



Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales

**Índices climáticos instrumentales basados en
datos históricos. Aplicación al estudio de la
teleconexión monzón-Mediterráneo.**

Tesis Doctoral

Francisco de Paula Gómez Delgado

Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales

Facultad de Ciencias Experimentales

Universidad Pablo de Olavide

Sevilla , Abril de 2022

Índices climáticos instrumentales basados en datos históricos. Aplicación al estudio de la teleconexión monzón-Mediterráneo.

Memoria que presenta para optar al título de Doctor en Medio Ambiente y Sociedad

Francisco de Paula Gómez Delgado

Dirigida por los Doctores

David Gallego Puyol

Cristina Peña Ortiz

Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales

Facultad de Ciencias Experimentales

Universidad Pablo de Olavide

Sevilla, Abril de 2022

Esta tesis doctoral fue realizada entre marzo de 2015 y abril de 2022 en el Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales de la Universidad Pablo de Olavide. Dicho trabajo fue financiado por un contrato asociado al proyecto INCITE (ref: CGL2013-44530-P), dirigido por David Gallego Puyol. Además, el grupo RNM-356 del Plan Andaluz de Investigación, Desarrollo e Innovación (PAIDI) contribuyó a la financiación de publicaciones y participación en congresos.

Dedicado a mis padres y a Pedro Ribera

*“La vida es y seguirá siendo una ecuación sin solución,
pero contiene algunos factores conocidos”*

Nicola Tesla

Agradecimientos

Llegamos al final de otra etapa, una etapa que ha sido por momentos dura, pero de la cual me llevo grandes vivencias y sobre todo grandes personas. En primer lugar, agradecer a Ricardo la oportunidad y confianza que puso en mí para poder iniciar este camino. A mis directores, David y Cristina, los cuáles han sabido guiarme en todo momento y han estado siempre ahí para cualquier cosa, ¡mil gracias!.

Como no, otro de mis grandes pilares a lo largo de esta tesis, aquellos que sabían cómo levantarme en todos esos momentos duros, mis compañeros. Inma, has sido mi gran apoyo durante todo este tiempo, superando juntos esos momentos de frustración y de estar muy “lost in the life”, pero también compartiendo otros mucho mejores. Qué decir de los ansiados viajes a la EGU, en los que practicábamos nuestro “fluido” alemán. Más tarde llegaste tú, Nuria, con tu alegría y desparpajo diste un toque fresco al laboratorio, y siempre recordaré esas tardes al fresco en tu terracita del centro. También dar un especial agradecimiento a Verónica, una persona que siempre estaba dispuesta a escuchar y ayudar en cualquier situación. Y qué decir de mi ambientóloga favorita, Laura, la de cosas que hemos compartido y que estoy seguro seguiremos haciéndolo .

A mis amigos de Andújar y Sevilla, aquellos que con cariño siempre me decían...¿y la tesis cuando la terminas?, ahora sí puedo decirles que llegó el momento. Muchas gracias a todos ellos porque han sido parte fundamental de haber llegado hasta aquí.

Otra experiencia de la cual siempre guardaré un gran recuerdo fue mi estancia en París. Fueron tres meses muy fructíferos, tanto en lo personal como en lo laboral, y en los que sin el apoyo de Mari Carmen no hubieran sido posibles. Mari Carmen, a ti decirte que siempre te agradeceré que me

ayudaras a sobrevivir esas primeras y duras semanas en París, y por supuesto, agradecerte tu ayuda y tu amistad en todos estos años en Sevilla.

Otro momento importante, ya en mi última etapa en la UPO, fue mi breve paso por el Centro de Estudios de Postgrado, donde pude conocer a un grupo de personas excelentes, compañeros de trabajo, y de los cuáles hoy puedo decir que son grandes amigos. Muchas gracias a Félix, Lola, Samu y Elena.

Ya estamos llegando al final, momento para el cual he reservado los agradecimientos más importantes para mí. Mis padres, sin ellos nada de esto (ni mi propia existencia) hubiera sido posible. Jamás podré agradecerles lo suficiente todo lo que han hecho por mí. Todo lo que soy es gracias a ellos. Os quiero.

No quiero despedirme sin mencionar a una persona muy especial, no solo para mí, sino para mis compañeros, directores y para muchas otras personas de la comunidad científica de este país. Como ya sabréis, esa persona es Pedro Ribera. Pedro, nos dejaste hace poco, pero siempre te recordaremos con esa sonrisa eterna que siempre nos regalabas, y sobre todo tu gran sentido del humor (y tus chistes). A ti especialmente te dedico esta tesis.

Índice	Pág.
Agradecimientos	2
Resumen	7
Índice de figuras	10
Índice de tablas	13
Lista de acrónimos	14
Lista de publicaciones	16
1. Introducción	17
1.1 El clima del Mediterráneo	17
1.2 Los vientos Etesios	21
1.3 Reconstrucciones climáticas	32
1.4 Objetivos	37
2. Los diarios de navegación como fuente de datos meteorológicos	39
2.1 Observaciones históricas de viento	39
2.2 Evolución de la información meteorológica contenida en los diarios de navegación	42
2.3 La base de datos de ICOADS	44
2.4 La cuestión de la velocidad del viento: Los índices direccionales	48
3. Datos y metodología	53
3.1 Definición de un índice direccional para los vientos Etesios	53

3.2 Estimación de la incertidumbre asociada al muestreo en el índice NWI	57
3.3 Otras bases de datos utilizadas en este trabajo	59
4. Variabilidad de los vientos Etesios a escala multidecadal	62
4.1 El índice NWI como medida de los vientos Etesios	63
4.2 Variabilidad decadal de los vientos Etesios	68
5. Teleconexión Monzón-Mediterráneo	74
5.1 Relación entre los vientos Etesios y el ISM a lo largo del siglo XX	74
5.2 Análisis dinámico de la interacción ISM-Etesios	79
6. Evaluación de la teleconexión monzón-Mediterráneo en los modelos climáticos del CMIP5	89
6.1 Los modelos del CMIP5. Una breve introducción	90
6.1.1 ¿ Qué es el proyecto CMIP5?	90
6.1.2 Principales características del proyecto CMIP5.	91
6.1.3 Consideraciones previas al uso de datos del CMIP5	93
6.2 Los vientos Etesios en el CMIP5	94
6.2.1 Definición de un índice NWI en CMIP5	95
6.2.2 Variabilidad de los vientos Etesios en el entorno CMIP5	96
6.3 Relación ISM-Etesios en CMIP5	100
6.3.1 Variabilidad multidecadal de la relación Etesios-ISM	103
7. Conclusiones y líneas futuras de investigación	108
Anexo	114
Bibliografía	118

Resumen

Durante el verano, la circulación en el Mediterráneo oriental está dominada por un flujo persistente de vientos del norte, denominados Etesios. Estos vientos surgen principalmente como consecuencia de un fuerte de gradiente de presión sobre dicha región, con altas presiones al oeste y bajas presiones al este. Su variabilidad está dominada a escala sinóptica por el régimen de latitudes medias, mientras que a escala interanual e intraestacional es el monzón de la India quien ejerce su influencia, a través del denominado mecanismo “monzón-desierto”.

Recientemente, el uso de observaciones meteorológicas históricas rescatadas de diarios de navegación ha supuesto una gran oportunidad para la reconstrucción del clima en el pasado sobre regiones marinas (Wheeler and García-Herrera, 2008; García Herrera et al., 2018). Como resultado del esfuerzo empleado en numerosos proyectos para la recuperación de estos datos históricos, se creó la base de datos ICOADS (Freeman et al., 2017), en la cual se dispone de registros de dirección del viento para periodos anteriores al siglo XX. Gracias a esta valiosa fuente de datos, se han construido con éxito índices de circulación para diversas partes del mundo (Barriopedro et al., 2014; Gallego et al., 2015; Ordoñez et al., 2016; Gallego et al., 2017; Vega et al., 2018; Garcia-Herrera et al, 2018), los llamados “índices direccionales”. Estos índices, pueden considerarse instrumentales, ya que sólo requieren de la observación de la dirección del viento.

El principal objetivo de esta tesis es la generación del primer índice puramente instrumental que nos permita caracterizar la persistencia de los Etesios en el Mediterráneo oriental. Para ello se han utilizado los datos observacionales de dirección del viento contenidos en ICOADS, obteniéndose una serie instrumental para la frecuencia de vientos del norte desde 1880, el denominado índice NWI. A pesar de que el NWI se construye solo en base a la dirección y no a la velocidad del viento,

se demuestra que captura los principales rasgos de los Etesios y por lo tanto puede considerarse un buen descriptor de los mismos.

La longitud temporal del NWI nos ha permitido evaluar la variabilidad interanual y multidecadal de los Etesios a lo largo del mayor período alcanzado hasta la fecha. Los resultados indican que durante la primera mitad del siglo XX, los Etesios fueron más frecuentes y persistentes que durante la segunda mitad de siglo, especialmente durante el mes de junio, indicando así un inicio más tardío de este régimen de vientos durante este período.

Por otro lado, el NWI ha sido aplicado al análisis de la interacción entre el monzón de la India (ISM) y los Etesios a escala multidecadal. Esta relación se fundamenta en la propagación de ondas de Rossby estimuladas por la actividad convectiva del ISM, y la generación de una zona de flujo subsidente sobre el Mediterráneo oriental que, por continuidad, fortalece los Etesios en superficie. A través de un análisis de correlación entre el NWI y el índice de referencia para la precipitación del monzón indio, el AIRI, se observa que esta relación no ha sido estacionaria a lo largo del último siglo. Se observan períodos en los que la correlación alcanza valores significativamente positivos (1960-1980) con otros en los que la correlación se anula (1990-2010) e incluso toma valores negativos (1920-1940). A través de un análisis dinámico en cada uno de estos tres períodos, se observa como el aumento de la convección sobre el Índico occidental juega un papel relevante en los cambios de esta interacción entre los períodos 1960-1980 y 1990-2010. Sin embargo, debido en parte a la incertidumbre de los datos de reanálisis durante este período, no se ha encontrado una explicación dinámica para el período de correlación negativa que se ha encontrado para el período 1920-1940.

Finalmente, se ha hecho uso de las salidas históricas de los modelos CMIP5 (Taylor et. al, 2012) para la evaluación tanto de la variabilidad de los Etesios como de su interacción con el ISM. Aunque los modelos CMIP5 reproducen en general algunas de las principales señales de la

influencia del ISM sobre los Etesios, no se observan en general oscilaciones periódicas en esta relación.

Índice de figuras

1. Tipos de climas en la región del Mediterráneo según la clasificación de Köppen. Figura obtenida de Lionello et al., (2006).....	18
2. Patrones climáticos más relevantes sobre el Mediterráneo. Figura obtenida de Lionello et al., (2006).....	19
3. Localización y dirección de los principales vientos en la región mediterránea. Figura obtenida de Lionello et al., (2006).....	21
4. Presión a nivel del mar media durante Julio-Agosto en el Mediterráneo Oriental. Se utiliza el período 1979-2005.....	22
5. Velocidad media de la componente meridional del viento (sombreado) durante el periodo 1980-2010 a lo largo de los meses de junio a septiembre.....	23
6. Media zonal de la velocidad vertical (omega) en 500 hPa con datos de ERA20C durante el período 1980-2010.....	25
7. Cortes verticales presión-longitud medios para el mes de julio de los términos a) VATT y b) HATT, promediadas sobre el latitudinal 32°-40°N y durante el período 1958-2002. (Figura obtenida de Tyrlis et al., 2012).....	27
8. Evolución estacional del viento meridional en 850 hPa y de la velocidad vertical (omega) en 500 hPa promediados sobre el EM y en diferentes subregiones de la zona del ISM (Figura obtenida de Tyrlis et al., 2012).....	28
9. Ejemplo de diario de navegación y de las anotaciones meteorológicas que contiene.....	44
10. Principales fuentes de datos históricos digitalizados y de archivos externos añadidas a ICOADS Release 3.0 para el período 1880-2014.....	48
11. Ilustración de las principales señales en la circulación atmosférica, precipitación y temperatura asociadas a un fortalecimiento de los vientos del oeste (anomalías positivas del índice WI) en: estaciones frías (todas menos el verano) y en la estación cálida (Junio-Agosto).....	52
12. a) Dominio geográfico en el que se calcula el índice NWI y número total de observaciones contenidas en ICOADS 3.0 para el período 1880-2014 (junio-septiembre) en una rejilla regular de 1° x 1°. b) Evolución temporal del número total de observaciones de dirección de viento a lo largo del verano (junio-septiembre) dentro del dominio de estudio [20°E-30°E; 32°N-37°N].....	54
13. Correlación entre el índice de calibración incorporando la velocidad del viento (NWI_c) y diferentes índices NWI calculados con un porcentaje p (eje x) de observaciones diarias de dirección de viento comprendida entre 305°-35° para el período 1980-2014.....	56
14. Dispersión esperada (en %) del índice NWI en función del número de observaciones de dirección de viento empleadas para calcularlo en los meses de Enero, Abril, Julio y Octubre.....	59

15. Índice AIRI estandarizado durante el periodo 1871-2014 para la media estacional del verano (JJAS).....	62
16. Composites de la velocidad meridional y del vector medio del viento de ERA20C para los meses de Junio a Septiembre durante el periodo 1980-2010.....	65
17. a) Distribución de la frecuencia de eventos de vientos del norte para el NWI para los meses de Junio a Septiembre y el período 1880-2014 b) Igual pero para el estudio de Tyrlis y Lelieveld (2013).....	67
18. Evolución mensual (Ene-Dic) del índice NWI para el período 1880-2014.....	69
19. Índice NWI normalizado respecto al período 1880-2014 para los meses de a) Junio, b) Julio, c) Agosto, d) Septiembre y e) la media estacional Junio-Septiembre.....	70
20. Índice NWI mensual (Jun-Sep) y estacional JJAS para los períodos 1979-2009 (paneles izquierdos) y 1958-2002 (paneles derechos). Para cada figura se dibuja la tendencia “ t “ en días/década	73
21. Coeficientes de Pearson de correlación móvil para ventanas de ancho variable (y -axis) entre el NWI y el AIRI para a) Junio, b) Julio, c) Agosto, d) Septiembre y e) media Junio-Septiembre durante el período 1880-2014.	75
22. Coeficientes de Pearson de correlación móvil para ventanas de ancho variable (y -axis) entre el NWI_{ERA20C} y el AIRI para a) Junio, b) Julio, c) Agosto, d) Septiembre y e) media Junio-Septiembre durante el período 1880-2014. Lo mismo para el NWI_{20CR} en las figuras f)-j).....	78
23. Correlación entre el NWI y la SLP del ERA20C en agosto para los períodos: a) 1920-1940, b) 1960-1980 y c) 1990-2010.....	82
24. Composite de la anomalía media zonal para años de ISM fuerte y años de ISM débil, para el período 1960-1980 (caso de agosto), para (a,c) el viento horizontal (flechas), FCC y altura de geopotencial, todo en 200 hPa, y (b,d) la temperatura potencial y la VAT en 450 hPa.....	84
25. Composites de la diferencia entre años de monzón fuerte y monzón débil para cada subperíodo (1920-1940 (a,b); 1960-1980 (c,d); 1990-2010 (e,f)) para el mes de agosto. Los paneles de la izquierda muestran las diferencias de la anomalía media zonal en 200 hPa para el viento horizontal, FCC y el geopotencial, mientras que los paneles de la derecha muestran la sección presión-longitud de las diferencias de la anomalía media zonal de la temperatura potencial (K) y de la VAT.....	86
26. Resumen esquemático del tipo de simulaciones que podemos encontrar para experimentos de a) largo plazo y b) corto plazo, asociados a los modelos del CMIP5.. Figura obtenida de Taylor et al. (2012).....	92
27. Evolución mensual del índice NWI_{CMIP5} para los 19 modelos del CMIP5 seleccionados, así como para los reanálisis ERA-Interim y ERA 5, para el período 1979-2005. Adicionalmente se representa el valor promedio (MME) de los 19 modelos del CMIP5.....	98
28. Viento meridional (v) medio durante los meses de julio y agosto para los 19 modelos CMIP5 y el reanálisis ERA5. Se utiliza el periodo común 1979-2005.....	100

29. Correlación entre el NWI_{CMIP5} y la SLP media en JA para cada uno de los 19 modelos CMIP5, así como para ERA5, en el período 1979-2005.....	101
30. Igual que en la Figura 29 pero correlacionando el NWI_{CMIP5} con la velocidad vertical (ω) en el nivel de 500 hPa.....	103
31. Precipitación mensual media para cada modelo CMIP5 (IMRI) y para el AIRI, durante el período 1979-2005.....	105
32. Correlación, para una ventana de 21 años, entre el NWI_{CMIP5} y el IMRI de cada modelo CMIP5.....	107
A.1. Correlación entre el NWI y la SLP del ERA20C durante JJAS (paneles izquierdos) y JA (paneles derechos) para los períodos: a,b) 1920-1940, c,d) 1960-1980 y e,f) 1990-2010. Las áreas rayadas en negro denotan las zonas estadísticamente significativas al 95 % ($p < 0,05$).....	115
A.2. Composites de la diferencia entre años de monzón fuerte y monzón débil para cada subperíodo (1920-1940 (a,b); 1960-1980 (c,d); 1990-2010 (e,f)) para los meses de verano (JJAS). Los paneles de la izquierda muestran las diferencias de la anomalía media zonal en 200 hPa para el viento horizontal, FCC y el geopotencial, mientras que los paneles de la derecha muestran la sección presión-longitud de las diferencias de la anomalía media zonal de la temperatura potencial (K) y de la VAT.....	116
A.3. Correlación, para una ventana de 31 años, entre el NWI_{CMIP5} y el IMRI de cada modelo CMIP5.....	117

Índice de tablas

1. Modelos CMIP5 seleccionados para el cálculo del índice NWI_{CMIP5}	96
I. Principales fuentes de datos históricos incorporados a ICOADS 3.0.....	114

Lista de acrónimos

20CR 20th Century Reanalysis

ACRE Atmospheric Circulation Reconstruction over the Earth initiative

AIRI All Indian Rainfall Index

AMIP Atmospheric Model Intercomparison Project

AOGCM Atmospheric-Ocean General Circulation Model

BEN Bengala

CIND Continental India

CLIWOC Climatological database for the World's Oceans

CMIP Coupled Model Intercomparison Project

COADS Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set

CORDEX COordinated Regional climate Downscaling EXperiment

EA Eastern Atlantic pattern

ECMWFC European Centre for Medium range Weather Forecasting

ENSO El Niño - Southern Oscillation

ERA20C ECMWF's Atmospheric Reanalysis for the 20th Century

FCC Fraction of Cloud Cover

HATT Horizontal Advection Tendency of Temperature

ICOADS International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set

IMRI Indian Monsoon Rainfall Index

INCITE INstrumental Climatic Indexes. Application to the study of the monsoon-Mediterranean
Teleconnection

IPCC Intergovernmental Panel of Climate Change

ISM Indian Summer Monsoon

ISPD International Surface Pressure Databank

JA Junio-Julio

JJAS Junio-Julio-Agosto-Septiembre

KNMI Royal Netherlands Meteorological Institute

NAO North Atlantic Oscillation

NCDC National Climatic Data Center

NCEP-NCAR National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

NWI Northerly Wind Index

RECLAIM Recovery of logbooks and international marine data

SCAN Scandinavian pattern

SLP Sea Level Pressure

TPTT Total Physics Temperature Tendency

VATT Vertical Advection Tendency of Temperature

WI Westerly Index

WMO World Meteorological Organization

Lista de publicaciones

Como resultado de la investigación llevada a cabo en esta tesis doctoral, y de otros trabajo de colaboración, se han elaborado los siguientes artículos:

1. **Gomez-Delgado, F. de P.**, Gallego, D., Peña-Ortiz, C., Vega, I., Ribera, P., & García-Herrera, R. (2019). Long term variability of the northerly winds over the Eastern Mediterranean as seen from historical wind observations. In *Global and Planetary Change* (Vol. 172, pp. 355–364). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.10.008>
2. Vega, I., Gallego, D., Ribera, P., **de Paula Gómez-Delgado, F.**, García-Herrera, R., & Peña-Ortiz, C. (2017). Reconstructing the Western North Pacific Summer Monsoon since the Late Nineteenth Century. In *Journal of Climate* (Vol. 31, Issue 1, pp. 355–368). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0336.1>
3. Gallego, D., García-Herrera, R., **Gómez-Delgado, F. de P.**, Ordoñez-Perez, P., & Ribera, P. (2018). Tracking the Choco jet since the 19th Century by using historical wind direction measurements. Copernicus GmbH. <https://doi.org/10.5194/esd-2018-54>

1. Introducción

En este primer capítulo se expondrán las principales características del clima en el Mediterráneo oriental. Dentro de todas ellas, se pondrá el foco sobre el régimen de los Etesios, vientos persistentes del norte típicos en esta región en niveles bajos durante la estación estival, así como de la influencia del monzón de la India sobre estos vientos. Se expondrán brevemente los resultados principales de los estudios que abordan este fenómeno, así como las metodologías usadas. Finalmente, se hará un repaso del papel de los diarios de navegación en la climatología histórica y el potencial de esta fuente para la reconstrucción del clima del pasado, justificando su aplicación al caso de los Etesios.

1.1. El clima del Mediterráneo

El mar Mediterráneo se caracteriza por ser un mar prácticamente “cerrado”, con una extensión considerable (alrededor de 2.5 millones de km²) y unido al océano Atlántico a través del estrecho de Gibraltar, lo cual le confiere unas características morfológicas únicas. Debido a esta morfología, el Mediterráneo constituye una importante fuente de humedad y energía para las regiones que lo rodean, influyendo decisivamente sobre el clima de estas. Además, debido a la compleja orografía de la región, con la presencia de numerosas islas, penínsulas, obstáculos orográficos, y a que se localiza en una zona de transición entre las regiones cálidas subtropicales del norte de África y las zonas más templadas de Centroeuropa, su clima se caracteriza por una gran variedad de regímenes. Esta diversidad la podemos observar en la figura 1. Por un lado, las regiones del sur se caracterizan por tener en general, un clima de carácter más cálido e incluso árido, influenciado por la migración estacional de la célula de Hadley. Por el contrario, en el centro y norte de la cuenca, encontramos una mayor diversidad.

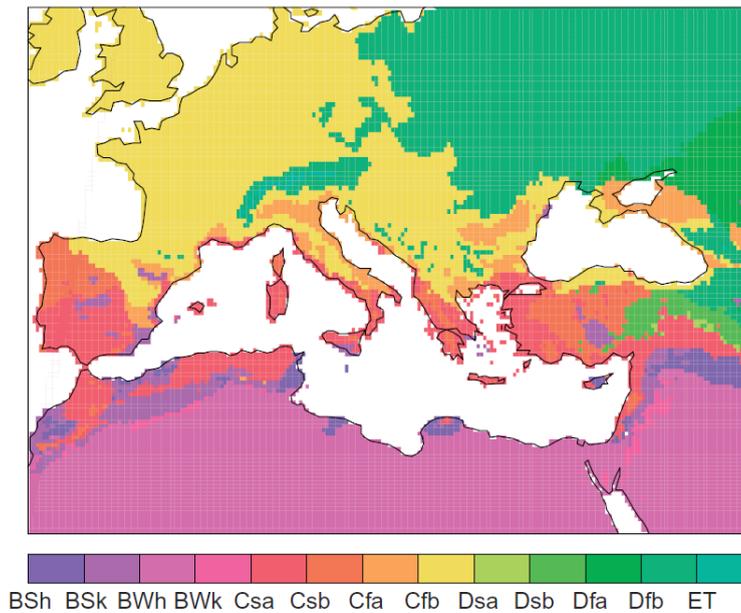


Figura 1. Tipos de climas en la región del Mediterráneo según la clasificación de Köppen: Estepa subtropical (BSh), estepa de latitudes medias (BSk), desierto subtropical (BWh), desierto de latitudes media (BWk), clima mediterráneo con verano cálido/fresco(Csa/b), húmedo subtropical sin estación seca(Cfa), marítimo templado (Cfb), continental húmedo con verano cálido/fresco (Dfa/b), continental con verano seco cálido/fresco(Dsa/b) y tundra (ET). (Imagen obtenida de Lionello, P. et. al (2006). The climate of the Mediterranean region, pag. XI (Fig. I.1))

Esta diversidad se debe al efecto de las perturbaciones sinópticas asociadas al jet polar, especialmente durante el invierno. La orografía favorece la existencia de áreas “ciclogénicas”, en las que se generan perturbaciones atmosféricas que en ocasiones pueden ocasionar fenómenos severos (Lionello et. al, 2006). Entre ellas, la más conocida y de mayor importancia es la zona ciclogénica del golfo de Génova, en donde la influencia de la cordillera de los Alpes genera intensos ciclones a sotavento que afectan a la zona central del Mediterráneo a lo largo de todo el año. Otras zonas ciclogénicas que podemos destacar se localizan en la cordillera del Atlas en Marruecos durante la primavera, o la del Mediterráneo oriental (centrada sobre Chipre) en invierno.

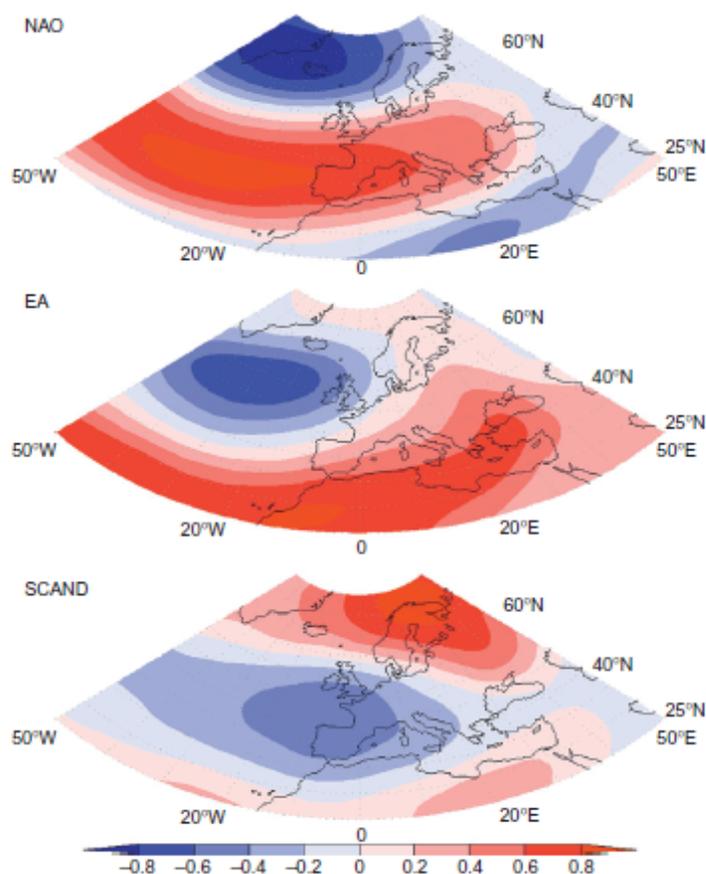


Figura 2. Patrones climáticos más relevantes sobre el Mediterráneo. (Figura tomada de Lionello, P. et. al (2006). The climate of the Mediterranean region, pag. 303 (Fig. 5.1))

En cuanto a la relación del clima del Mediterráneo con patrones de variabilidad de gran escala (Figura 2), destaca el papel de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO por sus siglas en inglés). La NAO es el modo de variabilidad climática dominante en el Atlántico norte, especialmente durante el invierno, y se define en función de la fluctuación de la presión atmosférica entre el centro de altas presiones de las Azores y la baja polar sobre Islandia. Una fase NAO positiva implica un centro de altas presiones fortalecido y una baja presión sobre Islandia más profunda. Esta configuración favorece la entrada de vientos del oeste en Europa central. Durante una fase negativa, ambos centros del dipolo de presión son menos intensos y el flujo de vientos del oeste, en respuesta al menor gradiente de presión, es más débil. Los cambios en la intensidad de los centros de presión y la respuesta del viento, hacen que la variabilidad interanual de la precipitación en el Mediterráneo

dependa mucho de la fase de NAO. En general, la influencia de NAO en el Mediterráneo se traduce en un incremento (disminución) de las precipitaciones durante la fase negativa (positiva) (fig.2), especialmente durante el invierno y en el Mediterráneo occidental. Por otro lado, en cuanto a la influencia sobre la temperatura, una fase NAO positiva durante el invierno está relacionada con temperaturas más suaves en la zona norte del Mediterráneo y más frías en su zona sur, invirtiéndose éste patrón durante fases negativas (Hurrell, 1995; Castro-Díez et al. 2002). Otro patrón climático que influye notablemente sobre el Mediterráneo es el denominado patrón del Atlántico Este (EA) (fig.2b), que modula la variabilidad de la temperatura de invierno en el Mediterráneo occidental (Sáenz et al., 2001). También es destacable la influencia del patrón de Escandinavia (SCAN) (fig.2c) cuya fase positiva está relacionada con un incremento de la precipitación durante el invierno, especialmente sobre la zona del Mediterráneo central (Xoplaki, 2002).

Aparte de estas influencias de origen extratropical, el Mediterráneo también se ve afectado por circulaciones atmosféricas de origen tropical, y por tanto, mucho más remotas que las anteriores. Entre ellas, destaca la influencia de El Niño/Oscilación del Norte (ENSO), caracterizado por una anomalía en la intensidad de los vientos alisios sobre el Pacífico ecuatorial. La influencia de ENSO depende tanto de la fase de desarrollo del propio fenómeno, como de la estación del año en la que nos encontremos. Se ha observado que la precipitación sobre el Mediterráneo occidental está correlacionada significativamente con los eventos ENSO-El Niño durante el otoño, y con el signo opuesto durante la primavera (Mariotti et al., 2002). Se han documentado incrementos de hasta un 10% en la cantidad de precipitación caída durante septiembre/octubre/noviembre precediendo a la fase positiva madura del ENSO, mientras que durante la primavera que sigue a esta fase, se observa una reducción de la precipitación. Por otro lado, Pozo-Vázquez et al. (2005) encontraron evidencias de una reducción de la precipitación en invierno en el sur de Europa, durante eventos ENSO-La niña, asociada a la presencia de menos ciclones sobre la región mediterránea y un aumento de los mismos sobre el norte de Europa.

Es importante mencionar en este apartado la profunda influencia que ejerce la intensidad del monzón de la India sobre el clima del Mediterráneo oriental durante el verano. En este sentido, se refiere al lector a la sección 1.2, ya que al ser uno de los aspectos más importantes para esta tesis, esta interacción será descrita en profundidad entonces.

1.2. Los vientos Etesios

Como se ha descrito en la sección anterior, la orografía mediterránea es compleja, lo que se traduce en la existencia de numerosos sistemas de vientos locales (Figura 3) que por su efecto en la sociedad suelen recibir nombres propios. Sin pretender ser exhaustivos, buenos ejemplos son el Mistral, un viento frío del norte-noroeste que se canaliza entre la cordillera de los Pirineos y de los Alpes, el Siroco, un viento del sudeste que puede llegar con gran velocidad desde el norte de África hasta el sur de Europa o el Levante, un viento del este que se canaliza a través del estrecho de Gibraltar, pudiendo alcanzar rachas superiores a los 100 km/h.

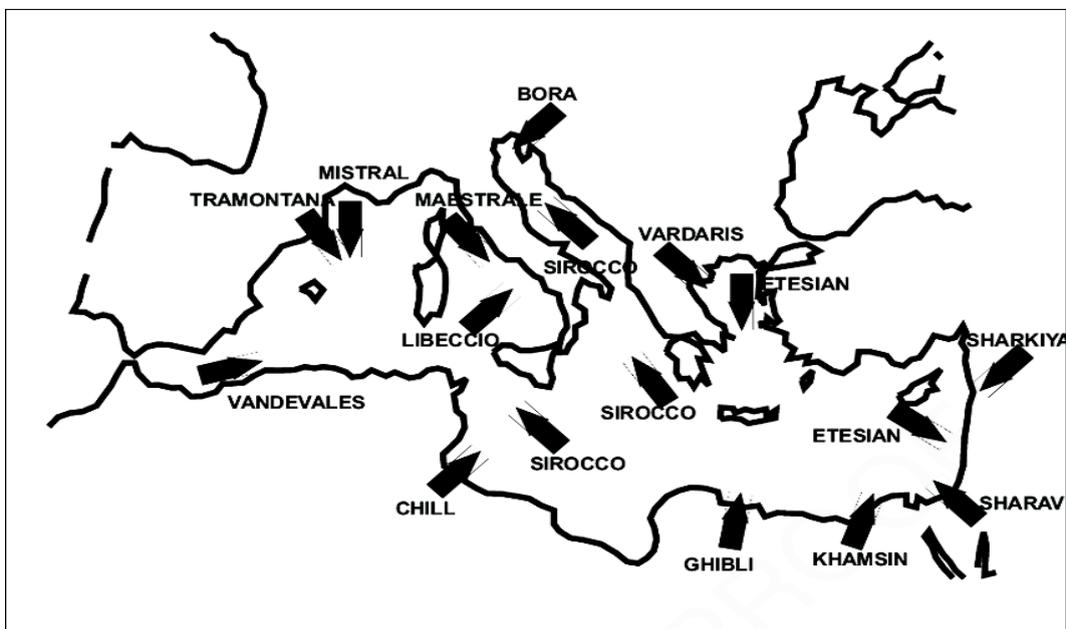


Figura 3. Localización y dirección de los principales vientos en la región mediterránea. (Imagen obtenida de Lionello, P. et. al (2006). Capítulo 6. Pag. 341 Fig.116)

El foco de esta tesis se centrará en el análisis de los denominados “vientos Etesios”, que en primera aproximación podemos definir como un viento con componente norte sobre el mar Egeo, especialmente persistente durante el verano. Entre junio y septiembre, la estructura de la presión a nivel del mar en el Mediterráneo oriental se caracteriza por una estructura dipolar muy evidente, con altas presiones centradas en la zona de los Balcanes y bajas presiones asociadas a la denominada Baja Pérsica (Figura 4). El gradiente de presión resultante implica la existencia de un viento medio con fuerte componente norte, máximo en el Egeo, con rachas que debido a la abrupta orografía pueden llegar a superar con frecuencia los 100 km/h. Desde la antigüedad, este régimen de vientos del norte se denomina “*Etesios*“, palabra que proviene del vocablo griego “*Etos*” (año), para resaltar su periodicidad anual.

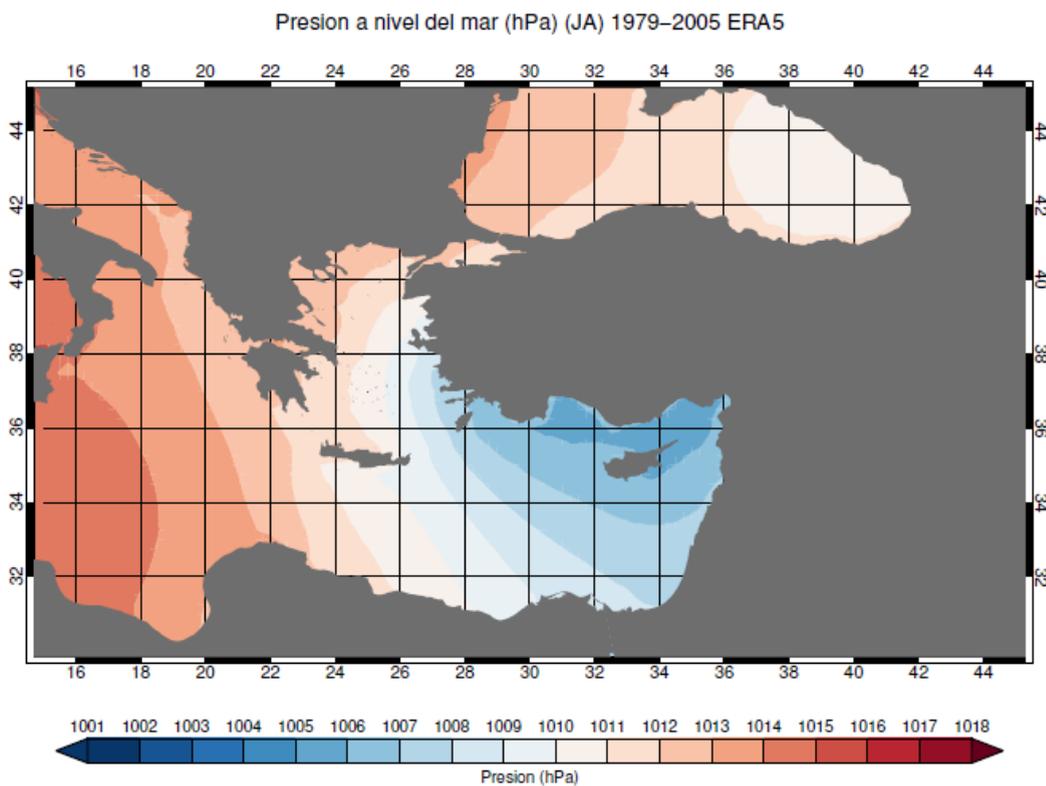


Figura 4. Presión a nivel del mar media durante Julio-Agosto, para el período 1979-2005. Se observa el característico gradiente de presión en esta época del año sobre el Mediterráneo oriental.

Las características de los Etesios varían ligeramente en función de la región. Los Etesios soplan del noreste al norte del mar Egeo, virando a norte en el Egeo central y adquiriendo componente noroeste al aproximarse a las costas de Libia y Egipto (Figura 5). Además, debido a la estabilidad de los sistemas de presión que los generan, los Etesios tienden a ser también muy persistentes, pudiendo soplar intensamente durante varios días consecutivos, generando episodios que pueden llegar a más de una semana de duración.

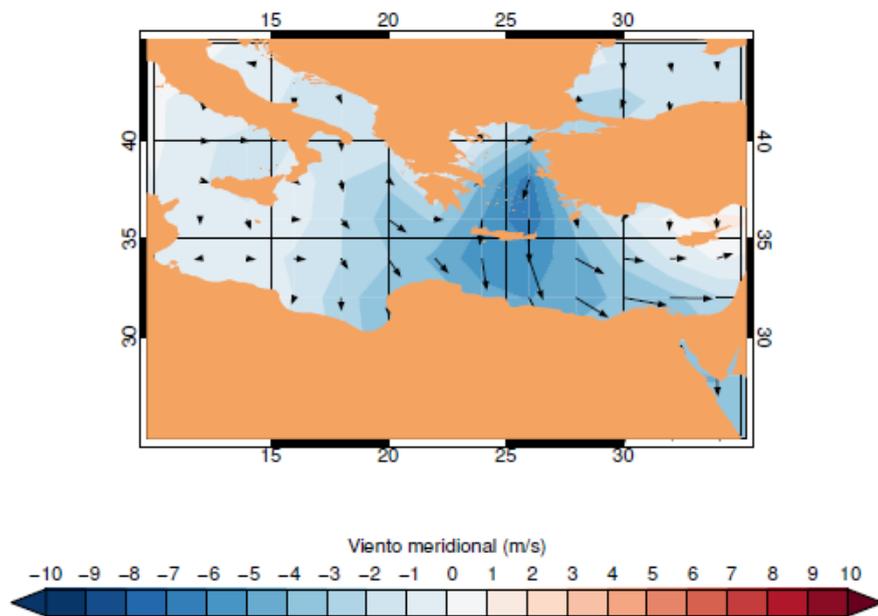


Figura 5. Velocidad media de la componente meridional del viento (sombreado) durante el periodo 1980-2010 a lo largo de los meses de junio a septiembre. También se representa el vector medio del viento (flechas negras). Datos de ERA20C.

Debido a su intensidad y persistencia, los vientos Etesios tienen un impacto significativo en la población. Por un lado, estos vientos implican una advección fría que ayudan a suavizar la temperatura estival a nivel de superficie y por lo tanto moderan los episodios de ola de calor en la región. Así mismo, permiten una dispersión eficaz de los contaminantes liberados a nivel de superficie y bloquean el transporte de polvo sahariano desde el norte de África, ayudando a mejorar sensiblemente la calidad del aire. Sin embargo, también conllevan efectos negativos tales como

perturbar peligrosamente el estado de la mar, afectando al tráfico marítimo y las zonas costeras, o permitir la rápida propagación de incendios forestales.

La conexión de los Etesios con el monzón de la India

Una característica muy importante de los vientos Etesios consiste en la existencia de una región de subsidencia asociada al este régimen de vientos. Esta región es especialmente evidente en la troposfera media y alta, implica una gran estabilidad y en consecuencia, ausencia de precipitaciones. El origen de esta zona de subsidencia ha sido objeto de mucha controversia en las últimas décadas. Inicialmente, la localización y formación de esta zona de descensos se atribuía a la migración estacional de la célula de Hadley. Sin embargo, la elevada velocidad vertical observada no concordaba con la magnitud esperable asociada a una rama descendente de la célula de Hadley.

Hubo que esperar a los trabajos de Rodwell y Hoskins (1996), para tener una estructura teórica capaz de explicar esta estructura. Mediante simulaciones basadas en un modelo de ecuaciones primitivas, estos autores fueron capaces de justificar la existencia de esta región. Su modelo era capaz de explicar otras estructuras análogas en otras partes del mundo, siempre asociadas a zonas desérticas subtropicales. En consecuencia, Rodwell y Hoskins denominaron este mecanismo “monsoon-desert” que podríamos traducir como “*monzón-desierto*”. Dicho mecanismo se basa en la propagación hacia el oeste de ondas de Rossby inducidas por la liberación diabática de calor asociada a la convección en el seno del monzón de verano en la India (nos referiremos a este monzón como ISM en lo sucesivo por sus siglas en inglés: *Indian Summer Monsoon*).

Debido a la migración hacia el norte del jet subtropical durante el verano, las ondas de Rossby se encuentran con un flujo de fondo favorable que les permite aumentar su amplitud y alcanzar el Mediterráneo oriental. Los pulsos subsecuentes de ondas de Rossby, estimuladas desde el ISM generan un estructura cálida en niveles altos que se desplaza hasta el Mediterráneo, donde se genera

un fuerte gradiente de temperatura potencial (θ) y por tanto una depresión de las líneas isentrópicas en esa zona. Cuando el aire en el flanco sur del jet subtropical se encuentra con este gradiente, tiende a seguir trayectorias isentrópicas y desciende, generando subsidencia en el Mediterráneo oriental (Fig.6). Este descubrimiento hizo abandonar la hipótesis de que el aire descendente asociado a los Etesios formaba parte de una estructura análoga a una “circulación de Walker” con ascensos sobre la India y descensos sobre el Mediterráneo oriental. En su lugar, se determinó que el aire que desciende en niveles medios y bajos debía provenir de latitudes medias (vientos del oeste asociados al jet subtropical), mientras en niveles altos y en la baja estratosfera este aire tiene su origen en el sur de Asia (Rodwell and Hoskins, 2006; Tyrlis et al., 2012).

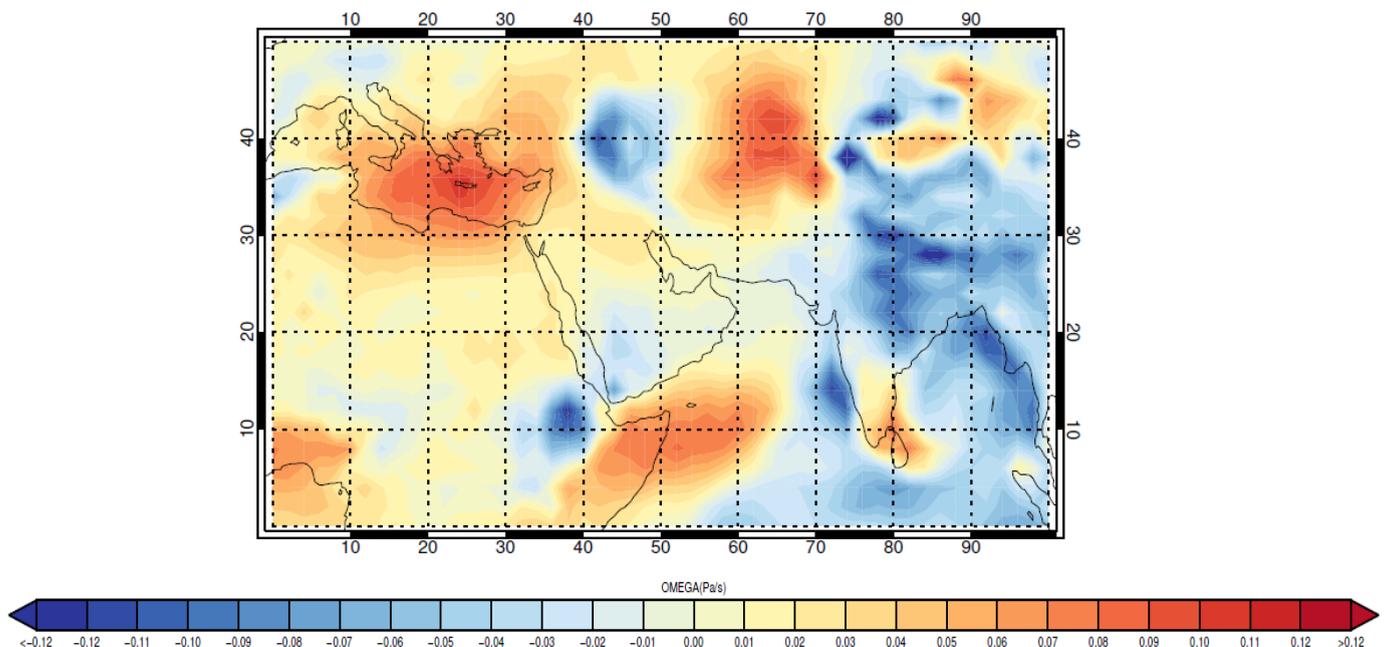


Figura 6. Media zonal de la velocidad vertical (omega; Pa/s) en 500 hPa con datos de ERA20C durante el período 1980-2010. Los ascensos (colores azules) en la India asociados a la convección del monzón, generan 2 zonas de subsidencia muy marcadas a través de pulsos en forma de ondas de Rossby hacia el oeste (mecanismo *monzón-desierto*): 1) en la zona de Irán y 2) en el Mediterráneo Oriental.

Es importante recalcar que la región de subsidencia asociada al ISM y los Etesios están íntimamente relacionados. De acuerdo con la ecuación de vorticidad de Sverdrup (Rodwell and Hoskins, 2001), el flujo descendente debe ir necesariamente asociado a un flujo de viento del norte en superficie. De

esta forma, los Etesios pueden ser considerados como el flujo generado bajo la zona de subsidencia que aparece en el Mediterráneo occidental, y por consiguiente, ambos fenómenos, subsidencia y régimen de vientos del norte son en el fondo una manifestación directa de la interacción entre el ISM y el Mediterráneo oriental.

En la interpretación de este fascinante y a la vez complejo mecanismo de teleconexión es de gran interés utilizar la ecuación de la energía termodinámica (Ecuación 1). Esta ecuación (que asume que en régimen estacionario $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$) se puede escribir como:

$$\underbrace{\frac{Q}{C_p}}_{TPTT} = \underbrace{v \cdot \nabla T}_{HATT} + \underbrace{(p/p_0)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}}_{VATT} \quad (\text{Ecuación 1})$$

donde T es la temperatura, θ es la temperatura potencial, v es el vector velocidad horizontal, p es la presión, Q es el calor diabático, C_p es el calor específico del aire seco y ω es la velocidad vertical en coordenadas de presión. El término $TPTT$ representa la tendencia total de la temperatura, el término $HATT$ nos da la advección horizontal de temperatura y por último, el término $VATT$ nos da la advección vertical de temperatura.

Fue en el artículo de Rodwell y Hoskins (1996), en donde se utilizó por primera vez esta ecuación para explicar la localización del área de subsidencia anteriormente referida. Pero es sin duda, en el trabajo más reciente de Tyrllis et al., de 2012, en donde se hace un análisis completo de las implicaciones de esta relación para el estudio de la interacción entre el régimen de los Etesios y el ISM, análisis que será de gran utilidad para la interpretación de este trabajo. Por un lado hay que tener en cuenta que en las capas medias y altas de la troposfera, y a diferencia de las zonas tropicales, no existen fuentes de calor diabáticas significativas sobre el Mediterráneo oriental, y por tanto el aire sigue aquí trayectorias quasi-adiabáticas. Por lo tanto, el término $TPTT$ se hace nulo, y la ecuación 1 nos queda como un balance entre la advección horizontal ($HATT$) y vertical ($VATT$) de

temperatura. Este balance queda bien reflejado en la figura 7. Por un lado, se observan valores negativos de *HATT* sobre el Mediterráneo oriental como consecuencia de la presencia del jet subtropical en un entorno de fuerte el gradiente de temperatura potencial generado por el ISM (Fig. 7b), alcanzando un mínimo en torno a la capa comprendida entre 200 y 300 hPa. Coincidentes con estos valores de *HATT*, en la figura 7a se observan valores de la misma magnitud, pero de signo contrario de *VATT*, lo que indica la existencia de una zona de fuertes descensos (o subsidencia) tal y como esperábamos de acuerdo a la ecuación 1.

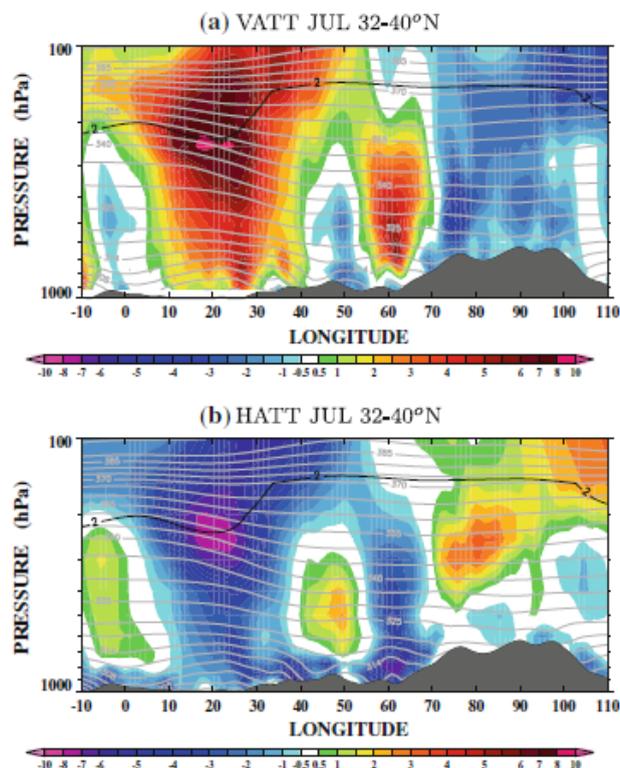


Figura 7. Cortes verticales presión-longitud medios para el mes de julio de los términos a) *VATT* y b) *HATT*, promediadas sobre el latitudinal 32°-40°N y durante el período 1958-2002. Todas las figuras expresadas en K/día. (Figura tomada de Tyrlis et al., 2012).

Junto a esta zona de fuerte subsidencia en el Mediterráneo oriental, también se observa otra área de subsidencia sobre Irán (alrededor de los 60°E), aunque más débil y concentrada en la media/baja troposfera.

Otro resultado importante del trabajo de Tyrllis et al. (2012), está relacionado con el estudio de la sincronización entre el inicio del ISM y la aparición de la subsidencia y los Etesios en el Mediterráneo. Para estudiar este proceso, dichos autores analizaron la evolución estacional de los vientos del norte y de la subsidencia junto con la de la velocidad vertical (asociada a convección) en diferentes subregiones del monzón surasiático. De acuerdo con sus resultados (Figura 8), vemos la gran sincronización existente entre el inicio de la convección sobre la bahía de Bengala (línea marcada como BEN en la figura 8) y el aumento de la subsidencia/Etesios en el Mediterráneo. Sin embargo, vemos como la intensificación de la subsidencia/Etesios ocurre cuando la convección se incrementa rápidamente en la zona del noroeste de la India (CIND en la figura 8), coincidiendo prácticamente el máximo de ambos fenómenos. De la misma forma, vemos que cuando la convección empieza a debilitarse en esta misma zona, la subsidencia y los vientos Etesios también lo hacen en el Mediterráneo.

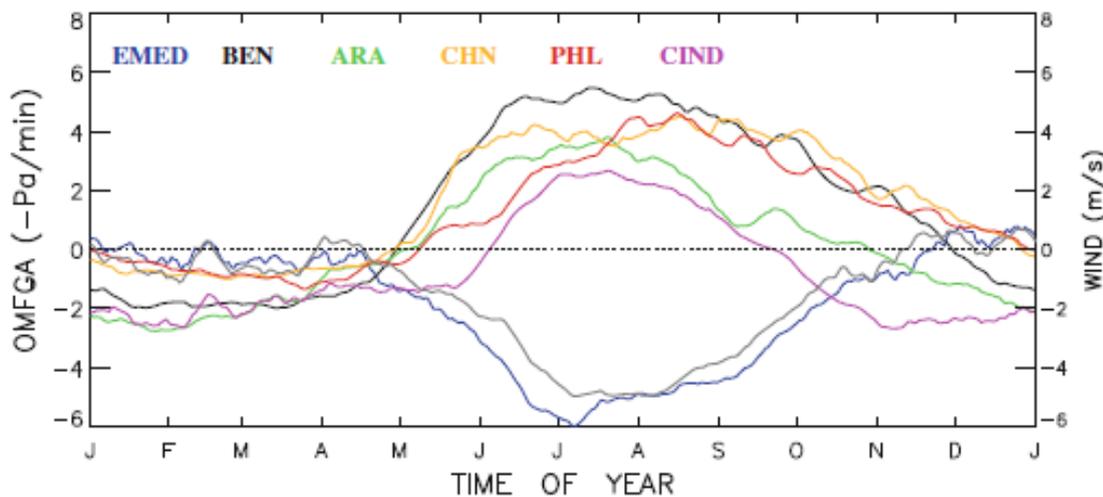


Figura 8. Evolución estacional del viento meridional en 850 hPa (línea gris; escala en el eje vertical derecho, expresada en m/s) y de la velocidad vertical (omega) en 500 hPa (escala en el eje vertical izquierdo, expresadas en -Pa/min), promediados sobre el EM (EMED en la figura) y en diferentes subregiones de la zona del ISM: BEN (Bahía de Bengala), ARA (Mar Árabe), CHN (Mar del sur de China), PHL (Mar de Filipinas) y CIND (Noroeste de la India). (Imagen tomada de Tyrllis et al., 2012).

Estos resultados son coherentes con las simulaciones realizadas por Rodwell y Hoskins (1996). De estas simulaciones es importante destacar que sólo cuando la convección asociada al ISM se localiza al norte de 25° N, se consigue excitar ondas de Rossby que son capaces de llegar al Mediterráneo y por tanto, favorecer la subsidencia y el régimen de Etesios en superficie. Por último, Tyrlis et al., 2012 también destacaron el importante papel que juega la orografía a la hora de explicar la localización y reforzamiento de las zonas de subsidencia. En concreto, la formación de anticiclones en niveles medios de la atmósfera, debido al calentamiento diurno de superficies elevadas como el noroeste de África, Arabia Saudí o las cordillera de Zagros (Irán), favorece el reforzamiento de la subsidencia y el viento del norte en sus márgenes orientales.

Trabajos recientes se han centrado en tratar de explicar cómo la interacción Mediterráneo-ISM se ve influenciada por los diferentes campos atmosféricos a gran escala (Raichich et al., 2003; Ziv et al., 2004; Poupkou et al., 2011; Tyrlis et al., 2012; Tyrlis and Lelieveld, 2013. Rizou et al., 2015; Dafka et al., 2016). En esta línea, Rizou et al. (2015) mostraron cómo la posición e intensidad del jet subtropical juega un papel fundamental en la interacción. De esta forma, se ha observado como en años de ISM fuerte, el jet subtropical se intensifica y desplaza meridionalmente. Dichos cambios en el jet favorecen a su vez una propagación de ondas de Rossby más eficiente hacia el Mediterráneo (Ver fig. 7 en Rizou et al. 2015), dando como resultado unos Etesios más intensos y una mayor subsidencia sobre dicha región. Y al contrario, durante años de ISM débil, un jet subtropical más debilitado provocaba una propagación de ondas de Rossby menos intensa y por tanto un menor impacto sobre el Mediterráneo. Posteriormente, Dafka et al. (2016), en acuerdo con Rizou et al. (2015), resaltaron la importancia de la posición relativa entre el jet tropical y subtropical y su influencia sobre el ISM en la eficiencia de la teleconexión monzón-Mediterráneo.

Aunque en la actualidad el mecanismo monzón-desierto se comprende bien desde un punto de vista teórico y está respaldado por la observaciones, se ha demostrado que los modelos climáticos tienen

problemas a la hora de reproducirlo. En este sentido Cherchi et al. (2014) evaluaron la habilidad de los diferentes modelos climáticos del “Coupled Model Intercomparison Project 5” (CMIP5) (Taylor et al., 2012) en la reproducción del mecanismo “*monzón-desierto*”. Estos autores encontraron que sólo un número muy limitado de modelos eran capaces de reproducir aproximadamente este mecanismo. La mayor parte de los modelos sufrían problemas a la hora de reproducir la intensidad, localización y generación de la precipitación asociada al ISM,

Caracterización de los vientos Etesios

Como se ha mencionado previamente, el régimen de vientos del norte en el Mediterráneo oriental tiene un gran impacto tanto sobre la población, como sobre la actividad económica de la región. Por esta razón, desde hace varias décadas son muchos los estudios dedicados a analizar la variabilidad de estos vientos (Karipaperis et al., 1950; Repapis et al., 1978; Metaxas and Bartzokas, 1994; Poupkou et al., 2011; Tyrlis and Lelieveld, 2013; Dafka et al., 2016; Gómez-Delgado et al., 2019).

Uno de los principales problemas que surgen a la hora de estudiar la variabilidad de los Etesios radica precisamente en cómo se define un día de Etesios. En consecuencia, las definiciones que podemos encontrar en la bibliografía son diversas. Fue en el trabajo de Karapiperis et al. (1950), donde se encuentra el primer criterio objetivo para lo que se debería considerar un “día de Etesios”. En esta primera definición se consideraba un “día de Etesios” simplemente como aquel en el que la dirección predominante del viento en la ciudad de Atenas fuese del norte. Esta primera definición basada en la frecuencia de vientos del norte resultó muy productiva y aún en 1994, Metaxas y Bartzokas la utilizaron para demostrar que la variabilidad de la frecuencia de días de Etesios parecía depender principalmente de los cambios en el centro de altas presiones de los Balcanes. Una característica común a estos primeros estudios es que todos ellos precisan de observaciones de

viento en estaciones de observación a escala diaria, lo que limita severamente el periodo de tiempo para el que se pueden realizar los análisis.

Alternativamente al uso de series observacionales directas, algunos autores han abordado el estudio de la variabilidad de los Etesios mediante el uso de reanálisis. Por ejemplo, Poupkou et al. (2011), utilizando datos del NCEP-NCAR Reanalysis-1 durante el periodo 1979-2009, realizaron un análisis de tendencia de la frecuencia de días de Etesios, observándose una tendencia negativa tanto en frecuencia como en intensidad. Esta tendencia fue atribuida al debilitamiento del gradiente de presión responsable de la aparición de los Etesios, especialmente debido a cambios en las altas presiones sobre Centroeuropa. En este mismo estudio, también se estudió la influencia del ENSO sobre los Etesios. Posteriormente, Tyrlis and Lelieveld (2013), reportaron esta misma tendencia negativa pero utilizando los datos de viento del reanálisis ERA40 durante el periodo 1958-2002. Además, en este estudio se hace especial hincapié en la fuerte interdependencia entre los Etesios y la subsidencia sobre el Mediterráneo oriental, apareciendo ambos fenómenos modulados significativamente por la dinámica del ISM.

Cuando se trata de analizar la variabilidad de los Etesios a escala multidecadal, la única alternativa es el uso de reanálisis históricos como el *NOAA-CIRES-DOE Twentieth Century Reanalysis* (20CR, Compo et al., 2011) o el *ECMWF twentieth century reanalysis* (ERA20C, Poli et al, 2016) . En este sentido, Dafka et al. (2016) evaluaron la capacidad de los datos de estos reanálisis históricos para reproducir los Etesios y la circulación atmosférica asociada a ellos y encontraron que ambos reanálisis describen adecuadamente la variabilidad de los etesios cuando se comparan con series observacionales en el periodo 1971-2000. En dicho trabajo, los autores reconocen explícitamente que “*20CR y ERA20C proporcionan una buena representación del sistema de viento de los Etesios [en el periodo 1971-2000]. Esto podría permitir estudiar el fenómeno en periodos anteriores*”, pero en ningún momento se aborda dicho análisis, probablemente por la poca confianza que les ofrecían

a estos autores los reanálisis históricos disponibles en 2016 a la hora de estudiar tendencias a largo plazo de sistemas de viento locales.

En resumen, en la actualidad el origen de los vientos etesios y su conexión con el monzón de la India está bien establecido, tanto en el marco teórico como en el observacional. La climatología del sistema se conoce bien desde al menos la primera mitad de la década de 1970 y razonablemente bien, mediante el uso de reanálisis, desde la década de 1950. Sin embargo, para periodos anteriores, la variabilidad de los etesios y la estabilidad de su conexión con el ISM simplemente no se conoce, fundamentalmente por la ausencia de datos instrumentales de viento de alta resolución en esta región del planeta. La única alternativa posible para avanzar en el conocimiento de la variabilidad de los Etesios pasa inevitablemente por el uso de algún tipo de reconstrucción climática.

1.3 Reconstrucciones climáticas

Idealmente, la caracterización de un sistema climático se consigue mediante el análisis de series de observaciones meteorológicas de larga duración. La Organización Meteorológica Mundial recomienda un mínimo de 30 años de observaciones para caracterizar el clima de una localización (WMO, 2018), pero este periodo es claramente insuficiente a la hora de analizar ciclos seculares o tendencias a largo plazo. En algunos observatorios (principalmente en Europa occidental), el registro instrumental puede alcanzar 100 o 150 años, en algunos casos muy concretos incluso más (e.g. Parker et al. 1992). Desafortunadamente, en la mayoría de regiones, y en particular sobre el mar -como es el caso del Egeo-, la longitud de las series meteorológicas es muy inferior, haciendo imprescindible el uso de métodos de reconstrucción para estudiar la variabilidad del clima a escala decadal o secular.

La rama de la climatología que aborda la reconstrucción del clima se denomina “paleoclimatología” y se fundamenta en el estudio de ciertos indicadores denominados “proxies climáticos” o simplemente “proxies” (“proxy” en singular). Un proxy climático puede definirse como una característica mensurable cuya variabilidad depende de una o varias variables climáticas. Conociendo la relación entre el proxy y el clima (mediante la denominada “función de transferencia”) es en principio posible reconstruir el clima de una región durante periodo preinstrumental. La determinación de la función de transferencia puede ser una ardua tarea, pues los proxies suelen tener relación con varios factores a la vez, tanto climáticos como no climáticos, de los cuáles no todos suelen ser conocidos. Esto resulta en incertidumbre en la reconstrucción.

Una primera clasificación de los proxies atiende a su origen, que puede ser natural (proxies naturales) o basado en evidencias históricas (proxies documentales).

- **Proxies naturales** :

Existe una gran diversidad de técnicas encaminadas a la obtención de series climáticas basadas en registros naturales, en los siguientes párrafos, se presenta un breve resumen de algunos de ellos. Para una descripción completa se refiere al lector interesado a la excelente obra “Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary” de Bradley (2014) donde se explican con detalle las metodologías aquí sucintamente mencionadas.

Dendroclimatología

La dendroclimatología se fundamenta en el análisis del tamaño y calidad de los anillos de crecimiento en árboles con pautas estacionales de crecimiento. Este tipo de análisis ha sido muy utilizado para generar reconstrucciones de temperatura, precipitación o velocidad del viento,

factores muy importantes en el desarrollo vegetal (Luckman et al. 2013). Las reconstrucciones basadas en la dendroclimatología están limitadas al periodo de vida de los árboles usados en el estudio, por lo que la extensión de las reconstrucciones es típicamente de unos cuantos centenares de años, con una resolución anual.

Testigos de hielo

Los “testigos de hielo” o “núcleos de hielo” se obtienen mediante perforación del suelo en regiones que por su latitud o su altura sobre el nivel del mar, han permanecido heladas desde hace miles de años. En algunos casos, como en las regiones centrales de la Antártida, estas perforaciones pueden llegar a varios kilómetros de profundidad y abarcar centenares de miles de años (EPICA, 2004). Los núcleos de hielo que se preservan a gran profundidad suponen una fuente de información climática muy valiosa. En los estratos más cercanos al suelo, el grosor de las capas de hielo permite reconstruir el volumen de precipitación, mientras que la composición isotópica del agua registra la temperatura a la que se formó la precipitación. Además, las burbujas de aire que se pueden encontrar dentro del hielo registran la composición de la atmósfera, permitiendo medir directamente los niveles de CO₂ atmosférico. No obstante, la datación de los diferentes estratos a altas profundidades (imprescindible en una reconstrucción) es compleja, y depende de modelos de flujo de hielo, por lo que estas reconstrucciones no están exentas de incertidumbre, en particular durante los periodos más antiguos.

Sedimentos marinos

En los fondos oceánicos, la acumulación de material es constante y relativamente uniforme. El material depositado tiene su origen en procesos tanto geológicos como biológicos. En el último caso, la composición isotópica de los estratos depende de factores climáticos, esencialmente de la

temperatura del agua en la que se desarrollaron los seres cuyo caparazón se deposita en el fondo. Mediante la perforación del suelo oceánico y la obtención de testigos, es posible reconstruir el clima del pasado (Calvert y Pedersen, 2007). La baja tasa de deposición de este tipo de sedimentos permite obtener reconstrucciones del clima para centenares de miles de años con perforaciones relativamente poco profundas. Sin embargo, esta ventaja viene a cambio de una resolución temporal relativamente reducida, normalmente inferior a la decadal en los mejores casos (estratos más recientes).

Otros proxies naturales

Aparte de las anteriores, existen otras metodologías encaminadas a reconstruir el clima basadas en proxies de origen natural. Se ha utilizado el crecimiento de corales para reconstruir la temperatura oceánica en regiones cálidas (Bradley, 2015). También es posible reconstruir las condiciones climáticas en el pasado analizando la cantidad relativa de distintos tipos de pólenes (“palinología”, Chevalier et al. 2020). Por último, cuando se trata de reconstrucciones climáticas del orden de varios millones de años, es preciso recurrir a las evidencias geológicas como el análisis de los depósitos sedimentarios de origen eólico (Stevens et al. 2007).

- Proxies documentales y registros históricos :

Una limitación de los proxies naturales es su baja resolución temporal. Al estar la mayoría de ellos basados en evidencias que dependen del ciclo estacional, la resolución temporal que puede esperarse es típicamente la anual. Para reconstrucciones que cubran miles o decenas de miles de años basadas en este tipo de datos, la resolución suele ser decadal, secular o incluso mayor. Si se necesita una resolución lo suficientemente fina como para poder analizar la variabilidad de un sistema estacional de vientos, como es el caso de los Etesios es necesario acudir a los denominados

“proxies documentales”. Éstos, nos permiten construir series climáticas que normalmente tienen menor extensión temporal (ya que están limitadas al periodo histórico), pero a cambio alcanzan resoluciones temporales mucho mayores, que pueden llegar a escala diaria o incluso sub-diaria.

El fundamento de un proxy documental consiste en hacer uso de cualquier tipo de información histórica que permita reconstruir alguna variable climática. Esta información puede ser puntual, como por ejemplo la descripción del tiempo atmosférico durante un episodio histórico relevante (Wheeler 2001). Sin embargo, suele ser más conveniente la localización de alguna fuente que permita obtener información de manera continuada y por tanto, la construcción de una serie. Existe una gran variedad de documentos que han hecho posible la reconstrucción de diversas variables climáticas. A modo de ejemplos, García-Herrera et al (2003) consiguieron reconstruir la precipitación en las Islas Canarias con resolución anual entre 1585 y 1836 a partir del análisis de las anotaciones del Diezmo Eclesiástico que se gravaba sobre el trigo y la cebada durante el Antiguo Régimen en España. La actividad solar, una variable muy relevante a la hora de analizar el forzamiento externo del sistema climático, ha podido ser reconstruida desde el siglo XVI utilizando observaciones conservadas en archivos históricos (Vaquero et al 2016). Los registros relativos a la celebración de rogativas “pro-pluvia” (ceremonias religiosas oficiadas para pedir que llueva) constituyen una fuente excelente de información acerca de la ocurrencia de periodos prolongados de sequía (Domínguez-Castro et al. 2021). Incluso la información recogida en prensa y disponible en hemerotecas, se ha utilizado para reconstruir series relacionadas con la ocurrencia de eventos extremos a lo largo de varios siglos (Gallego et al. 2008).

Sin embargo, de entre todos los documentos históricos utilizados para reconstruir el clima, destacan los diarios de navegación confeccionados a bordo de navíos. Esto se debe a que, durante la Era de la navegación a vela (periodo comprendido entre el siglo XVI y finales del XIX), los pilotos hacían prácticamente de meteorólogos, ya que para la seguridad del navío y sus tripulantes era fundamental estar atentos a los cambios que se daban las condiciones atmosféricas. Los diarios de navegación

constituyen pues, una inmensa fuente de información para realizar reconstrucciones climáticas. Además, poseen numerosas ventajas respecto a otras fuentes documentales (Wheeler y García-Herrera, 2008), entre ellas cabe destacar:

- El gran número de datos almacenados.
- La cobertura temporal, que abarca al menos desde el siglo XVI hasta finales del XIX. Complementando las observaciones históricas con las actuales, las series obtenidas llegan hasta el presente.
- La elevada resolución temporal. Las observaciones se realizaban diariamente, e incluso es posible encontrar observaciones con escala horaria.
- Su cobertura geográfica cubre regiones marítimas para la que no hay ningún otro tipo de registro documental disponible.

Esta fuente de datos constituye la base de la presente tesis, por lo que en el capítulo 2 se incluye una sección dedicada expresamente a la descripción detallada de esta valiosa fuente de información.

1.4. Objetivos

Objetivos general y específicos

El mar Mediterráneo ha sido una de las regiones más transitadas por navíos de diversas nacionalidades a lo largo de la historia. Muchos de los diarios que transportaban dichos navíos se han conservado en archivos históricos y actualmente, un alto porcentaje ha sido analizado estando su contenido disponible en bases de datos digitales (Freeman et al. 2019).

El objetivo general de esta tesis consiste en utilizar estas observaciones para analizar la variabilidad a escala multidecadal del sistema de los vientos Etesios, así como la estabilidad de su conexión con el ISM.

Para la consecución de este objetivo general se plantean como objetivos específicos los siguientes:

1. Desarrollo de un nuevo índice de vientos Etesios basado exclusivamente en datos históricos de dirección de viento.
2. Análisis de la variabilidad de los vientos Etesios. Comparación con trabajos previos.
3. Estudio de la teleconexión ISM-Etesios a escala decadal y secular.
4. Análisis de la capacidad de los modelos climáticos actuales en la reproducción de esta teleconexión.

Estructura de la tesis

Tras el presente capítulo introductorio, en el capítulo 2 se detalla la metodología empleada para la construcción de índices basados en la dirección del viento, así como las técnicas empleadas para su interpretación y análisis. Así mismo, se describen con detalle las bases de datos que se han utilizado a lo largo de este trabajo. En el capítulo 3 se presenta el índice de vientos Etesios que denominaremos “NWI”, analizando su variabilidad durante el período 1880-2014. El capítulo 4 aborda el estudio de la relación entre el ISM y los vientos Etesios a escala decadal y secular. El capítulo 5 se reserva al análisis de la capacidad de los modelos climáticos actuales a la hora de reproducir las características principales en la relación monzón-Mediterráneo que se ha descrito en el capítulo 4. Como punto final a este trabajo, en el capítulo 6 se exponen las conclusiones más relevantes.

2. Los diarios de navegación como fuente de datos meteorológicos

2.1. Observaciones históricas de viento

Desde los inicios de la Era de la navegación, los marineros que viajaban a bordo de los navíos registraban el estado del tiempo. Por ejemplo en España, tan pronto como en 1575, y con el objetivo de establecer rutas comerciales más seguras, el rey Felipe II estableció la obligatoriedad de registrar aquellos sucesos relacionados con el viento y el estado del tiempo que afectasen a la seguridad en la navegación (Wheeler and Garcia-Herrera, 2008). Aunque el motivo principal por el que se realizaban observaciones meteorológicas era logístico -esencialmente asegurar la supervivencia del navío y optimizar las rutas para tener ventaja sobre otras potencias marítimas-, en la actualidad, estos registros constituyen una fuente de datos de un extraordinario valor científico. Es importante resaltar que el aprovechamiento de las observaciones realizadas a bordo de navíos desde un punto de vista científico no es nuevo. Ya a finales del siglo XVII surgieron trabajos como los del astrónomo y físico Edmund Halley (Halley, 1686), en que se utilizaron estas observaciones para establecer con precisión tanto el régimen de los vientos alisios como de las circulaciones monzónicas, o el de Ralph Bohun (Bohun, 1671), quien realizó el primer registro conocido de huracanes. Hubo que esperar un siglo más para que Francis Beaufort, apoyándose en trabajos previos, introdujese en 1806 la escala de viento que lleva su nombre (Courtney, 2002). Sin embargo, a pesar de los esfuerzos de Beaufort, y con algunas excepciones como los estudios realizados por Rico Sinobas (Rico Sinobas, 1853), no fue hasta finales del siglo XX cuando la información meteorológica contenida en los diarios de navegación comenzó a ser explotada para la generación de series climáticas.

Esta tardía aplicación se debe en parte a la ingente cantidad de tiempo que supone el procesado de estos documentos. Esta tarea se inicia con la búsqueda de colecciones de diarios en archivos históricos. Tras una primera exploración, una vez localizados los diarios y confirmada su utilidad, debe iniciarse su interpretación. Como el tiempo de trabajo en un archivo normalmente es limitado y los diarios son documentos delicados, antes de proceder a la lectura detallada se suele realizar una reproducción de cada hoja del diario en formato fotográfico. Las imágenes son entonces analizadas por los investigadores, que deben examinar cada hoja e incorporar las observaciones que contenga a una base de datos digital. No sólo se deben incorporar las observaciones meteorológicas, sino la posición geográfica, la hora, el estado de la mar y en general cualquier detalle que pueda ser de utilidad para contextualizar la observación (este tipo de información relativa al contexto de las observaciones se denomina “metadatos”).

Terminado el proceso de digitalización, los datos resultantes no son directamente utilizables por los climatólogos debido a las siguientes razones:

- La determinación precisa de la posición geográfica correspondiente a cada observación es un problema no trivial. En alta mar, antes de la adopción del meridiano de Greenwich como referencia universal para la longitud geográfica, se usaban múltiples meridianos. Con frecuencia, en los diarios no se indica el meridiano utilizado y en algunos casos, éste podía variar a lo largo del trayecto sin que se dejase constancia escrita del cambio en el diario. En estos casos, la georeferenciación de cada observación debe hacerse manualmente. Más complicada aún, resulta la localización de las observaciones tomadas cerca de la costa. En estos casos, la posición se solía anotar en los diarios indicando la distancia y dirección a ciertos puntos de referencia en tierra. En muchas ocasiones, estos puntos de referencia ya no existen o han cambiado de nombre, lo que obliga a un análisis individualizado.

- En el caso del viento, la mayoría de las observaciones no son instrumentales sino que se realizaban a estima y se codificaban en un diario con un descriptor (e.g. “Fuerte”, “Bonancible”, “Furioso”, etc.). La conversión de estas observaciones semi-cualitativas a los estándares cuantitativos actuales es muy laboriosa e implica una interpretación en su contexto histórico mediante un proceso denominado “análisis de contenido” (Prieto et al 2005). En definitiva, la conversión de cada observación de viento en un diario a un dato cuantitativo se realiza manualmente y dato a dato, involucrando generalmente a varios equipos de investigación con diferente formación (archiveros, historiadores, informáticos, climatólogos, etc). Se refiere al lector interesado a García-Herrera et al (2005) para una descripción completa del proceso que conlleva la traducción de la información contenida en diarios de navegación a datos cuantitativos que cumplan los estándares actuales.
- Un problema relacionado en parte con el anterior, radica en que el lenguaje en los que se codificaban las observaciones de viento cambió considerablemente en función del periodo. En este sentido, un problema adicional consiste en que en función del país de origen del diario, los protocolos para la toma y almacenamiento de las observaciones podrían ser diferentes.

A pesar de estos inconvenientes de índole práctica, a partir de la década de 1980 empezaron a aparecer estudios basados en el uso de observaciones meteorológicas almacenadas en los diarios de navegación. Así fueron los casos de Catchpole et al. (1983, 1987, 1989), en donde se utilizaron observaciones de hielo marino en la bahía de Hudson para analizar la severidad de los inviernos durante los siglos XVIII y XIX. Otros casos de estudio fueron aquellos que abordaban las condiciones meteorológicas de batallas navales como en los trabajos de Wheeler (1985, 1987) en

los que mediante el análisis de varios diarios supervivientes, se analizó el papel fundamental de la meteorología en el desarrollo de la batalla de Trafalgar en octubre de 1805.

Más recientemente, y más allá de casos de estudio, se han publicado estudios destinados a reconstrucciones de series climáticas. Por ejemplo, Jones et al. (2005) abordaron la reconstrucción de índices para la Oscilación del Atlántico Norte y de El Niño / Oscilación del Sur para el período 1750-1854 usando únicamente observaciones de viento (fuerza y dirección) contenidas en diarios de navegación. Poco después, Gallego et al. (2005) generalizaron este análisis, consiguiendo una reconstrucción de los patrones de presión a nivel del mar sobre el Atlántico Norte a escala estacional entre 1750 y 1850.

2.2. Evolución de la información meteorológica contenida en los diarios de navegación

La forma en que los registros meteorológicos han sido tomados y almacenados en los diarios de navegación ha ido cambiando a lo largo de la historia. Hasta mediados del siglo XIX la mayor parte de las medidas eran de carácter no instrumental, conteniendo información acerca del estado del tiempo, la fuerza y la dirección del viento (Fig. 9). Además, es importante tener en cuenta que la forma en que estos datos eran registrados en los diarios no se realizó de una forma temporalmente homogénea hasta al menos el siglo XVIII (Wheeler et al. 2006). A partir de entonces, se generalizó la toma diaria de observaciones, las cuales se presentaban de forma tabular en los diarios, como se muestra en la figura 3. En general un registro meteorológico en un diario contiene información acerca de la fecha, la fuerza y dirección del viento, la posición y rumbo del barco y el estado general del tiempo. Además, se apuntaban todos aquellos sucesos relevantes que hubieran ocurrido a bordo como accidentes o avistamientos de tierra. Para mediados del siglo XIX comienza a ser

frecuente encontrar varias observaciones de viento al día e incluso es posible encontrar tablas en formato horario. Como se ha comentado anteriormente, fue a lo largo de este periodo cuando se comenzó a estandarizar la terminología referida a la fuerza del viento gracias a la adopción de una escala universal. Antes del siglo XIX la forma en que ésta era codificada se solía basar en el estado de la mar y en la experiencia del personal de navegación lo que, junto a la gradual evolución del vocabulario náutico que se utilizaba, hace que la interpretación de esta medida antes de esta fecha sea particularmente complicada. Afortunadamente, con el objetivo de homogeneizar los registros de la fuerza del viento, Francis Beaufort propuso en 1806 la escala que lleva su nombre, y que se mantiene vigente hoy en día. La escala de Beaufort divide la fuerza del viento en 13 categorías, aportando por primera vez un valor numérico a la observación de la fuerza del viento. Para 1830, la escala de Beaufort ya era utilizada por la mayor parte de los navíos ingleses y durante las tres décadas siguientes, el resto de potencias marítimas de Europa y América comenzaron a utilizar adaptaciones directas.

Es muy importante resaltar que, la adopción de la escala de Beaufort no implica en modo alguno que las observaciones históricas de la velocidad del viento sean instrumentales. La escala de Beaufort establece una serie de descriptores “estándar” con significado bien definido, pero a lo largo de todo el siglo XIX y durante gran parte del XX las observaciones de velocidad del viento se siguieron realizando a estima, normalmente a partir del efecto del viento en el estado de la mar. A pesar de la pericia y experiencia de los observadores, este método de observación introduce incertidumbre que puede originar “sesgos” a la hora de construir índices climáticos de escala multidecadal usando datos de viento histórico. Un ejemplo de este efecto se evidenció en el trabajo de Gallego et al. (2007), en el que se realizó una comparación entre una serie instrumental de viento en Cádiz en un período reciente y una climatología basada en el análisis de datos históricos de viento basados en la escala de Beaufort por vigías de la Torre Tavira (situada en la ciudad española de Cádiz) durante la primera mitad del siglo XIX. Los resultados mostraron que aunque los datos

históricos reproducen fielmente el ciclo estacional esperado, la serie basada en datos históricos tendía a sobreestimar la magnitud del viento.

WEATHER BUREAU, BRISBANE.
 CLEMENT L. WRAGGE, F.R.G.S., F.R. MET. SOC.,
 Government Meteorologist,
 Director,
 (Late of Ben Nevis Observatory).

OBSERVATIONS* taken on BOARD *the S.S. Harwara*
 during *July* 1892

Estimated height of the Barometer above the Water: *20 feet*

DATE.	TIME.	WIND-ROSE.	BAROMETER AS READ.	DIRECTION OF WIND.	FORCE OF WIND, SCALE 0 TO 12.	LATITUDE AT MOON.	LONGITUDE AT MOON.	GENERAL REMARKS AS TO PREVAILING WEATHER; IF OVERCAST, CLOUDY, OR CLEAR; STATE OF SEA, &c.
<i>July 22</i>	<i>Noon</i>	<i>58</i>	<i>29.95</i>	<i>NW</i>	<i>10</i>	<i>34.16</i>	<i>168.44</i>	<i>Passing Showers</i>
	<i>6 PM</i>	<i>56</i>	<i>30.2</i>	<i>Var</i>	<i>6</i>	-	-	<i>light & variable winds</i>
	<i>12 -</i>	<i>"</i>	<i>30.8</i>	<i>"</i>	<i>4</i>	-	-	<i>do do</i>
<i>23</i>	<i>noon</i>	<i>54</i>	<i>30.20</i>	<i>SW</i>	<i>6</i>	<i>34.1</i>	<i>162.42</i>	<i>Moderate & fine</i>
	<i>6 PM</i>	<i>54</i>	<i>30.20</i>	<i>SW</i>	<i>7</i>	-	-	<i>do</i>
<i>"</i>	<i>12 "</i>	<i>53</i>	<i>"</i>	<i>WSW</i>	<i>8</i>	-	-	<i>Breeze fresher</i>
	<i>6 AM</i>	<i>53</i>	<i>30.20</i>	<i>SW</i>	<i>8</i>	-	-	<i>Clear & fine</i>
<i>"</i>	<i>8 "</i>	<i>"</i>	<i>"</i>	<i>"</i>	<i>10</i>	-	-	<i>Fresh breeze</i>
<i>"</i>	<i>noon</i>	<i>"</i>	<i>"</i>	<i>"</i>	<i>20</i>	<i>34.1</i>	<i>171.0</i>	<i>do do</i>

Bay of Islands Sydney

Fig.9. Ejemplo de diario de navegación y de las anotaciones meteorológicas que contiene. En este caso se trata de las observaciones tomadas durante Julio de 1892.

2.3. La base de datos ICOADS

El creciente interés por las observaciones meteorológicas procedentes de diarios navegación a finales del siglo XX, desembocó en el desarrollo de varias iniciativas internacionales encaminadas a la localización y abstracción de los datos contenidos en estos documentos, con el objetivo final de preservarlos y convertirlos a un formato digital.

La primera gran iniciativa para agrupar y digitalizar en un formato común observaciones provenientes de archivos marinos (en su mayor parte archivos históricos) se denominó COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, Slutz et al., 1985). En su primera versión, COADS ya compilaba un total de 72 millones de reportes individuales que cubrían el período 1854-1979, datos en su mayoría provenientes de la digitalización de diarios de navegación resultantes de

iniciativas pioneras de rescate de datos coordinadas por el National Climatic Data Center (NCDC), la división de datos climáticos de la National Oceanic and Atmospheric Administration estadounidense.

Debido a la buena acogida de COADS, a partir de la década de 1990 y especialmente durante los primeros años del siglo XXI, se pusieron en marcha nuevas iniciativas internacionales encaminadas a localizar nuevos archivos históricos. Los datos rescatados a raíz de estos proyectos se fueron incorporando a COADS que pasó a denominarse ICOADS en 2002 (añadiendo la palabra “International” al acrónimo original). Entre las iniciativas internacionales que se incorporaron a ICOADS cabe destacar las siguientes:

- **Climatological Database for the World’s Oceans** (CLIWOC; García-Herrera et al., 2005): El objetivo principal del proyecto CLIWOC consistió en la localización de datos meteorológicos sobre los océanos para el periodo 1750-1850 (aunque finalmente alcanzó 1854). Financiado por la Unión Europea, CLIWOC se desarrolló entre los años 2001 y 2003 con la participación de la Universidad de Sunderland (Reino Unido), el KNMI (Royal Netherlands Meteorological Institute), La Universidad de Leyden (Holanda), el Instituto de Ciencias Humanas, Sociales y Ambientales (Argentina) y la Universidad de East Anglia (Reino Unido), todos ellos coordinados por la Universidad Complutense de Madrid. A raíz de este proyecto, se localizaron más de 8000 diarios de navegación franceses, ingleses, holandeses y españoles. Su cobertura espacial se extiende principalmente por los océanos Atlántico e Índico, mientras que en el océano Pacífico la densidad de datos resultó bastante menor. El proyecto CLIWOC supuso además, un avance sustancial en el tratamiento de las observaciones anteriores a 1850 ya que se abordaron muchos de los problemas relacionados con el lenguaje con el que se describe la fuerza del viento en periodos anteriores a la escala de Beaufort. En este sentido, se elaboró un diccionario para traducir los centenares de

términos referidos a la estimación de la fuerza del viento usados en el periodo 1750-1850 a su equivalente Beaufort, diccionario que sigue utilizándose a día de hoy (Wheeler et al. 2006).

- **RECOVERY of Logbooks and International Marine data** (RECLAIM; Wilkinson et al., 2011) :

Iniciado en 2005, el proyecto RECLAIM se gestó tras el éxito de CLIWOC con el objetivo de favorecer el desarrollo de nuevas iniciativas encaminadas a la localización y digitalización de diarios de navegación. Al amparo de la iniciativa RECLAIM se procesaron fundamentalmente diarios de navegación de archivos holandeses, ingleses y estadounidenses, con aportaciones menores de otras nacionalidades como Francia, Alemania, Finlandia, Noruega, Suecia o Chile.

- **The International Atmospheric Circulation Reconstructions over the Earth initiative**

(ACRE; Allan et al., 2011): La iniciativa ACRE surgió en 2006 con el ánimo de promover y coordinar esfuerzos en la recuperación de observaciones meteorológicas históricas para su posterior aplicación a la generación de reanálisis climáticos. Entre las múltiples iniciativas nacidas en el marco de ACRE y dentro de la temática del presente trabajo, cabe destacar la digitalización de más de 900 diarios de navegación de navíos de la Compañía de las Indias Orientales para el periodo 1780-1830 archivados en la British Library, más de 7000 diarios de navíos de la Royal Navy para el periodo 1914-1923. Aparte de estas grandes contribuciones, no resultan menos importantes los proyectos de menor escala de rescate de datos que se llevaron a cabo gracias a ACRE. Proyectos que, aunque contribuyen con un número relativamente pequeño de diarios, resultan fundamentales a la hora de caracterizar el clima de regiones menos frecuentadas por las rutas comerciales más habituales (viajes de exploración, archivos locales, etc).

Gracias a estos y otros esfuerzos realizados durante las últimas dos décadas, ICOADS es hoy en día la mayor base de datos marinos en superficie a escala global. Actualmente (año 2022) ICOADS contiene alrededor de 455 millones de registros individuales y cubre el periodo 1662-2014

(Freeman et al., 2016). El interés de ICOADS para la comunidad científica es incuestionable. Esta fuente de observaciones ha contribuido de manera esencial a muchas de las principales bases de datos climáticos como HadSST3 (Kennedy et al., 2011), HadISST (Rayner et al., 2003), ERSSTv5 (Huang et al., 2017), COBE-SST2 (Hirahara et al., 2014), HadNMAT2 (Kent et al., 2013), HadCRUT4 (Morice et al., 2012), MLOST (Vose et al., 2012), NOAAGlobalTemp (Zhang et al., 2019), GISTEMP (Hansen et al., 2010), WASWind (Tokinaga and Xie, 2011), NOCv2.0 (Berry and Kent, 2009) o HadCRUH (Willett et al., 2008). El papel de los datos ICOADS en la generación de reanálisis ha sido también esencial, siendo una parte muy importante del 20th Century Reanalysis (Compo et al., 2011), ERA-Interim (Dee et al., 2011), NCEP CFSR (Saha et al., 2010), SODA (Carton and Giese, 2008), MERRA (Rienecker et al., 2011) y ERA20C, (Poli et al., 2016).

La figura 10 muestra la cantidad de observaciones a escala global en las dos últimas versiones ICOADS (3.0 línea roja y 2.5 línea negra), así como los archivos más importantes compilados por ICOADS en función del periodo. Se refiere al lector interesado en más detalles de las fuentes de datos de ICOADS incorporadas a la versión 3.0 a la Tabla I (Anexo).

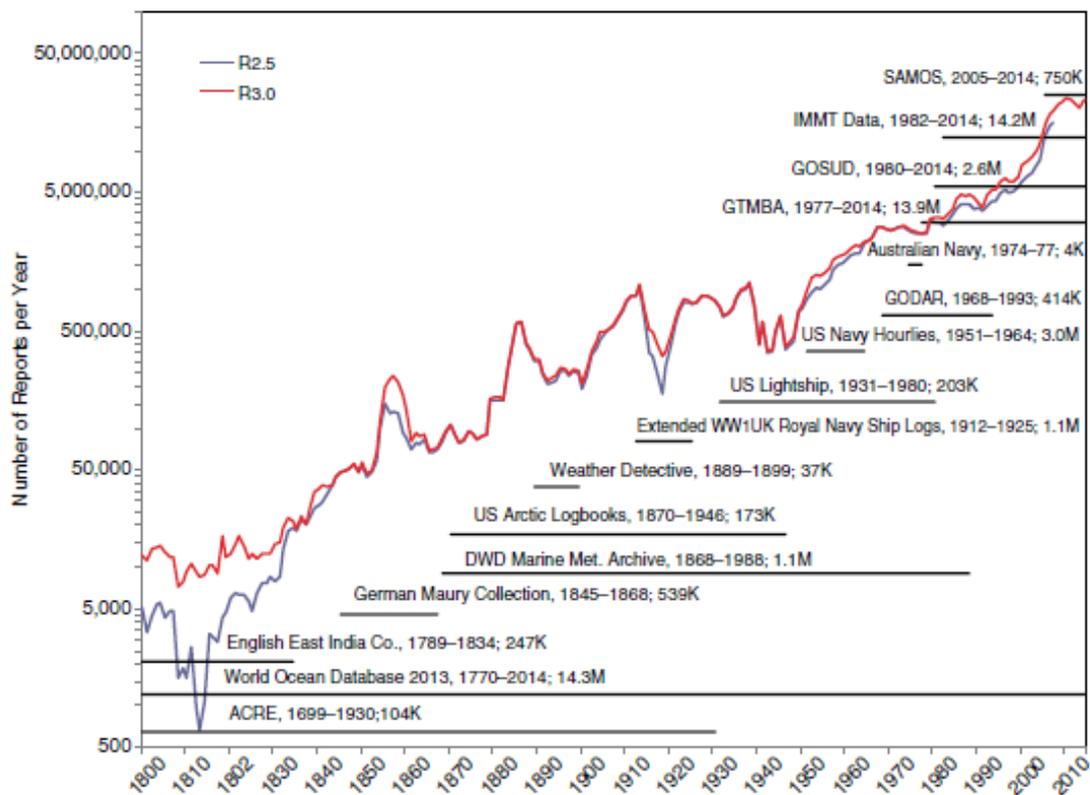


Figura 10. Principales fuentes de datos históricos digitalizados y de archivos externos añadidas a ICOADS Release 3.0, para el período 1880-2014. Las líneas negras horizontales ilustran el rango temporal de las fuentes de datos originales. El número anual de informes se representan como curvas (para las cuales se ha usado la escala logarítmica en el eje vertical), azules para la versión previo 2.5, y rojas para la versión 3.0. Imágen tomada de Freeman et al., (2016)

2.4 La cuestión de la velocidad del viento: Los índices direccionales

Como se ha descrito en secciones anteriores, ICOADS forma parte esencial de numerosas bases de datos climáticas. Sin duda, una de las observaciones más relevantes dentro de ICOADS es la del viento, ya que se dispone de ella desde periodo preinstrumental y permite la generación de productos que llegan a cubrir más de un siglo (e.g. ERA20C o 20CR). En todos estos productos el viento se suele incorporar atendiendo a su velocidad y su dirección y posteriormente, los modelos de asimilación utilizando el resto de datos cuando están disponibles (presión, temperatura, etc.)

generan campos del resto de variables coherentes con el vector viento. Sin embargo, desde hace una década, se sospecha que a escala multidecadal las velocidades del viento procedentes de archivos históricos y compiladas por ICOADS tienen un sesgo de origen no climático que resulta en una tendencia espuria hacia velocidades de viento crecientes con el tiempo (Barton et al. 2013). Este problema se ha relacionado con el cambio progresivo en los métodos de observación (Barton et al. 2013), con los cambios en el tamaño de los navíos (Thomas et al. 2008), la interpretación de la escala de Beaufort por marinos de diferente tradición (Barton et al. 2013; Gallego et al. 2007) o los cambios en la frecuencia relativa entre vientos estimados y observados a lo largo del siglo XX, según se fue introduciendo de manera progresiva a bordo de los navíos, instrumental específico para la determinación de la velocidad del viento (Bakun et al. 2010). Aunque esta tendencia con origen en el observador es probablemente pequeña (Gallego et al. 2021), podría ser muy relevante para ciertas aplicaciones, particularmente para el cálculo de tendencias seculares de índices climáticos generados con datos ICOADS y en particular para la estimación de tendencias a largo plazo en sistemas de vientos locales, como es el caso que nos ocupa en este trabajo.

Los índices direccionales

Los problemas asociados al posible sesgo en las observaciones de la velocidad del viento a escala secular han estimulado la exploración de métodos alternativos encaminados al desarrollo de índices climáticos multidecadales. En particular, con objeto de caracterizar circulaciones de viento en diversas regiones del mundo, varios estudios han utilizado exclusivamente las observaciones dirección de viento para construir los llamados “índices direccionales”. Estos índices se fundamentan en el análisis de la variabilidad de la dirección del viento dentro de una región, sin utilizar en ningún momento el campo de velocidad.

Las observaciones de dirección de viento se referencian a la brújula de a bordo, que en función de la nacionalidad y la época podía tener una resolución de 16 o 32 direcciones (Barriopedro et al. 2014). Habitualmente las observaciones se realizaban respecto al norte magnético, pero su conversión a los estándares actuales es sencilla aplicando la corrección por declinación magnética, que actualmente se puede determinar con gran precisión (Alken et al. 2021). En consecuencia, en el sentido estricto, desde los periodos más tempranos, la observación de la dirección del viento puede clasificarse como una medida de carácter instrumental.

Evidentemente, un índice direccional conlleva pérdida de información en relación con los índices que hacen uso tanto de dirección como de intensidad del viento y por lo tanto, sólo resultan recomendables cuando se aplican en regiones y/o periodos en las que los problemas asociados a las tendencias en la velocidad del viento puedan ser relevantes. En otras palabras, los índices direccionales serán especialmente adecuados para caracterizar la circulación atmosférica de regiones que dispongan de un número apreciable de observaciones de viento desde mucho antes del periodo instrumental. Adicionalmente, para que un índice direccional sea representativo de los cambios en la circulación de la atmósfera, la región analizada debe poseer una variación estacional de la dirección del viento significativa, de manera que los cambios en la configuración de escala sinóptica de la atmósfera se traduzcan en variabilidad del índice.

El primer índice direccional se construyó para caracterizar la variabilidad de los vientos del oeste en el Canal de la Mancha (Wheeler et al. 2009). Esta región fue una importante zona de tránsito para las flotas inglesas, francesas y holandesas, concentrando una cantidad muy importante de observaciones desde mediados del siglo XVII. Por otro lado, por su latitud, es un importante lugar de canalización de los vientos del oeste asociados a la circulación extratropical de latitudes medias. Estos vientos son marcadamente estacionales, e influyen muy significativamente en la variabilidad climática interanual en Europa. En este primer trabajo, Wheeler et al. (2009) desarrollaron índices

direccionales representativos de la frecuencia relativa de las direcciones del viento norte, sur, este y oeste para el periodo 1685-1750 utilizando datos contenidos en diarios de navegación almacenados en The National Archives (TNA, Reino Unido) digitalizados específicamente para su investigación. En 2014, Barriopedro et al. (2014) fueron los primeros en utilizar la base de datos ICOADS para generalizar el análisis de Wheeler et al. (2009), ampliando el índice de vientos del oeste en el Canal de la Mancha para el periodo entre 1685 y 2008 para luego aplicarlo al resto de cuadrantes (Mellado-Cano et al 2020). A partir del trabajo de Barriopedro et al. (2014) fue cuando se evidenció el enorme potencial de los índices direccionales para complementar a índices “tradicionales”, como por ejemplo el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (índice WI; Figura 11) , siendo el germen del proyecto del Plan Nacional de I+D+i INCITE (“**IN**strumental Climatic Indexes. Application to the study of the monsoon-Mediterranean **TE**leconnection”), desarrollado entre 2013 y 2016 en las que se generaron índices direccionales enfocados a la caracterización de circulaciones monzónicas. En el marco de INCITE, Gallego et al. (2015) consiguieron diseñar un índice direccional para los vientos asociados al monzón del África Occidental, permitiendo cuantificar la precipitación en el Sahel desde 1839. Posteriormente, Ordoñez et al. (2016) consiguieron determinar la fecha de inicio del monzón en la India mediante, proporcionando el primer método objetivo para la determinación de esta fecha que es posible aplicar de manera metodológicamente homogénea desde finales del siglo XIX hasta la actualidad. Esta metodología pudo aplicarse también al monzón de verano de Australia (Gallego et al 2017) e incluso en el menos conocido monzón del pacífico Noroccidental (Vega et al 2018). En este último caso, se pudo incluso determinar las fechas de ruptura del monzón, un evento que tiene una enorme relevancia para los centenares de millones de personas afectadas por este monzón (Vega et al. 2019). Más recientemente, los índices direccionales han resultado ser aplicables a la cuantificación en cambios en el afloramiento oceánico (*upwelling* costero) en el noroeste de África (Gallego et al 2021; 2022).

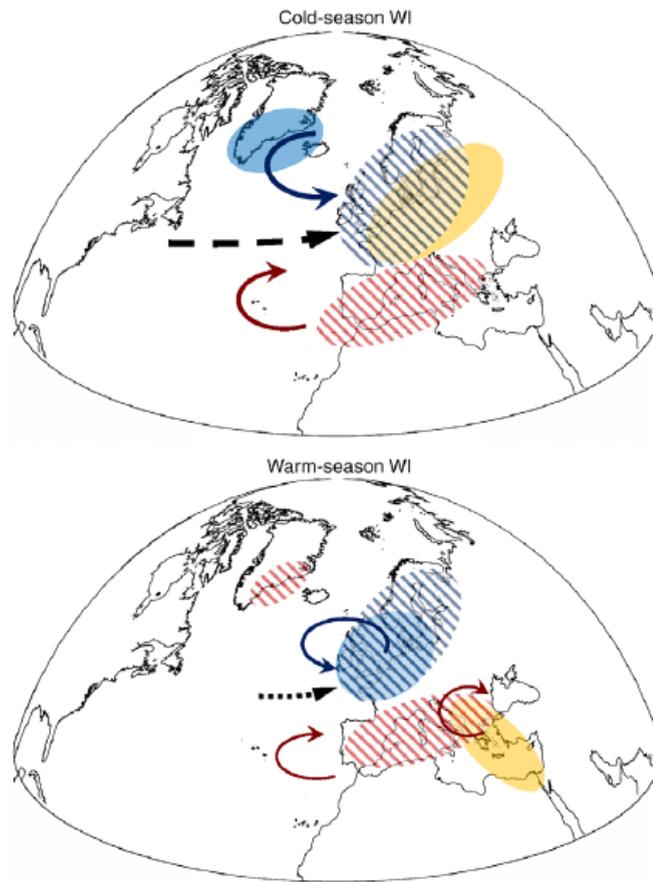


Figura 11. Ilustración de las principales señales en la circulación atmosférica (flechas), precipitación (áreas rayadas) y temperatura (contornos rellenos) asociadas a un fortalecimiento de los vientos del oeste (anomalías positivas del índice WI) en: arriba) estaciones frías (todas menos el verano); abajo) estación cálida (Junio-Agosto). Flechas continuas denotan un aumento de la circulación ciclónica (azul) y anticiclónica (rojo), mientras las flechas a trazos indican la intensidad de los vientos del oeste. El sombreado azul/naranja denota temperaturas anormalmente cálidas/frías. Zonas rayadas rojas/azules indican regiones con un descenso/incremento de la precipitación. Figura obtenida de García-Herrera et al. (2018) (Fig. 2, pág. 7)

3. Datos y metodología

3.1. Definición de un índice direccional para los vientos Etesios

Como se indicó en la introducción, los Etesios emergen desde el mar Egeo y se canalizan entre las costas de Grecia y Turquía, para adentrarse en el norte de África a través de las costas de Libia y Egipto. Evidentemente, esta localización es el primer factor a tener en cuenta para caracterizar la variabilidad de este sistema de vientos. No obstante, para definir un índice operativo es además imprescindible considerar la disponibilidad de datos en la base de datos ICOADS, en particular para los meses entre junio y septiembre (JJAS en lo sucesivo), cuando estos vientos se desarrollan completamente.

En la figura 12a se evidencia que el mayor número de observaciones contenidas en ICOADS se concentra en las principales rutas marinas comerciales. De entre ellas, destaca la ruta que parte del norte de África extendiéndose hacia el Mediterráneo occidental y que representa el tráfico entre Asia y Europa a través del canal de Suez, abierto en 1869. Como se observa en la figura 4a, esta ruta pasa directamente sobre el flanco sur de la zona de influencia de los Etesios (entre la isla de Creta y las costas de Libia y Egipto). En la figura 12b se muestra la evolución en la cantidad de observaciones de dirección de viento dentro de la región indicada. La primera observación disponible en el área seleccionada corresponde a julio de 1762, pero no es hasta 1870, coincidiendo con la apertura del canal de Suez, cuando comienza a haber un número apreciable de observaciones en la zona. Desde 1880 en adelante, se registran más de 100 observaciones por verano, y esta cantidad va incrementándose a lo largo de los años, llegando a alcanzar cantidades cercanas a las 10.000 observaciones por verano para la segunda mitad del siglo XX. A lo largo del siglo XX nos encontramos con dos pequeños intervalos temporales en los que el número de observaciones sufre

una disminución, coincidiendo con los desarrollos de la I (1914-1918) y la II (1939-1945) Guerras Mundiales.

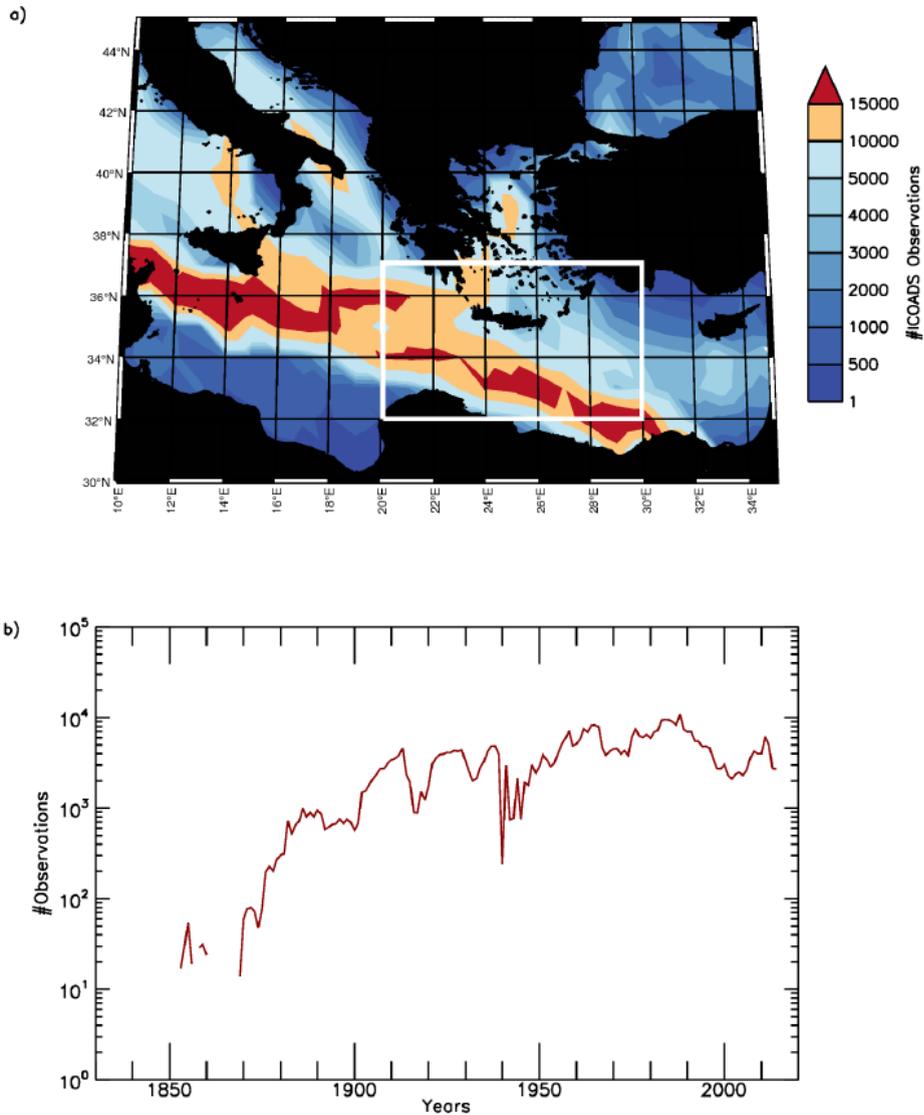


Fig.12. a) Dominio geográfico en el que se calcula el índice NWI (rectángulo blanco) y número total de observaciones contenidas en ICOADS 3.0 para el período 1880-2014 (junio-septiembre) en una rejilla regular de 1° x 1° (contornos de colores). b) Evolución temporal del número total de observaciones de dirección de viento a lo largo del verano (junio-septiembre) dentro del dominio de estudio [20°E-30°E; 32°N-37°N].

Considerando la disponibilidad de datos, se ha seleccionado la región [20°E-30°E, 32°N-37°N] (rectángulo blanco en la figura 12a) para la definición del índice de persistencia de los Etesios. Este índice se define como la proporción de días del mes, con respecto a los días totales con observación, con viento predominante del norte. En lo sucesivo este índice, que se expresa como un porcentaje, se denominará NWI por sus siglas en inglés (Northerly Wind Index, ver Ec.1):

$$\text{NWI (\%)} = \frac{\text{Número de días con viento del norte}}{\text{Número de días con observación}} \times 100$$

Donde para el cálculo de NWI se ha considerado necesario disponer de un mínimo de 10 días con observaciones en el mes (Gallego et al. 2015), dejando el índice como “dato perdido” en caso contrario.

Con esta definición, es necesario definir lo que se entiende como un “día con viento predominante del norte”, que se ha considerado como aquel en el que al menos un porcentaje “ p ” del total de observaciones disponibles en la región de estudio indican una dirección del viento dentro de un cierto rango “ R ” de direcciones alrededor del norte geográfico. El cálculo del NWI no requiere el uso de la velocidad del viento, pero sí precisa de una calibración para determinar los valores óptimos de p y R que maximizan la respuesta del índice a la señal climática que se intenta capturar, que en este caso es la intensidad de los Etesios en la zona de estudio. Para llevar a cabo este proceso de calibración, se seleccionó un período reciente (1980-2014) en el cual los valores de velocidad del viento proporcionados por ICOADS son instrumentales. Para dicho período, se calculó el vector medio del viento diario dentro del dominio y se construyó una serie de índices de calibración (NWI_c). Estos índices de calibración son análogos al NWI original, sólo que en este caso se

considera un “*día con viento predominante del norte*” como aquel en el que la dirección del vector viento medio, calculado a partir del promedio de las componentes zonal y meridional de la velocidad, se sitúa dentro del rango de direcciones considerado. Repitiendo este procedimiento para diferentes rangos R de direcciones de viento alrededor del norte real y considerando valores de p desde 1% al 90%, se determinó que la máxima correlación entre el NWI (calculado sin usar velocidad de viento) y el índice de calibración NWI_c (calculado utilizando el vector viento completo) es máxima para el rango de direcciones $R = [305^\circ-35^\circ]$ y para un valor de $p = 42\%$ (correlación $r = +0.86$, $p < 0.01$). Este valor de correlación tan elevado indica que nuestro índice puramente direccional, captura gran parte de la variabilidad asociada a los cambios tanto en intensidad como en dirección de los Etesios. Es importante mencionar que el NWI es robusto frente a cambios en el valor del porcentaje p , ya que la correlación alcanza valores superiores a $r = +0,8$ desde $p = 30\%$ hasta $p = 55\%$. (Fig.13)

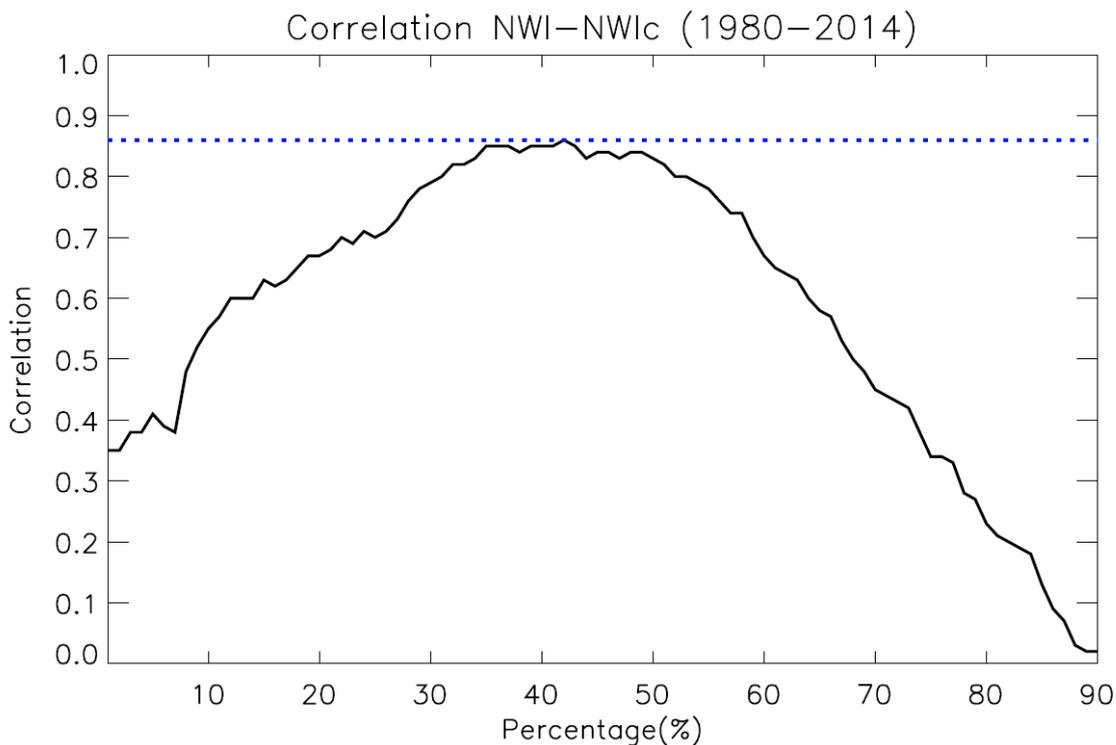


Fig.13. Correlación entre el índice de calibración incorporando la velocidad del viento (NWI_c) y diferentes índices NWI calculados con un porcentaje p (eje x) de observaciones diarias de dirección de viento comprendida entre $305^\circ-35^\circ$ para el período 1980-2014. La línea de puntos azul denota el valor máximo de correlación alcanzado ($r = + 0,86$; $p < 0.05$).

3.2. Estimación de la incertidumbre asociada al muestreo en el índice NWI

Como se ha indicado en secciones anteriores, el uso de un índice direccional para caracterizar un sistema de vientos sobre el océano tiene sentido cuando el objetivo principal de la investigación consiste en la evaluación de la variabilidad del viento a escala multidecadal. Esto implica la necesidad de operar con un periodo de tiempo muy prolongado, para el que no se dispone de otras observaciones diferentes a las históricas tomadas a bordo de navíos. Un efecto colateral de esta necesidad, consiste en que el número de observaciones disponibles en una región no suele ser elevado. En este sentido, un índice direccional calculado a partir de muy pocas observaciones podría ser poco representativo. Este problema se puede mitigar seleccionando regiones de estudio extensas, tal y como la elegida en este estudio (fig. 12a). Esto maximiza el número de observaciones disponibles, pero puede introducir una variabilidad espacial en cada valor del NWI, especialmente para periodos en los que hay pocas observaciones. En estos casos, el valor que toma del índice podría variar en función de la muestra concreta de observaciones disponible (i.e. muestreos diferentes podrían resultar en valores diferentes del índice). Resulta pues necesario, estimar cuál es la variabilidad esperada (o incertidumbre asociada) del NWI como función del número de observaciones disponibles en un mes dado.

Para estimar esta incertidumbre, se ha seleccionado nuevamente como periodo de calibración el intervalo 1980-2014. Durante este periodo, el número de observaciones en ICOADS dentro de la región seleccionada para el cálculo del NWI es suficientemente elevado y permite realizar un muestreo encaminado a generar índices “degradados” NWI calculados con un número N de observaciones seleccionadas aleatoriamente dentro de la región. Así, para cada mes y cada valor de N desde $N = 10$ hasta $N = 500$, se construyeron 1000 índices NWI distintos generados con observaciones aleatoriamente seleccionadas del total disponible dentro de la región de estudio. En

otras palabras, se calcularon 1000 índices NWI generados con $N=10$ observaciones, otros 1000 índices generados con $N=11$, y así hasta $N=500$, siendo todos estos índices potencialmente distintos al estar calculados con un subconjunto diferente de observaciones. Para cada N (y cada mes), la desviación estándar de los 1000 índices calculados se ha asimilado a la dispersión esperable en un índice NWI generado con N observaciones.

La figura 14 muestra la dependencia de la desviación estándar del valor de N para los meses de enero, abril, julio y octubre a modo de ejemplo. Como es esperable, se observa que los índices calculados con pocas observaciones son relativamente variables entre sí (desviación estándar de 16% para $N=10$ por ejemplo). A medida que se dispone de un número mayor de observaciones, es más probable obtener índices similares ya que la muestra usada para calcular el NWI se va haciendo más representativa del comportamiento del viento dentro de la región seleccionada. Así, conforme el número de observaciones utilizadas para calcular el NWI se incrementa, el valor de la desviación va disminuyendo, y para $N = 100$ éste valor es de alrededor del 8%. Para N superiores a 250, vemos como la desviación cae asintóticamente a valores de entre el 6% y el 8% dependiendo del mes en el que nos encontremos, reflejando la propia variabilidad espacial de la dirección del viento en la región de estudio.

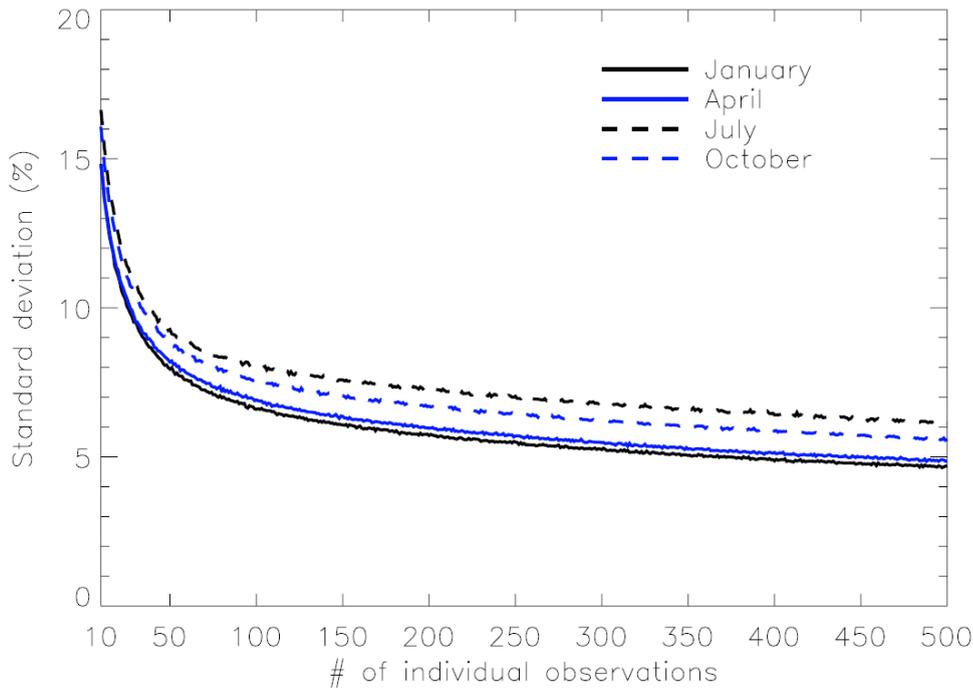


Fig.14. Dispersión esperada (en %) del índice NWI en función del número de observaciones de dirección de viento empleadas para calcularlo en los meses de Enero, Abril, Julio y Octubre.

3.3. Otras bases de datos utilizadas en este trabajo

Aparte de ICOADS, se detallan a continuación otras bases de datos utilizadas en la elaboración de este trabajo.

ECMWF-ERA20C

Debido a la extensión temporal que abarca este estudio, más de 100 años, se requiere el uso de bases de datos que cubran un período lo más extenso posible. Mientras que otros reanálisis como ERA40 o ERA-Interim se encuentran disponibles para los períodos 1958-2002 y 1979-actualidad respectivamente, el reanálisis ECMWF twentieth century reanalysis (ERA20C; Poli et al., 2016) cubre todo el siglo XX (1900-2010). Una de las principales características de esta base de datos es

que las variables “reanalizadas” se construyen mediante la asimilación directa de observaciones de presión en superficie y de viento sobre el mar. Las observaciones de presión provienen del International Surface Pressure Databank (ISPD; V.3.2.6), mientras que las observaciones de viento sobre los océanos se obtienen de ICOADS. ERA20C presenta ciertas limitaciones. Por un lado, el número de datos asimilados no es constante en el tiempo, ya que el número de observaciones disponibles es en general mucho mayor en la segunda mitad del siglo XX que en la primera, por lo que la incertidumbre en los campos reanalizados aumenta según vamos hacia atrás en el tiempo. Por otro lado, numerosos estudios han mostrado como, el hecho de que ERA20C asimile observaciones sólo en superficie, provoca que la representación de diversas variables en niveles altos de la troposfera pueda ser poco precisa. Este efecto aparece especialmente en las primeras décadas del siglo XX (Hersbach et al, 2017).

En este trabajo se han utilizado los siguientes campos del reanálisis ERA20C (en una rejilla regular de resolución espacial $2^\circ \times 2^\circ$):

- Viento a 10 m para el período 1981-2010 con resolución mensual.
- Datos de geopotencial (z), componentes zonal y meridional del viento (u,v) y fracción de cobertura de nubes (FCC), todo ello en el nivel de 200 hPa, a resolución mensual y para el período 1900-2010.
- Datos de temperatura (T) y velocidad vertical (ω) en 20 niveles atmosféricos entre 1000 hPa y 100 hPa para la banda latitudinal 32°N - 36°N .

NOAA-CIRES-DOE Twentieth Century Reanalysis (20CR)

Con el objetivo de comparar los resultados obtenidos con los datos del reanálisis ERA20C, se realizó un estudio paralelo basado en los datos del 20th Century Reanalysis (20CR, Compo et. al., 2011), creado por el National Centers for Environmental Prediction and the National Center for

Atmospheric Research (NCEP-NCAR). Esta base de datos cubre el periodo 1871-2010 y se han utilizado las mismas variables que para ERA20C, así como la misma resolución espacial $2^\circ \times 2^\circ$.

Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5)

Se han utilizado las salidas históricas de 19 modelos del Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5; Taylor et al., 2012) con objeto de construir un índice para los Etesios y estudiar su interacción con el ISM, y comparar estos resultados con los obtenidos con ICOADS y los datos de reanálisis. Para ello se han seleccionado aquellos modelos (ver Tabla 2 en Anexo I) que con datos diarios de velocidad del viento (u, v) en la región del Mediterráneo oriental [32°N - 40°N , 20°E - 30°E]. Adicionalmente se han utilizado los datos mensuales para los meses de verano (JJAS) para los siguientes campos:

- Velocidad meridional del viento a 10 m
- Presión atmosférica a nivel del mar (SLP)
- Geopotencial en el nivel de 250 hPa
- Velocidad vertical (Omega) en el nivel de 500 hPa
- Precipitación

ERA-Interim y ERA5

Se han utilizado las componentes horizontales de velocidad de viento (u, v) para construir un índice para los Etesios en el período 1979-2005 y comparar con los resultados obtenidos con los modelos del CMIP5. La resolución horizontal usada para ERA-Interim ha sido de $2^\circ \times 2^\circ$ y para ERA5 de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Adicionalmente, para ERA5 se han utilizado los valores mensuales para las variables: SLP y velocidad vertical (Omega) en el nivel de 500 hPa.

Índice AIRI

La intensidad del monzón de verano en India se ha cuantificado históricamente mediante un índice denominado *All Indian Rainfall Index* (AIRI). AIRI se define como la precipitación ponderada por

área, asociada al monzón de verano, basada en los datos pluviométricos recogidos de 306 observatorios distribuidos por la India (Parthasarathy et al., 1994) desde 1871. El Indian Institute of Tropical Meteorology es el encargado de calcular y distribuir este índice (disponible en <https://www.tropmet.res.in/>), que está considerado como un buen indicador de la intensidad del monzón (Wang y Fan, 1999). Para el presente trabajo se ha utilizado el promedio de verano (JJAS) de AIRI para el periodo 1871-2014 (figura 15).

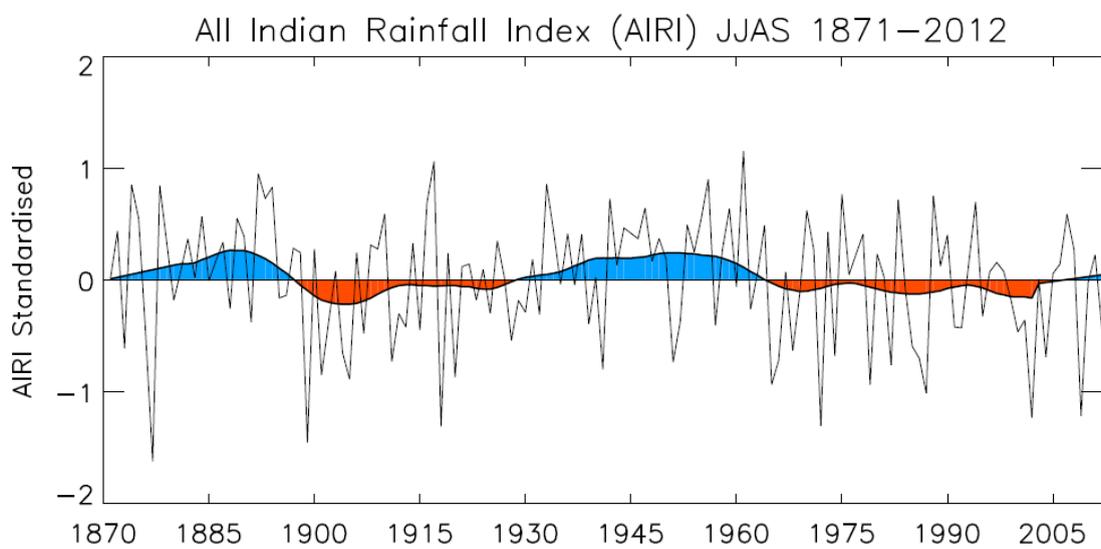


Fig.15. Índice AIRI estandarizado durante el periodo 1871-2014 para la media estacional del verano (JJAS). La curva sombreada indica una regresión robusta en una ventana móvil de 21 años (Cleveland, 1979).

4. Variabilidad de los vientos Etesios a escala multidecadal

El uso de índices direccionales permite abordar por primera vez el análisis de la variabilidad de los vientos Etesios a escalas multidecadales. Partiendo de esta premisa, el objetivo de este capítulo es doble: en primer lugar se demostrará la representatividad del NWI a la hora de caracterizar los Etesios, tal y como este régimen de vientos se ha definido tradicionalmente en la bibliografía. Una vez cumplido este objetivo, en segundo lugar, se analizará la variabilidad de los Etesios a varias escalas y su tendencia a largo plazo.

4.1. El índice NWI como medida de los vientos Etesios

Los primeros índices para los vientos etesios simplemente consideraban necesaria la existencia de vientos del norte en el Egeo para poder hablar de un episodio de Etesios (Karapiperis et al. 1950). Sin embargo actualmente esta visión se considera demasiado simplista y en la última década, los índices dedicados al estudio de los vientos Etesios se han basado en la definición de episodios de viento intenso del norte en el mar Egeo, entendiendo como “episodio de viento intenso” la superación de un cierto umbral en la velocidad media diaria del viento que dependiendo del autor, suele establecerse de manera subjetiva entre los 4 m/s y los 5 m/s (e. g. Tyrlis and Lelieveld, 2013; Poupkou et al., 2011). Por definición, el NWI no incorpora la velocidad del viento en su formulación, por lo tanto no es posible la consideración de umbrales. En consecuencia el NWI está calculado con todas las observaciones de dirección del viento, independientemente de la intensidad. Esta característica podría introducir un sesgo respecto a otros índices recientes. Esto hace

recomendable que, antes de abordar cualquier análisis, se estudie la representatividad del NWI como medida del establecimiento de episodios de vientos Etesios, en el sentido en el que se le da en la actualidad.

Como se estableció en la sección 3.2 el periodo 1980-2014, las observaciones de ICOADS son muy numerosas y disponen de registros instrumentales de velocidad del viento. Dentro de este periodo sí es posible calcular índices análogos a NWI estableciendo un umbral para la intensidad del viento, de forma similar a las metodologías tradicionales. Para este periodo de “prueba” se construyeron dos índices direccionales sobre la misma región que la usada para NWI, pero considerando como días de viento del norte sólo aquellos en los que la velocidad media del viento fuese superior a 4 y 5 m/s respectivamente. La correlación de estos índices con el NWI original (sin incluir umbral en la velocidad del viento) resultó $r = + 0,98$ ($p < 0.01$) y $r = + 0,92$ ($p < 0.01$) respectivamente, demostrando que el establecimiento de umbrales no afecta significativamente a la variabilidad del NWI. Este mismo procedimiento se realizó empleando como datos de viento en superficie los del reanálisis ERA20C (Poli et al., 2016) para el periodo común 1980-2010, resultando de nuevo en correlaciones altas y significativas ($r = + 0,81$ (4 m/s) y $r = + 0,70$ (5 m/s), $p < 0.01$ en ambos casos).

Para comprobar la representatividad de la zona de estudio seleccionada para calcular el NWI (figura 12a) en relación con la distribución espacial de anomalías de viento sobre el Mediterráneo oriental, se ha calculado la diferencia entre las medias del vector viento de ERA20C y de su componente meridional para años en los que el NWI alcanza valores superiores (inferiores) a $+ 0,75$ ($- 0,75$) desviaciones estándar dentro del periodo 1980-2014. El resultado (figura 16) muestra como para todos los meses de verano, las anomalías de viento asociadas a cambios en el NWI se localizan en el Egeo. Valores elevados de NWI implican necesariamente anomalías de viento del norte en la región de interés de entre 3 y 4 m/s, en muy buen acuerdo con las anomalías esperables para un índice representativo de episodios de vientos Etesios.

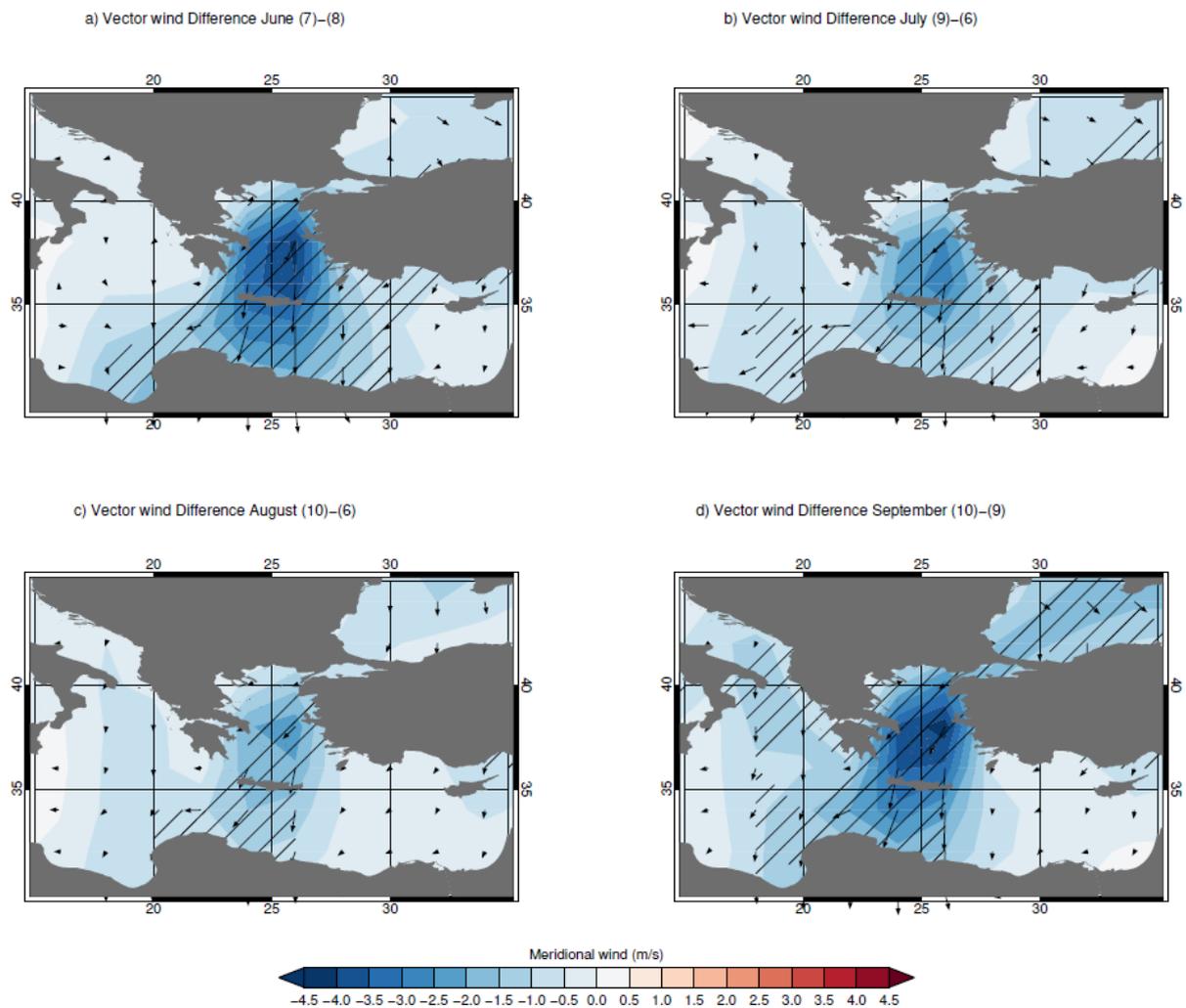


Figura 16. Composites de la velocidad meridional y del vector medio del viento de ERA20C para los meses de Junio a Septiembre durante el periodo 1980-2010. Se representa la diferencia entre años de índice NWI por encima/debajo de $+0,75/-0,75$ desviaciones estándar. Las zonas rayadas en negro denotan valores estadísticamente significativos ($p>0,05$). Los números entre paréntesis indican el número de años de (NWI+) - (NWI-) tomados para realizar el composite.

Otra de las características clásicas del régimen de los vientos Etesios que debe poder capturar un índice, es su alta persistencia temporal (Poupkou et al., 2011; Tyrlis and Lelieveld, 2013). Estos episodios pueden alcanzar más de una semana de duración. En este sentido, en el trabajo de Tyrlis y Lelieveld (2013), se realizó un análisis de la distribución de la frecuencia de eventos de vientos Etesios para el período 1958-2002. Para ello, se consideró como evento aquél que incluyera al menos 2 días consecutivos con viento predominante del norte y con una velocidad media superior a 4.7 m/s (Fig. 17b). Tyrlis y Lelieveld (2013) encontraron una distribución muy particular para la

distribución de la duración de los episodios de Etesios, que estos autores relacionaron con la persistencia del anticiclón de los Balcanes. Así, la frecuencia de los eventos de entre 2 y 6 días de duración desciende rápidamente conforme se incrementa la duración del episodio (i.e. los eventos de 6 días son menos frecuentes que los de 5, los de 5 menos frecuentes que los de 4, etc.). Sin embargo, a partir de períodos de 4-5 días este descenso se estabiliza e incluso en algunos meses la frecuencia de los eventos con duración mayor de 6 días puede aumentar ligeramente (figura 17b), en concreto, estos autores encontraron que los eventos de 7 días son más frecuentes que los de 6 en junio y septiembre (figura 17b), y los de 8 días aumentan su frecuencia en julio-agosto. Finalmente, los eventos de 13 días (julio-agosto) también presentan un ligero incremento respecto a los inmediatamente anteriores. Para comprobar si nuestra serie NWI muestra este tipo de comportamiento, se ha realizado el análisis de la distribución de la frecuencia de eventos de viento del norte basado en el NWI y el período 1880-2014 (figura 17a). La distribución de frecuencias de duración de episodios resultante es bastante similar a la detectada por Tyrllis y Lelieveld, aunque existen algunas diferencias. Nuestro índice evidencia el aumento en frecuencia en las rachas de 7 días (en lugar de los 6 encontrados por Tyrllis y Lelieveld), en particular para los meses de junio y agosto. En el caso del NWI también se detectan aumentos en la frecuencia para rachas de muy larga duración, aunque se evidencian particularmente para 11 días (en lugar de 13).

A pesar de las pequeñas diferencias encontradas, el resultado fundamental de esta sección consiste en que el NWI, a pesar de estar construido sin incorporar la velocidad del viento, captura la persistencia de las rachas de Etesios con características muy similares a las descritas por otros autores en la bibliografía reciente. Tanto la velocidad promedio asociada a extremos del índice como la localización geográfica de las anomalías del viento y la distribución de persistencia temporal de estos eventos, resulta coherente con la esperada.

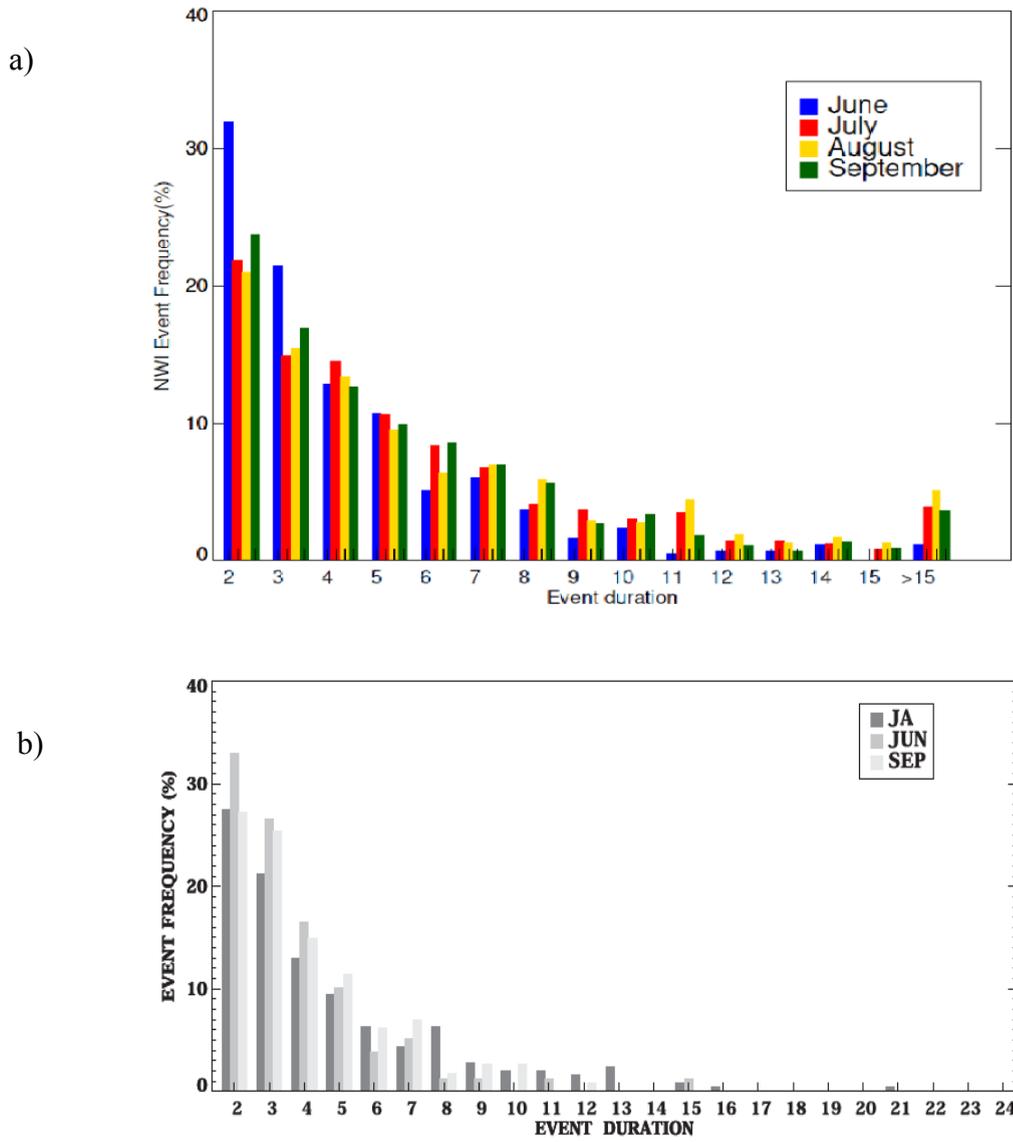


Figura.17. a) Distribución de la frecuencia de eventos de vientos del norte para el NWI para los meses de Junio a Septiembre y el período 1880-2014 b) Igual pero para el estudio de Tyrlis y Lelieveld (2013).

4.2. Variabilidad decadal de los vientos Etesios

Con la cobertura de datos disponible en ICOADS 3.0 (Freeman et al., 2017) ha sido posible calcular el índice NWI desde 1880 hasta 2014 con resolución mensual. Dentro de este intervalo, únicamente para julio de 1942 no se alcanza el mínimo de 10 días con observación requerido dentro de la zona de estudio, por lo tanto la serie resultante es prácticamente continua. La figura 18 muestra la evolución de NWI para toda la serie y demuestra la sensibilidad del índice al aumento de la intensidad de los vientos del norte durante la época estival en el Meriterráneo oriental. Típicamente, entre enero y mayo, las bajas intensidades del viento del norte se reflejan en valores de NWI bajos (en torno al 10-20%). A partir de los meses de junio y julio se observa un rápido aumento del valor del NWI que se extiende hasta septiembre. Durante los meses centrales del verano (julio-agosto), cuando los vientos del norte son casi permanentes, el NWI alcanza con frecuencia valores superiores al 80%. De nuevo, a lo largo de octubre los valores de NWI disminuyen rápidamente, reflejando el final de la estación de Etesios.

Una inspección detallada de la figura 18 revela que más allá de la descripción estacional general dada en el párrafo anterior, a lo largo del siglo XX ocurrieron importantes cambios en la intensidad y duración de la estación de los Etesios. Quizás el cambio más relevante se observa alrededor de 1940. Antes del inicio de la década de 1940, la estación de los Etesios solía iniciarse a principio de junio, o incluso a lo largo de mayo, mientras que posteriormente a esa fecha, los Etesios sólo quedan establecidos bien entrado junio o incluso comenzado julio. Además del adelanto de la estación de los etesios, antes de 1940 la persistencia de estos vientos era notablemente mayor, lo que se evidencia por el mayor valor del índice NWI durante los meses centrales del verano.

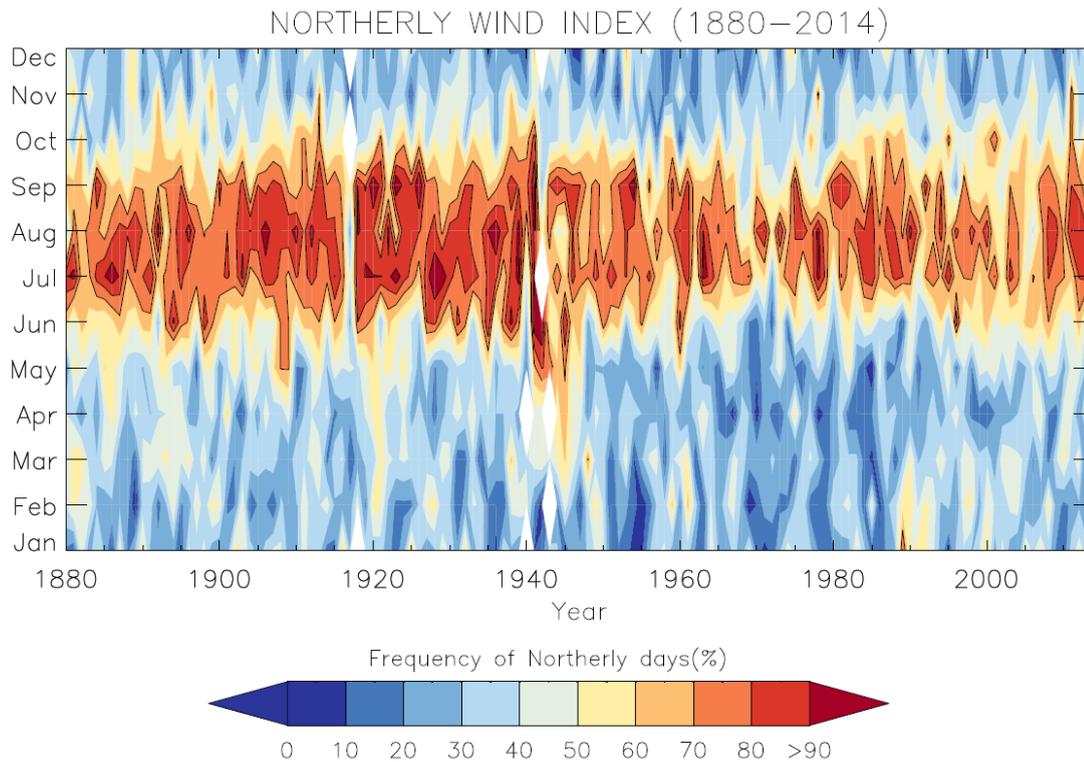


Figura 18. Evolución mensual (Ene-Dic) del índice NWI para el período 1880-2014. Los contornos negros denotan valores del índice por encima del 70 %.

El cambio hacia valores menores de la media a largo plazo durante la década de 1940 se refleja muy claramente en la figura 19, en la que se presenta la evolución mensual del índice NWI entre junio y septiembre, junto con su tendencia robusta calculada con una ventana móvil de 21 años mediante el algoritmo propuesto por Cleveland (1979). Esta metodología es similar a una media móvil, pero es robusta frente a la presencia de datos perdidos y particularmente al efecto del inicio y el final de la serie (Cleveland, 1979). En la figura 19 se observa como las primeras cuatro décadas del siglo XX se caracterizaron por una alta persistencia de los Etesios, en buen acuerdo con lo observado en la figura 18. Sin embargo, a partir de mitad del siglo XX, la frecuencia evidencia un cambio hacia valores menores en todos los meses, aunque especialmente notable en junio (Fig.19a), julio (fig.19b) y en el promedio estacional (JJAS; fig.19e). La figura 19 revela también una cierta tendencia hacia la recuperación de valores del NWI por encima de la media histórica desde la primera década del siglo XXI, especialmente notable durante los meses de junio y septiembre.

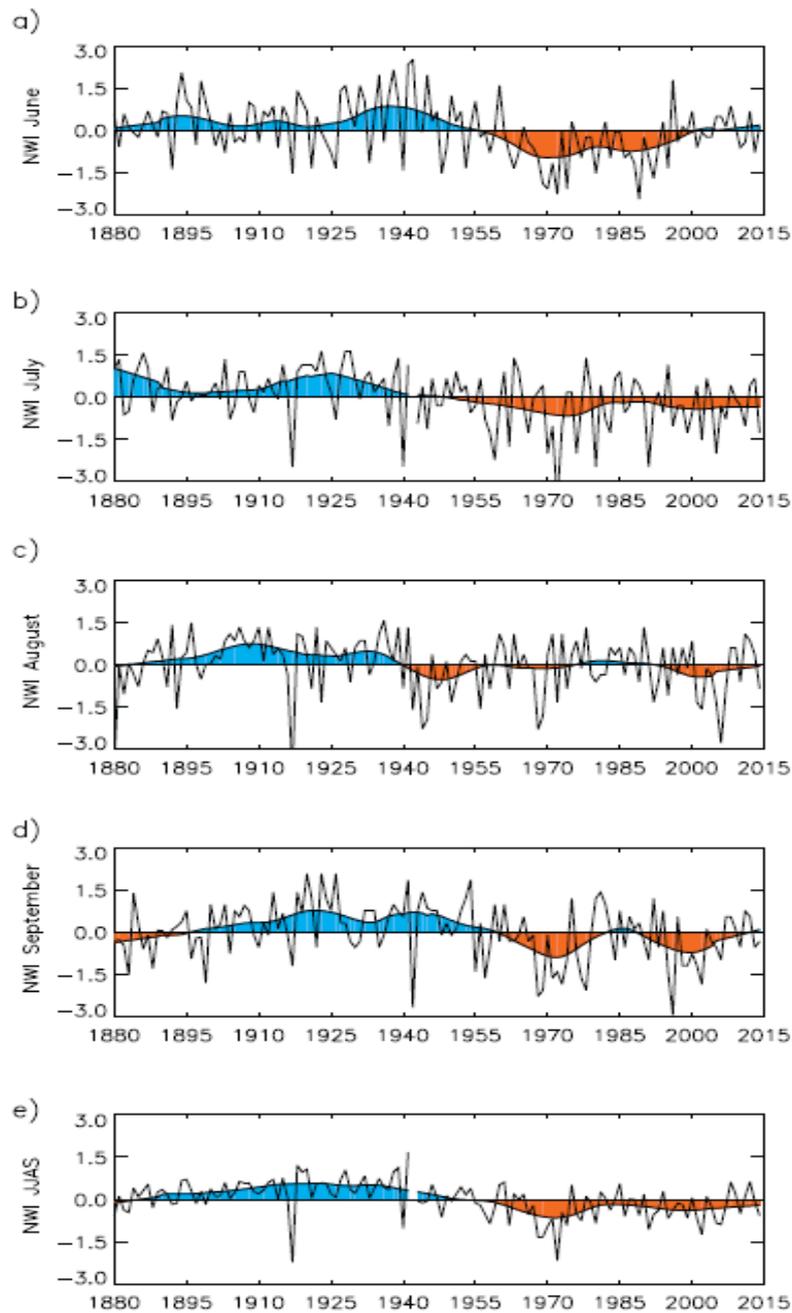


Figura 19. Índice NWI normalizado respecto al período 1880-2014 para los meses de a) Junio, b) Julio, c) Agosto, d) Septiembre y e) la media estacional Junio-Septiembre. La curva sombreada indica una regresión robusta en una ventana móvil de 21 años (Cleveland, 1979).

Durante la última década, algunos trabajos han abordado el estudio de tendencias en la frecuencia de los vientos Etesios aunque para periodos mucho menores del que permite el índice NWI. Por ejemplo, Poupkou et al. (2011) basándose en datos de la primera versión del reanálisis

NCEP/NCAR, encontraron una reducción en la frecuencia e intensidad de los vientos Etesios restringida al período 1979-2009, que relacionaron con un debilitamiento del gradiente de presión entre los sistemas de alta presión relativa en centroeuropa y las bajas presiones sobre Oriente Medio asociadas al monzón surasiático, típicas de la época estival. Posteriormente, Tyrlis y Lelieveld (2013), utilizando datos de reanálisis (ERA-40) documentaron para el periodo entre 1958 y 2002 una reducción en la frecuencia de “eventos de Etesios”, que estos autores definieron como la ocurrencia de dos o más días consecutivos con viento del norte y velocidad media diaria de más de 4.7 m/s sobre el mar Egeo. Aunque sus tendencias eran relativamente pequeñas, estos autores encontraron valores estadísticamente significativos para septiembre (-6,3% / década) y en la media estacional Junio-Septiembre (-2,5%/ década). Resulta interesante comparar estos resultados con los obtenidos con nuestro índice NWI, que no está basado en datos reanalizados, sino en observaciones directas. Con este objetivo se ha realizado una regresión lineal de NWI limitada a los períodos 1979-2009 y 1958-2002 utilizados en los trabajos mencionados (Figura 20). En consonancia con el trabajo de Poupkou et al. (2011), para el período 1979-2009, el NWI presenta una débil tendencia negativa en la frecuencia de Etesios para el caso estacional (JJAS) (Fig.20a). El valor de esta tendencia (-0,4 % / década), al igual que ocurría en los resultados de Poupkou et al. (2011), no resulta estadísticamente significativa. A escala mensual resultan también valores negativos en la tendencia para julio, agosto y septiembre, destacando especialmente el valor para éste último mes, con una tendencia en la frecuencia de -5,6% / década. Por último, vemos que para el mes junio existe una fuerte tendencia positiva (+7,5% / década; estadísticamente significativa). Aunque el análisis de la conexión Etesios-Monzón se expondrá con detalle en el próximo capítulo, resulta interesante apuntar en este apartado, que esta tendencia positiva en la intensidad de los vientos del norte restringida a junio y al periodo 1979-2009 es consistente con las numerosas evidencias que apuntan a que desde la década de 1990, el monzón de verano de la India ha presentado una tendencia hacia inicios (*onsets*) más tempranos (Goswami et al., 1999; Kajikawa et al., 2012; Xiang

and Wang, 2013). Un inicio temprano de este monzón estaría directamente relacionado con el adelantamiento de la estación de los Etesios en el Egeo y por tanto con el aumento del valor de NWI durante junio desde finales del siglo XX (ver figuras 18 y 19).

Para el caso del período 1958-2002, el NWI presenta tendencias reducidas y no significativas en todos los casos. De nuevo, la tendencia para junio es positiva, aunque considerablemente menor que para el período 1979-2009. En septiembre, de acuerdo con el trabajo de Tyrllis y Lelieveld (2013), la tendencia resulta ligeramente negativa (-1,6%). Durante julio y agosto las tendencias en este periodo son menores del 1%. Consecuencia de estos valores alternantes, es que para el caso estacional (JJAS) la tendencia que presenta el NWI es prácticamente nula.

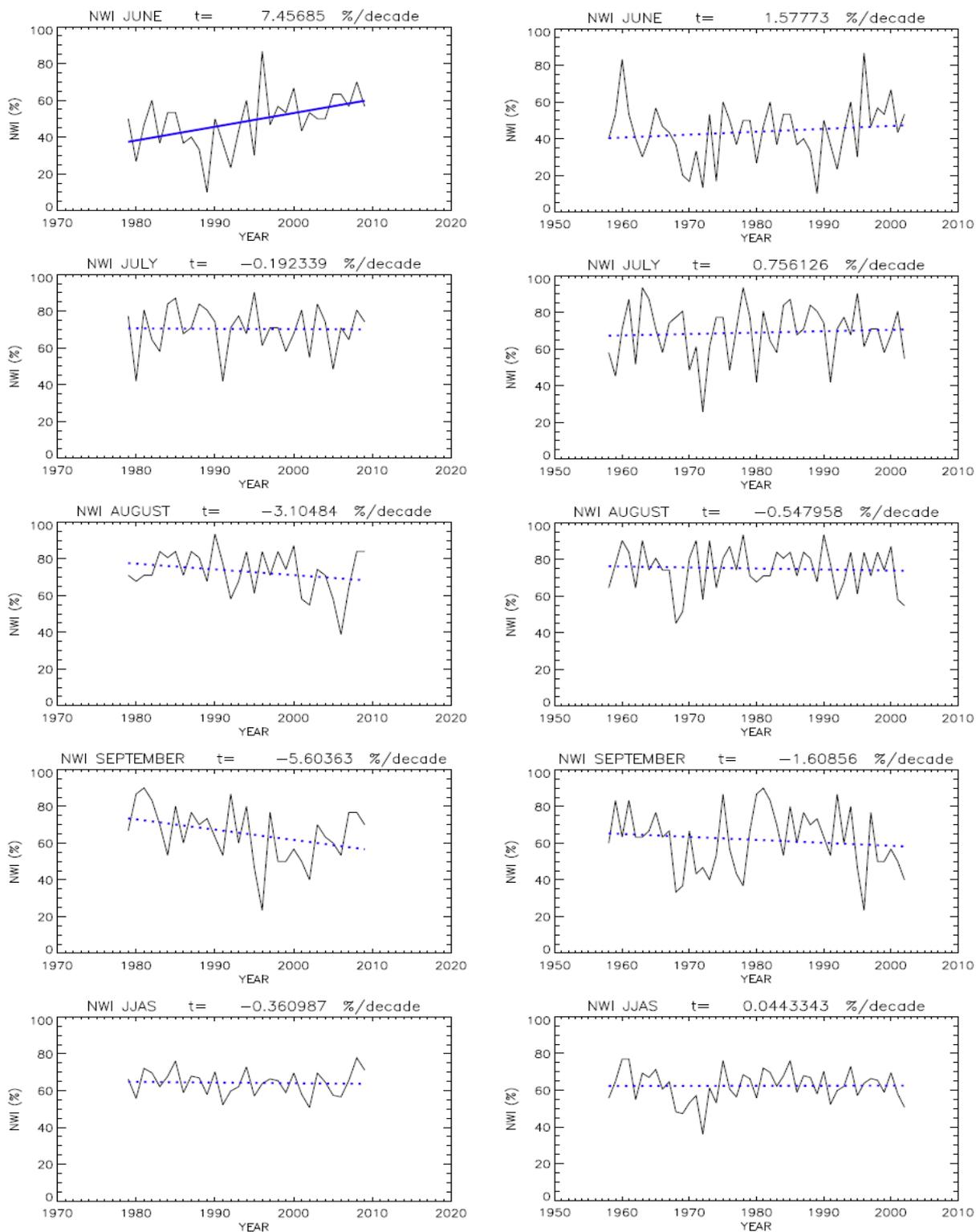


Figura 20. Índice NWI mensual (Jun-Sep) y media estacional JJAS para los periodos 1979-2009 (paneles izquierdos) y 1958-2002 (paneles derechos). Para cada figura se dibuja la regresión lineal “ t ” (línea punteada o continua si el valor es estadísticamente significativo (p -value < 0,05))

5. Teleconexión Monzón-Mediterráneo

5.1 Relación entre los vientos Etesios y el ISM a lo largo del siglo XX

Durante las últimas dos décadas, la modulación de los vientos Etesios por el monzón de verano de la India ha sido el objeto de numerosos estudios (Rodwell and Hoskins, 1996; Ziv et al., 2004; Poupkou et al., 2011; Tyrlis et al., 2012; Tyrlis and Lelieveld, 2013; Rizou et al., 2015; Dafka et al., 2016). De acuerdo con lo expuesto en estos trabajos (ver sección 1.2), el calor latente liberado por la actividad convectiva asociada al ISM provoca una respuesta en forma de ondas de Rossby que se propagan hacia el oeste desde el Índico hacia el Mediterráneo oriental. Cuando estas ondas de Rossby interactúan con los vientos medios del oeste en la troposfera media y alta sobre el Mediterráneo, inducen un fuerte gradiente de temperatura potencial, obligando al aire a descender y generando una zona de subsidencia. La divergencia en superficie asociada a este descenso es el origen del flujo del norte. Como se expuso en la sección 3.2, la intensidad del ISM a lo largo del siglo XX se conoce con precisión a través del índice instrumental AIRI (Parthasarathy et al., 1994). A pesar de ello, hasta la fecha, las investigaciones encaminadas a analizar la interacción entre el clima del Mediterráneo oriental con el ISM se han tenido que limitar a la segunda mitad del siglo XX debido a la escasez de observaciones instrumentales de viento sobre el Egeo con resolución suficiente como para cuantificar la intensidad de los Etesios durante todo el periodo cubierto por el AIRI.

Con la generación de un índice puramente instrumental como el NWI se hace posible, por primera vez, analizar la estabilidad de la relación Etesios-ISM a escala multidecadal utilizando dos series puramente observacionales. En la figura 21 se pueden ver las correlaciones móviles NWI-AIRI para el periodo común de ambas series y varias ventanas temporales entre 9 y 61 años.

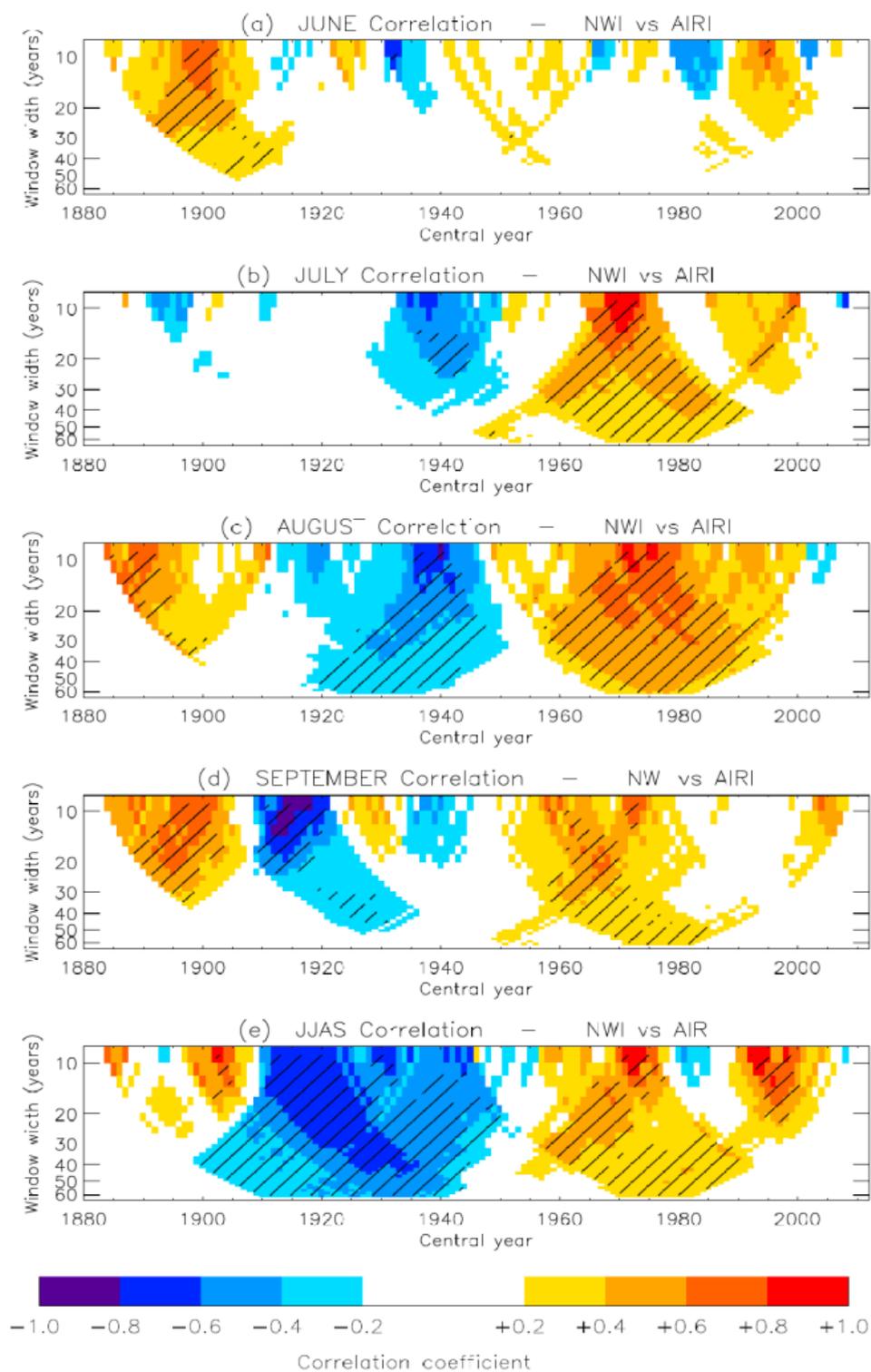


Figura. 21. Coeficientes de Pearson de correlación móvil para ventanas de ancho variable (*y-axis*) entre el NWI y el AIRI para a) Junio, b) Julio, c) Agosto, d) Septiembre y e) media Junio-Septiembre durante el período 1880-2014. Las zonas ralladas en negro representan valores estadísticamente significativos al 95%.

El patrón de correlación obtenido nos indica cómo la relación entre la intensidad del ISM, representada por el AIRI, y la intensidad de los Etesios por el NWI, ha sido claramente variable a lo largo del siglo XX. Por un lado, y en concordancia con estudios previos (Tyrlis et al., 2012; Rizou et al., 2015; Dafka et al., 2016), la correlación entre AIRI y NWI muestra en general valores positivos y estadísticamente significativos ($p < 0.05$) para anchos de ventana por encima de 30 años durante el periodo 1950-1990, especialmente en julio y agosto, alcanzando valores máximos en este último mes ($r > 0,7$; Fig. 21c). Durante este período, años de monzón fuerte (débil) están asociados a una mayor (menor) intensidad de los Etesios, en concordancia con trabajos anteriores y con el mecanismo clásico “monson-desierto”. Esta misma situación se observa durante el periodo 1885-1910, excepto en julio (Fig. 21b).

Sin embargo, el resultado más sorprendente que evidencia la figura 21 es que durante el período 1910-1950 el signo de la correlación ISM-NWI es claramente negativo, alcanzando incluso valores estadísticamente significativos para algunos subperíodos, especialmente durante agosto (fig. 21c) y particularmente para la media estacional (fig.21e), cuando la correlación alcanza valores inferiores a $r = -0,6$ ($p < 0.05$) en muchos casos. Este cambio en el signo de la correlación implica una inversión de la relación Etesios-ISM convencionalmente aceptada, algo que no ha sido reportado en ningún trabajo con anterioridad y que implica al menos dos consecuencias: por una parte la relación Etesios-ISM sería no estacionaria y por otra, que debe de existir al menos otro mecanismo diferente al “monzón-desierto” tradicionalmente aceptado para la interacción entre el clima Índico y el del Mediterráneo oriental.

Este resultado es tan relevante, que resulta conveniente contrastarlo con otras bases de datos que permitan incluir la velocidad del viento en la definición del índice usado para cuantificar la intensidad de los Etesios. Sobre el Egeo no hay observaciones suficientes de viento para crear un índice con estas características que cubra todo el siglo XX, pero actualmente se dispone de dos

reanálisis históricos cuya cobertura temporal sí lo permite. Es cierto que, como se ha explicado repetidamente a lo largo de esta tesis, la incertidumbre asociada a la observación de la velocidad del viento en esos reanálisis antes de la segunda mitad del siglo XX está ampliamente documentada (Compo et al., 2011; Poli et al., 2014) y por tanto, el uso de índices de circulación basados únicamente en reanálisis históricos no suele aconsejarse para estos periodos tempranos (Gallego et al. 2015; 2022). Sin embargo, por la relevancia del resultado obtenido para el NWI, consideramos necesario comprobar si la señal detectada puede observarse, al menos en parte, en índices similares al NWI que contengan la velocidad del viento explícitamente. Para ello, se han construido dos índices que denominaremos NWI_{ERA20C} y el NWI_{20CR} , haciendo uso de las componentes de la velocidad del viento (u,v) de estos reanálisis históricos. A partir de estas componentes, se ha calculado la dirección media mensual del viento en cada punto de grid que posteriormente se promedian en todo el área de estudio. Una vez obtenidos los índices, se han calculado las correlaciones móviles con el AIRI de la misma forma que en la figura 21.

La figura 22 muestra como, en concordancia con el NWI construido con ICOADS, durante el período 1960-1980 la correlación de sus análogos basados en reanálisis alcanza altos valores positivos y significativamente estadísticos (localmente superando $r = +0,8$; $p < 0,05$) para ambos índices, especialmente durante los meses de julio a septiembre. Para estos índices basados en reanálisis, la inversión de la correlación para el periodo 1910-1950 no es tan fuerte, pero sí que es evidente una disminución generalizada de los valores de la correlación con AIRI en este periodo (muy evidente en agosto para el caso ERA20C por ejemplo), llegando a alcanzar valores claramente negativos en algunos casos (por ejemplo en la media estacional para ERA20C, aunque no es el único caso). Al igual que observamos con el índice NWI basado en ICOADS, resulta interesante observar que a finales del siglo XX y principios del XXI, los valores de la correlación tienden a disminuir, incluso alcanzando valores negativos en algunos casos (por ejemplo en agosto, para ambos reanálisis).

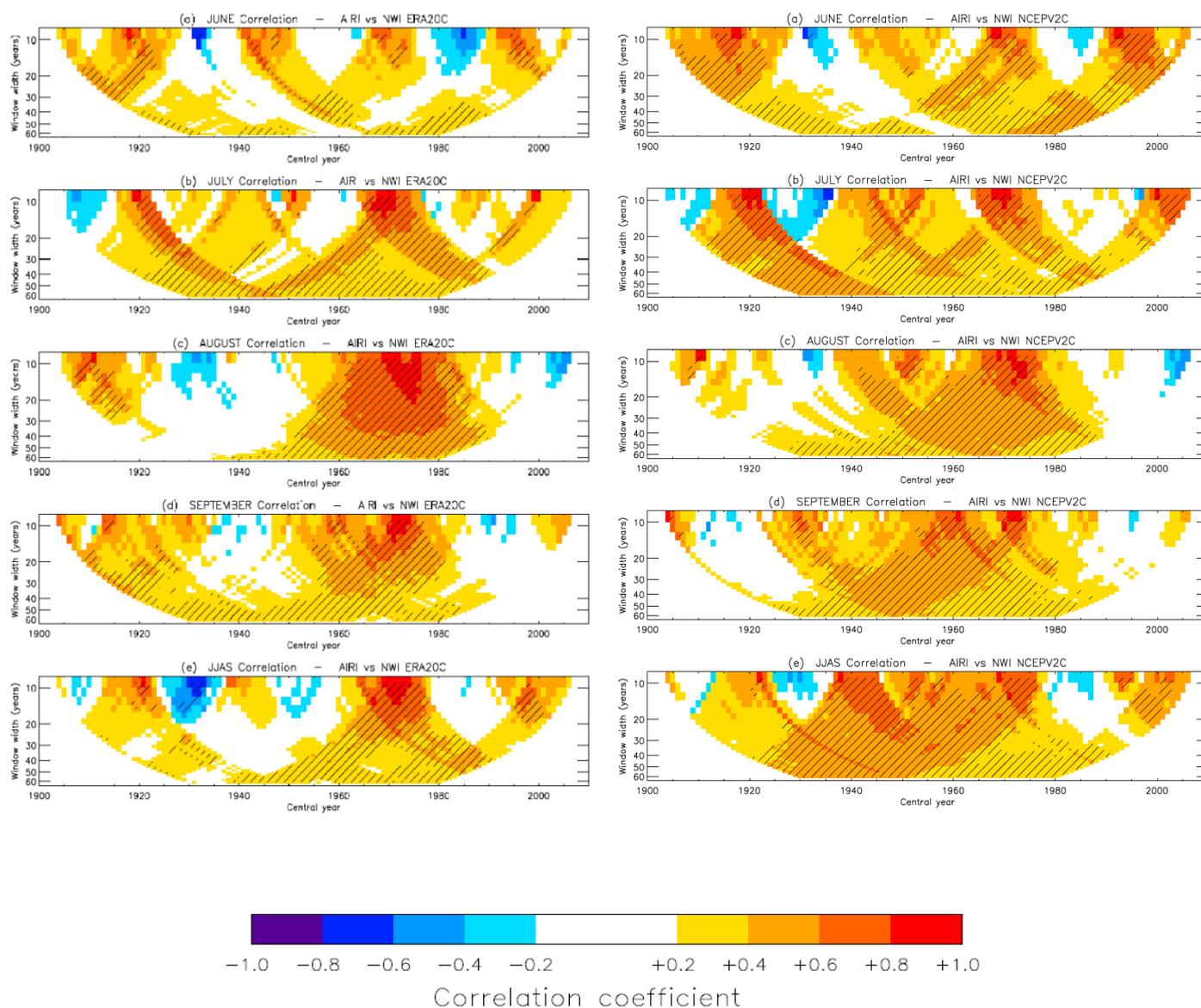


Figura 22. Coeficientes de Pearson de correlación móvil para ventanas de ancho variable (*y-axis*) entre el NWI_{ERA20C} y el AIRI para a) Junio, b) Julio, c) Agosto, d) Septiembre y e) media Junio-Septiembre durante el período 1880-2014. Lo mismo para el NWI_{20CR} en las figuras f-j) Las zonas rayadas en negro representan valores estadísticamente significativos al 95%.

En definitiva, del análisis de la correlación NWI-AIRI, resulta evidente que durante los últimos 140 años, la conexión ISM-Etesios no ha sido estacionaria, presentando correlaciones con un patrón claramente alternante en signo. Esta característica no parece producto de las particularidades del índice direccional NWI, sino que también se observan en índices análogos basados en reanálisis históricos. Es conveniente recordar aquí, que los datos ICOADS y los reanálisis históricos no son

completamente independientes, pues ICOADS es una de las principales fuentes de datos que incorporan los reanálisis históricos. Sin embargo, el hecho de que tanto las observaciones directas de dirección del viento representadas por NWI, como el índice resultante de trabajar con las componentes del viento (u,v) de los reanálisis resulten en un patrón de correlaciones alternantes consistente, refuerzan la confianza en el hecho de que estamos ante una osculación real de la conexión Etesios-ISM. La próxima sección se dedica a presentar el posible origen dinámico de este interesante resultado.

5.2 Análisis dinámico de la interacción ISM-Etesios

Como ya hemos visto en la introducción de esta tesis, los vientos Etesios fluyen a través del Mar Egeo debido al intenso gradiente de presión formado por la baja térmica del monzón al este y el dominio de las altas presiones en verano sobre centroeuroa, al oeste. Por lo tanto, la variabilidad de estos centros de presión determinan en gran medida cuan de frecuentes e intensos serán los Etesios. Sin embargo, mientras que las altas presiones de centroeuroa están dominadas por la dinámica de latitudes medias, asociada a una variabilidad temporal de escala sinóptica, la baja térmica sobre la India viene marcada por un régimen de tipo monzónico marcadamente estacional, ejerciendo su influencia de forma más persistente a lo largo de todo el verano. La variación de uno sólo de estos grandes centros de acción influye sobre el gradiente de presión en el Egeo, y en consecuencia, puede influir en la intensidad de los Etesios y potencialmente, modificar la relación ISM-Etesios.

Para analizar las posibles causas que dan lugar al cambio en el signo de la correlación NWI-AIRI que se ha encontrado en la sección anterior, se han seleccionado tres sub-períodos de 21 años, cada uno característico de un intervalo de tiempo en el que la correlación entre NWI y AIRI es positiva (1960-1980), prácticamente nula (1990-2010) y negativa (1920-1940). Puesto que los períodos con

comportamiento opuesto en la correlación son especialmente evidentes en agosto (ver Fig.21c), y siendo este uno de los meses centrales en la interacción ISM-Etesios, este análisis se presenta solo en este mes. Sin embargo, es importante mencionar que se obtienen resultados prácticamente idénticos para el caso estacional (JJAS) (Ver Anexo. Figs. A.1 y A.2) . Todos los resultados que se exponen a continuación están realizados a partir del uso de la variables medias mensuales del reanálisis ERA20C (Poli et al., 2016), aunque se obtuvieron resultados análogos utilizando datos del reanálisis 20CR (Compo et al., 2011) que no se muestran aquí por brevedad.

La figura 23 muestra los patrones de correlación entre el NWI y la presión a nivel del mar para los tres períodos seleccionados. Para el intervalo caracterizado por un patrón de correlación positiva NWI-AIRI (1960-1980, fig 21b), se observa una extensa área, desde el océano Índico hasta el Mediterráneo oriental, en la que la correlación entre el NWI y la SLP alcanza valores negativos y estadísticamente significativos (Fig.23b). En este periodo, no se encuentran valores de correlación significativos con el centro de altas presiones sobre Centroeuropa y los Balcanes. Esto nos indica que durante este período, la variabilidad de los vientos Etesios estuvo necesariamente modulada por los cambios en el centro de bajas presiones asociado al ISM, es decir, una mayor actividad del ISM favoreció una mayor frecuencia de vientos del norte en el Mediterráneo oriental, en buen acuerdo con el modelo “clásico” de esta teleconexión. Sin embargo, este no ha sido siempre el caso. Tal y como se observa en la fig 23c, durante el período 1990-2010 la extensa zona de correlación negativa anteriormente descrita no aparece, y en su lugar encontramos altos valores de correlación positiva (hasta $r = +0,7$, $p < 0,05$) sobre gran parte de Europa central y oriental así como en el Mediterráneo central. Por lo tanto, durante este período los vientos del norte en el Mediterráneo oriental estuvieron modulados por el centro de altas presiones sobre Europa y apenas por el de bajas presiones asociado al ISM. Este último resultado es coherente con la desconexión en la correlación encontrada entre el NWI y el AIRI durante este período (Fig. 21). Finalmente, el análisis correspondiente para el período 1920-1940 (Fig. 23a), cuando la correlación NWI-AIRI es negativa,

no muestra valores de correlación significativos con ninguno de los centros de presión. Este último resultado sugiere que en este periodo, ninguno de los dos grandes centros de presión ejerció un papel determinante en la intensidad de los Etesios, pero desgraciadamente la gran incertidumbre de los datos de reanálisis durante la primera parte del siglo XX mencionada repetidamente en esta tesis, no permite alcanzar conclusiones definitivas en este periodo, al menos basadas en este análisis de correlación.

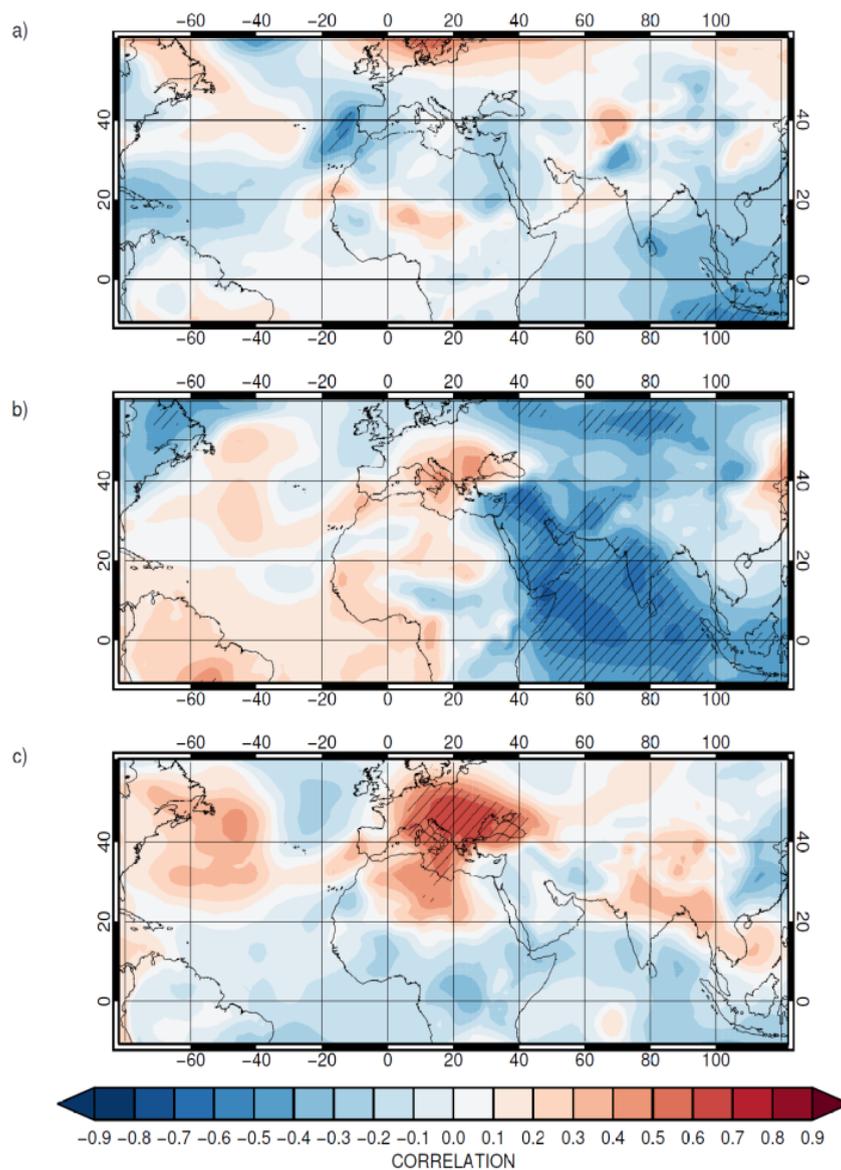


Figura 23. Correlación entre el NWI y la SLP del ERA20C en agosto para los periodos: a) 1920-1940, b) 1960-1980 y c) 1990-2010. Las áreas rayadas en negro denotan las zonas estadísticamente significativas al 95 % ($p < 0,05$).

Para intentar arrojar algo de luz sobre el origen de las diferencias en la conexión Etesios-ISM, se han analizado diversos patrones atmosféricos para cada uno de los tres subperiodos seleccionados anteriormente (1920-1940, 1960-1980 y 1990-2010) y durante episodios de monzones particularmente fuertes o débiles. Para cada uno de los tres periodos, se han definido como años de monzón fuerte (débil) aquellos en los que el índice AIRI normalizado posee valores superiores a $+0,65$ ($-0,65$) desviaciones estándar sobre la longitud total de la serie. Este umbral es algo menor que el que se toma típicamente para definir monzones anómalos, que suele situarse en 0.8 desviaciones estándar del índice que se utilice para cuantificar la intensidad del monzón (Rizou et

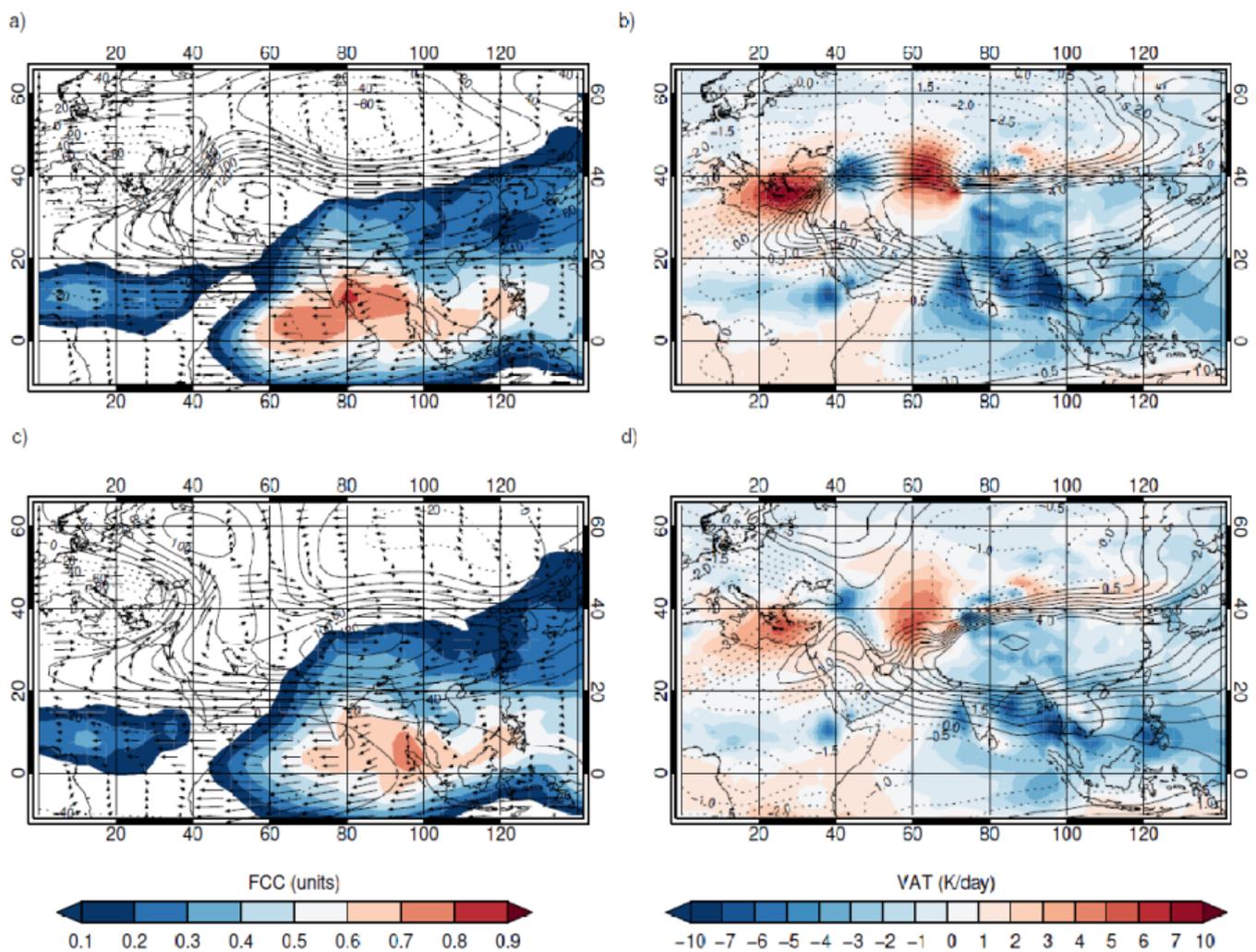


Figura 24. Composite de la anomalía media zonal para años de ISM fuerte (arriba) y años de ISM débil (abajo), para el periodo 1960-1980 (caso de agosto), para (a,c) el viento horizontal (flechas), FCC (contornos rellenos) y altura de geopotencial (contornos negros), todo en 200 hPa, y (b,d) la temperatura potencial (contornos negros) y la VAT (contornos rellenos) en 450 hPa.

La figura 24 muestra la dinámica asociada al mecanismo de propagación de ondas de Rossby entre el ISM y el Mediterráneo para el período 1960-1980 en el que la correlación NWI-AIRI muestra valores positivos. En los paneles 24a y 24c se muestran los composites de las anomalías medias zonales en años de ISM fuerte y débil para el viento horizontal, el geopotencial y la fracción de cobertura de nubes (FCC), todo ello en el nivel de presión de 200 hPa, mientras que en la figura 24b y 24d se muestran los mismos composites pero para la temperatura potencial y la advección vertical de temperatura (VAT), ambas variables en el nivel de presión de 450 hPa. Durante los años de monzón fuerte, se observan altos valores de FCC sobre el océano Índico y la mitad sur de la India (fig. 24a) asociados a la fuerte actividad convectiva (Chaudhari et al., 2016). Esto también se refleja claramente en la troposfera media (fig. 24b), en donde los valores fuertemente negativos de la VAT se extienden desde el mar Árabe y la Bahía de Bengala hasta la meseta del Tibet, reflejando los fuertes ascensos de aire en dichas áreas. La respuesta en forma de onda de Rossby a la convección asociada al monzón, se manifiesta claramente en la figura 24b, en donde los valores elevados en la anomalía positiva de temperatura potencial determinan una extensa estructura cálida, que alcanza el Mediterráneo oriental en su flanco más occidental. Como consecuencia, existe un fuerte gradiente de temperatura potencial en esta zona. Su interacción con los vientos del oeste existentes en esta región en la alta y media troposfera (como consecuencia de la migración hacia el norte del chorro subtropical en verano) provoca fuertes corrientes de aire descendentes, generando la región de subsidencia en el Mediterráneo oriental durante el verano (valores positivos de VAT en la figura 24b). Estos descensos de aire deben ir acompañados necesariamente de un incremento de los vientos del norte en superficie a través de la conocida ecuación de Sverdrup: $\beta v \approx f \partial \omega / \partial p$.

Los composites correspondientes al caso de los monzones clasificados como débiles, revelan una clara reducción tanto en intensidad, como en extensión de la actividad convectiva asociada al monzón, particularmente sobre áreas oceánicas (Fig. 24c), así como de menores anomalías de VAT acompañadas de una débil respuesta de ondas de Rossby (Fig. 24d), provocando un menor gradiente

de temperatura potencial sobre el Mediterráneo oriental y por tanto vientos del norte en superficie más debilitados. Por tanto, en el periodo 1960-1980 se evidencian todas las estructuras que clásicamente se han atribuido a la teleconexión entre los Etesios y el ISM, indicando además que en este periodo al menos, las variables del ERA20C capturan de forma adecuada este proceso.

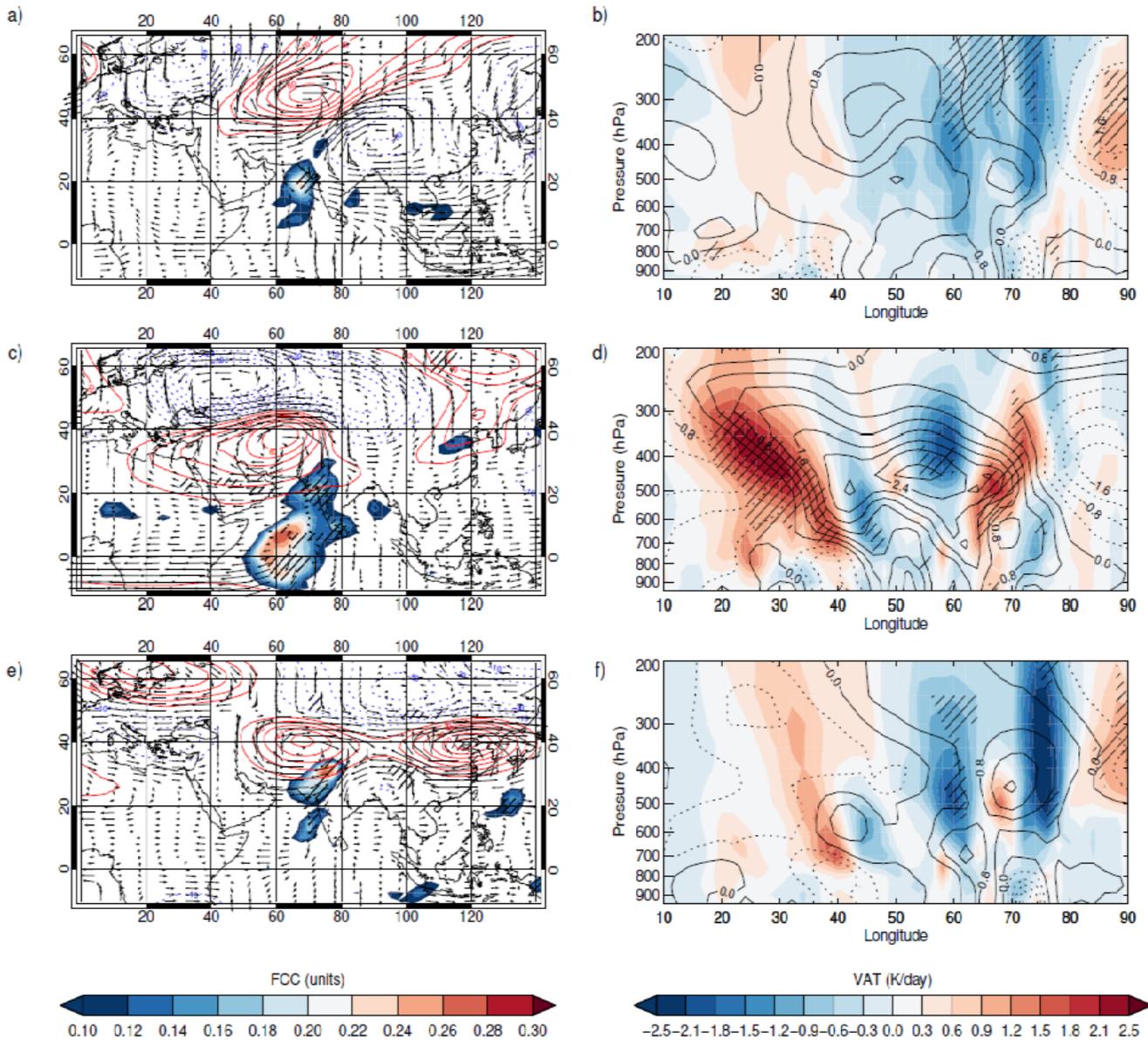


Figura 25. Composites de la diferencia entre años de monzón fuerte y monzón débil para cada subperíodo (1920-1940 (a,b); 1960-1980 (c,d); 1990-2010 (e,f)) para el mes de agosto. Los paneles de la izquierda muestran las diferencias de la anomalía media zonal en 200 hPa para el viento horizontal (flechas), FCC (contornos coloreados rellenos) y el geopotencial (contornos coloreados sin relleno), mientras que los paneles de la derecha muestran la sección presión-longitud de las diferencias de la anomalía media zonal de la temperatura potencial (K) (contornos negros) y de la VAT (contornos coloreados rellenos). Las zonas tachadas en línea negra denotan las zonas estadísticamente significativas al ($p < 0,05$).

Para analizar las diferencias en la configuración en los tres subperiodos que se pretende analizar, se ha optado por representar la diferencia entre años de monzón fuerte y años de monzón débil del geopotencial, viento horizontal y la FCC, todo ello en el nivel de 200 hPa (paneles izquierdos de la fig.25), así como de la sección longitud-presión de la temperatura potencial y la VAT promediadas sobre la banda latitudinal 32°N-36°N (coincidente con la zona del Mediterráneo oriental) (paneles derechos de la fig.24). Estas representaciones permiten comparar directamente el alcance de la convección y la distribución vertical de la advección de temperatura, factores ambos determinantes a la hora de determinar la efectividad del transporte de ondas de Rossby.

Es conveniente analizar primero el caso 1960-1980. Ya que es el que representa la situación clásica y el que se ha analizado con anterioridad. En la Figura 25c se observan diferencias significativas de FCC sobre la costa oeste de la India y la zona occidental ecuatorial del océano Índico, evidenciando por lo tanto un aumento de la actividad convectiva durante años de monzón fuerte en dichas zonas. Por otro lado, la distribución vertical de la VAT (figura 25d) muestra como el fuerte gradiente de temperatura potencial que aparece sobre el Mediterráneo oriental es concurrente con descensos significativos de aire (diferencias positivas de VAT), que convergen en los niveles bajos troposféricos favoreciendo un reforzamiento de los vientos del norte.

Para el período 1990-2010 (figuras 25e y 25f), las diferencias en la FCC en relación con la intensidad del monzón son mucho más débiles que para el período 1960-1980, presentando una localización más restringida sobre el noroeste de la India y la meseta Tibetana (Fig.25e). Esto nos indica que durante este período, los cambios en la actividad convectiva asociados al ISM fueron mucho menores y con una extensión hacia regiones occidentales del océano Índico notablemente limitada geográficamente. Éste hecho además influye de manera crucial en la modulación por parte del ISM del gradiente de temperatura potencial sobre el Mediterráneo oriental, que en este período se muestra notablemente debilitado en relación al periodo 1960-1980 (Fig. 25f). Las consecuencias

de esta configuración son una diferencia mucho menor en el gradiente de temperatura potencial y por lo tanto un cambio también menor en la subsidencia generada sobre el Mediterráneo oriental. En consecuencia, el incremento de los vientos del norte en superficie en años de monzón fuerte será necesariamente menor. Ésta configuración explica la importante pérdida de correlación entre el NWI y el AIRI que se encontró en el período 1990-2010 (Fig. 21c).

Finalmente, el análisis de las anomalías para el período 1920-1940 (Fig. 25a y b) nos muestra una configuración muy similar a la encontrada para el periodo 1990-2010, con un aumento de la convección restringido al noroeste de la India y un cambio muy limitado en la respuesta de Rossby asociada, generando a su vez leves variaciones en el gradiente de temperatura potencial sobre el Mediterráneo oriental. Es necesario precisar que esta configuración explicaría la ausencia de correlación Etesios-ISM, pero no los valores negativos de correlación entre el NWI y el AIRI que se han encontrado en este subperíodo (la fig 21c). En este sentido, es importante mencionar que el análisis para este período utilizando las variables de ERA20C (o 20C) debe ser interpretado de forma muy cautelosa debido a la gran incertidumbre de los reanálisis históricos en la primera mitad del siglo XX (Poli et al., 2016), en particular en los campos en la media y alta troposfera, campos esenciales para la interpretación de la conexión ISM-Etesios.

A modo de resumen, hemos encontrado que la localización y la extensión de las anomalías asociadas a la convección profunda en el Índico durante el monzón de verano de la India son determinantes para la teleconexión ISM-Etesios. Utilizando reanálisis históricos es posible justificar las conexiones y desconexiones del sistema de los Etesios y el ISM (i.e. periodos de correlación positiva y periodos con correlaciones bajas o nulas). Desgraciadamente, no hemos podido explicar los periodos en los que la correlación es negativa utilizando campos en altura en reanálisis históricos. En el siguiente capítulo exploraremos la posibilidad de que estas configuraciones aparezcan en modelos de circulación general.

Capítulo 6

La teleconexión Monzón-Mediterráneo en los modelos climáticos del CMIP5

Iniciaremos este capítulo con una breve introducción a los modelos climáticos del CMIP5, describiendo sus características y resaltando su potencial para el estudio del clima pasado, presente y futuro. Posteriormente, se presentarán los primeros resultados en el estudio de la interacción monzón-Mediterráneo mediante el uso de los diferentes modelos del CMIP5, comparando dichos resultados con los mostrados en capítulos anteriores.

6.1. Los modelos del CMIP5. Una breve introducción

6.1.1 ¿Qué es el proyecto CMIP5?

La quinta fase del proyecto “Coupled Model Intercomparison Project” (CMIP5) (Taylor et al., 2012) surgió fruto de la cooperación de 20 grupos científicos en todo el mundo especialistas en modelización climática y constituye una evolución de los anteriores CMIP3 Y CMIP4 (Meehl et al., 2000, 2005). El objetivo principal de esta colaboración era elaborar un conjunto optimizado de simulaciones que pudieran emplearse en el análisis de la capacidad de los modelos climáticos para reproducir el clima observado y por tanto, contribuir a la mejora de las predicciones futuras. Este conjunto de simulaciones, asociadas a más de 50 modelos climáticos, suponen una más que notable oportunidad para abordar importantes cuestiones tales como el diferente rango de respuestas en modelos con forzamientos similares o explorar las capacidades de los sistemas de predicción climática a escala decadal. Así mismo, el proyecto CMIP5 fue de gran utilidad en la elaboración del quinto informe del “Intergovernmental Panel on Climate Change” (IPCC), debido en gran parte a la mejoras incorporadas en los modelos y al gran número de simulaciones climáticas aplicadas al futuro, simulaciones que proporcionan información indispensable a la hora de determinar las acciones políticas necesarias para mitigar el cambio climático. Además, es interesante resaltar que el CMIP5 ha servido de base para el desarrollo de otros importantes proyectos como el Coordinated Regional Downscaling Experiment (CORDEX), encargado de emplear las simulaciones del CMIP5 para la creación de una base de datos climáticos de alta resolución (Jones et al., 2011).

6.1.2. Principales características de CMIP5

En CMIP5 podemos encontrar dos tipos de experimentos: 1) experimentos con integraciones a largo plazo (escala secular) y 2) experimentos con integraciones a corto plazo (10-30 años), también denominados “experimentos de predicción decadal”. Ambos tipos se basan en el uso de modelos climáticos acoplados atmósfera-océano (AOGCMs de sus siglas en inglés).

Dentro de cada tipo de experimentos, las simulaciones se suelen dividir en centrales (o principales) y de contorno. Las simulaciones centrales (ver los círculos rosas de las figuras 16a y 16b) son aquellas habitualmente dedicadas a la evaluación de los modelos. Las simulaciones de contorno (las representadas con círculos de color amarillo y verde en las figuras 16a y 16b), suelen utilizarse para explorar los procesos encontrados en las simulaciones centrales. Puesto que en esta tesis, el estudio de la interacción entre los Etesios y el ISM abarca más de 100 años, vamos a concentrarnos en detallar las simulaciones que encontramos en los experimentos a largo plazo (Fig. 16a) en las que encontramos como simulaciones centrales:

- Una simulación AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project), en la que solo se tienen en cuenta la componente atmosférica, y no aquellos mecanismos de interacción entre la atmósfera y el océano.
- Una simulación de control.
- Una simulación histórica forzada por cambios en la composición atmosférica (tanto naturales como antropogénicos) en la que también se incluye la evolución temporal de la cobertura del suelo. Abarca el período 1850-2005.

- Dos proyecciones climáticas forzadas por dos escenarios de emisiones antropogénicas distintos (RCP8.5 y RCP4.5).

En este capítulo, nuestro propósito es evaluar la interacción a largo plazo entre los Etesios y el ISM, y en particular comparar los resultados con los obtenidos usando datos instrumentales (ICOADS) y de reanálisis (ERA20C). Por lo tanto, nos concentraremos en la simulación histórica contenida en los modelos del CMIP5.

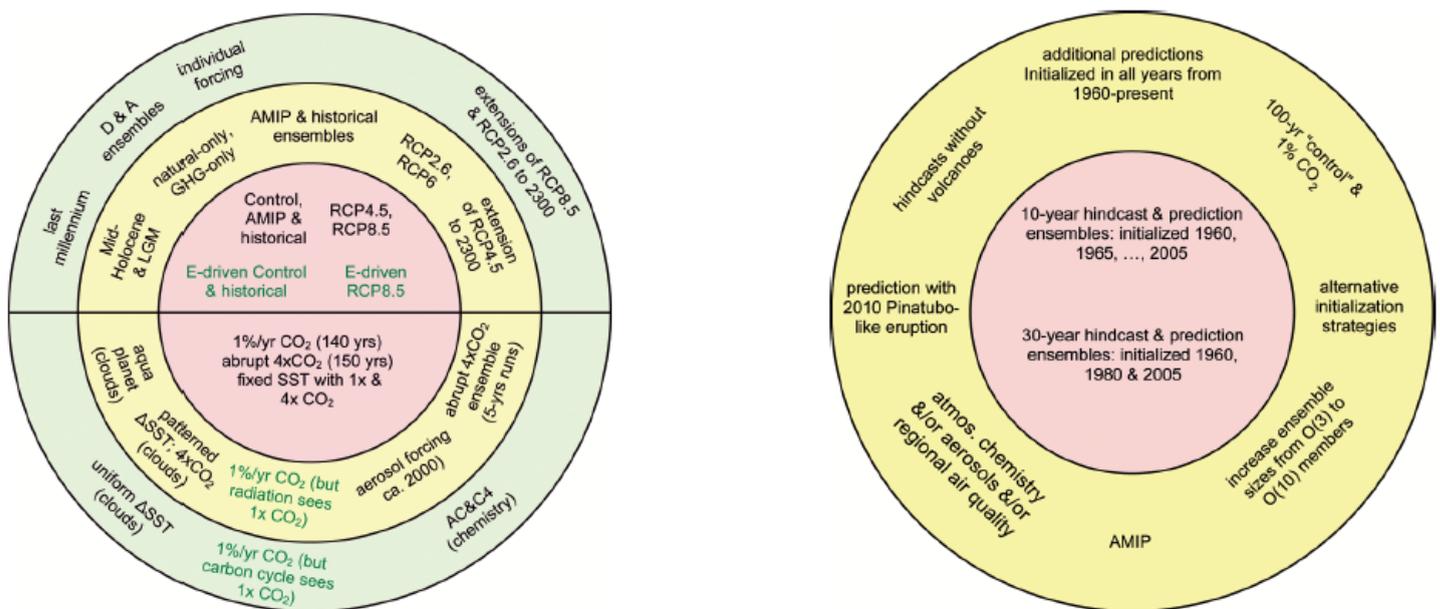


Figura 26. Resumen esquemático del tipo de simulaciones que podemos encontrar para experimentos de a) largo plazo y b) corto plazo. Para ambos casos, dentro del círculo rosa encontramos las simulaciones principales, mientras que en los círculos amarillos y verdes encontramos las simulaciones más específicas y adaptadas a las necesidades de cada usuario. Figura obtenida de Taylor et al. (2012)

6.1.3. Consideraciones previas

Antes de interpretar los resultados obtenidos con datos CMIP5, es imprescindible hacer hincapié en las siguientes consideraciones (Taylor et al., 2012):

En primer lugar, las simulaciones históricas se inician con unas condiciones iniciales arbitrarias, y por tanto aquellas variaciones intrínsecas del sistema climático no tienen por qué sucederse en el mismo instante temporal que las observadas. Es decir, aquellos fenómenos climáticos asociados a la variabilidad interna climática, tales como ENSO o la NAO, y en general cualquier otro, no coinciden temporalmente con los observados, y si lo hacen en algún caso, es por mera casualidad.

Por otro lado, debemos tener en cuenta otros factores como la baja resolución de la mayor parte de los modelos CMIP5, lo cual puede repercutir en la representatividad de ciertos resultados a la hora de compararlo con datos observados. Especialmente críticos en nuestro caso son los factores asociados con la representación de la orografía y de efectos locales. En el caso de los vientos Etesios, esto será un factor importante a tener en cuenta, debido a la relevancia de la orografía en la canalización del flujo a lo largo del Mar Egeo.

6.2. Los vientos Etesios en CMIP5

Durante los últimos años, algunos trabajos han empleado los datos de las simulaciones CMIP5 para evaluar su capacidad a la hora de representar a los Etesios, así como los mecanismos involucrados en su interacción con el ISM. Entre ellos, destacamos el estudio de Cherchi et al. (2014), en el cuál se evaluó la interacción entre el EM y el ISM a través del estudio del mecanismo “*monsoon-desert*”, pero en este caso, los datos CMIP5 sólo se utilizaron como condiciones de contorno para un modelo desarrollado *ad-hoc* para la representación de la conexión. En el trabajo más reciente de Dafka et al. (2019) se emplearon las proyecciones CMIP5 como base para cuantificar la evolución de este sistema de vientos bajo diferentes escenarios de emisiones. En el caso del ISM, han sido numerosos los estudios encaminados a analizar la representatividad en CMIP5 de la precipitación o la convección asociadas a este monzón (e.g. Sabeerali et al., 2014; Ashfaq et al., 2016 o Wang et al., 2017). Sin embargo, en ninguno de estos trabajos se abordó si los modelos CMIP5 tienen correctamente representada la interacción ISM-Mediterráneo desde un punto de vista interno. En otras palabras, no se conoce aún si los modelos de esta generación son capaces de conectar de una manera realista los cambios en el monzón con la variabilidad de los Etesios. En particular, es esencial determinar si los modelos reproducen de forma realista la falta de estacionariedad observada en esta relación y descrita en el capítulo 5.

Con esta motivación, en las siguientes secciones intentaremos dar respuestas a las siguientes cuestiones: ¿Están los Etesios adecuadamente representados en los modelos CMIP5? ¿Cómo representan el impacto de la actividad convectiva del ISM sobre el

EM? ¿Capturan los modelos del CMIP5, las oscilaciones multidecadales que se han encontrado en la interacción EM-ISM?

6.2.1. Definición de un índice NWI en CMIP5

Siguiendo la definición del NWI basado en ICOADS, definiremos el índice NWI_{CMIP5} como el porcentaje de días al mes con viento predominante del norte sobre la región [32°N-40°N, 20°E-30°E] a lo largo del período histórico disponible para cada modelo (ver Tabla 1). Al igual que se hizo con los índices NWI_{ERA20C} y NWI_{20CR} , se ha obtenido la dirección del viento utilizando las componentes horizontales de la velocidad (u , v). Para evitar posibles interferencias de origen orográfico, sólo se han considerado los 19 modelos CMIP5 con la suficiente resolución como para disponer de puntos de grid sobre el mar dentro de la región de definición del NWI (Tabla 2). Finalmente, debido a la necesidad de aislar el flujo sinóptico de viento del norte en el Mediterráneo oriental de los posibles efectos de mesoescala asociados a las brisas, se ha utilizado un umbral de velocidad de 4 m·s⁻¹ que debe superarse en cada punto de grid. Para facilitar la interpretación de los resultados con modelos, a lo largo de todo este capítulo, se presentarán además los análisis que se obtienen con índices NWI calculados con los reanálisis ERA-Interim y ERA5.

No. ¹	Modelo	Institución/ID	Período ²	Resolución ³
1	CMCC-CM	Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici	1950-2005	0,75x0,75
2	MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute, MRI	1950-2005	1,125x1,125
3	BCC-CSM1-1-M	Beijing Climate Center	1950-2005	1,125x1,125
4	MRI-ESM1	Meteorological Research Institute, MRI	1950-2005	1,125x1,125
5	CNRM-CM5	CNRM-CERFACS ⁴	1950-2005	1,40x1,40
6	MIROC5	MIROC ⁵	1850-2005	1,40x1,40
7	IPSL-CM5A-MR	Institute Pierre Simon Laplace, IPSL	1850-2005	2,5x1,26
8	MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology, MPI	1950-2005	1,87x1,87
9	CMCC-CMS	Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici	1850-2005	1,87x1,87
10	MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology, MPI	1950-2005	1,87x1,87
11	MPI-ESM-P	Max Planck Institute for Meteorology, MPI	1950-2005	1,87x1,87
12	FGOALS-g2	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences	1950-2005	2,81x2,81
13	FGOALS-s2	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences	1950-2005	2,81x2,81
14	NorESM1-M	Norwegian Climate Center	1950-2005	2,5x1,89
15	IPSL-CM5B-LR	Institute Pierre Simon Laplace, IPSL	1850-2005	3,75x1,89
16	IPSL-CM5A-LR	Institute Pierre Simon Laplace, IPSL	1850-2005	3,75x1,89
17	MIROC-ESM	MIROC ⁵	1950-2005	2,81x2,79
18	MIROC-ESM-CHEM	MIROC ⁵	1950-2005	2,81x2,79
19	BNU-ESM	Beijing Normal University Model	1950-2005	2,81x2,79

¹ Ordenado por resolución horizontal en orden decreciente

² Período histórico para el cual existen datos a escala diaria

³ Longitud x Latitud (°)

⁴ Centre National de Recherches Meteorologiques - Centre Europeen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique

⁵ Atmosphere and Ocean Research Institute (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Tabla 1. Modelos CMIP5 seleccionados para el cálculo de NWI_{CMIP5} en el período histórico disponible en cada uno de ellos. Los modelos aparecen ordenados por orden decreciente de resolución.

6.2.2. Variabilidad de los vientos Etesios en CMIP5

La figura 27 muestra la evolución media mensual (enero-diciembre) de los índices NWI_{CMIP5} calculados para cada uno de los modelos seleccionados, así como los índices calculados con los reanálisis ERA-Interim y ERA5, en el período común 1979-2005. De los 19 modelos CMIP5, prácticamente todos muestran claramente la señal estacional

esperada para los vientos del norte sobre el Mediterráneo oriental durante el verano. Sin embargo, algunos de ellos destacan sobre el resto debido a los bajos valores del índice, en concreto los modelos IPSL-LR-CM5B y FGOALS-g2. El máximo valor mensual de la frecuencia de vientos del norte en estos modelos se encuentra entre el 20% y el 30%, muy por debajo del valor observado. Por otro lado, los modelos MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM y NorESM1-M destacan por el hecho contrario, muestran valores bastante realistas del índice, que alcanza un 80% en agosto en el caso del NorESM1-M.

Como ya se ha comentado en este trabajo, y de acuerdo con trabajos previos (Poupkou et al., 2011; Tyrlis et al., 2012; Tyrlis and Lelieveld, 2013; Dafka et al., 2016; Gómez-Delgado et al., 2019), los Etesios alcanzan su máxima persistencia e intensidad durante los meses centrales del verano (julio-agosto), siendo agosto el mes donde la frecuencia suele ser máxima. La figura 27 muestra que la mayor parte de los modelos reproducen esta característica. La excepción son los modelos, fgoals-g2 y fgoals-s2, que muestran la máxima frecuencia de vientos Etesios en el mes de septiembre. Además, en el caso del modelo fgoals-g2, el mínimo en la frecuencia de vientos Etesios aparece en los meses de junio y julio, evidenciando su incapacidad para reproducir el ciclo estacional de los Etesios.

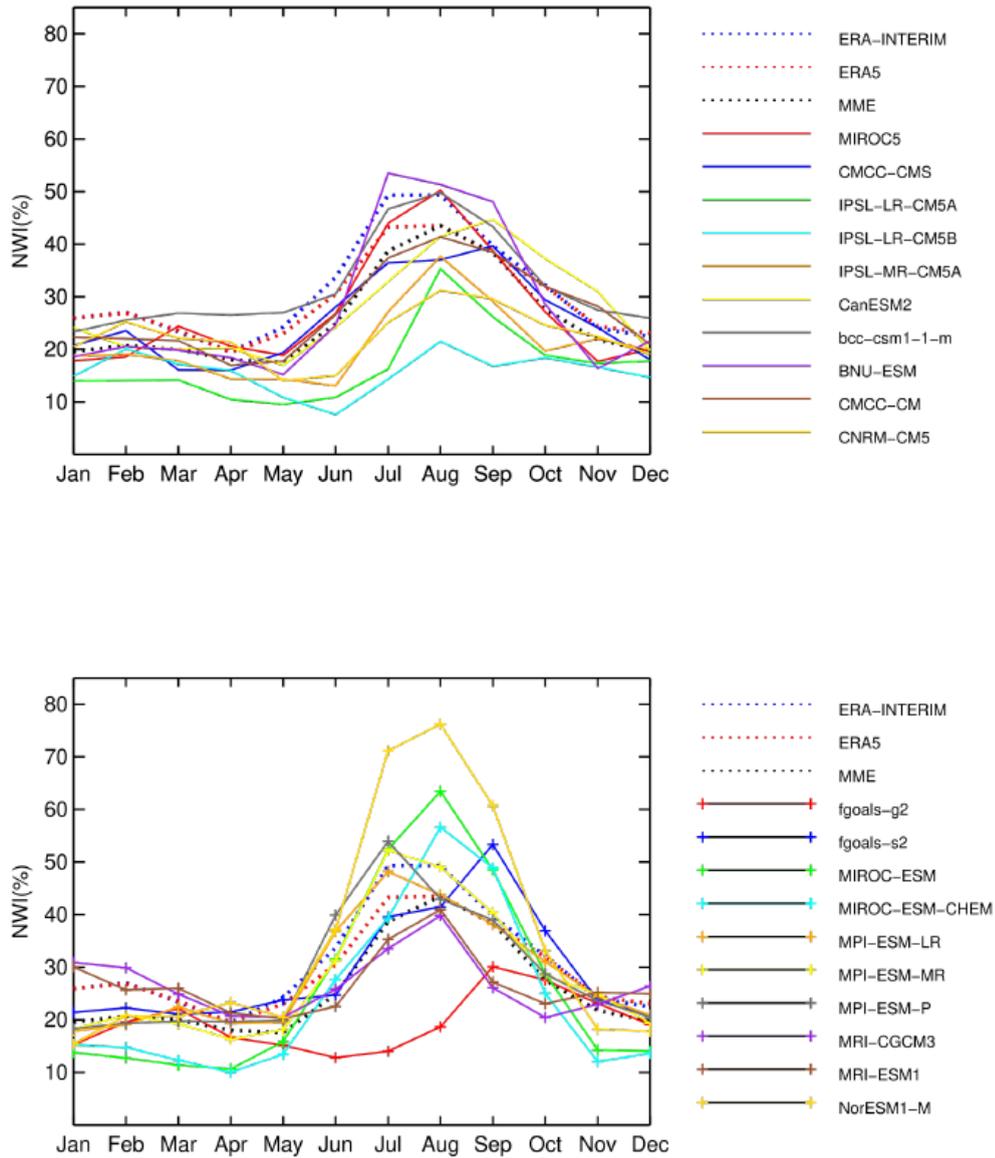


Figura 27. Evolución mensual del índice NWI_{CIP5} para los 19 modelos del CMIP5 seleccionados, así como para los reanálisis ERA-Interim y ERA 5, para el período 1979-2005. Adicionalmente se representa el valor promedio (MME) de los 19 modelos del CMIP5 (línea negra rayada).

Como ya se ha comentado, el papel de la orografía hace que la resolución espacial de los modelos pueda ser un factor relevante a la hora de reproducir los Etesios. Por lo tanto, resulta de especial interés analizar cómo representa cada modelo la distribución espacial de los vientos durante el verano. La figura 28 muestra la media del viento

meridional (v) en los meses de julio y agosto, durante el período común 1979-2005, para cada uno de los modelos CMIP5 y para el reanálisis de ERA5 (no se incluye ERA-Interim por su menor resolución horizontal). Como era de esperar, debido a su alta resolución horizontal, la representación de los etesios en ERA5 es muy precisa, y se observan muy bien los efectos de la orografía en la localización de los máximos de intensidad de estos vientos, tanto al sur del Mar Egeo como en la salida de los canales a ambos lados de la isla de Creta, con velocidades medias de entre 5 y 7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

En cuanto a los patrones de viento meridional obtenidos con los modelos CMIP5 los resultados sugieren que la resolución del modelo es un factor muy relevante a la hora de representar los Etesios, muy probablemente debido a su mejor representación de la topografía. En la figura 28 podemos observar como los modelos bcc-csm1-1-m, CMCC-CM, MIROC5, MRI-CGCM3 y MRI-ESM, con una resolución espacial alta (ver Tabla 1) simulan una distribución espacial e intensidad del viento meridional muy similares a las obtenidas con ERA5. Por el contrario, fgoals-g2, CNRM-CM5, IPSL-CM5A-LR e IPSL-CM5B-LR muestran valores significativamente menores sobre el Mediterráneo oriental, consistentes con la baja resolución espacial de estos modelos que resulta en un patrón de viento suavizado con respecto a las observaciones (excepto en el caso del CNRM-CM5). Es destacable el caso del modelo NorESM1-M, el cual muestra altos valores de la velocidad meridional (5-7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en gran parte del dominio. Aunque esto es consistente con la estacionalidad esperada en el NWI, la distribución espacial de la velocidad no es precisa en este modelo.

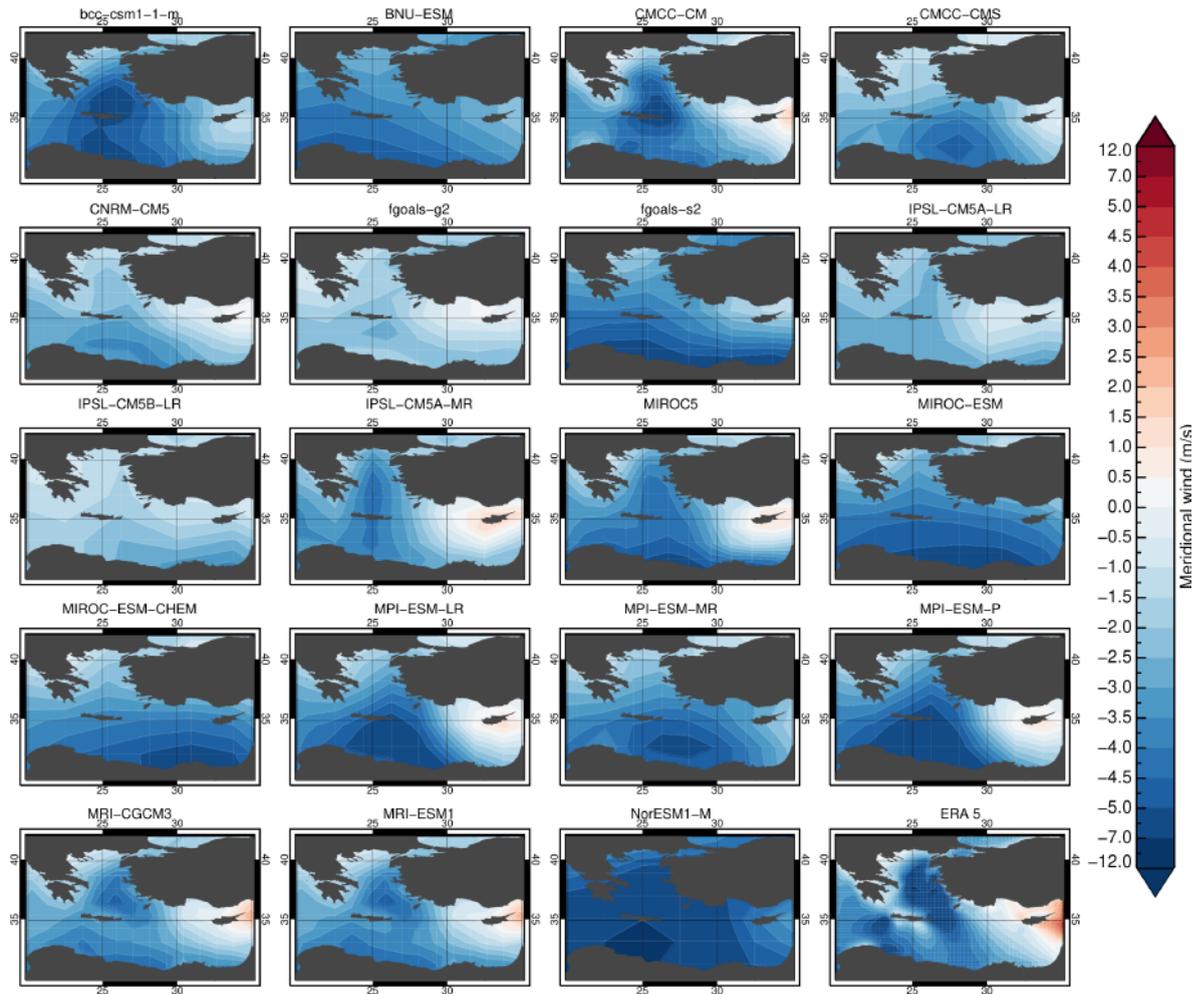


Figura 28. Viento meridional (v) medio durante los meses de julio y agosto, en el periodo 1979-2005, común para los 19 modelos CMIP5 y el reanálisis ERA5.

6.3. Relación ISM-Etesios en CMIP5

Una vez que se han determinado los modelos CMIP5 que reproducen mejor las características de los vientos Etesios, se procederá a determinar si son capaces de reproducir la relación observada con el monzón de la India. La figura 29 muestra la correlación entre los diferentes índices NWI_{CMIP5} (promediado para los meses de julio y

agosto (JA)) de cada modelo y la SLP para el periodo 1979-2005 (periodo elegido para poder comparar con ERA5).

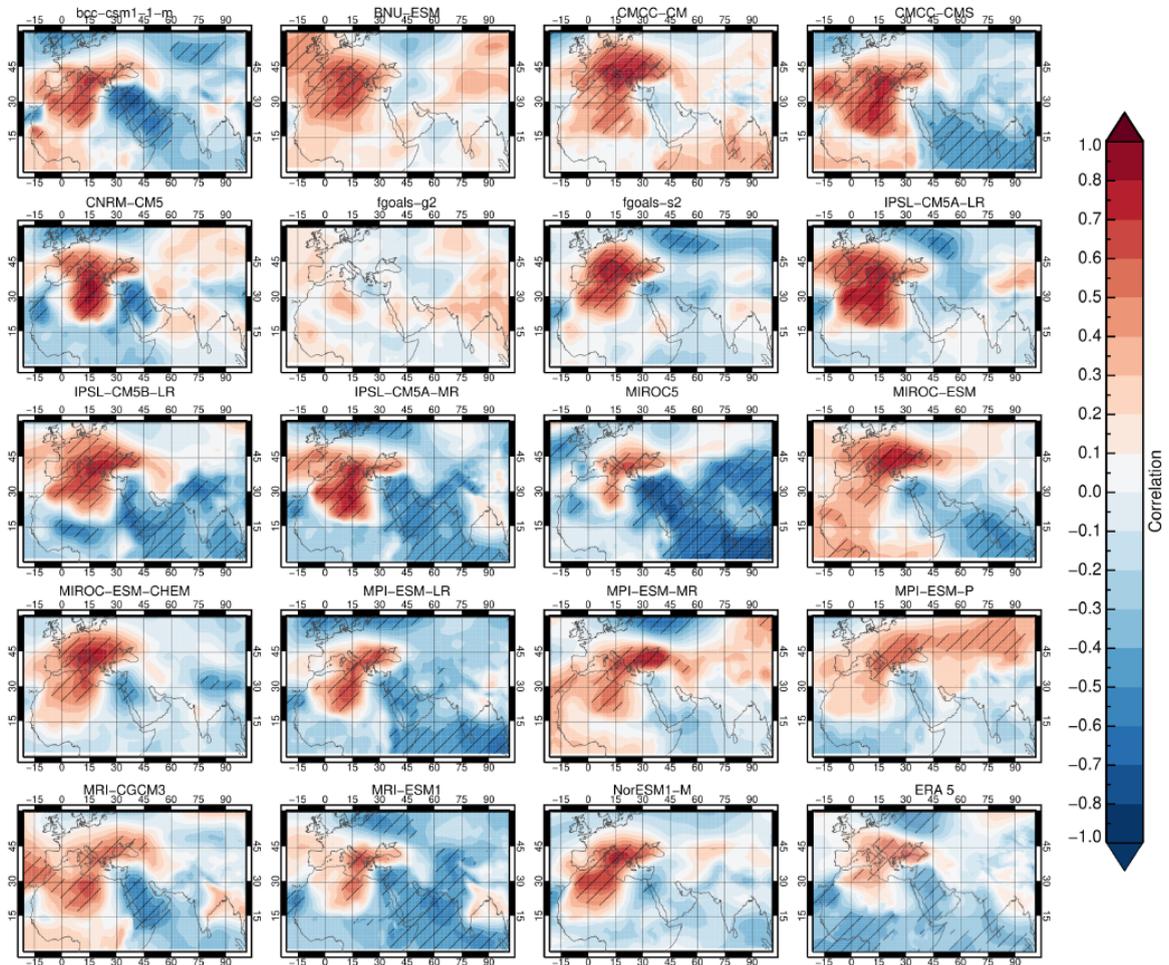


Figura 29. Correlación entre el NWI_{CIP5} y la SLP media en JA para cada uno de los 19 modelos CMIP5, así como para ERA5, en el período 1979-2005. Las áreas rayadas denotan las zonas con valores de correlación estadísticamente significativos al 95 % ($p < 0,05$).

En primer lugar, como era esperable (ver capítulo 4), la región de bajas presiones en superficie asociada a la actividad del ISM, puede desempeñar un papel importante en la modulación de los Etesios. Para ello, en analogía a lo que se hizo en dicho capítulo, se ha representado en la figura 29 la correlación entre el índice NWI_{CIP5} (promediado para

los meses de julio y agosto (JA)) de cada modelo y la presión a nivel del mar (SLP) media en JA durante el período 1979-2005.

Observamos claramente, cómo todos los modelos (excepto fgoals-g2) reproducen la correlación positiva y estadísticamente significativa con las SLP en centro-sur de Europa durante el verano, al igual que se ve en ERA5. Esto indicaba la dependencia de los Etesios del gradiente de presión asociado a las altas presiones en el Mediterráneo. Por el contrario, sólo algunos modelos reproducen las correlaciones negativas estadísticamente significativas asociadas al fortalecimiento de la baja presión asociada al ISM (bcc-csm1-1-m, CMCC-CMS, CNRM-CM5, IPSL-CM5B-LR, IPSL-CM5A-MR, MIROC5, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3 y MRI-ESM1).

Por otro lado, y como ya sabemos, una de las principales características del mecanismo “monzón desierto” asociado a la interacción entre el ISM y los Etesios, es la generación de una región de subsidencia sobre el Mediterráneo Oriental. En consecuencia, resulta de interés realizar un análisis similar al de la figura 29, pero utilizando la velocidad vertical (ω). Así, en la figura 30 se muestra la correlación entre el índice NWI_{CMIP5} de cada modelos CMIP5 y la velocidad vertical (ω) en el nivel de 500 hPa. Se muestra también, al igual que en la figura 29, el resultado para los datos de ERA5. En este caso, vemos como todos los modelos (a excepción de fgoals-g2 y NorESM1-M) muestran una zona de correlación positiva y estadísticamente significativa en torno al Mediterráneo oriental (especialmente junto al mar Egeo, en consonancia con lo mostrado por ERA5). Es decir, los modelos del CMIP5 reproducen razonablemente bien la influencia de los movimientos descendentes en niveles medios de la atmósfera en el fortalecimiento de los Etesios en superficie.

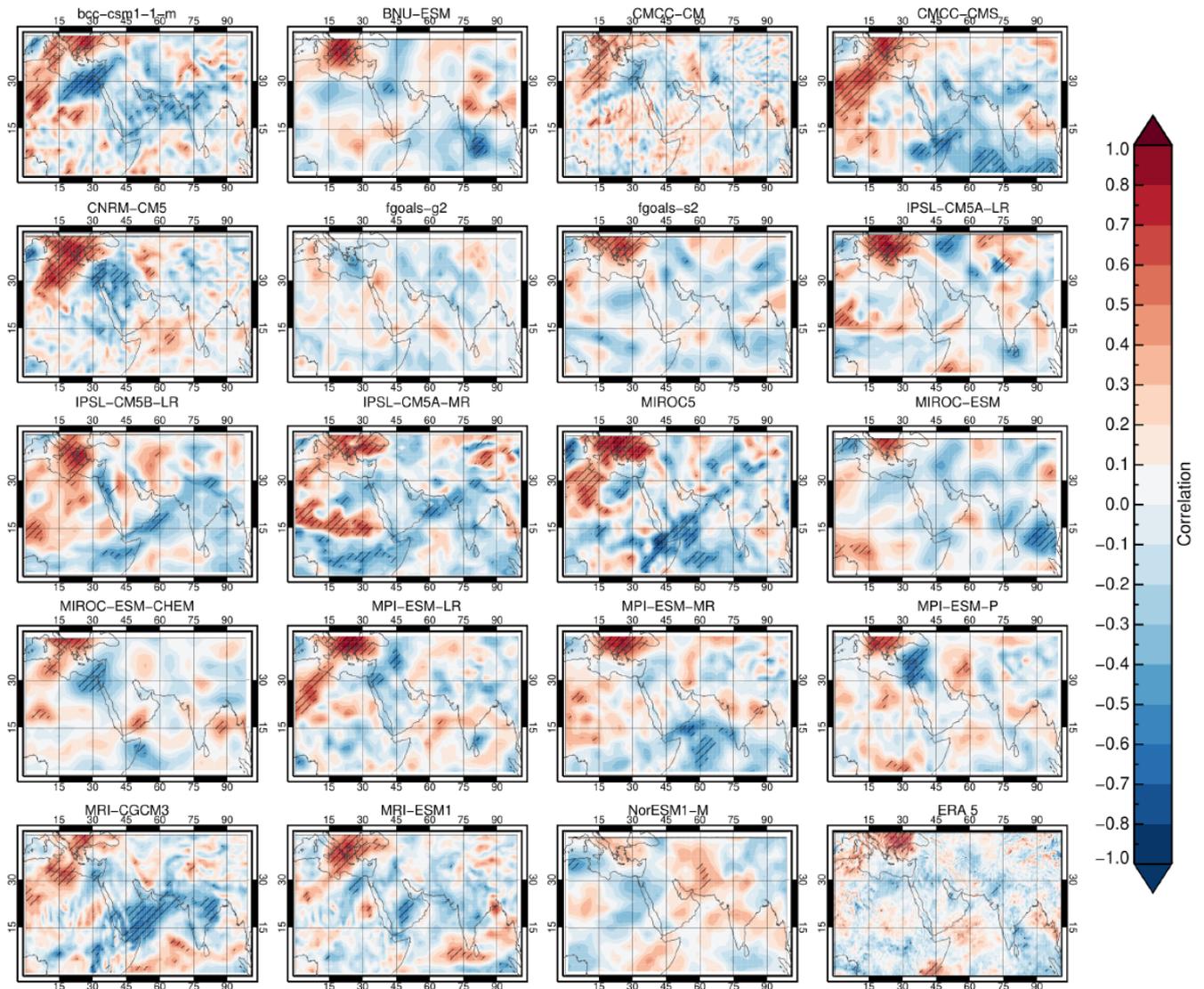


Figura 30. Igual que en la Figura 29 pero correlacionando el NWI_{CMIP5} con la velocidad vertical (ω) en el nivel de 500 hPa.

6.3.1. Variabilidad multidecadal de la relación Etесios-ISM en CMIP5

En la sección previa hemos analizado la capacidad de los modelos CMIP5 para reproducir algunas de las principales características de la relación ISM-Etesios (Figs. 29 y 30), observándose que hay varios modelos que las simulan razonablemente bien. No obstante, sabemos que la principal variable involucrada en la teleconexión ISM-Etesios es la convección asociada al monzón, la cual está íntimamente asociada a la

precipitación. Es importante recordar ahora, que uno de los principales y más relevantes resultados de esta tesis se presentó en el capítulo 5 cuando, mediante un análisis de correlaciones móviles entre el NWI y el índice de precipitación monzónica AIRI, se determinó la no estacionariedad en la relación Etesios-ISM, alternando períodos de correlación positiva, con otros de signo contrario o de ausencia de correlación. Por ello, en este último apartado vamos a evaluar cómo es esta relación vista a través de los modelos CMIP5, y especialmente si se reproduce este comportamiento de cambio de signo en la correlación entre ambos sistemas, o incluso de desacople en algunos periodos.

Como primer paso, deberemos obtener un índice que nos permita cuantificar la intensidad del monzón de la India simulado dentro de cada modelo. Para ello se ha utilizado el campo de precipitación de cada modelo listado en la tabla 1 y se ha promediado sobre aquellos puntos de grid situados sobre la región [5° N-25° N, 70° E-90° E] obteniendo así el índice que hemos denominado IMRI (*Indian Monsoon Rainfall Index*). De esta forma obtenemos un índice análogo al AIRI, utilizado en el capítulo 5. La obtención de este índice nos permite, además, hacer una primera inspección de la habilidad de cada modelo para reproducir la precipitación asociada al monzón, variable que como ya sabemos, juega un papel crucial en el mecanismo *monzón-desierto* por su relación con la convección. En la figura 31, se compara la evolución mensual media del IMRI en cada modelo con la del índice AIRI para el período 1979-2005. A simple vista podemos observar cómo existe bastante dispersión en la precipitación medida por los modelos CMIP5. Mientras que MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM, MIROC5 o fgoals-g2 tienden a sobreestimar la precipitación (comparados con los valores del AIRI), otros como el MRI-CGCM3, MRI-ESM1 e

IPSL-CM5B-LR simulan valores muy bajos de precipitación (hasta un 60-70 % inferiores a los del AIRI). Sin embargo, existen modelos que se ajustan bastante bien a la evolución del AIRI, como el BNU-ESM y especialmente el bcc-csm1-1-m. Atendiendo al ciclo estacional de la precipitación, se observa cómo aproximadamente el 50% de los modelos presentan un máximo de precipitación en julio, coincidiendo con el máximo observado, mientras que el resto de modelos lo hace en agosto. Éstas diferencias encontradas entre los diferentes modelos CMIP5 en la reproducción de la precipitación del monzón han sido evaluadas en otros trabajos (Saaberali et al., 2005; Ashfaq et al., 2016; Wang et al., 2017). En concreto, en Ashfaq et al. (2016) se encontró que aquellos modelos que presentaban dificultad para la simulación de la convección monzónica, se debía principalmente a problemas en la simulación de condiciones pre-monzónicas, que como consecuencia generaban errores importantes en los procesos dinámicos asociados con la precipitación.

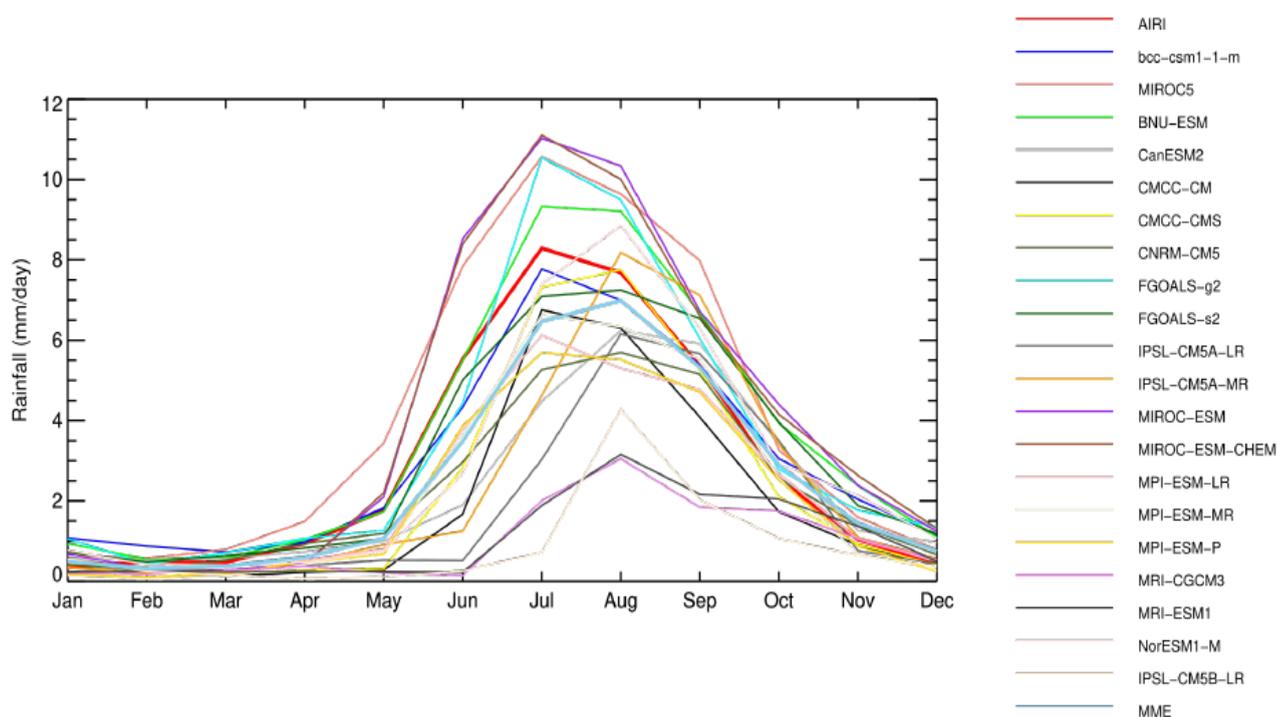


Figura 31. Precipitación mensual media para cada modelo CMIP5 (IMRI) y para el AIRI (línea gruesa roja), durante el período 1979-2005.

Como paso final, y siguiendo la metodología empleada en el capítulo 5, se ha realizado un análisis de correlaciones móviles entre el NWI_{CMIP5} y el IMRI para cada uno de los modelos CMIP5. Este análisis se ha realizado para dos ventanas de correlación móvil distintas: 21 años (Fig. 32) y 31 años (Fig. A.3 en el Anexo I). Atendiendo a los resultados utilizando una ventana móvil de 21 años, la figura 32 muestra que modelos como el CNRM5, CMCC-CM, fgoals-g2 e IPSL-CM5B-LR no muestran valores significativos de correlación a lo largo del período de análisis, estos modelos ni siquiera parecen poder simular la conexión ISM-Etesios. Otros, como el MRI-CGCM3 o el IPSL-CM5A-LR exhiben largos períodos de correlación positiva y significativa, con valores que en algunos intervalos son superiores a $r=+0.6$. En esta clase de modelos se reproduce razonablemente bien la relación “clásica” ISM-Etesios, pero no muestran las variaciones en la correlación que se han encontrado en esta tesis. En este sentido, sólo dos de los modelos (MPI-ESM-MR y MPI-ESM-P) muestran dos períodos claramente diferenciados en donde la correlación entre el NWI_{CMIP5} y el IMRI oscila entre -0.4 y +0.4, con una duración de unos 20 años cada uno, remarcablemente, estos periodos son de duración muy similar a la de los períodos observados en la figura 21. Finalmente, los modelos, bcc-csm1-1-m, MIROC-ESM y CMCC-CMS alternan períodos de correlación positiva y estadísticamente significativa, con otros en los que la correlación se desvanece y toma valores cercanos a cero. Este último resultado, podría asimilarse al encontrado para el período 1990-2010 en la figura 21. Estos últimos modelos no parecen capaces de reproducir los periodos con correlación negativa observados.

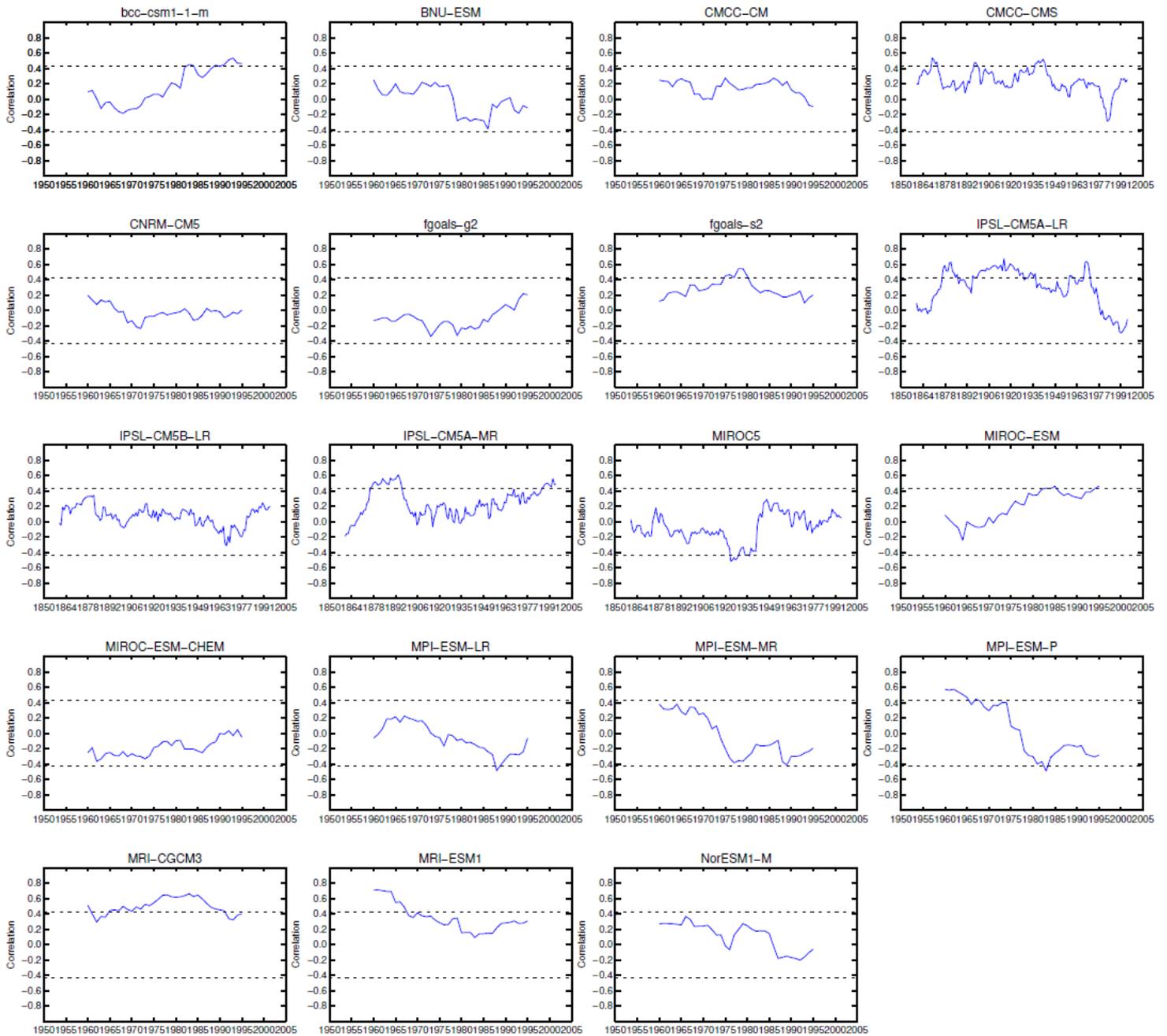


Figura 32. Correlación, para una ventana de 21 años, entre el NWI_{CMP5} y el IMRI de cada modelo CMIP5. Las líneas negras punteadas denotan el umbral de los valores estadísticamente significativos al 95%.

7. Resumen, Conclusiones y Líneas Futuras de Investigación

En este último capítulo se van a resumir las principales conclusiones de los resultados obtenidos en esta tesis, así como algunas consideraciones acerca de posibles líneas de investigación futuras.

7.1 Resumen y conclusiones

Durante el verano, la circulación en el Mediterráneo oriental está caracterizada por un persistente flujo de vientos del norte, comúnmente denominados como vientos Etesios. En los últimos años, numerosos estudios han puesto el foco en el análisis de la variabilidad de la frecuencia de los Etesios sobre el Mediterráneo oriental, así como en su interacción con el monzón de la India mediante el denominado mecanismo “*monzón-desierto*” (Rodwell y Hoskins, 1996, 2001; Poupkou et al., 2011; Tyrlis et al., 2012; Tyrlis y Lelieveld, 2013; Rizou et al., 2015; Dafka et al., 2016). Todos estos trabajos se basan en datos procedentes de reanálisis (ERA40, ERA20C o 20CR). Sin embargo, debido a la relativa escasez de observaciones disponibles para periodos anteriores a 1950, los datos de reanálisis en las primeras décadas del siglo XX presentan cierta incertidumbre. Esto afecta especialmente a regiones con pocas observaciones (como mares y océanos) y en general a variables en la troposfera media y superior, así como a la precipitación. Este ha sido el motivo por el que los estudios realizados sobre los Etesios hasta ahora se hayan limitado a periodos de estudio posteriores a la segunda mitad del siglo XX.

Recientemente, se ha demostrado que las observaciones tomadas a bordo de navíos, que cubrían rutas comerciales alrededor del mundo, suponen una fuente de datos extraordinariamente útil para la reconstrucción histórica del clima en periodos y regiones para los que se consideraba que no era posible disponer de datos meteorológicos instrumentales (Wheeler y García-Herrera, 2008; García-Herrera et al., 2018). En concreto, el carácter puramente instrumental de las observaciones de dirección de viento, ha servido de base para la reconstrucción histórica de diversas circulaciones de viento a través de los denominados índices direccionales (e. g. Barriopedro et al., 2014; Gallego et al., 2014; Ordoñez et al., 2016; Gallego et al., 2017; Vega et al., 2018; Garcia-Herrera et al, 2018). Con la motivación de los resultados obtenidos en estos estudios, el principal objetivo de esta tesis ha sido el diseño de un índice direccional que permita caracterizar la variabilidad de los vientos Etesios de manera que, no sólo pudiéramos analizar la variabilidad multidecadal de este sistema de vientos, sino las características de su interacción con el monzón de la India. De esta forma se ha construido el índice NWI para el período 1880-2013. El NWI puede considerarse como la serie más larga para estos vientos disponible hasta la fecha. Para su generación, se ha hecho uso de las observaciones de dirección de viento contenidas en la base de datos de ICOADS (Freeman et al., 2017).

Nuestros resultados indican que el NWI captura adecuadamente el carácter estacional de los Etesios, mostrando un marcado ascenso de la frecuencia de días con viento predominante del norte entre junio y septiembre (con valores mensuales de hasta un 80% en los meses centrales de julio y agosto). Además, el NWI muestra que a lo largo de las décadas, los Etesios han experimentado importantes cambios en su duración e intensidad. Antes de 1940, el régimen de vientos del norte comenzaba antes que en la

actualidad (entre mayo y junio) y en sus meses centrales alcanzaba mayor intensidad (altos valores de NWI). A partir de esa década, este ciclo estacional se ha acortado, debido principalmente a un comienzo más tardío de la estación de los Etesios. Adicionalmente, la frecuencia mensual de días con viento del norte se ha reducido progresivamente (tendencia negativa en los valores del NWI). Sin embargo, la serie del NWI también muestra cómo a partir de la década de 1990 la tendencia parece revertirse y tiende a mostrar un ligero incremento. Aunque la longitud de la serie no permite asegurarlo y la siguiente afirmación debe considerarse aún “especulativa”, esto podría sugerir que la variación de los Etesios presenta una importante oscilación multidecadal.

La interacción entre los Etesios y el monzón de la India ha supuesto el otro eje principal de esta tesis. Nuestros resultados muestran como durante gran parte de la segunda mitad del siglo XX, y en especial durante el período 1960-1980, el NWI correlaciona positivamente con la precipitación asociada al monzón de la India (índice AIRI), es decir, mayor frecuencia de vientos Etesios se corresponde con monzones más activos, en consonancia con trabajos previos (Tyrlis et al., 2012; Tyrlis and Lelievelds, 2013; Rizou et al., 2015). Sin embargo, la correlación NWI-AIRI ha experimentado variaciones muy importantes a lo largo del siglo XX, demostrando que la conexión Etesios-ISM no es estacionaria a escala multidecadal. Durante el período 1910-1950, la correlación entre el NWI y la precipitación del monzón indio cambia de signo, mostrando valores negativos (especialmente en agosto y en el promedio estacional (JJAS)). Durante el período 1990-2010 la correlación pasa de valores positivos a un desacople significativo, con valores cercanos a cero.

Esta no estacionariedad en la relación NWI-ISM constituye un resultado muy relevante, pues hasta ahora no se había apuntado en ningún trabajo previo. Por lo tanto, la

determinación de las posibles causas de este comportamiento en dicha interacción resulta de gran interés. Desgraciadamente este análisis presenta gran dificultad, puesto que las únicas bases de datos que permiten estudiar las configuraciones de los campos atmosféricos tanto a nivel del suelo como en altura a escala global son actualmente los reanálisis históricos, y como hemos apuntado repetidamente, antes de la mitad del siglo XX esta fuente de datos tiene una notable incertidumbre, especialmente en variables atmosféricas en la alta troposfera o en variables determinantes para el estudio de esta conexión, como es el caso de la velocidad vertical del viento en la troposfera media asociada a la convección profunda. A pesar de este inconveniente se ha considerado relevante presentar los análisis correspondientes.

Nuestros resultados muestran por un lado como, en el período 1960-1980, años de monzón fuerte se corresponden con una propagación de ondas de Rossby más eficiente hacia el Mediterráneo oriental frente a años de monzón débil, favoreciendo así el flujo subsidente y fortaleciendo los Etesios en superficie. Además, se observa como el desplazamiento de la convección del monzón hacia zonas del mar Arábigo parece jugar un papel relevante en esta mejor propagación. Por contra, el período 1990-2010, este desplazamiento de la zona convectiva, entre años de monzón fuerte y débil, es mucho más limitado, generando una propagación de ondas de Rossby menos eficiente y un menor impacto sobre la zona de subsidencia en el Mediterráneo oriental. Este mismo resultado se observa para el período 1920-1940, sin embargo esto no justifica los valores negativos encontrados para la correlación entre el NWI y la precipitación asociada al ISM.

Encontrar una explicación a estos cambios en la interacción entre dos regiones tan remotas con el Mediterráneo oriental y la India resulta de gran complejidad. Como

hipótesis, se podría pensar que pudieran estar relacionados con cambios en la propia variabilidad interna del monzón. En este sentido, analizando los extremos del monzón en cada uno de los períodos, se observa que mientras que los monzones débiles muestran una intensidad similar en los tres períodos, no ocurre lo mismo con los monzones fuertes. En este sentido, durante el período 1990-2010, los monzones “fuertes” fueron significativamente menos intensos que los que se han considerado “fuertes” durante el período 1960-1980, lo cuál justificaría el menor impacto del ISM sobre la variabilidad de los Etesios durante 1990-2010. Sin embargo, el período 1920-1940 se caracteriza por monzones más intensos que en el período 1960-1980, lo cual no se corresponde con los valores negativos de correlación durante este período entre el NWI y el AIRI. Estos resultados sugieren que la propia variabilidad interna del ISM no parece estar relacionada, al menos de forma directa, con la no estacionariedad de la relación NWI-ISM.

Para intentar profundizar en el análisis de la conexión ISM-Etesios, se ha realizado una revisión de las salidas históricas de los modelos del CMIP5 (Taylor et al., 2012) para poder evaluar cómo reproducen tanto la variabilidad de los vientos Etesios como su interacción con el monzón de la India. Los resultados muestran cómo en lo referente al régimen de los Etesios, la resolución horizontal es un factor muy importante, siendo aquellos modelos que poseen mayor resolución los que reflejan una mejor representación tanto en intensidad como en la estructura espacial del campo de viento. Por otro lado, gran parte de los modelos detectan razonablemente bien la influencia tanto de la baja térmica del monzón indio, cómo de la subsidencia en el EM, sobre la variabilidad de los Etesios. Sin embargo, a excepción de los modelos MPI-ESM-MR y MPI-ESM-P, ningún modelo reproduce una relación oscilante significativa, entre la

precipitación del monzón y de los Etesios, similar a la obtenida en la figura 21 (sección 5.1). Los errores en la reproducción de la convección monzónica por los modelos CMIP5, evidenciados en diversos trabajos previos, pueden ser una de las causas detrás de este resultado.

7.2 Líneas futuras de investigación

Los resultados de esta tesis doctoral han dejado algunas cuestiones sin resolver. Quizás la más relevante consiste en la determinación de las causas dinámicas de la no estacionariedad observada en la relación Etesios-ISM, en particular la aparición de correlaciones negativas entre estos sistemas para el periodo 1910-1950. Nuestros resultados apuntan hacia la relevancia en los detalles de la configuración del campo de velocidad zonal en la alta y media troposfera en la transmisión de Rossby desde el ISM hacia el Mediterráneo, pero las limitaciones de las bases de datos actuales no nos han permitido determinar si la variabilidad del campo de viento zonal en la troposfera, es realmente la responsable de la correlación negativa observada durante este periodo.

La incorporación de nuevas observaciones en periodos tempranos a futuros reanálisis (probablemente resultantes de nuevos esfuerzos de abstracción de datos desde archivos históricos), podría permitir abordar esta cuestión con más garantía. Igualmente, la mejora de los modelos de circulación global, como por ejemplo los contenidos en la nueva generación de modelos CMIP6 (Eyring et al., 2016), podrían permitir realizar análisis de la dinámica de esta compleja teleconexión con menos incertidumbre que la actual.

Anexo

<u>Fuente</u>	<u>Contribuidor</u>	<u>Periodo</u>	<u>Región</u>	<u>N° de registros</u>
ACRE	ACRE	1699-1930	Global	104K
Diarios de la Compañía English East India	British Library	1789-1834	Global	247K
Colección German Maury	DWD, CDMP	1845-1868	Global	539K
DWD: Navíos	DWD	1868-1907	Global	167K
Diarios de los barcos de la US Arctic	Old Weather	1870-1946	Pacífico Norte y Ártico	173K
Diarios Australianos	Weather Detective	1889-1899	Pacífico e Índico	37K
Expedición ártica <i>Second Fram</i>	Environment Canada	1898-1902	Ártico	1.5K
Diarios de la Royal Navy UK	Old Weather	1912-1925	Global	1.1M
DWD: Veleros alemanes	DWD	1929-1988	Mar Báltico y del Norte	934K
Veleros US	Oceanographic Institute	1931-1980	Costa Este US	203K
Navíos US	US Navy, NCEI	1951-1964	Global	2.9M
Datos Oceanográficos Chinos y de barcos de rescate	GODAR	1968-1993	Global	414K
Datos de SST de la marina Australiana	Australian Bureau of Met.	1974-1977	Global	4.4K
Informes METAR de la marina de US	US Navy, NCEI, CDMP	2001-2012	Global	401K

Tabla I. Principales fuentes de datos históricos incorporados a ICOADS 3.0. Información obtenida de Freeman et al. (2016)

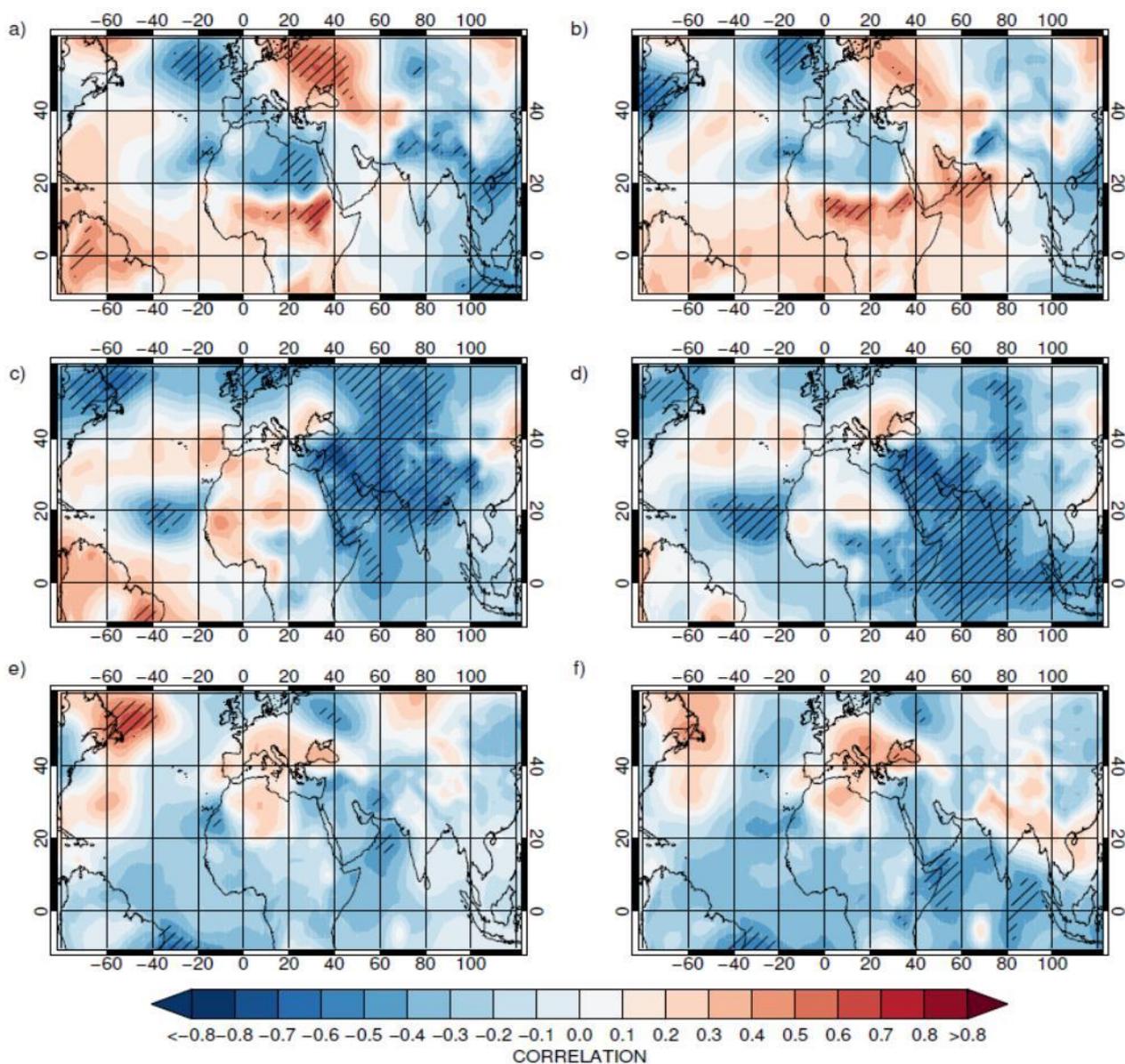


Figura A.1. Correlación entre el NWI y la SLP del ERA20C durante JJAS (paneles izquierdos) y JA (paneles derechos) para los períodos: a,b) 1920-1940, c,d) 1960-1980 y e,f) 1990-2010. Las áreas rayadas en negro denotan las zonas estadísticamente significativas al 95 % ($p < 0,05$).

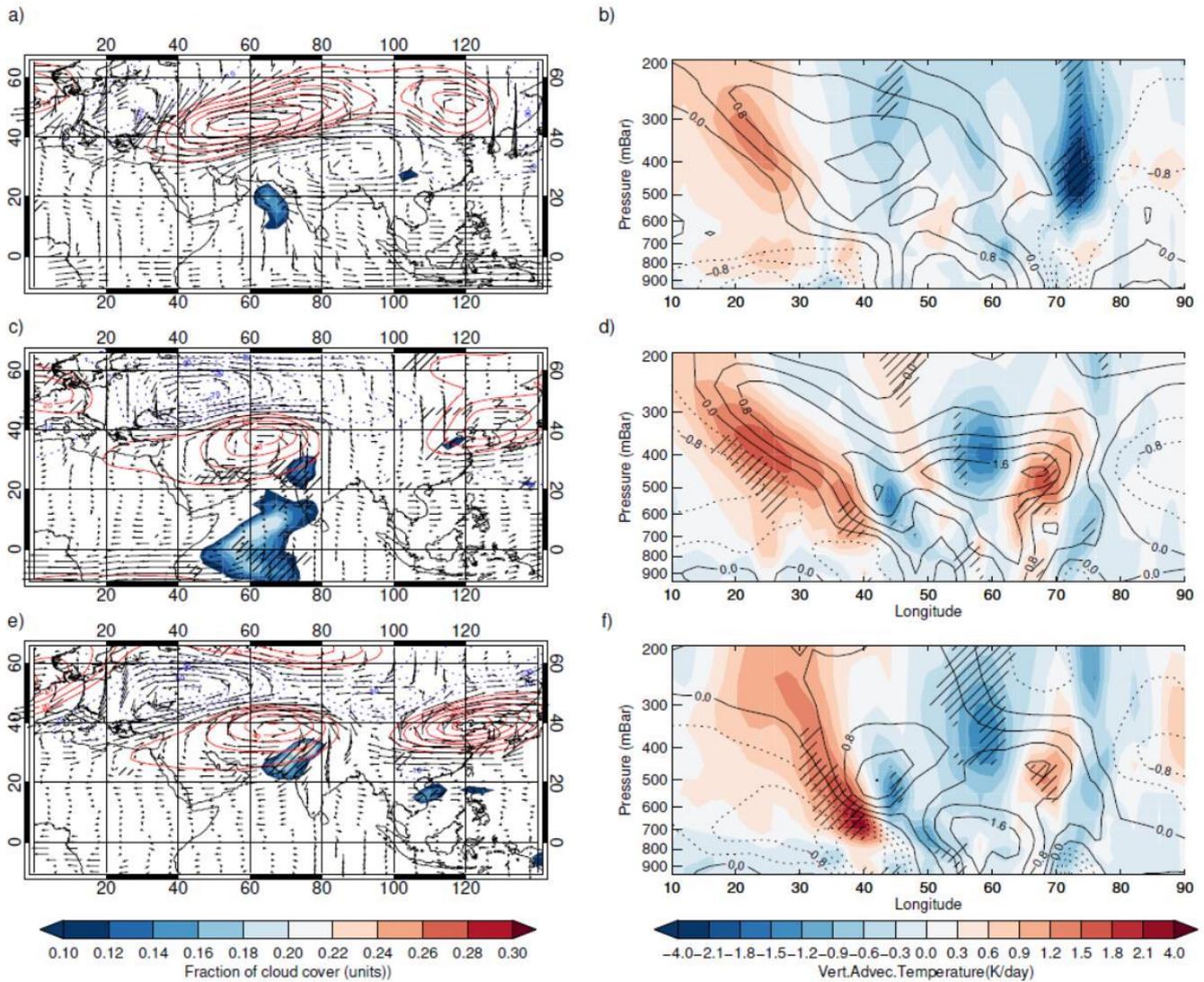


Figura A.2. Composites de la diferencia entre años de monzón fuerte y monzón débil para cada subperíodo (1920-1940 (a,b); 1960-1980 (c,d); 1990-2010 (e,f)) para los meses de verano (JJAS). Los paneles de la izquierda muestran las diferencias de la anomalía media zonal en 200 hPa para el viento horizontal (flechas), FCC (contornos coloreados rellenos) y el geopotencial (contornos coloreados sin relleno), mientras que los paneles de la derecha muestran la sección presión-longitud de las diferencias de la anomalía media zonal de la temperatura potencial (K) (contornos negros) y de la VAT (contornos coloreados rellenos). Las zonas tachadas en línea negra denotan las zonas estadísticamente significativas al ($p < 0,05$).

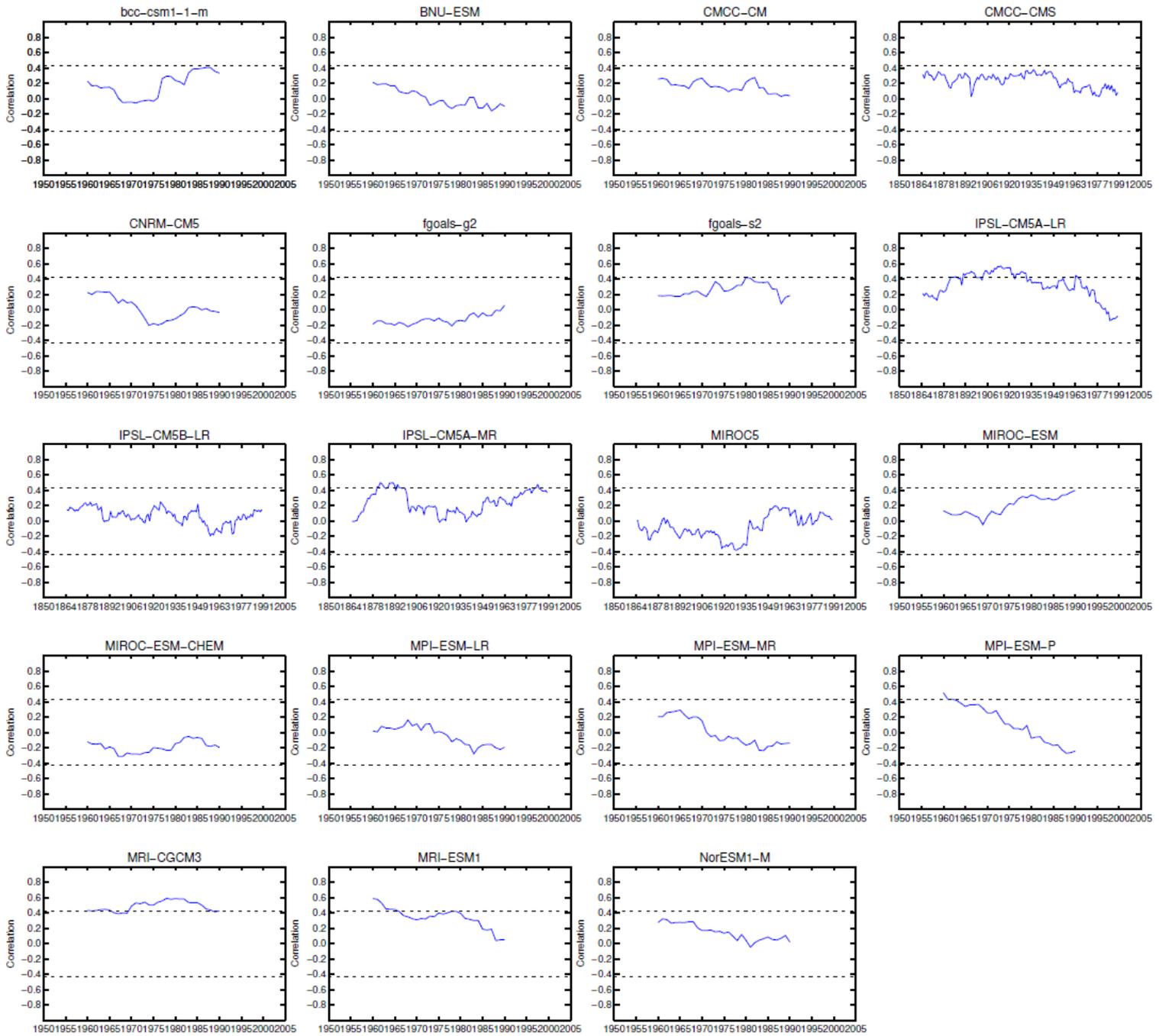


Figura A.3. Correlación, para una ventana de 31 años, entre el NWI_{CMIP5} y el IMRI de cada modelo CMIP5. Las líneas negras punteadas denotan el umbral de los valores estadísticamente significativos al 95%.

Bibliografía

Alken, P., Thébault, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T. N., Brown, W. J., Califf, S., Chambodut, A., Chulliat, A., Cox, G. A., Finlay, C. C., Fournier, A., Gillet, N., Grayver, A., Hammer, M. D., Holschneider, M., Huder, L., ... Zhou, B. (2021). International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. In *Earth, Planets and Space* (Vol. 73, Issue 1). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>

Ashfaq, M., Rastogi, D., Mei, R., Touma, D., & Ruby Leung, L. (2016). Sources of errors in the simulation of south Asian summer monsoon in the CMIP5 GCMs. In *Climate Dynamics* (Vol. 49, Issues 1–2, pp. 193–223). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3337-7>

Barriopedro, D., Gallego, D., Alvarez-Castro, M. C., García-Herrera, R., Wheeler, D., Peña-Ortiz, C., & Barbosa, S. M. (2013). Witnessing North Atlantic westerlies variability from ships' logbooks (1685–2008). In *Climate Dynamics* (Vol. 43, Issues 3–4, pp. 939–955). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1957-8>

Barton, E. D., Field, D. B., & Roy, C. (2013). Canary current upwelling: More or less? In *Progress in Oceanography* (Vol. 116, pp. 167–178). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.07.007>

Berry, D. I., & Kent, E. C. (2009). A New Air–Sea Interaction Gridded Dataset from ICOADS With Uncertainty Estimates. In *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 90, Issue 5, pp. 645–656). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/2008bams2639.1>

Bohun, R. (1671). A Discourse Concerning the Origine and Properties of Wind, with an Historical Account of Hurricanes and Other Tempestuous Winds. In *W.Hall* (302 pp).

Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. Elsevier.

Bradley, R. S. (2015). Corals. In *Paleoclimatology* (pp. 499–516). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-386913-5.00014-4>

Calvert, S. E., & Pedersen, T. F. (2007). Chapter Fourteen Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application. In *Developments in Marine Geology* (pp. 567–644). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/s1572-5480\(07\)01019-6](https://doi.org/10.1016/s1572-5480(07)01019-6)

Carton, J. A., & Giese, B. S. (2008). A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). In *Monthly Weather Review* (Vol. 136, Issue 8, pp. 2999–3017). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/2007mwr1978.1>

Castro-Díez, Y., Pozo-Vázquez, D., Rodrigo, F. S., & Esteban-Parra, M. J. (2002). NAO and winter temperature variability in southern Europe. In *Geophysical Research Letters* (Vol. 29, Issue 8, pp. 1-1-1–4). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2001gl014042>

Chaudhari, H. S., Pokhrel, S., Kulkarni, A., Hazra, A., & Saha, S. K. (2016). Clouds-SST relationship and interannual variability modes of Indian summer monsoon in the context of clouds and SSTs: observational and modelling aspects. In *International Journal of Climatology* (Vol. 36, Issue 15, pp. 4723–4740). Wiley. <https://doi.org/10.1002/joc.4664>

Cherchi, A., Annamalai, H., Masina, S., & Navarra, A. (2014). South Asian Summer Monsoon and the Eastern Mediterranean Climate: The Monsoon–Desert Mechanism in CMIP5 Simulations. In *Journal of Climate* (Vol. 27, Issue 18, pp. 6877–6903). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-13-00530.1>

Chevalier, M., Davis, B. A. S., Heiri, O., Seppä, H., Chase, B. M., Gajewski, K., Lacourse, T., Telford, R. J., Finsinger, W., Guiot, J., Köhl, N., Maezumi, S. Y., Tipton, J. R., Carter, V. A., Brussel, T., Phelps, L. N., Dawson, A., Zanon, M., Vallé, F., ... Kupriyanov, D. (2020). Pollen-based climate reconstruction techniques for late Quaternary studies. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 210, p. 103384). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103384>

Cleveland, W. S. (1979). Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots. In *Journal of the American Statistical Association* (Vol. 74, Issue 368, pp. 829–836). Informa UK Limited. <https://doi.org/10.1080/01621459.1979.10481038>

Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., Gleason, B. E., Vose, R. S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Brönnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R. I., Grant, A. N., Groisman, P. Y., Jones, P. D., Kruk, M. C., Kruger, A. C., Marshall, G. J., ... Worley, S. J. (2011). The Twentieth Century Reanalysis Project. In *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Vol. 137, Issue 654, pp. 1–28). Wiley. <https://doi.org/10.1002/qj.776>

Dafka, S., Xoplaki, E., Toreti, A., Zanis, P., Tyrlis, E., Zerefos, C., & Luterbacher, J. (2015). The Etesians: from observations to reanalysis. In *Climate Dynamics* (Vol. 47, Issues 5–6, pp. 1569–1585). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2920-7>

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., ... Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. In *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Vol. 137, Issue 656, pp. 553–597). Wiley. <https://doi.org/10.1002/qj.828>

Domínguez-Castro, F., Alcoforado, M. J., Bravo-Paredes, N., Fernández-Fernández, M. I., Frago, M., Gallego, M. C., García Herrera, R., Garnier, E., Garza-Merodio, G., El Kenawy, A. M., Latorre, B., Noguera, I., Peña-Angulo, D., Reig-Gracia, F., Silva, L. P., Vaquero, J. M., & Vicente Serrano, S. M. (2021). Dating historical droughts from religious ceremonies, the international pro pluvia rogation database. In *Scientific Data* (Vol. 8, Issue 1). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1038/s41597-021-00952-5>

EPICA Community members (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. In *Nature* (Vol. 429, Issue 6992, pp. 623–628). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1038/nature02599>

Freeman, E., Woodruff, S. D., Worley, S. J., Lubker, S. J., Kent, E. C., Angel, W. E., Berry, D. I., Brohan, P., Eastman, R., Gates, L., Gloeden, W., Ji, Z., Lawrimore, J., Rayner, N. A., Rosenhagen, G., & Smith, S. R. (2016). ICOADS Release 3.0: a major update to the historical marine climate record. In *International Journal of Climatology* (Vol. 37, Issue 5, pp. 2211–2232). Wiley. <https://doi.org/10.1002/joc.4775>

Gallego, D., Garcia-Herrera, R., Ribera, P., & Jones, P. D. (2005). Seasonal mean pressure reconstruction for the North Atlantic (1750–1850) based on early marine data. In *Climate of the Past* (Vol. 1, Issue 1, pp. 19–33). Copernicus GmbH. <https://doi.org/10.5194/cp-1-19-2005>

Gallego, D., Garcia-Herrera, R., Calvo, N., & Ribera, P. (2007). A new meteorological record for Cádiz (Spain) 1806–1852: Implications for climatic reconstructions. In *Journal of Geophysical Research* (Vol. 112, Issue D12). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2007jd008517>

Gallego, D., García-Herrera, R., Prieto, R., & Peña-Ortiz, C. (2008). On the quality of climate proxies derived from newspaper reports – a case study. In *Climate of the Past* (Vol. 4, Issue 1, pp. 11–18). Copernicus GmbH. <https://doi.org/10.5194/cp-4-11-2008>

Gallego, D., Ordóñez, P., Ribera, P., Peña-Ortiz, C., & García-Herrera, R. (2015). An instrumental index of the West African Monsoon back to the nineteenth century. In *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Vol. 141, Issue 693, pp. 3166–3176). Wiley. <https://doi.org/10.1002/qj.2601>

Gallego, D., García-Herrera, R., Peña-Ortiz, C., & Ribera, P. (2017). The steady enhancement of the Australian Summer Monsoon in the last 200 years. In *Scientific Reports* (Vol. 7, Issue 1). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-16414-1>

Gallego, D., García-Herrera, R., Losada, T., Mohino, E., & Rodríguez de Fonseca, B. (2021). A Shift in the Wind Regime of the Southern End of the Canary Upwelling System at the Turn of the 20th Century. In *Journal of Geophysical Research: Oceans* (Vol. 126, Issue 5). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2020jc017093>

Gallego, D., García-Herrera, R., Mohino, E., Losada, T., & Rodríguez-Fonseca, B. (2022). Secular Variability of the Upwelling at the Canaries Latitude: An Instrumental Approach. In *Journal of Geophysical Research: Oceans* (Vol. 127, Issue 3). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2021jc018039>

García, R., Macias, A., Gallego, D., Hernández, E., Gimeno, L., & Ribera, P. (2003). Supplement to Reconstruction of the Precipitation in the Canary Islands for the Period 1595–1836. In *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 84, Issue 8, pp. 1039–1039). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/bams-84-8-garcia>

García-Herrera, R., Barriopedro, D., Gallego, D., Mellado-Cano, J., Wheeler, D., & Wilkinson, C. (2018). Understanding weather and climate of the last 300 years from ships' logbooks. In *WIREs Climate Change* (Vol. 9, Issue 6). Wiley. <https://doi.org/10.1002/wcc.544>

Gomez-Delgado, F. de P., Gallego, D., Peña-Ortiz, C., Vega, I., Ribera, P., & Garcia-Herrera, R. (2019). Long term variability of the northerly winds over the Eastern Mediterranean as seen from historical wind observations. In *Global and Planetary Change* (Vol. 172, pp. 355–364). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.10.008>

Goswami, B. N., Krishnamurthy, V., & Annmalai, H. (1999). A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. In *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Vol. 125, Issue 554, pp. 611–633). Wiley. <https://doi.org/10.1002/qj.49712555412>

- Halley, E. (1686). An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the Tropicks, with an attempt to assign the physical cause of the said winds. In *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* (Vol. 16, Issue 183, pp. 153–168). The Royal Society. <https://doi.org/10.1098/rstl.1686.0026>
- Hang, H.-M., Lawrimore, J., Huang, B., Menne, M., Yin, X., Sanchez-Lugo, A., Gleason, B., Vose, R., Arndt, D., Rennie, J., & Williams, C. (2019). Updated Temperature Data Give a Sharper View of Climate Trends. In *Eos* (Vol. 100). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2019eo128229>
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., & Lo, K. (2010). GLOBAL SURFACE TEMPERATURE CHANGE. In *Reviews of Geophysics* (Vol. 48, Issue 4). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2010rg000345>
- Hersbach, H., Brönnimann, S., Haimberger, L., Mayer, M., Villiger, L., Comeaux, J., Simmons, A., Dee, D., Jourdain, S., Peubey, C., Poli, P., Rayner, N., Sterin, A. M., Stickler, A., Valente, M. A., & Worley, S. J. (2017). The potential value of early (1939–1967) upper-air data in atmospheric climate reanalysis. In *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Vol. 143, Issue 704, pp. 1197–1210). Wiley. <https://doi.org/10.1002/qj.3040>
- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., & Zhang, H.-M. (2017). Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons. In *Journal of Climate* (Vol. 30, Issue 20, pp. 8179–8205). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0836.1>
- Hirahara, S., Ishii, M., & Fukuda, Y. (2014). Centennial-Scale Sea Surface Temperature Analysis and Its Uncertainty. In *Journal of Climate* (Vol. 27, Issue 1, pp. 57–75). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00837.1>
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. In *Science* (Vol. 269, Issue 5224, pp. 676–679). American Association for the Advancement of Science (AAAS). <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Kajikawa, Y., Yasunari, T., Yoshida, S., & Fujinami, H. (2012). Advanced Asian summer monsoon onset in recent decades. In *Geophysical Research Letters* (Vol. 39, Issue 3, p. n/a-n/a). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2011gl050540>

Karapiperis, P. P. (1953). Characteristics of local Winds at Athens, Greece. In *Geofisica Pura e Applicata* (Vol. 25, Issue 1, pp. 203–206). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/bf02014065>

Kent, E. C., Rayner, N. A., Berry, D. I., Saunby, M., Moat, B. I., Kennedy, J. J., & Parker, D. E. (2013). Global analysis of night marine air temperature and its uncertainty since 1880: The HadNMAT2 data set. In *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (Vol. 118, Issue 3, pp. 1281–1298). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1002/jgrd.50152>

Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., Ulbrich, U., & Xoplaki, E. (2006). The Mediterranean climate: An overview of the main characteristics and issues. In *Mediterranean* (pp. 1–26). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/s1571-9197\(06\)80003-0](https://doi.org/10.1016/s1571-9197(06)80003-0)

Luckman, B. H. (2013). DENDROCLIMATOLOGY. In *Encyclopedia of Quaternary Science* (pp. 459–470). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00354-x>

Mariotti, A. (2002). Euro-Mediterranean rainfall and ENSO—a seasonally varying relationship. In *Geophysical Research Letters* (Vol. 29, Issue 12). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2001gl014248>

Mellado-Cano, J., Barriopedro, D., García-Herrera, R., & Trigo, R. M. (2019). New observational insights into the atmospheric circulation over the Euro-Atlantic sector since 1685. In *Climate Dynamics* (Vol. 54, Issues 1–2, pp. 823–841). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05029-z>

Metaxas, D. A., & Bartzokas, A. (1994). Pressure covariability over the Atlantic, Europe and N. Africa. application: Centers of action for temperature, winter precipitation and summer winds in Athens, Greece. In *Theoretical and Applied Climatology* (Vol. 49, Issue 1, pp. 9–18). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/bf00866284>

Morice, C. P., Kennedy, J. J., Rayner, N. A., & Jones, P. D. (2012). Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. In *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (Vol. 117, Issue D8, p. n/a-n/a). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2011jd017187>

Ordoñez, P., Gallego, D., Ribera, P., Peña-Ortiz, C., & García-Herrera, R. (2016). Tracking the Indian Summer Monsoon Onset Back to the Preinstrument Period. In *Journal of Climate* (Vol. 29, Issue 22, pp. 8115–8127). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0788.1>

- Parker, D. E., Legg, T. P., & Folland, C. K. (1992). A new daily central England temperature series, 1772–1991. In *International Journal of Climatology* (Vol. 12, Issue 4, pp. 317–342). Wiley. <https://doi.org/10.1002/joc.3370120402>
- Parthasarathy, B., Munot, A. A., & Kothawale, D. R. (1994). All-India monthly and seasonal rainfall series: 1871–1993. In *Theoretical and Applied Climatology* (Vol. 49, Issue 4, pp. 217–224). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/bf00867461>
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D. G. H., Peubey, C., Thépaut, J.-N., Trémolet, Y., Hólm, E. V., Bonavita, M., Isaksen, L., & Fisher, M. (2016). ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. In *Journal of Climate* (Vol. 29, Issue 11, pp. 4083–4097). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0556.1>
- Poupkou, A., Zanis, P., Nastos, P., Papanastasiou, D., Melas, D., Tourpali, K., & Zerefos, C. (2011). Present climate trend analysis of the Etesian winds in the Aegean Sea. In *Theoretical and Applied Climatology* (Vol. 106, Issues 3–4, pp. 459–472). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0443-7>
- Pozo-Vázquez, D., Gámiz-Fortis, S. R., Tovar-Pescador, J., Esteban-Parra, M. J., & Castro-Díez, Y. (2005). El Niño-southern oscillation events and associated European winter precipitation anomalies. In *International Journal of Climatology* (Vol. 25, Issue 1, pp. 17–31). Wiley. <https://doi.org/10.1002/joc.1097>
- Raicich, F., Pinardi, N., & Navarra, A. (2003). Teleconnections between Indian monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. In *International Journal of Climatology* (Vol. 23, Issue 2, pp. 173–186). Wiley. <https://doi.org/10.1002/joc.862>
- Rayner, N. A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. In *Journal of Geophysical Research* (Vol. 108, Issue D14). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2002jd002670>
- Repapis, C., Zerefos, C., & Tritakis, B. (1977). On the Etesians over the Aegean. In *Proc. Acad. Athens* (Vol. 52, pp. 572–606).
- Rico Sinobas, M. (1853). Estudio del huracán que pasó sobre una parte de la Península española el día 29 de octubre de 1842. In *Mem. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat.* (pp. 45–73)

- Rienecker, M. M., Suarez, M. J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M. G., Schubert, S. D., Takacs, L., Kim, G.-K., Bloom, S., Chen, J., Collins, D., Conaty, A., da Silva, A., Gu, W., Joiner, J., Koster, R. D., Lucchesi, R., ... Woollen, J. (2011). MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. In *Journal of Climate* (Vol. 24, Issue 14, pp. 3624–3648). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00015.1>
- Rizou, D., Flocas, H. A., Athanasiadis, P., & Bartzokas, A. (2015). Relationship between the Indian summer monsoon and the large-scale circulation variability over the Mediterranean. In *Atmospheric Research* (Vol. 152, pp. 159–169). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.07.021>
- Rodwell, M. J., & Hoskins, B. J. (1996). Monsoons and the dynamics of deserts. In *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Vol. 122, Issue 534, pp. 1385–1404). Wiley. <https://doi.org/10.1002/qj.49712253408>
- Rodwell, M. J., & Hoskins, B. J. (2001). Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons. In *Journal of Climate* (Vol. 14, Issue 15, pp. 3192–3211). American Meteorological Society. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3192:saasm>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3192:saasm>2.0.co;2)
- Sabeerali, C. T., Rao, S. A., Dhakate, A. R., Salunke, K., & Goswami, B. N. (2014). Why ensemble mean projection of south Asian monsoon rainfall by CMIP5 models is not reliable? In *Climate Dynamics* (Vol. 45, Issues 1–2, pp. 161–174). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2269-3>
- Sáenz, J., Rodríguez-Puebla, C., Fernández, J., & Zubillaga, J. (2001). Interpretation of interannual winter temperature variations over southwestern Europe. In *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (Vol. 106, Issue D18, pp. 20641–20651). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2001jd900247>
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H., Juang, H.-M. H., Sela, J., Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. In *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 91, Issue 8, pp. 1015–1058). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/2010bams3001.1>
- Slutz, R. J., Lubker, S. J., Hiscox, J. D., Woodruff, S. D., Jenne, R. L., Joseph, D. H., ... & Elms, J. D. (1985). Comprehensive ocean-atmosphere data set: release 1. *Boulder, Colo.[NOAA and NCDC]*.

Stevens, T., Thomas, D., Armitage, S., Lunn, H., & Lu, H. (2007). Reinterpreting climate proxy records from late Quaternary Chinese loess: A detailed OSL investigation. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 80, Issues 1–2, pp. 111–136). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.09.001>

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. In *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 93, Issue 4, pp. 485–498). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/bams-d-11-00094.1>

Thomas, B. R., Kent, E. C., Swail, V. R., & Berry, D. I. (2008). Trends in ship wind speeds adjusted for observation method and height. In *International Journal of Climatology* (Vol. 28, Issue 6, pp. 747–763). Wiley. <https://doi.org/10.1002/joc.1570>

Tokinaga, H., & Xie, S.-P. (2011). Wave- and Anemometer-Based Sea Surface Wind (WASWind) for Climate Change Analysis. In *Journal of Climate* (Vol. 24, Issue 1, pp. 267–285). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/2010jcli3789.1>

Tyrlis, E., Lelieveld, J., & Steil, B. (2012). The summer circulation over the eastern Mediterranean and the Middle East: influence of the South Asian monsoon. In *Climate Dynamics* (Vol. 40, Issues 5–6, pp. 1103–1123). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1528-4>

Tyrlis, E., & Lelieveld, J. (2013). Climatology and Dynamics of the Summer Etesian Winds over the Eastern Mediterranean. In *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 70, Issue 11, pp. 3374–3396). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/jas-d-13-035.1>

Vaquero, J. M., Svalgaard, L., Carrasco, V. M. S., Clette, F., Lefèvre, L., Gallego, M. C., Arlt, R., Aparicio, A. J. P., Richard, J.-G., & Howe, R. (2016). A Revised Collection of Sunspot Group Numbers. In *Solar Physics* (Vol. 291, Issues 9–10, pp. 3061–3074). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/s11207-016-0982-2>

Vega, I., Gallego, D., Ribera, P., de Paula Gómez-Delgado, F., García-Herrera, R., & Peña-Ortiz, C. (2017). Reconstructing the Western North Pacific Summer Monsoon since the Late Nineteenth Century. In *Journal of Climate* (Vol. 31, Issue 1, pp. 355–368). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0336.1>

Vose, R. S., Arndt, D., Banzon, V. F., Easterling, D. R., Gleason, B., Huang, B., Kearns, E., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Peterson, T. C., Reynolds, R. W., Smith, T. M., Williams, C. N., Jr., & Wuertz, D. B. (2012). NOAA's Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis. In *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 93,

Issue 11, pp. 1677–1685). American Meteorological Society.
<https://doi.org/10.1175/bams-d-11-00241.1>

Wang, B., & Fan, Z. (1999). Choice of South Asian Summer Monsoon Indices. In *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 80, Issue 4, pp. 629–638). American Meteorological Society.
[https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0629:cosasm>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0629:cosasm>2.0.co;2)

Wang, Z., Li, G., & Yang, S. (2017). Origin of Indian summer monsoon rainfall biases in CMIP5 multimodel ensemble. In *Climate Dynamics* (Vol. 51, Issues 1–2, pp. 755–768). Springer Science and Business Media LLC.
<https://doi.org/10.1007/s00382-017-3953-x>

Wheeler, D. (2001). In *Climatic Change* (Vol. 48, Issue 2/3, pp. 361–385). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1023/a:1010789509980>

Wheeler, D., & García-Herrera, R. (2008). Ships' Logbooks in Climatological Research. In *Annals of the New York Academy of Sciences* (Vol. 1146, Issue 1, pp. 1–15). Wiley.
<https://doi.org/10.1196/annals.1446.006>

Wheeler, D., Garcia-Herrera, R., Wilkinson, C. W., & Ward, C. (2009). Atmospheric circulation and storminess derived from Royal Navy logbooks: 1685 to 1750. In *Climatic Change* (Vol. 101, Issues 1–2, pp. 257–280). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9732-x>

Willett, K. M., Jones, P. D., Gillett, N. P., & Thorne, P. W. (2008). Recent Changes in Surface Humidity: Development of the HadCRUH Dataset. In *Journal of Climate* (Vol. 21, Issue 20, pp. 5364–5383). American Meteorological Society.
<https://doi.org/10.1175/2008jcli2274.1>

Xiang, B., & Wang, B. (2013). Mechanisms for the Advanced Asian Summer Monsoon Onset since the Mid-to-Late 1990s*. In *Journal of Climate* (Vol. 26, Issue 6, pp. 1993–2009). American Meteorological Society.
<https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00445.1>

Xoplaki E (2002) Climate variability over the Mediterranean. *PhD thesis, University of Bern, Switzerland* (http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/phd_xoplaki.pdf)

Ziv, B., Saaroni, H., & Alpert, P. (2004). The factors governing the summer regime of the eastern Mediterranean. In *International Journal of Climatology* (Vol. 24, Issue 14, pp. 1859–1871). Wiley. <https://doi.org/10.1002/joc.1113>

