

Los vientos en el Estrecho de Gibraltar en verano, los monzones y el ENSO

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ
josemaria.sanchezlaulhe@gmail.com

La figura 1 muestra la correlación entre la presión a nivel del mar y el ENSO (El Niño - Oscilación del Sur), considerando el índice Niño3.4¹, para los meses de julio y agosto. La correlación para el verano, junio-agosto, es muy similar, aunque en la Península es menos intensa. En general la correlación es positiva en el área del Mediterráneo, aunque es particularmente intensa al oeste de las regiones altas de los Zagros (Irán) y del Atlas, prolongándose ésta última al sudoeste de la península ibérica.

La correlación en la región del Atlas-Península implica una mayor frecuencia de vientos del oeste en el estrecho de Gibraltar en la fase positiva del ENSO, El Niño, y una preponderancia de los vientos de levante en la fase La Niña.

El clima del Mediterráneo en verano y el monzón de la India

El clima mediterráneo está caracterizado por un drástico ciclo estacional con inviernos húmedos y suaves, y veranos muy secos y cálidos. Es un clima muy minoritario pues se debe a la expansión e intensificación de las altas subtropicales oceánicas en verano y está limitado a las regiones continentales afectadas por los flancos orientales de los anticiclones subtropicales entre 30° y 45° de latitud:

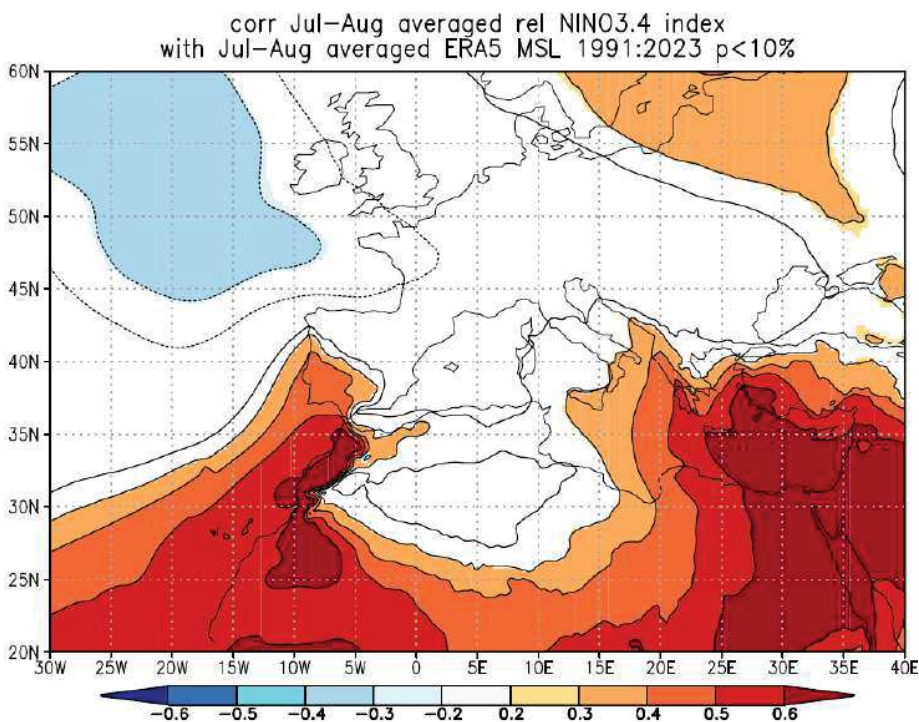


Figura 1. Correlación presión a nivel del mar - Niño3.4 para los meses de julio-agosto para los reanálisis ERA5 en el periodo 1991-2023

región del mar Mediterráneo, California, parte de Chile, y sudoeste de África y de Australia. Ocupa una extensión excepcional en la región del mar Mediterráneo debido a la situación geográfica única de este mar interior y extenso en los subtropicos, que en el verano prolonga hasta el Levante mediterráneo el flanco oriental del anticiclón oceánico atlántico. En el Mediterráneo oriental se

reproduce el flujo de componente norte en niveles bajos del este del alta de las Azores y se intensifica la subsidencia (figura 2b). Estas características se deben a la interacción del monzón de verano de la India (MVI) y la orografía local con el flujo de los vientos oeste de latitudes medias; *mecanismo monzón-desierto*, así denominado por Rodwell & Hoskins (1996) (ver recuadro).

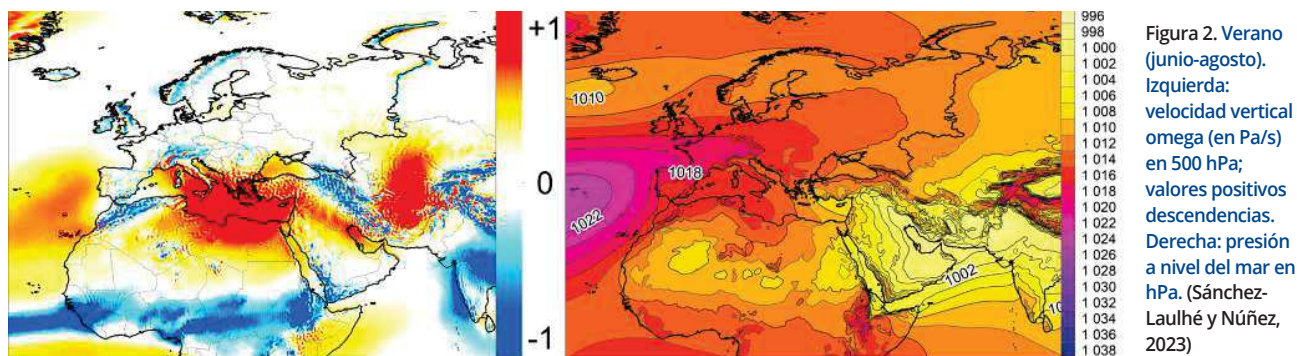


Figura 2. Verano (junio-agosto).
Izquierda: velocidad vertical omega (en Pa/s) en 500 hPa; valores positivos descendencias.
Derecha: presión a nivel del mar en hPa. (Sánchez-Laulhé y Núñez, 2023)

¹ Niño 3.4: índice que representa el promedio de las anomalías de la temperatura de la superficie del mar (TSM) en el Pacífico ecuatorial desde aproximadamente la línea de fecha hasta la costa de América del Sur (5° N - 5° S, 170° O - 120° O). El índice Niño 3.4 normalmente utiliza una media móvil de 5 meses y los eventos de El Niño o La Niña se definen cuando las TSM del Niño 3.4 exceden +/- 0.4 °C durante un período de seis meses o más.

La correlación ENSO-presión en la región próxima al Estrecho

Dado que el ENSO influye en la intensidad de los monzones y que el MVI determina en buena parte el clima mediterráneo en el verano, se podría suponer una influencia del ENSO en el clima de la región mediterránea. Pero hay un gran diferencial de correlación entre unas zonas y otras.

La alta correlación ENSO-presión en el Mediterráneo oriental se explica porque esta región está afectada por la lengua de bajas presiones que desde la región monzónica del sur de Asia se estira hacia el Mediterráneo a través de la península arábiga.

La alta correlación en la región del Atlas está ligada en veranos de la Niña a otra lengua de bajas presiones que por la costa atlántica se dirige hacia la Península desde la baja térmica del noroeste de África (aparentemente conectada también al monzón de verano del África occidental, MVAO). Estas bajas presiones parecen tener un origen orográfico pues al este de Atlas, a unos 30° N, existe un fuerte gradiente meridional de la correlación ENSO-presión que indica una gran variabilidad de viento zonal (figura 1) y una mayor ocurrencia en los veranos de La Niña del flujo de levante. Esta configuración se repite en la zona del Estrecho, dando lugar a los vientos de levante en el Estrecho y al desplazamiento hacia el oeste de la vaguada invertida peninsular en los veranos de La Niña, enlazando con la lengua de bajas presiones atlántica.

La incidencia de los levantes sobre la orografía es determinante para explicar la correlación ENSO-presión en la zona próxima al estrecho de Gibraltar. Para un razonamiento cualitativo se puede considerar a las montañas del Atlas occidental prolongadas con las sierras de la península ibérica como una cordillera con eje meridional sobre la que incide un flujo de aire cuyo estado básico siempre presenta cizalladura vertical del oeste y un gradiente de temperaturas dirigido hacia el sur, siendo el viento de levante en niveles bajos en los veranos con La Niña. La influencia de las montañas sobre este flujo con cizalladura, descrita para la cordillera de los Zagros por Simpson *et al.* (2015), se muestra esquemá-

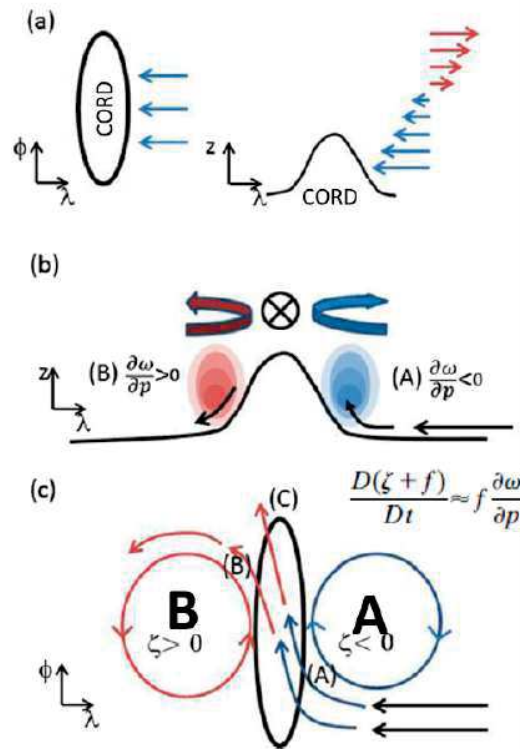


Figura 3. Esquema de la influencia de la cordillera Atlas-cordilleras ibéricas sobre un flujo zonal cuyo estado básico se muestra en planta y perfil en (a); La influencia montañosa se muestra en (b) la vista de perfil: Las flechas negras muestran el flujo; el sombreado azul y rojo la velocidad vertical ascendente y descendente; y las flechas azul y roja vorticidad anticiclónica y ciclónica. El círculo y la cruz indican el flujo del sur a lo largo de la cordillera, (c) en planta: en azul está el flujo ascendente y en rojo el descendente. Esquema modificado de Simpson *et al.* (2015).

ticamente en la figura 3. En la figura 6a se han interpretado los máximos y mínimos relativos de correlación para la fase La Niña como bajas presiones, B, y altas presiones, A, respectivamente. Esto se justifica por-

que en niveles bajos, los gradientes de correlación ENSO-presión fuertes son perpendiculares al gradiente de presión a nivel del mar en los meses de verano (figura 2b). Pues bien, hay una gran coincidencia entre las perturbaciones en el flujo del esquema y las deducidas de los mapas de correlación ENSO-presión para La Niña: existencia de altas presiones al este de la cordillera, por la generación de vorticidad vertical anticiclónica en niveles bajos durante el ascenso del flujo de levante, y la existencia de bajas presiones al oeste de la cordillera, por la generación de vorticidad vertical ciclónica por el descenso del aire. La presencia del alta en niveles bajos perturba el flujo básico al este de la cordillera, que solo se mantiene de levante al sur de la cordillera (y también en Alborán). Por el contrario,

el flujo del oeste se mantiene preferentemente en el oeste de la cordillera en la parte norte.

El ENSO y la variabilidad de los monzones de verano de la India y del noroeste de África

Numerosos estudios han documentado la covariabilidad del MVI y el ENSO, que se manifiesta en que durante eventos El Niño (La Niña) en verano, generalmente el MVI es más débil (más intenso); igualmente ocurre con el MVAO. El ENSO explica hasta el 29 % de la variación interanual

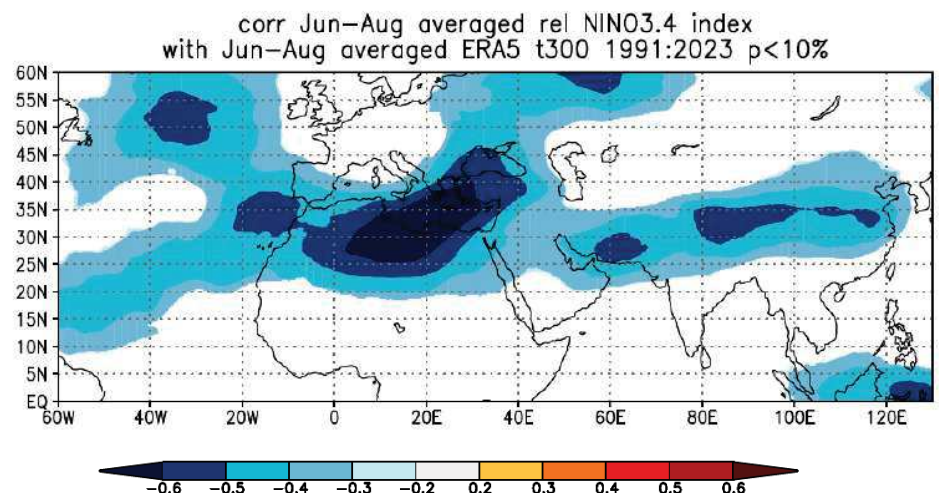


Figura 4. Correlación entre el índice SST Niño3.4 y la temperatura media en 300 hPa en julio y agosto para los reanálisis ERA5 para el periodo 1991-2023

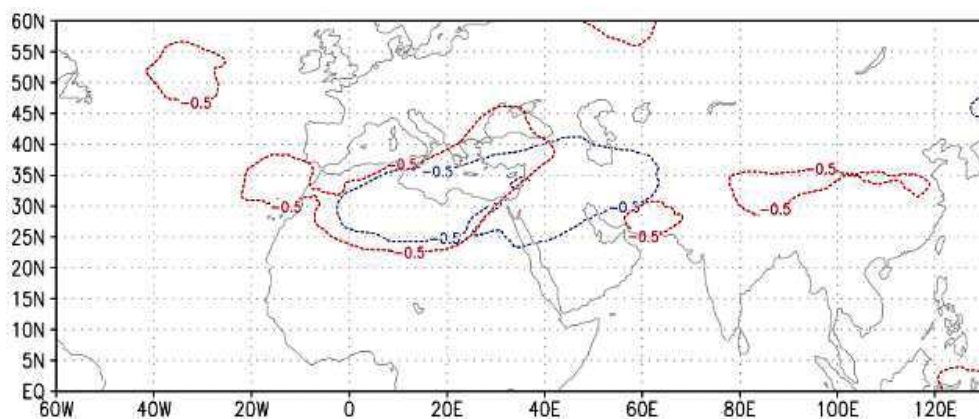


Figura 5. Zonas de correlación mayor que 0.5 entre el índice Niño3.4 y la temperatura media en 300 hPa en verano (junio, julio y agosto) para los reanálisis ERA5 y los periodos 1950-1990 (azul) y 1991-2023 (rojo)

total de las precipitaciones del MVI y el 24 % de las precipitaciones del MVAO (Srivastava *et al.*, 2019).

Esta covariabilidad se explica por la relación entre el ENSO y la temperatura en la troposfera alta y media en las proximidades de la corriente en chorro subtropical en verano. En la figura 4 se muestra la correlación entre el índice Niño3.4 y la temperatura en 300 hPa en julio y agosto. Como se puede observar, en la fase El Niño disminuye la temperatura en la troposfera en los subtrópicos, lo que da lugar a que disminuya el gradiente de temperatura meridional que, a su vez, causa el debilitamiento del chorro del este en niveles altos por medio del balance del viento térmico y debilita el flujo monzónico en ambas regiones monzónicas. Por el contrario, las lluvias monzónicas se intensifican durante los veranos con eventos La Niña.

Las intensidades de las relaciones lineales entre el ENSO y las precipitaciones del MVI y del MVAO muestran fuertes variaciones, pero desfasadas, en una escala de tiempo multidecadal: mientras

a partir de la década de 1980 la relación ENSO-MVI se debilitó, la relación ENSO-MVAO se fortaleció. Esta alternancia multidecadal de impacto fuerte-débil del ENSO en el MVI y el MVAO fue explicada por Srivastava *et al.* (2019) a través de la modulación de la temperatura de la troposfera superior en el África subtropical y en Asia: mientras antes de la década de 1980 el impacto del ENSO sobre esta anomalía de temperatura se concentró y fue fuerte en el noroeste de la India, a partir de la década de 1990, las anomalías fueron débiles y discontinuas, debilitando la relación ENSO-MVI. Además, el desplazamiento hacia el oeste en el norte de África del centro de esta anomalía y su intensificación en la década de 1990 fortaleció la relación ENSO-MVAO (figura 5). Estas variaciones justifican que los gráficos de este trabajo estén referidos al periodo posterior a 1990.

Existen varias teorías sobre los orígenes de esta relación entre el ENSO y las anomalías de temperaturas. Mientras Shaman y Tziperman (2007) atribuyen el en-

friamiento de la troposfera en la corriente en chorro sobre el nordeste de la India y norte de África durante El Niño a la propagación hasta las latitudes medias de ondas de Rossby, causadas por la variación en la actividad convectiva sobre el Pacífico ecuatorial, Seager *et al.* (2003) la atribuyen a los cambios en la circulación meridional asociadas a las perturbaciones propias de esta fase del ENSO.

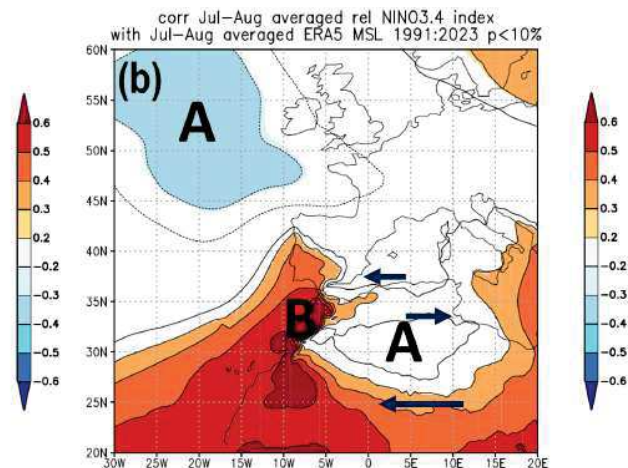
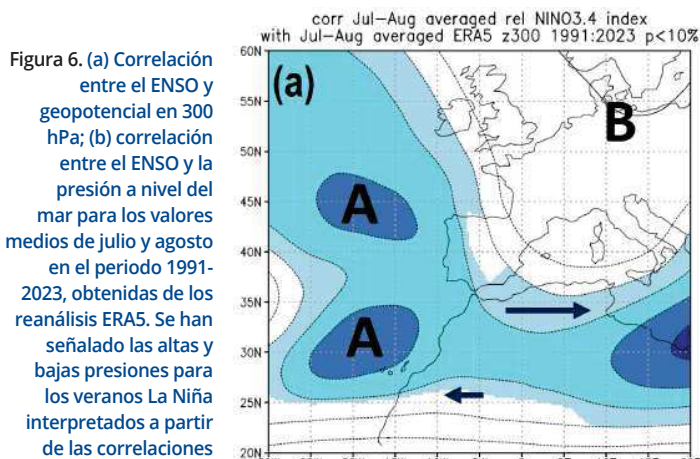
La correlación ENSO-temperatura y los vientos en el Estrecho

En latitudes medias, las anomalías negativas de temperatura en la troposfera alta y media están asociadas a anomalías de vorticidad potencial positivas en la tropopausa y a anomalías negativas del geopotencial en la troposfera (Hoskins *et al.*, 1985). Por tanto, es de esperar cierta similitud entre las correlaciones ENSO-temperatura descritas más arriba (figura 4) y ENSO-geopotencial (figura 6a) en 300 hPa.

Esta región se encuentra entre dos máximos de geopotencial en los niveles altos que tenderían a inducir en niveles bajos viento del este en latitudes próximas a 25° N; latitud que al mismo tiempo se encontraría bajo el flanco norte del chorro del este en niveles medios asociado al MVAO, que se desplaza hacia el norte debido a la intensificación del monzón de verano durante La Niña.

Conclusiones

De acuerdo con lo mostrado en el artículo, se deduce que las anomalías de temperatura en la troposfera alta y media en la zona del chorro subtropical en el norte de África ligadas a las fases del



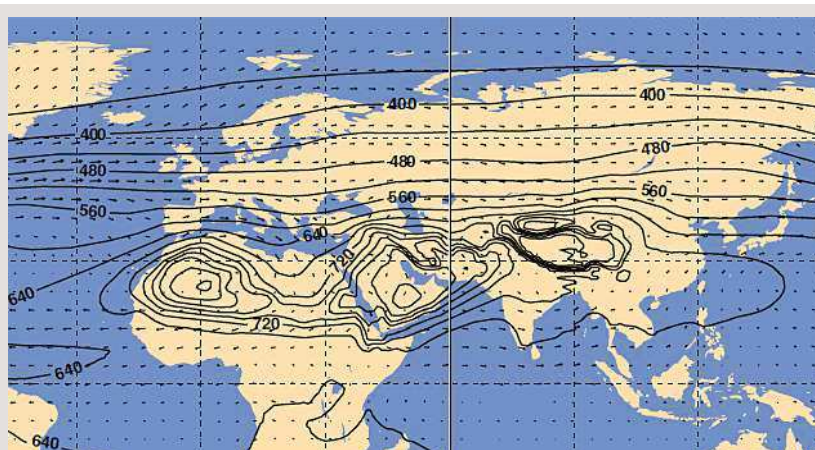


Figura 7. Viento y presión (hPa) en la superficie de temperatura potencial de 315 K, junio-agosto. Fuente: adaptado de Atlas ERA-40 (Kållberg *et al.*, 2007)

El Mediterráneo y el monzón de la India: mecanismo “monzón-desierto”

En verano la circulación atmosférica sobre el Mediterráneo se caracteriza por la persistencia de subsidencia y de vientos de componente norte en niveles bajos en las partes central y oriental de la cuenca. Estas características se disipan hacia el oeste llegando a predominar en la península ibérica y en la región del Atlas los movimientos ascendentes debido a la orografía. Más hacia el oeste, sobre el Atlántico oriental subtropical, vuelven a predominar la subsidencia y los vientos de componente norte (ver figura 2). Este comportamiento se debe a la interacción del monzón de la India y la orografía con el flujo de los vientos oeste de latitudes medias.

El monzón de la India de verano produce una anomalía zonal cálida que se extiende desde la región monzónica hacia el oeste a través del Oriente Próximo, afectando al norte de África y al Mediterráneo a todos los niveles de la troposfera, que se traduce en bajas presiones en niveles bajos (figura 2b). Rodwell & Hoskins (1996) demostraron que los oeste de las latitudes medias en niveles altos y medios de la troposfera interaccionan con esta anomalía cálida, y como consecuencia se giran, dirigiéndose hacia latitudes bajas, y descienden hasta los niveles bajos en el norte de África. El flujo descendente hacia el norte de África es forzado también por la orografía: las montañas del Atlas impiden que el flujo de oeste en niveles altos de latitudes medias gire hacia el sur hasta el Mediterráneo central y, en consecuencia el campo

de la velocidad vertical omega (dp/dt) en 500 hPa localiza los movimientos descendentes en el este y centro del mar Mediterráneo y en el Sahara oriental.

Este mecanismo, denominado mecanismo monzón-desierto, forma la masa de aire seca y muy cálida del Sahara. El mapa de vientos e isobaras en la superficie con temperatura potencial 315 K ilustra muy bien este proceso, mostrando sobre el centro del Mediterráneo vientos de componente norte que cruzan las isobaras hacia las bajas presiones (Figura 3). Este mapa se puede invertir considerando los contornos como isotermas sobre una superficie isobárica, por lo que los vientos cruzarían las isotermas, y como resultado el descenso sobre el Mediterráneo se asocia a una advección fría. Sobre el Atlántico, al oeste de la Península, se aprecia otra área de descendencias (advección fría) que está relacionadas con la intensificación del anticiclón de las Azores en verano (Rodwell & Hoskins, 2001) y que hace que el los frentes atlánticos asociados a las borrascas atlánticas se disipen en las inmediaciones de la Península. Sin embargo, sobre la península ibérica existe en promedio movimiento ascendente de poca intensidad en promedio (y advección cálida) como se indica en la figura 2a y se interpreta en la figura 7, que puede generar tormentas significativas en el interior oriental en zonas donde las bajas presiones en superficie faciliten la entrada de aire húmedo mediterráneo en niveles bajos.

ENSO, que son responsables de la variabilidad de la intensidad de los monzones de verano de África occidental y de la India, serían también responsables de la mayor frecuencia de los vientos de levante en la zona del Estrecho de Gibraltar en verano en los años de La Niña, bien por inducción en superficie de las anomalías de vorticidad potencial en la tropopausa asociadas, bien indirectamente a través del MVAO, o por ambas vías.

Por otra parte se puede hacer la hipótesis de que la intensidad de la correlación puede tener una variabilidad multidecadal en fase con la variabilidad multidecadal del monzón del oeste de África.

NOTA: Los gráficos de las figuras 1 al 6 han sido obtenidos de datos usando la aplicación KNMI Climate Explorer (Trouet *et al.*, 2013)

Referencias:

- Hoskins BJ, McIntyre ME & Robertson AW (1985) *On the use and significance of isentropic potential vorticity maps*. Q J Roy Meteorol Soc 111: 877-946.
- Kållberg P, Simmons A, Uppala S, et al. (2007) ERA 40 Project Report Series, 17, The ERA 40 archive, 31 pp., Reading, U. K.
- Rodwell MJ & Hoskins BJ (1996) *Monsoons and the dynamics of deserts*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 122: 1385-1404.
- Rodwell MJ & Hoskins BJ (2001) *Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons*. J Climate 14:3192-3211.
- Sánchez-Laulhé JM & Núñez-Mora JA (2023) *El clima en el entorno del estrecho de Gibraltar: incidencia de los mecanismos de gran escala del sistema climático*. In: El estrecho de Gibraltar: llave natural entre dos mares y dos continentes. Juan Pérez-Rubín y Teodoro Ramírez (Eds.) Memorias R. Soc. Esp. Hist. Nat. Memorias 2ª ép. XVII: 15-32.
- Shaman J & Tziperman E (2005) *The effect of ENSO on Tibetan Plateau snow depth and the South Asian monsoons: a stationary wave teleconnection mechanism*. J. Climate 18: 2067- 2079.
- Simpson IR, Seager R, Shaw TA & Ting M (2015) *Mediterranean Summer Climate and the Importance of Middle East Topography*. J Climate 28:1977-1996.
- Srivastava G, Chakraborty A & Nanjundia RS (2019) *Multidecadal see-saw of the impact of ENSO on Indian and West African summer monsoon rainfall*. Clim Dyn 52: 6633-6649
- Trouet V. & Van Oldenborgh GJ (2013) *KNMI Climate Explorer: a web-based research tool for high-resolution paleoclimatology*. Tree-Ring Research 69(1) 3-13.