006), “Water in the Earth’s atmosphere”, J. Phys. IV, 139, 37–61, doi:10.1051/jp4:2006139005.

Ralph, F. M., P. J. Neiman, and G. A. Wick (2004), “Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98”, Mon. Weather Rev., 132, 1721–1745, doi:10.1175/1520-0493 (2004)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2.

Raman, M. R., V. V. M. Jagannadha Rao, M. VenkatRatnamet (2009), “Characteristics of the Tropical Easterly Jet: long-term trends and their features during active and break monsoon phases”, *Journal of Geophysical Research D*, 114, no. 19, Article ID D19105.

Ramel, R., H. Gall´e, and C. Messager (2006), “On the northward shift of the West African monsoon”, *Climate Dynamics*, vol. 26, no. 4, pp. 429–440.

Ratnam, M. V., M. R. Raman, S. K. Mehta (2011), “Sub-daily variations observed in Tropical Easterly Jet (TEJ) streams”, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73, no. 7-8, pp. 731–740.

Rodwell, M. J., and B. J. Hoskins (1996), “Monsoons and the dynamics of deserts”, Q.J.R. Meteorol. Soc, 122, 1385-1404.

Roehrig, R., F.Chauvin, and J. P. Lafore (2011), “10–25 day intraseasonal variability of convection over the Sahel: a role of the Saharan Heat Low and mid latitudes”, *Journal of Climate*, 24, pp. 5863–5878.

Ryall, D. B., and R. H. Maryon (1997), "Validation of the UK MetOffice name model against the ETEX dataset, in: Model Verification and Emergency Response", edited by: Nodop, K., ETEX Symposium on Long-Range Atmospheric Transport, 151-154.

Schumacher, C. and R. A. House (2006), "Stratiform precipitation production over sub-Saharan Africa and the tropical East Atlantic as observed by TRMM," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 132, no. 620, pp. 2235–2255.

Savenije, H. H. G., (1995), "New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel", J. Hydrol., 167, 57–78, doi:10.1016/0022-1694(94)02632-L.

Sawford, B. L. (1985), "Lagrangian statistical simulation of concentration mean and fluctuation fields", Journal of Climate and Applied Meteorology, 24(Nov.), 1152–1166.

Seibert, P., A. Frank (2004), "Source-receptor matrix calculation with a Lagrangian particle dispersion model in backward mode", Atmospheric Chemistry & Physics, 4(Jan.), 51–63.

Seidel, D. J. (2002), "Water vapor: Distribution and trends, in Encyclopedia of Global Environmental Change", pp. 750–752, Wiley, New York.

Sijikumar, S., P. Roucou, and B. Fontaine (2006), "Monsoon onset over Sudan-Sahel: simulation by the regional scale model MM5", *Geophysical Research Letters*, vol. 33, no. 3, Article ID L03814.

Sodemann, H., C. Schwierz, H. Wernli (2008), "Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence", Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 113(Feb.), 3107.

Sodemann, H., and A. Stohl (2009), "Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation", Geophys. Res. Lett., 36, L22803, doi:10.1029/2009GL040242.

Stensrud, D. J. (1996), "Importance of low-level jets to climate: A review". J. Climate, 9, 1698-1711.

Stohl, A., and D. J. Thomson (1999), "A density correction for Lagrangian particle dispersion models", Bound.-Layer Met, 90, 155-167.

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 ooding in central Europe", J. Hydrometeor, 5, 656-678.

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

Sultan, B., and S. Janicot (2000), “Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability,” *Geophysical Research Letters*, vol. 27, no. 20, pp. 3353–3356.

Sultan, B., S. Janicot, and A. Diedhiou (2003), “The West African monsoon dynamics. Part I: documentation of interaseasonal variability”, *Journal of Climate*, vol. 21, pp. 3389–3406.

Sultan B., and S. Janicot, (2003), “The West African monsoon dynamics. Part II: The“preonset” and “onset” of the summer monsoon”, *Journal of Climate*, vol. 16, pp. 3407–3427.

Sultan, B., S. Janicot, and P. Drobinski (2007), “Characterization of the diurnal cycle of the West African monsoon around the monsoon onset”, *Journal of Climate*, 20, no. 15, pp. 4014–4032.

Taylor, G (1931), “Effect of variation in density on the stability of superposed streams of uid”, Proc. Roy. Soc. London. A, 132.

Taylor, C. M., E. F. Lambin, N. Stephenne, R. J. Harding, and R. L. H. Essery (2002), “The influence of land use change on climate in the Sahel”, J. Clim., 15, 3615– 3629.

Thomson, D. J. (1987), “Criteria for the selection of stochastic models of particle trajectories in turbulent ows”, J. Fluid Mech, 180, 529-556.

Thorncroft, C. D., D. J. Parker, and R. R. Burton (2003), “The JET2000 project—aircraft observations of the African easterly jet and African easterly waves”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 84, pp. 337–351.

Thorncroft C. D., N. M. J. Hall, and G. N. Kiladis (2008), “Three dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part III: genesis”, *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 65, no. 11, pp. 3596–3607.

Thorncroft, C. D., H. Nguyen, C. Zhang, and P. Peyrille (2011), “Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 137, no. 654, pp. 129–147.

Tomas, R. A., and P. J. Webster (1997), “The role of inertial instability in determining the location and strength of near-equatorial convection, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society”*, 123, no. 542, pp. 1445–1482.

Trenberth, K. E. (1998), “Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change”, Climatic change, 39, 667-694.

Trenberth K.E., (1999), “Atmosphere moisture recycling: role of advective convection and local evaporation”, J Climate, 12, 1368-1381.

Trenberth, K. E., L. Smith, T. Qian, A. Dai, and J. Fasullo (2007a), "Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data", J. Hydrometeorol., 8, 758–769, doi:10.1175/JHM600.1.

Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and J. Mackaro (2011), "Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses", J. Clim., 24, 4907–4924, doi:10.1175/ 2011JCLI4171.1.

Van der Ent, R. J., H. H. G. Savenije, B. Schaefli, and S. C. Steele-Dunne (2010), "Origin and fate of atmospheric moisture over continents", Water Resour. Res, 46, W09525, doi:10.1029/2010WR009127.

Ventrice, M. J., C. D. Thorncroft, and P. E. Roundy (2011), "The madden-julian oscillation's influence on african easterly waves and downstream tropical cyclogenesis", *Monthly Weather Review*, vol. 139, pp. 2704–2722.

Walker, G. T., and E. W. Bliss, (1932), "World Weather V", Mem. Roy. Meteor. Soc., 4, No. 36, 53-84.

Walker, G. T., and E. W. Bliss, (1937), "World Weather VI", Mem. Roy. Meteor. Soc., 4, No. 39, 119-139.

Wang, C. (2007), "Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate", Clim. Dyn., 29, 411–422, doi:10.1007/s00382-007-0243-z.

Washington, R., and M. C. Todd (2005), "Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad: the role of the low level jet", *Geophysical Research Letters*, 32, article 17701.

Webster, P. J., and J. Fasullo (2003), "Monsoon: dynamical theory, in *Encyclopedia of Atmospheric Sciences"*, J. Holton and J.A. Curry, Eds., pp. 1370–1385, Academic Press, London, UK.

Wentz, F. J., L. Ricciardulli, K. Hilburn, and C. Mears (2007), "How much more rain will global warming bring?", Science, 317 (5835), 233–235, doi:10.1126/science.1140746.

Wernli, H. (1997), "A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones, II, A detailed case study", Q. J. R. Meteorol. Soc., 123, 1677–1706, doi:10.1002/qj.49712354211.

Wilson, J. D., B. J. Legg, and D. J. Thomson (1983), "Calculation of particle trajectories in the presence of a gradient in turbulent-velocity scale", Bound.-Layer Met, 27, 167-169.

Worden, J., et al. (2006), "Tropospheric emission spectrometer observations of the tropospheric HDO/H2O ratio: Estimation approach and characterization", J. Geophys. Res., 111, D16309, doi:10.1029/2005JD006606.

Yoon, J. H., and N. Zeng (2010), “An Atlantic influence on Amazon rainfall”, Clim. Dyn., 34, 249–264, doi:10.1007/s00382-009-0551-6.

Yu, L., and R. A. Weller (2007), “Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005)”, Bull. Am. Meteorol. Soc., 88, 527–539, doi:10.1175/BAMS-88-4-527.

Zeng, N., J. D. Neelin, K. M. Lau, and C. J. Tucker (1999), “Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction”, Science, 286, 1537–1540.

Zhu, Y., and R. E. Newell (1998), “A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers”, Mon. Weather Rev., 126, 725–735, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2.

Environmental | Physics | Laboratory

EPhysLab