



---

**Universidad de Valladolid**

Facultad de Ciencias

## **TRABAJO FIN DE GRADO**

Grado en Física

**Análisis de la variabilidad del vapor de agua atmosférico  
en la Península Ibérica a distintas escalas temporales a  
partir de datos GPS**

*Autora: Marina Ortiz de Galisteo Andrés*

*Tutor: Carlos Toledano Olmeda*

## *Agradecimientos*

Antes de comenzar, querría dar las gracias a mi tutor de la Universidad de Valladolid Carlos Toledano por las distintas correcciones realizadas del trabajo.

También me gustaría mencionar a mis padres y mi hermano porque ellos han sido mi gran apoyo a lo largo de la carrera y han confiado siempre en mí haciéndome ver que era capaz de lograr todo lo que me propusiese.

# Índice

<b>Resumen/abstract .....</b>	<b>4</b>
<b>Capítulo 1. Fundamento teórico .....</b>	<b>6</b>
1.1 Introducción .....	6
1.2 Conceptos generales .....	7
1.3 El receptor GPS .....	10
<b>Capítulo 2. Estaciones GPS y metodología de los datos .....</b>	<b>17</b>
<b>Capítulo 3. Ciclo anual y variabilidad mensual .....</b>	<b>24</b>
3.1 Ciclo anual .....	24
3.2 Variabilidad mensual .....	28
<b>Capítulo 4. Ciclo diurno .....</b>	<b>33</b>
4.1 Ciclo diurno anual .....	33
4.2 Análisis de Componentes Principales (PCA) .....	35
4.3 Fenómenos que afectan al ciclo diurno .....	45
<b>Capítulo 5. Variabilidad temporal .....</b>	<b>49</b>
5.1 Variabilidad diaria .....	49
5.2 Variabilidad a distintas escalas temporales .....	56
<b>Capítulo 6. Tendencia del vapor de agua .....</b>	<b>59</b>
6.1 Cambio climático .....	59
6.2 Tendencia media del vapor de agua .....	61
6.3 Descomposición de una serie temporal .....	64
<b>Conclusiones.....</b>	<b>69</b>
<b>Bibliografía y referencias .....</b>	<b>72</b>
<b>Anexo – Gráficas de la variabilidad mensual .....</b>	<b>79</b>

## Resumen

El vapor de agua es uno de los componentes más importantes de la atmósfera debido al papel fundamental que desempeña en el ciclo hidrológico, el efecto invernadero (el gas que más contribuye al efecto invernadero), el transporte de energía en forma de calor latente y la estabilidad vertical atmosférica. Asimismo, también interviene en el balance radiativo terrestre debido a su gran capacidad de absorción de la radiación infrarroja, siendo el mayor absorbente de la radiación solar. El 99% del vapor de agua se encuentra en la capa más baja de la atmósfera, la troposfera.

Este estudio completa el realizado por Ortiz de Galisteo [1] sobre el comportamiento del contenido total de vapor de agua en columna, obtenido de medidas de once estaciones de receptores GPS sobre la Península Ibérica del 2002-2008, ampliando el período de estudio en 10 años más (2002-2019). La importancia de ampliar el número de años de datos radica en que la Organización Meteorológica Mundial (OMM) establece que la climatología de cualquier variable meteorológica se debe calcular en base a un periodo de referencia de treinta años. Aunque el análisis abarcado no cumple con ello, ahora se dispone de datos para 18 años y, por lo tanto, los resultados obtenidos son más representativos.

En concreto, se ha ampliado el estudio del ciclo anual, el ciclo diurno y la variabilidad diaria. Además, se han realizado otros estudios complementarios como ha sido una estadística completa mensual de las medias diarias; la descomposición del ciclo diurno en componentes principales (PCA); la variabilidad a distintos intervalos temporales (desde una hora a un año); y, por último, se ha analizado la tendencia del vapor de agua con el fin de observar si el cambio climático que está teniendo lugar a nivel global afecta a la cuantía del vapor de agua en la Península Ibérica. El programa de cálculo empleado para el desarrollo de dicho estudio es el software R.

Los resultados concuerdan con lo establecido por Ortiz de Galisteo [1] en el caso del ciclo anual. Aunque en el caso del ciclo diurno se observa alguna diferencia como es el desfase de horas. Además, este estudio ha corroborado que el comportamiento atípico de la estación de San Fernando y el mínimo relativo observado para el mes de julio en el ciclo anual de las estaciones del suroeste peninsular no eran debidos a una anomalía introducida por disponer sólo de una serie corta de años de datos.

## Abstract

Water vapor is one of the most important components of the atmosphere due to the fundamental role that it plays in the hydrological cycle, the greenhouse effect (the most contributing gas), the transportation of energy in the form of latent heat and the vertical atmospheric stability. Likewise, it also intervenes in the terrestrial radiative balance due to its great capacity for absorbing infrared radiation, being the largest absorber of solar radiation. 99% of water vapor is in Troposphere, the lowest layer of the atmosphere.

This study completes the one carried out by Ortiz de Galisteo [1] on the behavior of the total content in the atmospheric column of water vapor, obtained from measurements of eleven GPS receiver stations over the Iberian Peninsula from 2002-2008, extending the period of study by 10 more years (2002-2019). The importance of expanding the number of years of data lies in the fact that the World Meteorological Organization (WMO) establishes that the climatology of any meteorological variable must be calculated based on a reference period of thirty years. Although the covered analysis still does not comply with this, now the time series covers 18 years of data and, therefore, the results obtained are more representative.

Specifically, it has been expanded the study of the annual cycle, the day cycle and daily variability. In addition, other complementary studies have been carried out, such as a complete monthly statistic of the daily means; the decomposition of the diurnal cycle into principal components (PCA); the variability at different time intervals (from one hour to one year); and, lastly, the trend of water vapor has been analyzed in order to determine if the global climate change, that is taking place, is affecting the amount of water vapor over the Iberian Peninsula. R software has been used to carry out this study.

The obtained results agree with what was established by Ortiz de Galisteo [1] for the annual cycle. Although in the case of the diurnal cycle some differences are observed, such as a time lag. Furthermore, this study has corroborated that the atypical behavior at San Fernando station and the relative minimum observed in the annual cycle for the month of July at the stations of the south-west peninsula were not due to an anomaly introduced by having only a short time series of data.

# Capítulo 1

## FUNDAMENTO TEÓRICO

### *1.1 Introducción*

Esta introducción está destinada a exponer la motivación y los objetivos de este trabajo.

La mayor parte del agua en la atmósfera se encuentra en forma de vapor de agua. Este representa más del 1% (10000 ppm) de la masa total de la atmósfera, interviniendo en la mayoría de los fenómenos meteorológicos. La troposfera es la región inferior de la atmósfera y en ella se concentra la mayor parte del oxígeno y del vapor de agua. Está caracterizada por la densidad de su aire, conteniendo el 80% de toda la masa de gases de la atmósfera y el 99% de todo el vapor de agua.

El vapor de agua, en muchos aspectos, es uno de los componentes más importantes de la atmósfera debido al significativo papel que desempeña en fenómenos meteorológicos de la atmósfera terrestre. Interviene en muchos procesos de un amplio rango de escalas temporales y espaciales, desde la climatología global hasta la micrometeorología, jugando un papel fundamental en el ciclo hidrológico (formación de nubes, nieblas y demás hidrometeoros como lluvia, llovizna, chubascos, granizo, etc.). Además, el sistema climático global es muy sensible a la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera por ser este el componente atmosférico que más contribuye al efecto invernadero, sobre un 60% [2]. El aumento de la temperatura media de la Tierra debido al incremento antropogénico de las concentraciones de CO<sub>2</sub> en la atmósfera implica un mayor contenido de vapor de agua, que a su vez produce un mayor calentamiento [3]. También actúa como vehículo energético almacenando energía en forma de calor latente, que posteriormente se libera en los procesos de condensación. Igualmente, el vapor de agua es un parámetro primordial en la estabilidad vertical de la atmósfera favoreciendo el desarrollo convectivo (estructura y evolución de los sistemas tormentosos). Esto es debido a que, para la misma presión y temperatura, el aire húmedo, el cual tiene un mayor contenido de vapor de agua, es más ligero que el aire seco. El vapor de agua también interviene en el balance radiativo terrestre debido a su gran capacidad de absorción de una parte de la radiación de onda larga, sobre todo la infrarroja. Asimismo, es el mayor absorbente de la radiación solar [4] ya que absorbe aproximadamente seis veces más energía radiante procedente del Sol que los demás componentes de la baja atmósfera.

El vapor de agua es igualmente de gran interés en otros aspectos, como por ejemplo para conocer el funcionamiento del balance radiativo y de la distribución del vapor de agua en la atmósfera con el fin de modelar la atenuación de la radiación solar por la absorción del vapor de agua y mejorar las correcciones atmosféricas de las imágenes satelitales [5]. Por su parte, un mejor conocimiento del ciclo diurno del vapor de agua puede ayudar a mejorar las parametrizaciones físicas de los modelos de predicción numérica del tiempo, y así, disminuir las incertidumbres en la predicción de la convección [6]. Por todo ello, es muy importante conocer su distribución y variabilidad.

El objetivo global del presente estudio será el análisis y la caracterización del comportamiento del contenido total en columna de vapor de agua para estaciones de la Península Ibérica a partir

de las medidas de los años comprendidos entre 2002 y 2019, ambos inclusive, proporcionadas por la red de receptores GPS de EUREF (*European Reference Frame*). El motivo de empezar en dicho año se debe a que hay un mayor número de estaciones de receptores GPS operando desde esa fecha, lo que es importante para poder trabajar con un conjunto representativo de estaciones de la Península Ibérica. Estas medidas constituyen por tanto las series representativas de datos más largas y completas que existen en la Península para el análisis de este componente atmosférico. Para ello, se realizará un análisis de la variabilidad de este parámetro clave en distintas escalas temporales: horaria, diaria, mensual y anual.

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) establece que la climatología de cualquier variable meteorológica se debe calcular en base a un periodo de referencia de treinta años. De ahí el motivo por el cual se ha decidido ampliar el análisis de los ciclos anual y diario y de la variabilidad diaria realizado por Ortiz de Galisteo [1] añadiendo los datos de los años del 2009 al 2019, ambos inclusive. Aunque aun así no se llega a los 30 años requeridos, este estudio se puede considerar más representativo que el anterior mencionado. No solamente se ha ampliado dicho análisis con más años de datos, sino que también se han estudiado otras características como son el análisis de componentes principales del ciclo diario, la variabilidad a distintas escalas temporales, desde una hora a un año y la tendencia temporal.

## ***1.2 Conceptos generales***

### **La atmósfera**

La atmósfera es la capa de aire o mezcla de gases que rodea a la Tierra constituyendo su parte más externa. Se extiende en la vertical unos 100 km y está formada por una serie de capas de distintas características en cuanto a su comportamiento y composición. Es también el componente central del sistema climático.

Desde el punto de vista térmico, la atmósfera se divide en: la troposfera y la estratosfera que constituyen la atmósfera inferior; y la mesosfera, la termosfera, la exosfera y la magnetosfera que forman la atmósfera superior. Las divisiones entre una capa y otra se denominan respectivamente tropopausa, estratopausa, mesopausa y termopausa.

La troposfera es la parte más baja de la atmósfera y se extiende desde la superficie de la Tierra hasta una altitud máxima de 20 kilómetros. Su espesor varía en función de la estación del año (mayor espesor en verano que en invierno) y sobre todo en función de la latitud del lugar, siendo mucho mayor en el Ecuador y en la zona intertropical por la fuerza centrífuga del movimiento de rotación terrestre (16-20 km), y mucho menor en las zonas polares por la fuerza centrípeta (6-8 km). Contiene el 80% de la masa total de la atmósfera y aerosoles (tanto de origen natural como antropogénico). En esta capa baja de la atmósfera, debido a la radiación terrestre, la temperatura media en condiciones normales desciende con la altitud a razón de 6.5°C por kilómetro. La troposfera es la capa atmosférica más interesante para el desarrollo de este trabajo ya que prácticamente todos los fenómenos atmosféricos tienen lugar en ella. Además, es la región de la atmósfera donde la propagación de las señales depende principalmente del contenido de vapor de agua y de la temperatura.

El aire seco es una mezcla de gases compuesta en su mayor parte por nitrógeno (ocupa alrededor del 78% volumen de una mezcla de gas puro), oxígeno (21%), y en bastante menor proporción

por argón (1%) y dióxido de carbono (solamente 0.03%). Según [7], la concentración de estos gases es prácticamente uniforme (formando una mezcla homogénea) desde la superficie de la Tierra hasta la mesopausa (80 km de altitud). Se considera su comportamiento como un gas ideal, cumpliendo la ley de Dalton sobre presiones parciales. La densidad de cada componente disminuye con la altura, pero no así las relaciones entre ellas, es decir, la densidad de cada componente se mantiene proporcional a la mezcla. Por su parte, el dióxido de carbono se encuentra bien mezclado hasta la mesopausa, aunque su concentración total no es constante en el tiempo. Otros gases como el neón, el helio, el metano, el criptón, el xenón, el hidrógeno y el ozono constituyen tan sólo una centésima parte del 1% restante del aire seco. Éstos se encuentran en proporciones muy pequeñas y variables. Por ejemplo, el ozono se localiza casi en su totalidad en la estratosfera media.

### El vapor de agua

También se puede encontrar en el aire vapor de agua. La mezcla de aire seco con vapor de agua se denomina aire húmedo. El vapor de agua es el componente que está más en desequilibrio difusivo de todos los gases de la atmósfera, encontrándose en la atmósfera en cantidades muy variables que fluctúan con el lugar geográfico y con el tiempo. Así mismo, la concentración del vapor de agua depende de la latitud. Hay una mayor concentración en los trópicos, la cual disminuye a medida que se aproxima a las regiones polares. En las capas más bajas de la atmósfera, los límites normales de variación, en volumen, son entre unas décimas y 2%, aproximadamente, alcanzándose excepcionalmente proporciones del 4% (aproximadamente 3% en peso). Su concentración decrece con la altitud, encontrándose prácticamente ausente por encima de la tropopausa (10 a 12 km). Aproximadamente el 99% del vapor de agua se concentra en la troposfera. Algunos estudios indican que la casi totalidad del vapor de agua existente se encuentra en los 5 km inferiores de la troposfera.

Conforme a la ecuación de Clausius-Clapeyron,  $\ln(P) = -\frac{\Delta_{vap} H}{RT} + C$ , el contenido máximo de vapor de agua que se puede contener en el aire, sin que sobrevenga la condensación, es función solo de la temperatura de éste. Por lo tanto, cuanto menor sea la temperatura, menor será la concentración de vapor de agua que pueda haber en la atmósfera. Cuando aumenta la cantidad de vapor, la presión parcial del mismo también aumenta (según la ley de Dalton) hasta alcanzar la presión máxima o tensión saturante. A partir de ese punto el exceso de vapor se condensa.

Debido a las presiones tan débiles que ejerce el vapor de agua a temperaturas atmosféricas, se puede considerar que cumple la Ley de Avogadro de los gases  $\left(\frac{P_1 V_1}{T_1 n_1} = \frac{P_2 V_2}{T_2 n_2}\right)$ . Asimismo, también se puede asimilar su comportamiento al de un gas perfecto, ya que el crecimiento con la temperatura de su calor específico a presión constante es muy lento. Como para la misma presión y temperatura el vapor de agua pesa 0.622 veces menos que el aire seco, el aire húmedo es más ligero que el seco. Además, el calor específico del aire húmedo es mayor que el del seco. De ahí la importancia del papel que desempeña el vapor de agua en la estabilidad atmosférica y en el transporte de energía.

El vapor de agua pasa a la atmósfera por la continua evaporación del agua existente en la superficie terrestre (los océanos, lagos, ríos, suelo, y gotas de lluvia) y, en menor escala, por la sublimación de las superficies heladas y la transpiración de la masa vegetal. En este transcurso, el agua absorbe calor del aire, motivo por el cual es mayor la evaporación en las zonas cálidas

que en las frías, o en verano que en invierno. Lo contrario es la condensación, proceso por el cual el vapor de agua es desprendido de la atmósfera. Para que esto suceda, se debe alcanzar previamente el estado de saturación, que es la cantidad máxima de vapor de agua que puede contener el aire a una temperatura dada sin que tenga lugar la condensación.

Se extiende de manera más efectiva en las capas bajas por mezcla turbulenta, y en las capas medias y altas por ascensos de masas de aire provocados por una inestabilidad y por los movimientos a escala sinóptica. Como el aire seco predomina en la mezcla, éste impone al vapor de agua su temperatura y lo arrastra consigo en sus movimientos.

El vapor de agua originado por evaporación en latitudes bajas puede ser transportado por las grandes corrientes de aire sin que se produzca la condensación hasta que llegue a latitudes altas. De este modo, como la radiación solar disminuye con la latitud, el calor absorbido en los trópicos puede emplearse en el calentamiento de la atmósfera en latitudes altas, evitando así una mayor diferencia de temperatura entre las regiones ecuatorial y polares.

Hoy en día, el vapor de agua resulta difícil de medir debido a su alta variabilidad en el tiempo y en el espacio. Además, no es suficiente conocer su distribución y evolución en la superficie terrestre, sino que es preciso cuantificar el vapor de agua en toda la columna atmosférica.

La humedad atmosférica indica la concentración de vapor de agua en el aire, es decir, la cantidad de vapor de agua por unidad de volumen de aire. La capacidad de absorción de vapor de agua por una masa de aire depende principalmente de la temperatura. Cuanto más caliente esté una masa de aire, mayor cantidad de vapor de agua podrá contener; por el contrario, a bajas temperaturas las masas de aire contienen menor cantidad de vapor de agua. Si el aire se enfría lo suficiente, alcanzando la saturación, este no puede mantener todo su contenido de vapor de agua y empieza a condensarse formando las nubes o nieblas.

La concentración del vapor de agua del aire se puede expresar mediante distintos parámetros. Algunos de los cuales son: la tensión de vapor, la humedad absoluta, la humedad relativa, la humedad específica, la proporción de mezcla, la temperatura equivalente, la temperatura del termómetro húmedo, el punto de rocío, el espesor óptico de absorción... Pero sobre todo cabe destacar el vapor de agua integrado (*Integrated Water Vapour*, IWV) o agua precipitable (*Precipitable Water Vapour*, PWV), el cual es precisamente el objeto del presente estudio.

El vapor de agua integrado (IWV) o vapor de agua precipitable (PWV) es el contenido total de vapor de agua comprendido en una columna atmosférica (desde la superficie hasta el final de la atmósfera) de superficie la unidad. Se expresa en términos de masa  $\text{gr}/\text{cm}^2$  o  $\text{kg}/\text{m}^2$ , o en términos de la altura que alcanzaría la capa de agua si todo el vapor contenido en la columna atmosférica se condensara y se contuviese en un recipiente de igual superficie que dicha columna atmosférica. Normalmente en Meteorología se emplea el centímetro o el milímetro como unidad de medida. El volumen total de vapor de agua se puede transformar de unidades de masa a unidades de altura dividiéndolo por la densidad del agua líquida. Aproximadamente 1 mm de agua precipitable se corresponde con  $0.1 \text{ gr}/\text{cm}^2$  o  $1 \text{ kg}/\text{m}^2$  de contenido de vapor de agua. El PWV se obtiene por integración de la humedad absoluta  $a$ , es decir, de la densidad del vapor expresada en  $\text{gr}/\text{m}^3$ , en la vertical de una columna de superficie la unidad desde la superficie terrestre hasta el límite superior de la atmósfera  $h$ .

$$PWV = \int_0^h a(z) dz \quad (1.1)$$

Si en lugar de niveles de altura  $z$ , se dispone de niveles de presión  $p$ , entonces la expresión anterior queda de la siguiente manera,

$$PWV = \frac{1}{g} \cdot \int_{p_s}^0 m(p) dp \quad (1.2)$$

donde  $g$  es la constante de la gravedad y  $m$  la razón de mezcla, la cual es la masa de vapor por unidad de masa de aire seco y es medida normalmente en gr/kg.

### 1.3 El receptor GPS

Se han desarrollado una gran variedad de métodos para medir el vapor de agua atmosférico, cada uno de ellos con sus ventajas e inconvenientes. Los más importantes son: radiosondeos, radiómetros de microondas (en superficie o embarcadas en satélites) y fotómetros. Otra técnica muy utilizada es la medida mediante el receptor GPS, aunque su fin principal sea la localización espacial. El GPS calcula el retraso troposférico con el fin de eliminar el ruido en sus medidas. Sin embargo, éste sirve como medida para la determinación de la cantidad del vapor de agua presente en la atmósfera.

En la actualidad, los datos disponibles de vapor de agua medidos con las técnicas por radiosondeos, fotómetros y radiómetros son insuficientes al no disponerse de medidas con la suficiente resolución para poder representar su alta variabilidad espacial y temporal. Por su parte, el incremento en los últimos años de estaciones de referencia permanentes GNSS a escala mundial supone un importante avance para la monitorización del PWV. Los receptores GPS por su bajo coste proporcionan una densa red que permite determinar el contenido de vapor de agua con buena resolución temporal y espacial bajo cualquier condición meteorológica. Es decir, la tecnología GNSS puede ofrecer una mayor cantidad de mediciones, pero con la misma precisión que los otros métodos. Por este motivo, los datos empleados para este estudio son los proporcionados por el receptor GPS, el cual se desarrollará a continuación.

Un Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS, en su acrónimo inglés) suministra el posicionamiento tridimensional, medidas de velocidad y tiempo, de cualquier cuerpo en movimiento situado en cualquier parte de la superficie terrestre o espacio próximo, a partir de una constelación de satélites artificiales que emiten señales formadas por ondas electromagnéticas.

Los satélites GNSS consisten en una plataforma con radiotransmisores, relojes atómicos, ordenadores y varios equipos auxiliares de posicionamiento y electrónicos. Además, cuentan con paneles solares como fuente de energía, volantes de inercia para control de la orientación y sistemas de propulsión para ajustes de órbita.

El funcionamiento de un reloj atómico se basa en la transición entre niveles de energía de átomos concretos, la cual produce una oscilación de frecuencia muy precisa que se utiliza para controlar por realimentación un oscilador piezoeléctrico de cuarzo, cuya frecuencia estabilizada de esta forma es la que se utiliza. Los relojes de los satélites pueden ser de cuarzo (precisión de  $10^{-10}$ ), de rubidio (precisión de  $10^{-13}$ ), de cesio (precisión de  $10^{-14}$ ) y osciladores atómicos o de máser de hidrógeno (precisión de  $10^{-14}$  y de  $10^{-15}$ ).

Varios países se han embarcado en el desarrollo de sus propios sistemas de navegación por satélite. Existen actualmente dos conjuntos de satélites funcionando de forma operativa: el

estadounidense NAVSTAR GPS (*Global Position System*) y el ruso GLONASS, y otro en fase de desarrollo: el europeo GALILEO.

El sistema de posicionamiento global GPS tuvo su origen en 1960 como uso exclusivamente militar, promovido más tarde a su uso civil, su uso comercial y para aplicaciones científicas, lo que ha permitido su enorme desarrollo en las últimas décadas. La utilización de observaciones GPS en aplicaciones meteorológicas y climáticas fue propuesta en 1992 por M. Bevis et al., [8] manifestando que dichos observables proporcionan el suministro de datos globales y continuos de los que se pueden extraer parámetros troposféricos.

El sistema GPS fue concebido como un sistema de satélites para determinar con precisión posiciones absolutas o relativas sobre el globo terrestre. La constelación de satélites GPS consiste en 24 satélites distribuidos en 6 planos orbitales prácticamente circulares, con una inclinación de  $55^\circ$  respecto del plano ecuatorial de la Tierra, y a 20180 km de altitud media. Hay 4 satélites por órbita distribuidos uniformemente, lo que determina un período de 12 horas de tiempo sidéreo, es decir, el satélite completa cada órbita en un tiempo solar de 11 horas, 57 minutos, 58.3 segundos. Los satélites transmiten en dos frecuencias L1 (1575.42 MHz) y L2 (1227.60 MHz), para lo cual están provistos de un reloj atómico con precisión de hasta  $10^{-13}$  segundos que produce una frecuencia fundamental de 10.23 MHz. Si se multiplica la frecuencia fundamental por 154 y 120, se pueden generar las frecuencias portadoras L1 y L2, respectivamente. Cada satélite transmite sobre las portadoras L1 y L2 dos códigos de ruido pseudoaleatorios (PRN) propios que sirven para identificarlo, el código C/A o estándar y el código P preciso, junto con las efemérides del satélite, los coeficientes de modelización de la ionosfera, información de estatus, la hora del sistema, y las correcciones horarias al reloj del satélite.

El sistema del GPS se basa en la determinación de la distancia entre el receptor situado en tierra y los satélites mediante la medición del tiempo que tarda en llegar al receptor la señal radioeléctrica generada por el satélite, el cual sigue una órbita constante y conocida. Medir en cada instante la distancia de un receptor a varios satélites no es tan fácil como parece ya que normalmente ambos cuerpos se mueven, y, por tanto, sus distancias están cambiando continuamente. Si en un instante determinado se conoce la posición del satélite y la distancia receptor-satélite, es seguro que el receptor está situado sobre cualquier punto de la superficie de una esfera cuyo centro es el satélite y cuyo radio es la distancia entre ellos. Por tanto, para posicionar el receptor en un sistema de coordenadas tridimensional, en un principio son necesarios tres satélites ya que la intersección de tres esferas sería el punto en el que está situado el receptor. La distancia satélite-receptor puede medirse mediante tres procedimientos:

- \* *Efecto Doppler.* Debido al efecto de la velocidad del satélite, la frecuencia de la señal emitida por el satélite varía cuando es recibida por el vehículo. Mediante la variación de dicha frecuencia, se puede determinar la distancia al satélite. Este sistema permite dar una posición imprecisa, pero rápida.
- \* *Medida de Pseudodistancias.* El receptor recibe la señal del satélite y genera una réplica de dicha señal. A continuación, ambas señales son sincronizadas mediante correlación PRN. Si los relojes de los satélites y del receptor estuvieran perfectamente sincronizados, el tiempo de desplazamiento de la réplica sería el tiempo de propagación de la señal desde el satélite hasta el receptor y entonces bastaría con sólo tres satélites para determinar la posición. Sin embargo, la precisión del reloj del receptor es inferior a la precisión de los relojes de los satélites. Esto implica que exista un desajuste entre los tiempos registrados por los relojes del satélite y del receptor. Para eliminar la incertidumbre por el desfase de

los relojes es necesario un cuarto satélite. Las distancias medidas no son las realmente existentes entre el satélite y el receptor ya que, aunque se conoce el momento de la emisión en el satélite, no se sabe el estado preciso del reloj del receptor respecto al del satélite. Por consiguiente, las distancias medidas se denominarán pseudodistancias.

- \* *Medida de Fase.* El fundamento de este método es controlar en fase una emisión radioeléctrica emitida desde la posición conocida del satélite con frecuencia conocida. Se compara una frecuencia de referencia obtenida del oscilador que controla el receptor con la portadora demodulada. Este método es el empleado para derivar las medidas de PWV debido a que es el procedimiento con el que se obtiene una mayor precisión.

Las imprecisiones en las medidas de los GPS se deben a: errores del reloj del satélite y del receptor; errores orbitales en la posición de los satélites, los cuales pueden ser eliminados trabajando con las efemérides precisas que son calculadas a posteriori a partir de los datos de pseudodistancias y medidas de fase registradas por las estaciones de seguimiento; *multipath*, el cual es causado por múltiples reflexiones de la señal emitida por el satélite en superficies cercanas a la antena; retraso ionosférico, ya que la ionosfera interfiere en la propagación de las ondas de radio introduciendo un retraso en la propagación de la señal; y el retraso troposférico, el cual se verá a continuación más detalladamente.

### *El Retraso Troposférico*

Una onda electromagnética se propaga en el vacío siempre a la velocidad de la luz ( $c$ ), independientemente de cuál sea su frecuencia. Cuando la onda viaja por un medio que no es el vacío, ésta sufre un retardo debido a que la velocidad de propagación es menor, y a que la trayectoria aumenta su longitud al curvarse por refracción, si el medio no es isótropo.

En el caso de las observaciones GPS, la presencia de la atmósfera afecta a la transmisión de las señales electromagnéticas (microondas) provenientes de los satélites GPS, provocando la disminución de la velocidad de propagación, las ondas viajan más lentas de como lo harían en el vacío, y la curvatura de la trayectoria en lugar de ser una línea recta. Ambos efectos producen un retraso en la señal que está determinado por el índice de refracción a lo largo del camino de propagación. Para las ondas de radio típicas del sistema GPS, el retraso troposférico es no dispersivo, es decir, no depende de la frecuencia, por lo que su efecto no se puede eliminar fácilmente como en el caso del ionosférico.

Hay una relación directa entre el retraso troposférico que sufre la señal y la cantidad de vapor de agua existente en la atmósfera, lo que permite aprovechar este dato para la estimación de PWV.

El producto más común que se usa en meteorología es el retraso cenital total (del *inglés Zenith Total Delay, ZTD*). Se trata de una estimación del retraso que sufriría la señal si atravesara la atmósfera desde un satélite hasta el receptor en dirección cenital. Para obtener el ZTD, se proyecta el retraso observado en la señal sobre la dirección cenital.

En 1972, Saastamoinen [9] desarrolló un método para modelizar el fenómeno y demostró que el retraso total troposférico ZTD puede ser descompuesto en dos factores:

- \* *La componente seca o retraso hidrostático cenital (de sus siglas en inglés, ZHD)*, asociado con el momento dipolar inducido en la atmósfera y provocado fundamentalmente por la

mezcla de gases que componen el aire atmosférico seco. Por ello, es el responsable de más del 90% del retraso neutral de la señal. Aunque la componente hidrostática tiene un mayor efecto en el retraso troposférico, su valor es muy estable, pudiendo ser estimado a partir de medidas de la presión atmosférica en superficie y de las coordenadas del receptor por medio de la fórmula propuesta por Saastamoinen [9]. Las pequeñas variaciones que se producen en los valores del ZHD son proporcionales a los cambios de la presión en superficie debidos a su vez a las variaciones locales atmosféricas. Se pueden obtener medidas del ZHD con gran precisión, de pocos milímetros o menos.

- \* *La componente húmeda, o retraso húmedo cenital (de sus siglas en inglés, ZWD), asociado con el momento dipolar permanente del vapor de agua y debido principalmente al contenido en vapor de agua de la atmósfera, y en menor medida por agua líquida. A pesar de que el retraso húmedo aporta menos del 10% al retraso total, es el principal responsable de las variaciones del ZTD ya que la distribución del vapor de agua atmosférico es inestable y variable tanto espacial como temporalmente. Puede ser estimado a partir de la diferencia del retraso total cenital y el retraso total hidrostático. El retraso cenital húmedo es el que tiene auténtico interés en meteorología, puesto que de él puede estimarse el contenido de vapor de agua de la columna atmosférica.*

Es decir,

$$ZTD = ZHD + ZWD \quad (1.3)$$

Tanto el retraso hidrostático como el húmedo dependen de los ángulos de inclinación de los satélites respecto al receptor, aumentando de forma aproximada con la inversa del seno del ángulo de elevación, con un incremento en un factor de cuatro entre la dirección cenital y una dirección con un ángulo de elevación de 15°. Es decir, son más pequeños para trayectorias orientadas en la dirección cenital. Al ser estos retrasos muy pequeños, del orden de 10<sup>-8</sup> a 10<sup>-9</sup> segundos, se miden en unidades de longitud en vez de en tiempos, determinándolo como el espacio que recorrería la luz en dicho tiempo. Valores típicos de estos retrasos en la dirección cenital al nivel del mar son:

- \* *Retraso Total Cenital (ZTD), del orden de 250 cm [10].*
- \* *Retraso Hidrostático Cenital (ZHD), del orden de 230 cm.*
- \* *Retraso Húmedo Cenital (ZWD), del orden de entre 0 y 40 cm.*

Aproximadamente, un centímetro de PWV ocasiona un retraso húmedo de 6.5 cm. Sin embargo, este factor tiene que ser calculado para cada medida debido a que puede variar hasta en un 20% según la localización, la altitud, la época del año y la situación meteorológica.

Los receptores GPS miden en la dirección de los satélites en lugar de la cenital. Para poder determinar un valor de retraso troposférico representativo en cada instante de la observación y para cada estación de referencia GPS, es preciso transformar todos los retrasos troposféricos oblicuos medidos en las direcciones satélites-receptor a un retraso total teórico en la dirección del cenit (ZTD). Esta transformación se realiza mediante funciones de mapeo o *mapping functions*. A partir de este retardo troposférico cenital, se puede estimar la cantidad de vapor de agua integrada en la dirección del cenit.

Casi todas las maneras de estimar el retraso a lo largo de un camino con una elevación arbitraria consisten en multiplicar el retraso a lo largo de la dirección cenital por una función de mapeo que determina la dependencia con el ángulo de elevación. Por lo tanto, el retraso total (TD) para una trayectoria con un ángulo de elevación diferente del cenital se calcula como,

$$TD(\theta) = ZHD \cdot M_h(\theta) + ZWD \cdot M_w(\theta) \quad (1.4)$$

donde  $M_h$  y  $M_w$  son, respectivamente, las funciones de mapeo de la componente hidrostática y húmeda.

Son varias las formulaciones y modelos que se han desarrollado para calcular el ZHD y el ZWD. Sin embargo, destaca la formulación de Elgered et al. [11], quienes adoptaron un modelo en el cual el ZHD (medido en milímetros) viene dado por la siguiente expresión:

$$ZHD = (2.2779 \pm 0.0024) P_s / f(\lambda, H) \quad (1.5)$$

donde  $P_s$  es la presión en superficie y, además,

$$f(\lambda, H) = (1 - 0.00266 \cos 2\lambda - 0.00028 H) \quad (1.6)$$

es un factor que considera la variación de la aceleración de la gravedad con la latitud  $\lambda$  y con la altura  $H$  (en km) medida sobre la superficie del elipsoide. En esta formulación, el ZWD viene dado por la siguiente expresión:

$$ZWD = 10^{-6} [k'_2 \int (P_v/T) dz + k_3 \int (P_v/T^2) dz] \quad (1.7)$$

donde  $P_v$  es la presión parcial del vapor de agua y las constantes  $k'_2$ ,  $k_3$  toman los siguientes valores:  $k'_2 = 17 \pm 10 \text{ Kmb}^{-1}$ ,  $k_3 = 3.776 \pm 0.004 \cdot 10^5 \text{ K}^2 \text{mb}^{-1}$ . Se puede aproximar la expresión anterior según,

$$ZWD = (0.382 \pm 0.004) \cdot \int (P_v/T^2) dz \quad (1.8)$$

Para evaluarla, es necesario conocer el perfil vertical de la temperatura y la presión de vapor, como los proporcionados por sondeos meteorológicos. Sin embargo, normalmente no se dispone de estos datos. Son varios los modelos que se han desarrollado con el fin de evitar este requerimiento y calcular el ZWD a partir de medidas de superficie. No obstante, los resultados no han sido muy buenos comparados con los obtenidos en el cálculo del ZHD [12], [13], [14].

Gracias a las últimas técnicas se puede estimar el ZTD mediante modelización de los propios datos de la red de receptores GPS empleando complejos algoritmos de inversión [13], [15], de donde restándole el ZHD se consigue obtener el ZWD. La base científica de estas técnicas es la observación simultánea por los receptores de las señales radiadas por los satélites con distintos ángulos de elevación.

### Agua precipitable

Según [16], el PWV se puede estimar de los datos del retraso húmedo cenital a partir de la temperatura media atmosférica determinada por la presión parcial del vapor de agua, de tal forma que,

$$T_m = \frac{\int (P_v/T) dz}{\int (P_v/T^2) dz} \quad (1.9)$$

Combinando la ecuación de estado del vapor de agua y las expresiones (1.1), (1.7), (1.9), se llega a la siguiente relación para el PWV,

$$PWV = k \cdot ZWD \quad (1.10)$$

donde la constante  $k$  viene dada por,

$$1/k = 10^{-6} (k_3/T_m + k'_2) R_v \quad (1.11)$$

siendo  $R_v$  la constante de los gases específica para el vapor de agua, medida para este trabajo en J/kgK. Para las constantes  $k_3$  y  $k'_2$  se han empleado los mismos valores usados por Bevis et al. [17],  $k_3 = 3.739 \cdot 10^5 K^2/mb$  y  $k'_2 = 22.1 K/mb$ .

Es necesario conocer la temperatura media de la atmósfera  $T_m$  (1.9) para poder calcular el PWV a partir de las expresiones (1.10) y (1.11), lo que requiere a su vez conocer la distribución vertical del vapor de agua. Otra alternativa es emplear para la  $T_m$  unos valores constantes según cada zona y época del año, estimándola de los modelos numéricos de predicción o de la temperatura en superficie. El hecho de que la mayoría del vapor de agua se encuentra en las capas inferiores de la atmósfera (2-3 km) y la presión de vapor actúa como factor de pesado en la definición de la  $T_m$ , conlleva a pensar que debe estar correlacionada con la temperatura en superficie. En 1992, Bevis et al. [8] llegaron a la expresión empírica (1.12) mediante el análisis estadístico de 8718 perfiles de radiosondeos que abarcaban dos años de datos de estaciones en USA en un rango de latitud entre 27° y 65°, y de altitud entre 0 y 1600 m,

$$T_m \approx 70.2 + 0.72 T_s \quad (1.12)$$

Esta relación tiene un error cuadrático medio de 4.7 K, lo que supone un error relativo inferior al 2%, que en el peor de los casos conlleva un error relativo del 4% en el PWV. Se puede obtener una aproximación más potente, con errores menores del 1%, empleando el valor predicho por los modelos numéricos de predicción meteorológica [17].

Como la relación es empírica y podría ajustarse peor a otras zonas geográficas distintas de para las que fue obtenida, Ortiz de Galisteo [1] obtuvo una relación similar para estaciones de radiosondeo de la Península Ibérica a partir de los datos de sus propios sondeos desde el año 2000 al 2008. Para el conjunto de todas las estaciones, con un total de 37179 sondeos, obtuvo una expresión generalizada:

$$T_m \approx 61.92 + 0.75 T_s \quad (1.13)$$

El error cometido en el PWV al estimar la temperatura media de la atmósfera a partir del valor de la temperatura de superficie es aproximadamente de un 1%. A este error habría que añadir el cometido en la medida de la temperatura de superficie.

Se optó por utilizar para este trabajo la expresión (1.13) para estimar la  $T_m$ . No obstante, este tipo de relaciones  $T_m - T_s$  pueden introducir un ciclo diurno artificial en el PWV al no considerar el hecho de que la  $T_s$  tiene una variación diurna mucho mayor que la  $T_m$  [18]. Con el fin de eliminar dicho ciclo artificial, se utilizó una temperatura superficial suavizada ( $T_{ss}$ ) conforme a la expresión [19],

$$T_{ss} = 0.25 T_s + 0.75 T_{sm} \quad (1.14)$$

donde  $T_{sm}$  es la temperatura media de cada día al nivel de la superficie.

La otra variable meteorológica necesaria para calcular el PWV es la presión atmosférica al nivel de la estación.

Al transformar todo el ZWD en PWV no se está teniendo en cuenta el posible retraso introducido por el agua líquida o la nieve. Siendo esto una buena aproximación, en el caso de nubes densas y espesas se puede estar sobreestimando el retraso en hasta 7.5 mm (aproximadamente 1 mm de PWV). Por contra, en el caso de las gotas de lluvia, este retraso puede ser despreciado [21].

A pesar de ello, varios autores ([22], [23], [24], [25], [26], [27], [28], [29], [30], [19], [31], [32]) han demostrado la calidad de los datos de PWV proporcionados por las redes de GPS comparándolos con los datos obtenidos mediante otros instrumentos y técnicas (sondeos, radiómetros de microondas, fotómetros solares, MODIS, modelos de predicción,..). Todos ellos han determinado el error entre 1 y 3 milímetros.

En 2012, Seco et al. [33] realizaron el análisis de patrones de lluvia y modelos de previsión basados en el contenido de vapor de agua atmosférico estimado con GPS. El experimento establece las relaciones entre episodios de lluvia y presión atmosférica y contenido de vapor de agua obtenido con tecnología GPS, utilizando series de datos de 9 años de cada variable analizada. Los resultados indican que existe una buena correlación entre las lluvias observadas y la cantidad de PWV, y, por tanto, el hecho de que se produzcan o no precipitaciones depende bastante del contenido de agua precipitable en la atmósfera y, en menor medida, de la presión atmosférica. Es necesario un valor alto de PWV para que se produzca lluvia. Esto le permitió obtener un modelo capaz de predecir precipitaciones con índices de acierto altos. Por todo ello, el patrón de comportamiento y la tendencia de evolución del PWV es un parámetro elemental en la estabilidad vertical atmosférica. Se puede por tanto considerar el PWV como un nuevo producto GNSS que proporciona una gran información de la heterogeneidad espacial y de la rápida variabilidad temporal de la humedad en la troposfera, especialmente en los eventos de lluvias intensas.

## Capítulo 2

# ESTACIONES GPS Y METODOLOGÍA DE LOS DATOS

A continuación, se detallan las estaciones pertenecientes a la red EUREF empleadas, el proceso de obtención de los datos y el control de calidad al que han sido sometidos.

En 1994 se crea por la comunidad geodésica internacional el IGS (*International GNSS Service*) [34], el cual supuso la mayor contribución para la realización de aplicaciones civiles de alta precisión con GPS [35]. El Servicio Internacional GNSS es una federación de agencias e instituciones que conforman un fondo común de recursos y datos de estaciones permanentes GPS y GLONASS para generar productos de alta precisión y calidad. El IGS recopila, archiva y proporciona de forma abierta conjuntos de datos y productos de observación GPS con suficiente precisión para satisfacer los objetivos de una amplia gama de aplicaciones y experimentación.

Para este estudio se han utilizado los datos de ZTD generados para estaciones de la Península Ibérica por un centro de análisis de EUREF (*EUropean REference Frame*) [36], el cual es una red asociada al IGS. Fue formado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (de sus siglas en inglés, IUGG) en 1987 y tiene como misión fundamental la definición, el establecimiento y mantenimiento de los sistemas de referencia geodésicos europeos. Actualmente, EUREF se centra en la promoción para que todos los países miembros de la Comunidad Europea adopten y utilicen el sistema de referencia terrestre europeo (ETRS89) y el sistema de referencia vertical europeo (EVRS), así como el desarrollo y mantenimiento de la red de estaciones permanentes GNSS en el continente europeo denominada EPN (*European Permanent Network*), que es la infraestructura para todas las aplicaciones e investigaciones de posicionamiento y navegación. Actualmente, EUREF dispone de 34 estaciones GPS en la Península Ibérica, tal y como se puede apreciar en la Imagen 2.1.



Imagen 2.1 – Estaciones GPS de EUREF en la P. Ibérica.

El presente análisis estadístico se ha realizado en base a los datos de los años comprendidos entre 2002 y 2019, ambos inclusive, de receptores GPS de EUREF para once estaciones situadas en la Península Ibérica. Solamente éstas registran datos desde al menos el inicio del período de estudio. El motivo de empezar en el año 2002 se debe a que hay un mayor número de estaciones de receptores GPS operando desde esa fecha, lo que es importante para poder trabajar con un conjunto representativo de estaciones de la Península Ibérica. Se ha trabajado con las estaciones de A Coruña (puerto), Alicante (puerto), Almería (observatorio geofísico), Cáceres (escuela politécnica), Cantabria (Santander, escuela de ingenieros), Creus (faro), Ebre (Roquetes, observatorio del Ebre), San Fernando (observatorio de la Armada), Valencia (universidad politécnica), Villafranca del Castillo (estación de la Agencia Espacial Europea) y Yebes

(observatorio astronómico). En la Tabla 2.1 están detalladas las coordenadas de dichas estaciones. Un hecho curioso es que todas ellas, exceptuando Cáceres, disponen de datos desde la misma fecha.

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) establece que la climatología de cualquier variable meteorológica debe ser calculada en base a un periodo de referencia de treinta años. Por este motivo, en este estudio no se puede hablar de Climatología sino de caracterización o análisis estadístico del PWV, ya que sólo se dispone de datos para dieciocho años. Sin embargo, cabe destacar que, aunque en cada una de las zonas no se alcanzan los treinta años de datos, se trata de las series de datos obtenidas con GPS más largas y mejores disponibles en la actualidad para la Península. A pesar de que las series de datos siguen sin ser lo suficientemente largas, se considera que los resultados aquí obtenidos pueden representar con la suficiente validez el comportamiento del PWV sobre la Península Ibérica.

Estación	Lat.	Long.	Alt.	1 <sup>er</sup> Dato	Estación	Lat.	Long.	Alt.	1 <sup>er</sup> Dato
<i>A Coruña</i>	43° 22'	8° 24' W	12	05/08/01	<i>S. Fernando</i>	36° 28'	6° 12' W	40	05/08/01
<i>Alicante</i>	38° 20'	0° 29' W	10	05/08/01	<i>Santander</i>	43° 28'	3° 48' W	48	05/08/01
<i>Almería</i>	36° 51'	2° 28' W	77	05/08/01	<i>Valencia</i>	39° 29'	0° 20' W	28	05/08/01
<i>Cáceres</i>	39° 29'	6° 21' W	384	02/09/01	<i>Villafranca</i>	40° 27'	3° 57' W	596	05/08/01
<i>Creus</i>	42° 19'	3° 19' E	84	05/08/01	<i>Yebes</i>	40° 31'	3° 05' W	921	05/08/01
<i>Roquetes</i>	40° 49'	0° 30' E	58	05/08/01					

Tabla 2.1 - Estaciones de receptores GPS pertenecientes a EUREF en la Península Ibérica. La latitud y longitud están expresadas en grados y la altitud en metros, medida con respecto a la superficie del elipsoide.

La Imagen 2.2 refleja la distribución geográfica de las estaciones analizadas. Tal y como se puede percibir, ésta no es homogénea, existiendo un mayor número de emplazamientos en las zonas costeras que en el interior, especialmente en la costa Mediterránea. Quedan grandes zonas españolas sin cubrir, como el interior de Galicia, el valle del Duero o el del Guadalquivir.

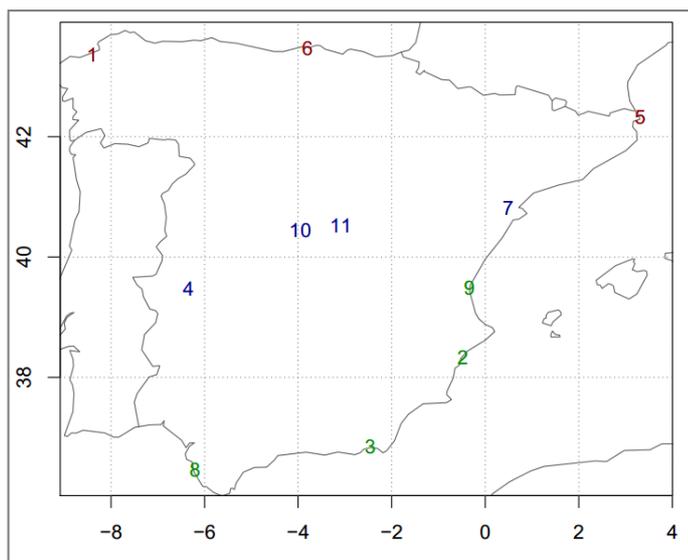


Imagen 2.2 – Mapa de la distribución geográfica de las estaciones GPS analizadas. 1- A Coruña, 2- Alicante, 3- Almería, 4- Cáceres, 5- Creus (Cadaques), 6- Cantabria, 7- Ebre (Roquetes), 8- San Fernando, 9- Valencia, 10- Villafranca, 11- Yebes. Los colores identifican grupos de estaciones con comportamiento de la variabilidad similar del PWV. Imagen obtenida con el programa Climatol, el cual se explicará más adelante en el Capítulo 3.

Los Centros Locales de Análisis (LAC) de EUREF son organismos que generan los productos de ZTD a partir de las medidas de los receptores GPS. En este caso, se han elegido los datos de ZTD generados por el Instituto Geográfico Nacional de España (IGN), ya que es el único que suministra los datos de todas las estaciones de la Península Ibérica.

Para realizar el análisis de los capítulos sucesivos, se parte de las series de datos horarios del vapor del agua desde el 2002 al 2008, ambos inclusive, obtenidas por Ortiz de Galisteo [1] a las que se le han añadido datos hasta llegar a la actualidad, año 2019.

Los datos de ZTD se han descargado de la página web del Centro de datos la Agencia Federal de Cartografía y Geodesia (BKG, de sus siglas en alemán) [37], el cual sirve como un centro regional de datos IGS.

Datos y productos → acceso a datos → explorador de archivos. Carpeta EUREF, productos

Las tareas del BKG consisten en proporcionar los sistemas de referencia geoespaciales y la información geográfica básica en el territorio de la República Federal de Alemania. El Centro de datos GNSS (GDC) de BKG suministra datos de seguimiento GPS - GLONASS y productos auxiliares. La obtención de datos de estaciones de seguimiento individuales está estructurada de acuerdo con la afiliación a proyectos globales, regionales y nacionales con acceso público y parcialmente restringido.

Los LACs procesan las medidas de los receptores GPS semanalmente, produciendo un archivo para cada día con los datos del ZTD de todas las estaciones de su solución de red. Los ficheros generados por el IGN se denominan “IGEsssd.tro.Z”, donde “ssss” es el número de semana GPS y “d” el día de la semana. La primera semana GPS se corresponde con la semana que empezó el domingo 6 de enero de 1980 (las semanas GPS van de domingo a sábado).

```

%=TRO 0.01 XYZ 19:024:62204 IGS 19:001:00000 19:002:00000 P MIX
*-----
+FILE/REFERENCE
*INFO TYPE INFO
DESCRIPTION Instituto Geografico Nacional - Spain
OUTPUT One-session solution generated by BPE
CONTACT mvaldes@fomento.es, jassobrino@fomento.es
SOFTWARE Bernese GNSS Software Version 5.2
HARDWARE Linux SuSe 12.3
INPUT EPN GNSS tracking data
-FILE/REFERENCE
*-----
+TROP/DESCRIPTION
* KEYWORD VALUE (S)
ELEVATION CUTOFF ANGLE 3
SAMPLING INTERVAL 180
SAMPLING TROP 3600
TROP MAPPING FUNCTION WET VMF
SOLUTION FIELDS_1 TROTOT STDDEV TGNTOT STDDEV TGETOT STDDEV
-TROP/DESCRIPTION
*-----
+TROP/STA_COORDINATES
*SITE PT SOLN T STA X STA Y STA Z SYSTEM REMRK
ACOR A 1 P 4594489.562 -678367.456 4357066.278 IGS14 XYZ
ALAC A 1 P 5009051.038 -42071.917 3935057.918 IGS14 XYZ
.....
-TROP/STA_COORDINATES
*-----
+TROP/SOLUTION
*SITE EPOCH TROTOT STDDEV TGNTOT STDDEV TGETOT STDDEV
ACOR 19:001:01800 2388.3 0.8 -0.319 0.101 0.094 0.092
ACOR 19:001:05400 2391.7 0.8 -0.338 0.094 0.040 0.086
.....
-TROP/SOLUTION
%=ENDTRO
    
```

Imagen 2.3 - Ejemplo de fichero original del día 01/01/2019 del IGN con datos de ZTD en formato SINEX.

La información que interesa para este estudio (los datos del ZTD) están contenidos en la sección que comienza con el identificador “+TROP/SOLUTION”. En esta, cada registro está precedido por el indicativo de la estación formado por cuatro letras, seguido de la fecha y hora de la observación en formato “aa:ddd:sssss”, donde “aa” son las dos últimas cifras del año, “ddd” el día juliano, y “sssss” los segundos transcurridos desde el inicio del día; y finalmente el ZTD y su desviación estándar medida en milímetros. Se dispone de 24 datos al día coincidiendo con las horas y media. Un ejemplo de este tipo de ficheros se puede visualizar en la Imagen 2.3.

Para el procesamiento de las señales GPS, el IGN utiliza el programa *Bernese GNSS Software* con las funciones de mapeo de *Wet VMF* y las órbitas precisas de los satélites suministradas por el IGS. Aunque durante el periodo de tiempo que abarca el estudio ha habido varios cambios en este procesamiento, el más significativo fue la adaptación del IGS, a partir de la semana GPS 1400 (5/11/2006), a un modelo de calibración absoluta del centro de fases de las antenas de los satélites y receptores GPS en lugar del modelo de variaciones relativas que se había usado hasta entonces (IGSMail-5438, 2006 [38]). Esta modificación supuso un aumento de la precisión en el posicionamiento y, por consiguiente, en los subproductos de postproceso como es el ZTD [39]. El modelo de calibración relativo sobreestimaba el agua precipitable en unos 2 a 3 mm [40].

Los datos de los que se disponían, de los años 2002-2008, ya tenían sus series mensuales rellenadas y homogeneizadas. Las nuevas series de datos de medias mensuales se han homogeneizado (ver Capítulo 3), pero no las de las medias diarias. Por tanto, cuando se trabaja con las primeras se pueden usar las series completas, pero cuando se hace con las segundas es mejor seleccionar, en los casos en los que pueda afectar, sólo los datos a partir del año 2007 para evitar introducir errores en las estadísticas. No obstante, para el estudio del ciclo diario y de la variabilidad diaria, como esta inhomogeneización no influye, se ha trabajado con los datos de todo el período de estudio, 2002-2019.

Los ficheros originales descargados son archivos diarios con los datos de todas las estaciones. Mediante un programa informático, estos se han transformado a ficheros por estaciones, donde cada uno de ellos contiene todos los datos del período de estudio de una estación (Imagen 2.4). Estos ficheros se denominan “ZTD\_iiii.txt”, donde “iiii” es el indicativo de la estación GPS, y contienen un único registro por observación con la fecha, la hora, y el dato del ZTD.

Fecha,	Hora,	ZTD (mm),	Std,
01/01/19,	00:30,	2388.3,	0.8,
01/01/19,	01:30,	2391.7,	0.8,

Imagen 2.4 - Ejemplo de fichero transformado de datos ZTD.

Como se ha comentado anteriormente, para calcular el PWV a partir de las medidas del ZTD se precisa saber la presión y la temperatura al nivel de la altura del emplazamiento. Para ello, se dispone para cada estación de datos meteorológicos medidos al nivel de superficie a determinadas horas. Éstos son proporcionados por la red de estaciones sinópticas de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) [41].

AEMET se creó en el año 2006, sustituyendo al INM (Instituto Nacional de Meteorología) con una trayectoria de más de 140 años. Cuenta con 90 observatorios, 260 estaciones automáticas de observación, 8 estaciones de radiosondeo, 15 radares meteorológicos, 20 equipos de detección de rayos y una red de 4500 estaciones pluviométricas y termopluviométricas. También recibe y

procesa los datos de los satélites geostacionarios METEOSAT y GOES-este, y de los polares TIROS-NOAA y METOP.

Los receptores GPS y las estaciones meteorológicas normalmente no se encuentran en la misma ubicación. Aunque el desplazamiento horizontal puede no ser significativo, la diferencia de altitud entre ambas obliga a reducir los valores de la temperatura y la presión al nivel de altitud de la estación GPS. Esto se hace considerando una atmósfera estándar (gradiente vertical de temperatura de 6.5°C/km y de presión de 1 hPa cada 8 metros), lo cual puede conllevar a una incertidumbre en los valores de éstas. Los errores en el PWV asociados a las incertidumbres en la temperatura son bastante menores que los asociados a las de la presión, del orden de cinco veces menos. Una incertidumbre de 5°K en la temperatura media de la atmósfera produce una incertidumbre en el PWV de 0.33 mm, aproximadamente un 1.8%. Mientras que una incertidumbre en la presión de sólo 1 hPa produce básicamente la misma incertidumbre en el PWV (0.36 mm, aproximadamente un 2%) [1] [20]. Por ello, en los emplazamientos que disponían de más de una estación meteorológica, se ha decidido emplear las de los aeropuertos, ya que poseen una instrumentación más precisa para la medida de la presión.

En la Tabla 2.2 se pueden observar las coordenadas correspondientes a cada estación meteorológica enlazada con la correspondiente de GPS. No obstante, cabe recalcar que, en el caso de las estaciones de Villafranca, San Fernando y Yebe, la estación meteorológica se sitúa a una distancia de aproximadamente 25 kilómetros en línea recta de la de GPS. Además, Yebe tiene el agravante de una diferencia de altitud de 340 metros entre ambas estaciones. Sin embargo, el peor caso es el de la estación de Creus ya que en ésta la distancia aumenta hasta los 50 km, existiendo además la diferencia de que la estación GPS se localiza en la costa y la meteorológica en el interior. No se puede conocer el error exacto que esto implica, puesto que se desconoce cuánto se separa la atmósfera en cada instante del comportamiento estándar. Lo que sí que se puede afirmar es que el error que se produzca por una diferencia de un metro de altitud se verá multiplicado por la diferencia real de altitud entre las dos estaciones, GPS y meteorológica. Sin embargo, este error no es posible evitarlo al no disponer de otros emplazamientos meteorológicos más cercanos a dichas estaciones GPS.

Nombre	Estación GPS				Nombre	Estación AEMET			
	Indicat.	Lat.	Long.	Alt.		Indicat.	Lat.	Long.	Alt.
<i>A Coruña</i>	ACOR	43.36	8.40	67	<i>Coruña</i>	1387	43.37	8.42	122
<i>Alicante</i>	ALAC	38.34	0.48	60	<i>Alicante</i>	8025	38.37	0.49	132
<i>Almería</i>	ALME	36.83	2.46	127	<i>Almería (Aero.)</i>	6325O	36.84	2.39	71
<i>Cáceres</i>	CACE	39.48	6.34	438	<i>Cáceres</i>	3469A	39.47	6.34	459
<i>Creus</i>	CREU	42.32	-3.32	133	<i>Girona (Aero.)</i>	0367	41.90	-2.76	179
<i>Roquetes</i>	EBRE	40.82	-0.49	108	<i>Tortosa</i>	9981A	40.82	-0.49	100
<i>S. Fernando</i>	SFER	36.46	6.21	86	<i>Jerez (Aero.)</i>	5960	36.75	6.06	74
<i>Santander</i>	CANT	43.47	3.80	99	<i>Santander</i>	1111	43.49	3.80	110
<i>Valencia</i>	VALE	39.48	0.34	78	<i>Valencia-Manises</i>	8414A	39.49	0.47	112
<i>Villafranca</i>	VILL	40.44	3.95	648	<i>Madrid-Barajas</i>	3129	40.45	3.54	633
<i>Yebe</i>	YEBE	40.53	3.09	973	<i>Madrid-Barajas</i>	3129	40.45	3.54	633

Tabla 2.2 - Estaciones meteorológicas de referencia para cada estación GPS. Los indicativos de las estaciones son los propios utilizados por EUREF y AEMET en cada caso. La latitud y la longitud están expresadas en grados y las longitudes negativas hacen referencia al este. Las altitudes están expresadas en metros, referidas con respecto al elipsoide. "Aero." quiere decir aeropuerto.

Los datos meteorológicos están estructurados en un único fichero por estación, donde cada registro contiene los datos de la presión (medida en hectopascales) y de la temperatura (expresada en grados Celsius) para cada hora del día. La Imagen 2.5 muestra un ejemplo de estos archivos.

INDICATIVO;	AÑO;	MES;	DIA;	HORA;	MINUTO;	TA (°C);	PRES (hPa)
B278;	2019;	1;	1;	00;	30;	2.7;	1028.6
B278;	2019;	1;	1;	01;	30;	2.6;	1028.7

Imagen 2.5 - Ejemplo de fichero de datos meteorológicos.

Para cada estación GPS, se ha fusionado el fichero transformado compuesto de los datos del ZTD “ZTD\_iiii.txt” con el de los datos meteorológicos “MET\_iiii.txt” (Imagen 2.6), asignando a cada dato de ZTD los valores de la presión y la temperatura correspondientes para cada hora. En caso de no disponer de datos meteorológicos para un día se han descartado los datos de ZTD de dicho día. Por su parte, el fichero maestro de estaciones “Est\_GPS.txt” contiene el indicativo y las coordenadas de la estación meteorológica asociada a cada estación GPS. Los ficheros de salida se denominan “ZTDMET\_iiii.txt”, y contendrán los valores de la presión (hPa), la Temperatura (°C) y el ZTD (mm).

Fecha,	Hora,	Presion_GPS (hPa),	Temp_GPS (°C),	ZTD (mm),	Sigma ZTD,	Temp (°C),	Pres (hPa),	Prec (mm)
01/01/19	00:30,	1030.01,	8.77,	2388.3,	0.8,	2.7;	7.1,	1023.2
01/01/19	1:30,	1030.30,	8.87,	2391.7,	0.8,	2.6;	7.5,	1023.5

Imagen 2.6 - Ejemplo de fichero compuesto de datos meteorológicos y de ZTD.

Como se ha comentado anteriormente, en el caso de que la estación meteorológica y el receptor de GPS no tengan la misma localización geográfica, es necesario al menos corregir los datos meteorológicos debidos al error producido por la diferencia de altitud entre ambas estaciones. Para el caso de la temperatura, esto se ha enmendado considerando una atmósfera estándar con un gradiente vertical de temperatura constante de 6.5 °C/km según la relación,

$$T_{GPS} = T_{met} - 6.5 \cdot (Alt_{GPS} - Alt_{met}) \quad (2.1)$$

donde los subíndices “GPS” y “met” hacen alusión al nivel de la estación GPS o meteorológica respectivamente.

Por su parte, la presión se ha corregido empleando el dato obtenido de la temperatura al nivel del receptor GPS que se acaba de calcular y la expresión (2.2), la cual relaciona la diferencia de presión entre dos niveles distintos de altitud a temperaturas conocidas (expresadas en grados kelvin).

$$\log \frac{P_{GPS}}{P_{met}} = \frac{(Alt_{met} - Alt_{GPS}) \cdot 0.01484}{(T_{GPS} + T_{met})/2} \quad (2.2)$$

A partir de los ficheros fusionados con los datos meteorológico y de ZTD, se calcula el PWV según el procedimiento descrito en la metodología. Se halla el PWV (en kg/m<sup>2</sup> o en mm) a partir del ZTD (mm) y de los datos meteorológicos en superficie de presión Ps (hPa) y temperatura Ts (°C). Los ficheros de entrada se denominan “ZTDMET\_iiii.txt” y los de salida “PWV\_iiii.txt”. Para ello, se emplean las fórmulas mencionadas en la sección del GPS del capítulo anterior.

Finalmente, una vez obtenidos los datos de PWV, se han eliminado todos aquellos inferiores a cero o valores extremadamente altos (>100 mm) ya que estos valores no tienen sentido físico y son debidos a medidas erróneas del ZTD, la presión, o la temperatura.

Con el fin de analizar si el número de datos es representativo para el período de estudio, se calcula la siguiente tabla consistente en el tanto por ciento de los datos horarios disponibles con respecto del total de los que debería de haber; el tanto por ciento de los días que tienen al menos 16 datos y de los que tienen datos de las 24 horas (lo cual se usará en la variabilidad diaria del Capítulo 5); y el tanto por ciento de los meses que se consideran, aquellos que tienen más del 66 por ciento de los datos diarios (esto se usará en el Capítulo 3 del ciclo anual y variabilidad mensual).

Estación	% datos horarios	% días al menos 16 datos	% días 24 datos	% meses considerados
A Coruña	92.94 %	92.71 %	88.83 %	93.06 %
Alicante	93.95 %	93.64 %	91.06 %	94.91 %
Almería	95.95 %	95.94 %	91.10 %	98.15 %
Cáceres	94.95 %	94.98 %	91.94 %	96.30 %
Cantabria	97.21 %	97.11 %	95.41 %	98.15 %
Creus	88.09 %	88.01 %	80.27 %	91.20 %
Roquetes	92.79 %	92.77 %	89.72 %	96.76 %
San Fernando	90.56 %	89.99 %	83.25 %	93.06 %
Valencia	89.90 %	89.75 %	83.37 %	90.74 %
Villafranca	95.81 %	95.71 %	91.30 %	97.22 %
Yebes	96.65 %	96.73 %	92.55 %	99.07 %

Tabla 2.3 – Tabla del tanto por ciento de los datos de los que se disponen para las series horarias, diarias y mensuales de cada una de las estaciones del estudio.

Como se puede observar en la Tabla 2.3, la cobertura de datos es alta en general y, en todo caso, muy superior a la proporcionada por otras técnicas como radiosondeos o fotometría. Por lo tanto, a la hora de interpretar los resultados hay que resaltar que las medidas de los GPS recogen bastante fielmente la evolución del PWV durante todo el día, pues para la gran mayoría de los días se dispone de veinticuatro datos de frecuencia horaria.

## Capítulo 3

# CICLO ANUAL Y VARIABILIDAD MENSUAL

La Península Ibérica se encuentra situada en la franja de latitudes medias (entre 36°N y 44°N), con importante influencia tanto de masas de aire frío de origen polar (sobre todo en invierno) como masas cálidas de origen subtropical (sobre todo en verano). Ambas pueden provenir del océano (marítimas) o de los continentes (Eurasia o África), lo que determinará su contenido en vapor de agua. El contenido de humedad será siempre mayor en las masas de aire marítimas cálidas. Así, varios estudios han demostrado la importancia del Atlántico subtropical y tropical y del Mediterráneo occidental como fuentes principales de humedad de las masas de aire que llegan a la Península [42], [43].

(Nota: en este capítulo, el término media mensual o anual hace referencia al valor medio de un mes o año concreto respectivamente, y el término promedio mensual multi-anual al valor medio de las medias mensuales de todos los años del estudio.)

### 3.1 *Ciclo anual*

Para calcular el ciclo anual, se ha procedido de la siguiente manera. Primeramente, con los datos horarios de PWV se calculan las series de las medias diarias. Seguidamente, considerando solamente aquellos días que tengan al menos 16 datos, se estima la media mensual para cada año de las estaciones. A continuación, se han descartado aquellos meses para los cuales el número de días con dato válido es inferior al 66% de los datos posibles para dicho mes, con el fin de que estos, que pueden ser no significativos, no pesen demasiado en las medias al no disponer de series de datos muy largas. Aunque pocos, pero hay algunos meses que no poseen ningún dato diario. Esto puede ser debido a algún problema con el receptor GPS o en algunos de los sensores (temperatura y presión) de la estación meteorológica. Por último, se han promediado las medias mensuales correspondientes al mismo mes en los diferentes años de la serie de datos para obtener el ciclo anual.

Las series de los datos mensuales de los años 2002 al 2008 de los que se disponían ya estaban homogeneizadas y rellenadas. Como se mencionó en el anterior capítulo, el algoritmo de procesamiento de los datos de los GPS experimentó en noviembre del año 2006 una modificación que supuso una mejora en la precisión de estos, pero que introdujo una inhomogeneización en las series de datos [40].

En el caso de existencia de lagunas en las series de las medias mensuales comprendidas entre los años 2009-2019, se ha empleado el paquete Climatol del programa R [44][45] para rellenar las mismas. Climatol contiene funciones para la homogeneización, control de calidad y relleno de datos ausentes de series climatológicas; y se puede emplear para obtener resúmenes estadísticos

y rejillas de las series resultantes. También cuenta con sendas funciones para dibujar rosas de los vientos y diagramas de Walter y Lieth.

El programa se basa en el método de Paulhus y Kohler [46] para rellenar los datos ausentes mediante estimas calculadas a partir de las series más próximas de los valores normalizados de alrededor, aunque no dispongan de un periodo común de observación con la serie problema. Las series estimadas a partir de las demás sirven como referencias para sus correspondientes series observadas, de forma que el siguiente paso es obtener series de anomalías restando los valores estimados a los observados. Estas series de anomalías permiten controlar la calidad de las series y eliminar aquellas anomalías que superen un umbral prefijado. También permiten comprobar su homogeneidad mediante la aplicación del *Standard Normal Homogeneity Test* (SNHT) [47]. Cuando los máximos valores SNHT de las series son mayores que un umbral predefinido, la serie se divide por el punto de máximo SNHT, pasando todos los datos antes del cambio a una nueva serie. Este procedimiento se realiza de forma iterativa, partiendo solo las series con mayores valores SNHT en cada ciclo, hasta que no se encuentren más inhomogeneidades. Climatol adopta por defecto el valor SNHT = 25, tratando de no detectar falsos saltos en la media a costa de dejar pasar los de menor importancia.

Para su funcionamiento, Climatol necesita dos ficheros de entrada: en este caso se denominan “PWV\_2002-2019.est” y “PWV\_2002-2019.dat”. Ambos comparten el mismo nombre básico “VAR\_aaaa-AAAA” donde *VAR* es un acrónimo de la variable climatológica a estudiar, “aaaa” las cifras del primer año y “AAAA” el último año abarcados por los datos. En cada fila del archivo con extensión “.est” figurarán los datos *X Y Z ID NOMBRE* de cada estación, siendo respectivamente *X* e *Y* la longitud y latitud expresadas en grados con decimales, *Z* la altitud en metros, *ID* un identificador de la estación, y por último su *NOMBRE* entrecomillado. Mientras que el segundo fichero recoge todos los datos de las series mensuales del PWV en orden cronológico desde la primera hasta la última estación. Es importante que los datos ausentes se representen con NA, ya que el fichero de datos carece de toda referencia temporal. Para evitar complicaciones, el periodo de estudio debería abarcar años completos.

Posteriormente, se ejecuta la función *homogen()* de Climatol, especificando el acrónimo de la variable, los años inicial y final del periodo de estudio, y el número de decimales, es decir: *homogen('PWV', 2002, 2019, ndec=2)*. Entre los archivos de salida obtenidos, destaca “Ttest\_1981-2000.pdf” donde se encuentran los diferentes gráficos de diagnóstico, como por ejemplo el de la Imagen 3.1.

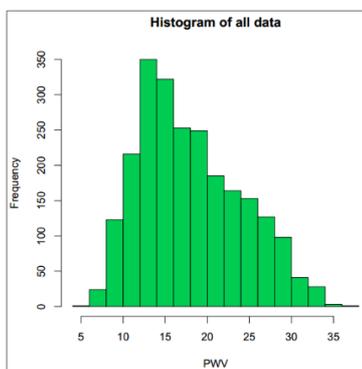


Imagen 3.1 – Histograma de todos los datos mensuales del PWV de las estaciones, obtenido con Climatol.

Mediante el comando *load('PWV\_2002-2019.rda')* se cargan los resultados de la homogeneización en la memoria de trabajo de R para su posterior procesamiento manual. Por último, se obtienen los productos de las series homogeneizadas rellenas con la función *dahstat('PWV', 2002, 2019, stat='series')*.

Además, se puede observar en la Imagen 3.2 una inhomogeneización para el caso de la estación de Ebre, es decir, un salto brusco entre los datos del mes de agosto y septiembre de 2012. Esto podría ser debido a cambios de instrumentación o de las condiciones de instalación de los aparatos. Con el fin de encontrar el causante de dicha inhomogeneización, se consultó al responsable de la estación GPS de Ebre, el señor David Gómez, quien indicó que no hubo ningún cambio ni de receptor ni de antena para dicha fecha, tan solo una leve mejora en los valores de *multipath* para las frecuencias L1 I L2 al inicio del mes de octubre de 2012. También se ha preguntado a AEMET por si hubiera habido algún cambio de instrumentación o de emplazamiento. En este caso, tampoco se ha podido determinar el origen de la posible inhomogeneización detectada por el programa Climatol. Por tanto, no se ha tenido en cuenta dicha inhomogeneización para los

cálculos sucesivos al no haberla podido constatar con certeza, manteniendo la serie tal cual.

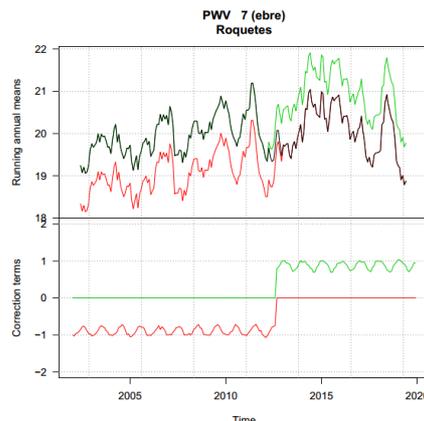


Imagen 3.2 – Representación de la inhomogeneización de Ebre obtenida con Climatol.

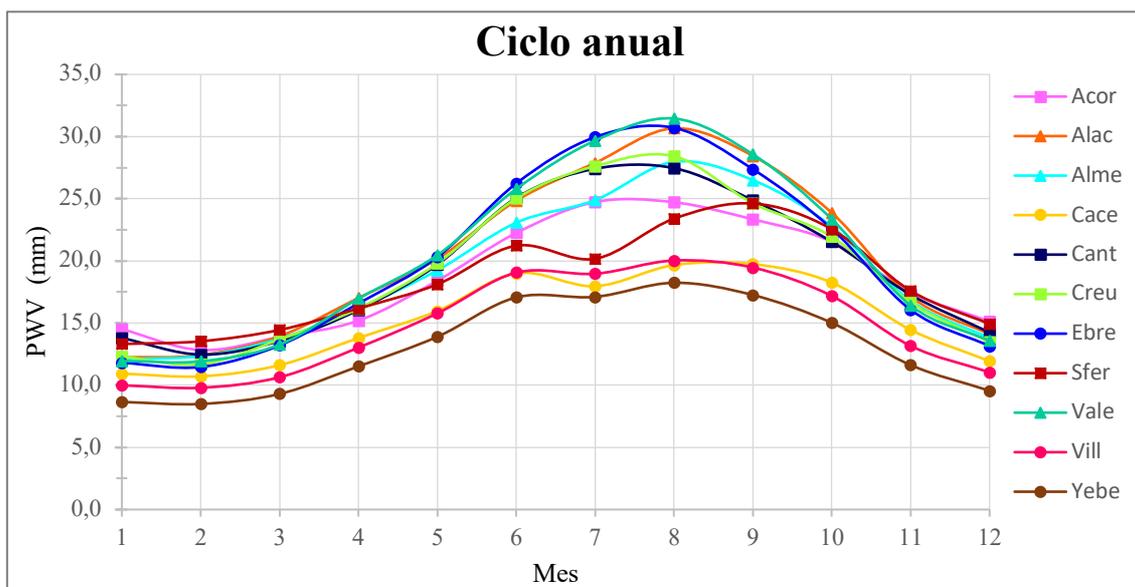


Figura 3.1 – Representación gráfica del ciclo anual del PWV.

A partir de las series de datos homogeneizadas, se computan los promedios mensuales multi-anales que permiten analizar el ciclo anual del PWV. Observando la Figura 3.1, de un primer análisis se concluye que el PWV muestra claramente un ciclo a lo largo del año. Registra sus valores más bajos en los meses más fríos del invierno, alcanzando las estaciones ubicadas más al sur (Alicante, Almería y San Fernando) el mínimo valor del PWV en el mes de enero, mientras que el resto lo hace en febrero. Seguidamente, experimenta un incremento durante la primavera hasta alcanzar generalmente el valor máximo en el mes de agosto. Hay una mayor dispersión entre los valores máximos absolutos de las estaciones que para los mínimos. Finalmente, el PWV disminuye desde octubre a diciembre.

Las estaciones de la costa registran durante todo el ciclo valores superiores a los de los emplazamientos del interior de la Península Ibérica. Mientras que los de las estaciones del interior

oscilan entre unos 8.50 mm (Yebe) y 20.03 mm (Villafranca), las de costa lo hacen entre los 11.47 mm de Ebre y los 31.45 mm de Valencia. Las del mediterráneo son las que registran los máximos más altos debido a la mayor temperatura de sus aguas y al régimen de brisas marinas, que favorecen un mayor aporte de humedad a la atmósfera. Sin embargo, los mínimos más altos no se registran en la costa mediterránea, sino en la atlántica. Esto puede ser debido a que en invierno los vientos dominantes soplan del oeste y, por tanto, en esta zona presentan un carácter más húmedo que en el área mediterránea, donde soplan de tierra a mar. Por otra parte, los valores mínimos absolutos de las estaciones del interior son menores cuanto mayor es la altitud de la estación. Además, a pesar de la heterogeneidad de la orografía, estas estaciones presentan un ciclo bastante paralelo entre sí.

En cuanto a la amplitud del ciclo anual, entendiendo como tal la diferencia entre el promedio mensual multi-anual máximo y el mínimo, esta es mínima en las estaciones de la meseta interior, con valores entre los 9 y los 10 mm, y máxima para las estaciones de la costa este mediterránea, con valores en torno a los 18 o 19 mm.

Se observa un comportamiento singular para las estaciones localizadas en el cuadrante suroeste de la Península (San Fernando, Cáceres y en menor medida Villafranca), que consiste en la presencia de un mínimo relativo poco profundo del PWV en el mes de julio, siendo el máximo descenso con respecto a junio de sólo alrededor de 1 mm. Conforme aumenta la latitud de la estación, este mínimo relativo es cada vez menos pronunciado. De tal forma que, en las estaciones situadas hacia el sureste, como por ejemplo Almería, este mínimo ya no aparece. No obstante, sí se observa una tenue disminución en el ritmo de crecimiento del PWV en julio con respecto a junio. Ortiz de Galisteo [1] observó que este mínimo se presentaba en medidas realizadas con distinta instrumentación, por lo que no puede ser un fenómeno atribuible al método de medida, sino a la localización geográfica. Una posible explicación que da este autor se basa en el estudio de retro-trayectorias a diferentes niveles de altitud sobre el área de interés para el periodo 2000/2005 de Toledano et al. [48] [49], el cual muestra una disminución por encima de los 1.5 km en la frecuencia de masas de origen sahariano y un incremento en las de origen atlántico para el mes de julio respecto a junio. Por lo tanto, el mínimo de PWV de julio puede ser debido a una mayor frecuencia de intrusiones en niveles medio-bajos (1-4 km) de masas de aire frías y limpias (menor espesor óptico de aerosoles) de origen atlántico, lo que hace que la humedad absoluta sea menor que de la de las masas más cálidas provenientes del desierto del Sáhara cargadas de polvo. Sin embargo, el ciclo anual de la temperatura no presenta ese mínimo relativo del mes de julio como lo hace el PWV. Este análisis debería ser realizado con una mayor profundidad.

Comparando el ciclo diario del PWV con el de la temperatura, se observa que, para la mayoría de los emplazamientos, el máximo del PWV se alcanza a la vez o después del de la temperatura, tal y como se puede observar en el ejemplo de la Figura 3.2. Esto es debido al mayor poder calorífico del agua que hace que los mares se mantengan aún cálidos, aportando gran cantidad de vapor a la atmósfera, al final del verano, momento en el cual la tierra empieza a enfriarse. En el interior peninsular los valores máximos del PWV son los más bajos de todos los emplazamientos, a pesar de que para estas estaciones los valores medios de la temperatura máxima son de los más altos, superiores que los de las costas cantábrica y atlántica. Es decir, aunque en verano aumente bastante la temperatura en las estaciones del interior, el valor del PWV no se incrementa en la misma proporción. No obstante, sí que existe una cierta correlación entre los valores mínimos, ya que mientras menor es la temperatura menor es también la cantidad de PWV. Por lo tanto, esto se puede concretar diciendo que el PWV es mayor cuanto mayor sea la temperatura siempre que

exista una fuente inagotable de humedad. Además, generalmente, los valores del PWV de las estaciones de las costas mediterránea y cantábrica son iguales o superiores a los de la temperatura para cada mes correspondiente durante todo el ciclo anual. En algunas estaciones como Cantabria, los ciclos anuales de la temperatura y el PWV se asemejan bastante.

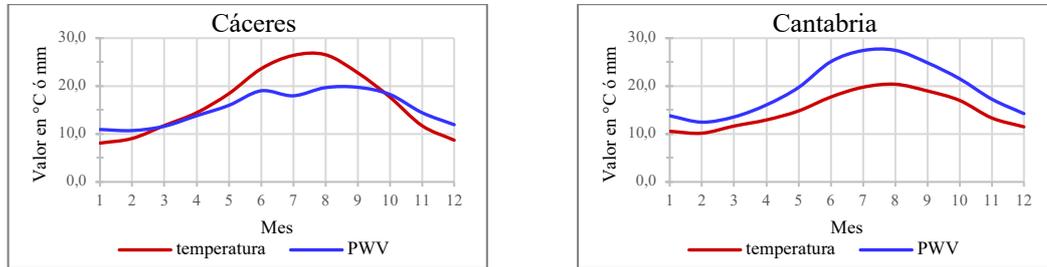


Figura 3.2 – Representación gráfica de los ciclos anuales de la temperatura y PWV para las estaciones de Cáceres y Cantabria.

### 3.2 Variabilidad mensual

Para el propósito de este estudio, se entiende por variabilidad mensual a cómo varían los valores medios diarios del PWV en un determinado mes. Para calcularla, se trabaja con los datos de las mismas medias diarias consideradas en el apartado precedente pero sólo se tendrá en cuenta el periodo 2007-2019. Esto es debido a que, tal y como se ha visto en el Capítulo 2, el cambio en el procesamiento de las señales del GPS en noviembre del 2006 supuso una disminución en las cantidades del PWV estimadas por esta técnica [40], lo que afecta significativamente en los resultados de la variabilidad mensual. Cabe recordar que, aunque las series de datos de medias mensuales están homogeneizadas, no es el caso de las medias diarias.

Con ayuda del programa R para la visualización de los datos, se genera un histograma de las medias diarias para cada mes de cada una de las estaciones (Figura 3.3). Se representa también la curtosis, la asimetría, la curva de densidad (color rojo) y la distribución normal correspondiente (color azul).

Tanto la asimetría como la curtosis son parámetros estadísticos que informan sobre la forma de la distribución de una variable. La asimetría indica la simetría de la distribución de una variable respecto a la media aritmética, permitiendo identificar si los datos se distribuyen de forma uniforme alrededor del punto central. La función *skewness()* de R calcula la asimetría mediante la siguiente fórmula:

$$g_1 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3}{N \sigma^3} \quad (3.1)$$

Siendo  $g_1$  el coeficiente de asimetría de Fisher,  $x_i$  el valor  $i$ -ésimo de las observaciones,  $\bar{x}$  la media aritmética de la distribución,  $N$  el número de datos y  $\sigma$  la desviación típica de la distribución.

En distribuciones unimodales, existen tres clases de curva de distribución según su asimetría:

- \* *Asimetría negativa o sesgada a la izquierda.* Se da cuando en una distribución la minoría de los datos se sitúa a la izquierda de la media. Además, el valor de la media aritmética es menor que la mediana y ésta es a su vez menor que la moda.
- \* *Simétrica.* Los datos se distribuyen aproximadamente de manera equitativa a ambos lados de la media aritmética. La distribución se adapta a la forma de la campana de Gauss o distribución normal. En este caso, coinciden la media, la mediana y la moda.
- \* *Asimetría positiva o sesgada a la derecha.* La minoría de los datos se localiza en la parte derecha de la media aritmética. En este caso, el valor de la media es mayor que la mediana y ésta es a su vez mayor que la moda.

Por su parte, la curtosis indica el grado de concentración que presentan los valores de una variable alrededor de la medida central. De manera que, a mayor grado de curtosis, más escarpada (o apuntada) será la forma de la distribución. El coeficiente de curtosis, representado por  $g_2$ , se calcula con el programa R mediante el comando *kurtosis()* de acuerdo con la siguiente función:

$$g_2 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4}{N \sigma^4} \quad (3.2)$$

Dependiendo del grado de curtosis, se pueden distinguir tres tipos de distribuciones:

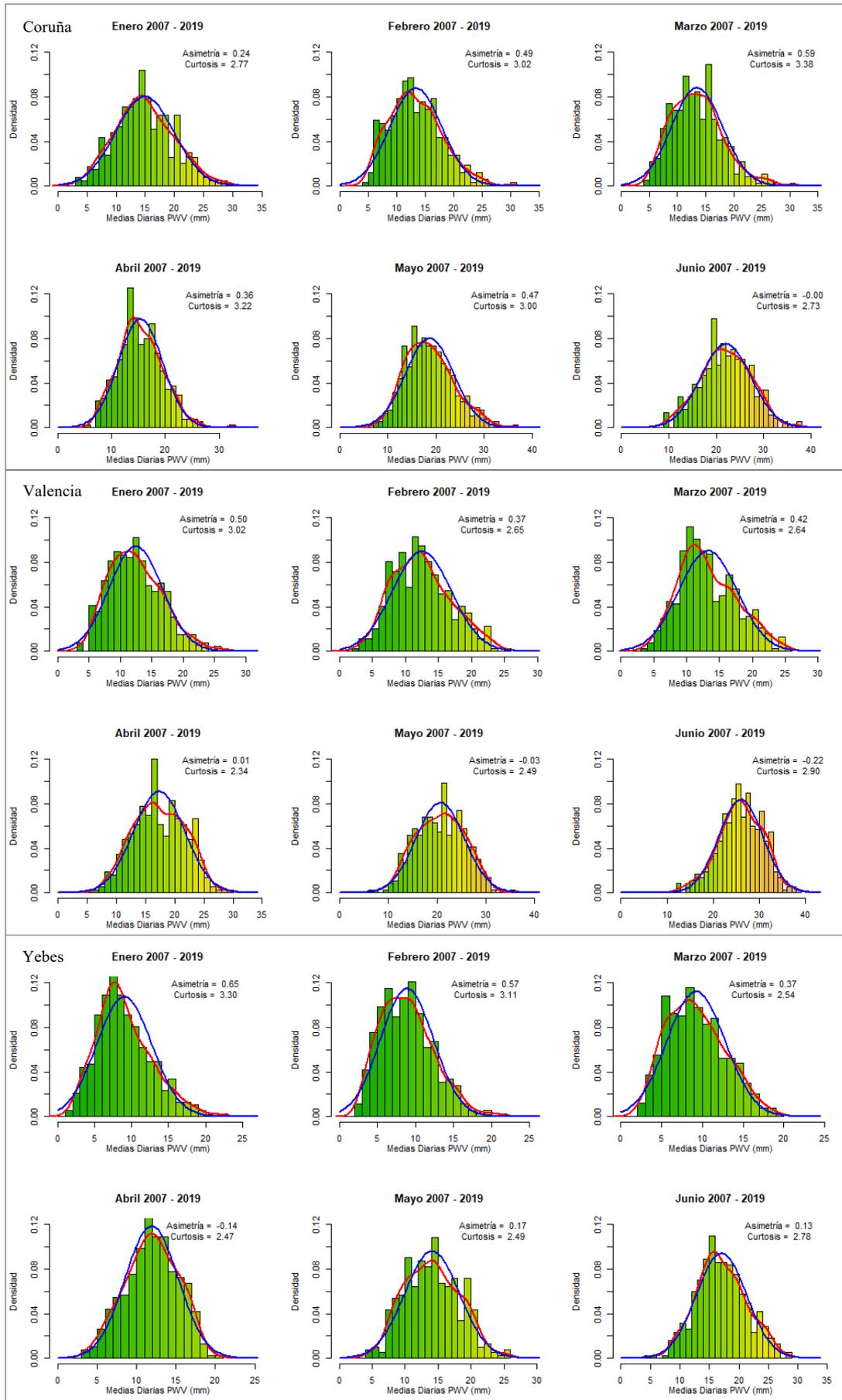
- \* *Leptocúrtica.* Existe una gran concentración de los valores en torno a su media, por lo que la distribución se presenta bastante apuntada y esbelta. ( $g_2 > 3$ )
- \* *Mesocúrtica.* Posee una concentración moderada de los datos alrededor de la media, coincidiendo con el valor de la curtosis para una distribución normal que vale 3. ( $g_2 = 3$ )
- \* *Platicúrtica.* Presenta una baja concentración de los valores en torno a su media. Tiene una forma más ancha pues los valores tienden a estar más dispersos. ( $g_2 < 3$ )

Para ilustrar la variabilidad se han elegido las estaciones de A Coruña, Valencia y Yebes (Figura 3.3) con el fin de observar las principales diferencias entre los emplazamientos del Mediterráneo, del Cantábrico y del interior. El resto de las estaciones presenta un comportamiento similar al correspondiente a su zona geográfica. No obstante, si el lector desea consultar las gráficas de las otras estaciones, puede hacerlo en el anexo.

El máximo valor de las medias diarias de PWV registrado en la Península ha sido de 47.11 mm en la estación GPS de Ebre el día 21 de julio del 2015, mientras que el mínimo tuvo lugar el día 22 de enero de 2011 con 1.05 mm en Yebes. Los valores máximos absolutos de las series de las medias diarias se sitúan sobre los 31.52 (Yebes) a 41.98 (Cáceres) mm en las estaciones del interior y sobre los 42.36 (Creus) a 47.11 (Ebre) mm en las costas, siendo entre éstas los valores menos dispersos que en las del interior. Por su parte, los mínimos absolutos oscilan entre los 1.05 mm (Yebes) y 1.42 mm (Villafranca) en las estaciones del interior y entre los 3.10 mm (Cantabria) y 2.12 mm (Ebre) en las de costa.

Como se aprecia en la Figura 3.3, los valores máximo y mínimo registrados para las estaciones son: 45.43 mm en el mes de agosto y 3.02 mm en diciembre para A Coruña, 44.64 mm en agosto y 2.26 mm en diciembre para Valencia; y 31.52 mm en septiembre y 1.05 mm en enero para el emplazamiento de Yebes.

También se puede observar cómo, aunque la mayoría de los meses son unimodales, es decir, tienen una única moda, tanto el mes de octubre en la estación de Valencia como el de diciembre en A Coruña presentan ambos dos valores para la moda.



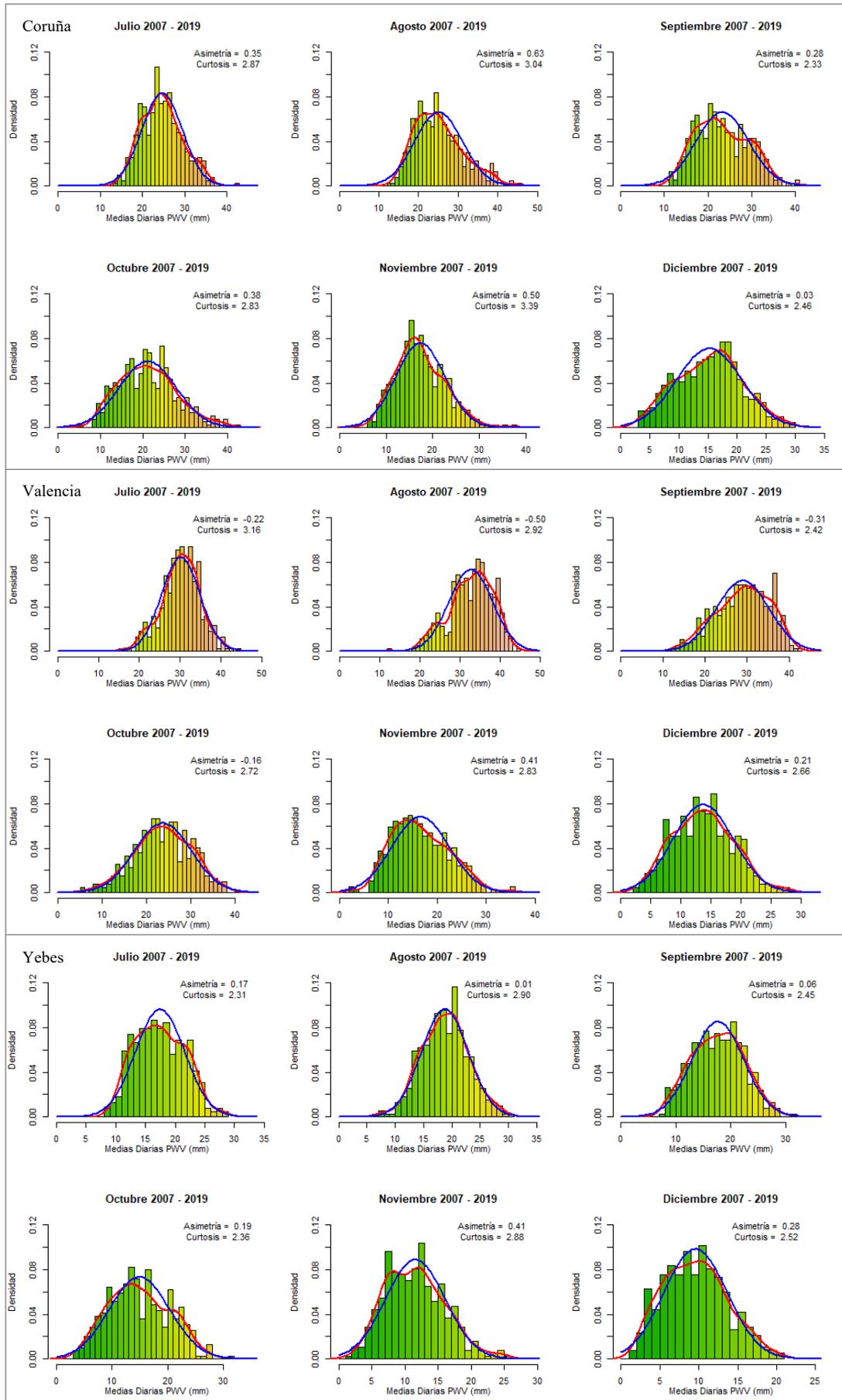


Figura 3.3 - Histograma de la variabilidad mensual del PWV para las estaciones de A Coruña, Valencia y Yebes, respectivamente.

El pico de la distribución normal coincide con el valor de la media de la distribución para dicho mes, correspondiente a la estimación del promedio mensual multi-anual del ciclo anual. Por lo general, la curva de densidad (roja) se ajusta bastante bien a la distribución normal (azul). Cuando esto ocurre se dice que la variable tiene el mismo comportamiento que el de una distribución normal. Además, la curva de densidad presenta siempre dos máximos bien definidos para las estaciones del interior en el mes de noviembre.

En general, la distribución de la variabilidad mensual del PWV presenta valores del coeficiente de asimetría positivos, lo que indica un desplazamiento hacia la derecha y un mayor valor de la media que de la mediana. Este no es el caso de las estaciones mediterráneas, las cuales presentan valores negativos durante algunos de los meses calurosos del año. Además, los emplazamientos situados a menor altitud (Valencia, Ebre y Alicante) presentan valores de asimetría negativos para prácticamente la mitad de los meses. Tanto las estaciones mediterráneas como las del interior suelen presentar valores más elevados de la asimetría durante los meses de noviembre a febrero, es decir, en invierno, cuando el contenido de PWV es menor, hay una mayor concentración de datos a la izquierda de la media. Esto no ocurre para el caso de A Coruña, la cual no presenta a lo largo del año un patrón definido en cuanto a la magnitud de la asimetría. Para las estaciones cantábricas los menores valores de la asimetría se dan en el mes de junio, mientras que para las del interior ocurre en el mes de abril, rondando casi todas ellas valores cercanos a cero. Las estaciones mediterráneas de mayor latitud (Valencia, Creus y Ebre) son las que tienen los menores valores de la asimetría de todas las estaciones. Por el contrario, los mayores valores de la asimetría están distribuidos entre todos los emplazamientos de la Península.

Así mismo, para la mayoría de las estaciones la distribución resulta ser platicúrtica (curtosis negativa), presentando un ligero achatamiento respecto de la distribución normal, salvo para A Coruña donde su valor es ligeramente positivo para la mitad de los meses del año (distribución leptocúrtica o más apuntada que la normal). Cuanto más grande sea la curtosis, mayor será el grado de concentración de los datos en torno a la media. Por tanto, un mayor achatamiento implica una mayor dispersión de los datos, es decir, una mayor amplitud de la variabilidad. Para las estaciones cantábricas, los mayores valores de la curtosis se dan en el mes de noviembre y los menores en septiembre. En cuanto a las estaciones del interior, suelen presentar valores negativos excepto para el mes de febrero, siendo en éste ligeramente superior a 3. Para algunas estaciones como Yebe, es también positiva la curtosis en el mes de enero. Por su parte, la estación mediterránea de Valencia alcanza el máximo valor de la curtosis en el mes de julio y el mínimo en mayo. El resto de los meses no siguen un patrón definido.

## Capítulo 4

# CICLO DIURNO

Este capítulo está centrado en el estudio del ciclo diurno anual de la variabilidad del ciclo diurno anual del PWV sobre la Península Ibérica en el período 2002-2019, entendiendo como tal las anomalías medias horarias respecto del valor medio del día del PWV.

Para analizar el ciclo diurno del PWV, es necesario tener datos con la suficiente resolución temporal para poder recoger las características de este (mínimo un dato por hora). Los Servicios Meteorológicos han utilizado normalmente los radiosondeos para medir el PWV y su distribución vertical. Sin embargo, la frecuencia temporal de lanzamientos es muy baja (normalmente uno o dos lanzamientos al día), por lo que el ciclo diurno no ha podido ser bien caracterizado.

La red de receptores de GPS suministra datos durante todo el día con frecuencia horaria o incluso inferior, lo que permite el estudio sistemático de la evolución del PWV. Esto no es posible realizarlo con otras técnicas como los fotómetros solares ya que sólo operan durante el día.

Del conocimiento del ciclo diurno del PWV se derivan importantes beneficios como las mejoras en las parametrizaciones físicas de los modelos de predicción numérica del tiempo, lo que implica una mejor simulación de la actividad convectiva y las precipitaciones asociadas; o en la modelización de la atenuación de la radiación solar por el vapor de agua, la cual es necesaria para corregir las imágenes de satélite por los efectos de esta [5].

### 4.1 *Ciclo diurno anual*

Para obtener el ciclo diurno medio anual del PWV se ha realizado el siguiente procedimiento. Primeramente, se han calculado las anomalías horarias, restando de cada dato horario de PWV el valor medio del día correspondiente. De esta forma, se elimina la contribución debida a la situación sinóptica reinante [5], consiguiendo que sólo permanezca la contribución de los factores que experimentan una variación cíclica a lo largo del día. Posteriormente, el ciclo diurno medio ha sido obtenido promediando para cada hora del día las anomalías de todos los días correspondientes a esa hora de los datos de todos los años.

La Tabla 4.1 recoge los valores obtenidos. Hay que tener en cuenta que el tiempo está siempre expresado en la *Universal Time Coordinated* (UTC).

De los resultados, se comprueba que el valor mínimo del PWV se alcanza durante las primeras horas de la mañana, mayoritariamente entre las 7:30 y 10:30. Alicante y Almería son las estaciones que alcanzan su mínimo de PWV más temprano, por la madrugada, a las 4:30 y 5:30 respectivamente. Este mínimo es más pronunciado en las estaciones de la costa mediterránea.

HH:MM UTC	Coruña	Alicante	Almería	Cáceres	Santander	Creus	Roquetes	San Fernando	Valencia	Villafranca	Yebes
00:30	-0.20	-0.09	-0.19	-0.10	0.09	-0.04	-0.15	-0.08	0.33	0.07	0.16
01:30	-0.16	-0.23	-0.32	-0.12	0.05	-0.05	-0.21	-0.05	0.16	0.04	0.14
02:30	-0.15	-0.38	-0.47	-0.17	-0.01	-0.08	-0.33	-0.05	-0.04	0.03	0.10
03:30	-0.13	-0.49	-0.57	-0.20	-0.09	-0.13	-0.45	-0.03	-0.18	0.02	0.06
04:30	-0.15	-0.58	-0.64	-0.23	-0.16	-0.19	-0.55	-0.03	-0.32	-0.04	-0.01
05:30	-0.19	-0.57	-0.68	-0.27	-0.22	-0.23	-0.64	-0.02	-0.42	-0.12	-0.08
06:30	-0.22	-0.52	-0.67	-0.29	-0.27	-0.26	-0.69	0.01	-0.48	-0.19	-0.18
07:30	-0.22	-0.42	-0.64	-0.29	-0.30	-0.24	-0.72	0.05	-0.47	-0.23	-0.25
08:30	-0.20	-0.31	-0.53	-0.24	-0.36	-0.23	-0.70	0.13	-0.44	-0.24	-0.29
09:30	-0.16	-0.24	-0.37	-0.18	-0.42	-0.26	-0.61	0.22	-0.44	-0.26	-0.29
10:30	-0.06	-0.19	-0.18	-0.09	-0.46	-0.29	-0.44	0.31	-0.49	-0.25	-0.24
11:30	0.06	-0.11	0.02	0.03	-0.42	-0.27	-0.20	0.36	-0.56	-0.24	-0.18
12:30	0.16	-0.05	0.17	0.11	-0.35	-0.20	0.09	0.36	-0.58	-0.19	-0.15
13:30	0.27	0.06	0.28	0.17	-0.20	-0.08	0.38	0.29	-0.50	-0.10	-0.12
14:30	0.38	0.24	0.40	0.24	-0.01	0.09	0.60	0.19	-0.31	0.03	-0.07
15:30	0.41	0.41	0.51	0.26	0.16	0.28	0.74	0.03	-0.06	0.11	-0.03
16:30	0.38	0.51	0.60	0.26	0.31	0.43	0.77	-0.10	0.21	0.21	0.04
17:30	0.27	0.56	0.66	0.25	0.41	0.54	0.74	-0.20	0.46	0.28	0.12
18:30	0.16	0.56	0.69	0.23	0.47	0.50	0.67	-0.28	0.63	0.29	0.19
19:30	0.10	0.53	0.69	0.19	0.49	0.36	0.54	-0.28	0.74	0.24	0.21
20:30	0.05	0.51	0.63	0.16	0.48	0.23	0.42	-0.22	0.79	0.20	0.23
21:30	-0.01	0.42	0.48	0.12	0.41	0.12	0.31	-0.17	0.76	0.15	0.22
22:30	-0.10	0.28	0.29	0.05	0.30	-0.02	0.16	-0.14	0.63	0.10	0.20
23:30	-0.18	0.13	0.09	-0.01	0.14	-0.15	0.08	-0.09	0.46	0.05	0.17
<b>Máximo</b>	0.41	0.56	0.69	0.26	0.49	0.54	0.77	0.36	0.79	0.29	0.23
<b>Mínimo</b>	-0.22	-0.58	-0.68	-0.29	-0.46	-0.29	-0.72	-0.28	-0.58	-0.26	-0.29
<b>Amp.</b>	0.63	1.14	1.37	0.55	0.95	0.83	1.48	0.64	1.37	0.55	0.52

Tabla 4.1 – Anomalías medias horarias respecto del valor medio del día del PWV para cada estación (en mm). “Amp.” representa la amplitud del ciclo, definida como la diferencia entre los valores máximo y mínimo.

La temperatura máxima del día normalmente tiene lugar de una a tres horas después del mediodía solar. Aunque la insolación más intensa se realiza alrededor del mediodía, la temperatura continúa subiendo después pues el ritmo de calentamiento sigue siendo superior al del enfriamiento.

Por su parte, el valor máximo del PWV se alcanza generalmente en la segunda mitad del día, pero después de que lo haga la temperatura. Dicho extremo es también en este caso bastante más acusado en las estaciones de la costa mediterránea. Se observa que hay una mayor dispersión en la hora a la que tienen lugar los valores máximos que los mínimos, variando desde las 15:30 en A Coruña y Cáceres hasta las 20:30 en Valencia y Yebes. En las demás estaciones hay un amplio rango, hallándose el máximo entre las 16:30 y las 19:30. Cabe hacer especial mención a la estación de San Fernando por su comportamiento diferencial, ya que alcanza su mínimo a las 19:30 y su máximo a las 12:30. En el último apartado de este capítulo se trata de explicar la causa de dicho comportamiento anómalo.

Además, en la Figura 4.1 se puede observar cómo la forma de los ciclos diurnos de las distintas estaciones es un poco más uniforme durante la noche que durante el día, momento en el que las diferencias aumentan considerablemente. Todo esto sugiere que las variaciones del PWV están gobernadas por fenómenos de escala local, relacionados con las condiciones geográficas, que varían más durante el día que por la noche (condiciones de insolación, brisas, actividad convectiva, etc.). Las dos estaciones de la costa atlántica (A Coruña y Cantabria) presentan un ciclo diurno con alguna diferencia apreciable. Por otra parte, las estaciones de la costa mediterránea, sobre todo Alicante, Almería y Roquetes, tienen ciclos muy parecidos entre sí. Por su parte, el ciclo de las estaciones del interior está mucho más amortiguado, asemejándose un poco al de A Coruña. Además, los ciclos de Villafranca y Yeves son muy parecidos entre sí. Esto último era de esperar ya que, aparte de estar ubicadas bastante próximas, tienen condiciones climáticas muy similares. Como se ha comentado anteriormente, la estación atlántica de San Fernando tiene un comportamiento muy distinto a las demás estaciones, lo cual se refleja muy bien visualmente en su grafo.

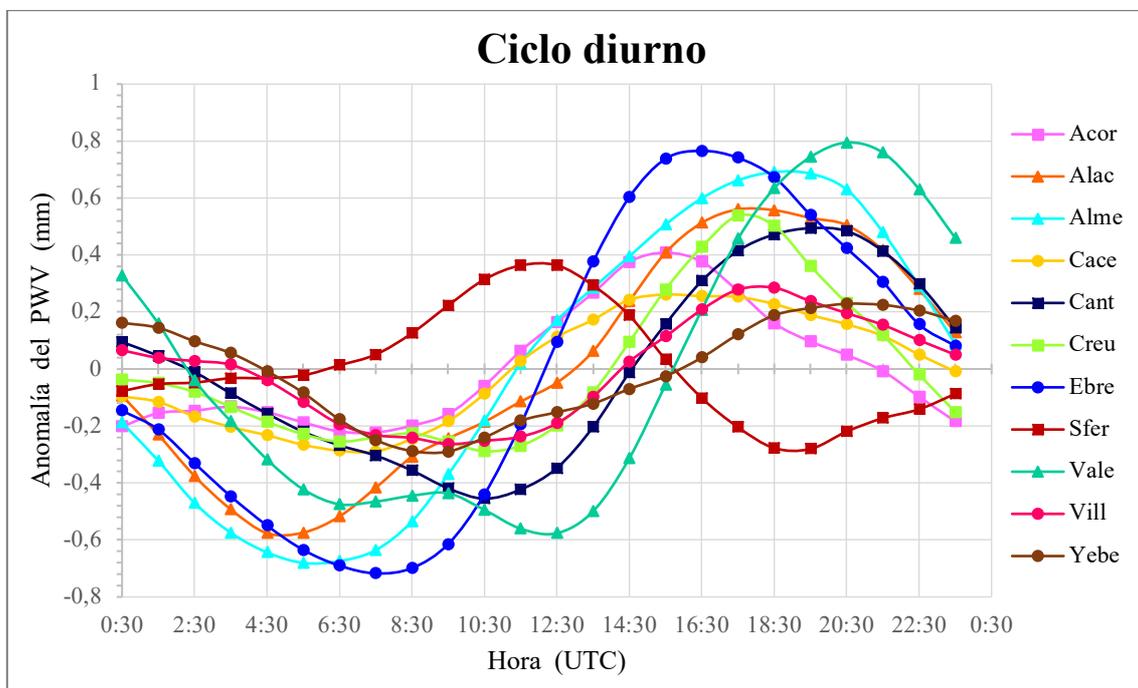


Figura 4.1 – Representación gráfica de las anomalías medias horarias respecto del valor medio del día del PWV para cada estación.

En cuanto a la amplitud, entendiendo como tal la diferencia entre el valor máximo y mínimo de la anomalía, hay un amplio rango (entre 0.52 en Yeves y 1.48 en Roquetes). Las estaciones mediterráneas son las que registran los mayores valores, oscilando entre 1.14 y 1.48 mm, a excepción de la estación de Creus con 0.83 mm. Por contra, los menores valores se registran en las estaciones del interior, variando entre 0.52 y 0.55 mm.

## 4.2 Análisis de Componentes Principales (PCA)

En esta sección se aplica el análisis de componentes principales (PCA) sobre las anomalías diurnas (diferencia entre el valor en cada instante y el valor de la media diaria) de PWV y se observa su relación con las de la temperatura correspondiente.

El Análisis de Componentes Principales (PCA) es una poderosa técnica estadística para análisis multivariante de series temporales [50]. Este método asume un conjunto determinado de variables observadas que están correlacionadas y aporta una manera de construir un nuevo conjunto de variables no correlacionadas que, posteriormente, permite la reconstrucción completa de los datos originales. Con dicho conjunto de variables no correlacionadas se puede construir una base ortonormal de mínima dimensión, lo que permite simplificar la complejidad de espacios muestrales multidimensionales a la vez que se conserva gran parte de su información. Es importante destacar que PCA puede reducir la dimensionalidad, pero no reducirá la cantidad de variables en sus datos. Es decir, se puede explicar hasta el 99% de la variación en su conjunto de datos con un número más pequeño de variables, pero siempre serán necesarias todas las variables para describir el 100% de los datos originales. Hay que tener también presente que, si las variables originales no están correlacionadas de partida, entonces no tiene sentido realizar un análisis de componentes principales.

En el análisis contemplado, se tiene una muestra con 24 individuos que son las diferentes horas del día y para cada una de ellas hay 11 variables, las cuales son el PWV y la temperatura (según el caso correspondiente) de las estaciones de la Península Ibérica. Es decir, el espacio muestral de estudio tiene 11 dimensiones. Realizando un PCA se va a encontrar un número inferior de factores, “x”, (menor que 11) que explican aproximadamente lo mismo que las 11 variables originales. Es decir, donde antes se necesitaban 11 valores para caracterizar a cada individuo, ahora bastarán solamente “x” valores para contemplar la mayoría de la información de las anomalías diurnas de PWV o de la temperatura de las estaciones. Cada una de estas “x” nuevas variables recibe el nombre de componente principal.

Aunque existen otras técnicas de descomposición de series que podrían ser aplicadas, se ha elegido realizar un PCA para no obligar a las componentes a ser de tipo sinusoidal, como pasaría si se efectuase un análisis de Fourier.

### Álgebra matricial

Aquí se presenta una breve descripción de la técnica; se pueden encontrar más detalles sobre fundamentos algebraicos en los libros de Preisendorfer [51] y Wackernagel [52].

Primeramente, con la finalidad de facilitar el entendimiento del cálculo de componentes principales, es necesario describir de manera intuitiva dos de los conceptos matemáticos que se aplican en el PCA: eigenvectores y eigenvalores.<sup>1</sup>

Los eigenvectores de una matriz son todos aquellos vectores que, al multiplicarlos por dicha matriz, resultan en el mismo vector o en un múltiplo entero del mismo.

Los eigenvectores tienen una serie de propiedades matemáticas específicas:

- \* Los eigenvectores solo existen para matrices cuadradas y no para todas. En el caso de que una matriz ( $n \times n$ ) tenga eigenvectores, el número de ellos es  $n$ .

---

<sup>1</sup> Nota: Las denominaciones de autovalor, valor propio y eigenvalue hacen referencia a lo mismo, es decir, se emplean indistintamente. Lo mismo sucede con autovector, vector propio y eigenvector.

- \* Si se escala un eigenvector multiplicándolo por cierta cantidad antes de multiplicarlo por la matriz, se obtiene un múltiplo de este mismo eigenvector. Esto se debe a que, si se escala un vector multiplicándolo por cierta cantidad, lo único que se consigue es cambiar su longitud, pero la dirección es la misma. Por eso, es frecuente escalar los eigenvectores de tal forma que su longitud sea 1. De este modo se consigue que todos ellos estén normalizados.
- \* Todos los eigenvectores de una matriz son ortogonales entre ellos, independientemente de las dimensiones que tengan.

Por otra parte, cuando se multiplica una matriz por alguno de sus eigenvectores se obtiene un múltiplo del vector original, es decir, el resultado es ese mismo vector multiplicado por un número. Al valor por el que se multiplica el eigenvector resultante se le conoce como eigenvalor. A todo eigenvector le corresponde un eigenvalor y viceversa.

En el método PCA, cada una de las componentes se corresponde con un eigenvector, y el orden de importancia de las componentes viene dado en orden decreciente por la magnitud del eigenvalor asociado a cada eigenvector. Así pues, la primera componente es el eigenvector con el eigenvalor asociado más alto.

Cada componente principal ( $Z_i$ ) es combinación lineal de las variables originales. La primera componente principal de un grupo de variables ( $X_1, X_2, \dots, X_p$ ) es la combinación lineal normalizada de dichas variables que tiene mayor varianza:

$$Z_1 = \phi_{11}X_1 + \phi_{21}X_2 + \dots + \phi_{p1}X_p \quad (4.1)$$

El vector que define la primera componente principal sigue la dirección en la que las observaciones varían más.

Los términos  $\phi_{11}, \dots, \phi_{ip}$  reciben el nombre de *loadings* y son los que definen a la componente. Por ejemplo,  $\phi_{11}$  es el *loading* de la variable  $X_1$  de la primera componente principal. Los *loadings* pueden interpretarse como el peso (importancia) que tiene cada variable en cada componente. El vector formado por el conjunto de todos los *loadings* de una componente constituye su eigenvector.

La proyección de cada observación sobre la dirección de la primera componente principal equivale al valor de la primera componente principal para dicha observación (*principal component scores*,  $Z_{i1}$ ).

La segunda componente ( $Z_2$ ) sigue la segunda dirección en la que los datos muestran mayor varianza y que no está correlacionada con la primera componente. Como ya se ha indicado, las componentes principales resultantes no están correlacionadas entre sí, es decir, sus direcciones son ortogonales.

### **Breve resumen del funcionamiento de PCA**

Si  $V$  es la matriz de las anomalías diurnas espaciales, entonces tenemos que,

$$V = \begin{pmatrix} v_{1,1} & \cdots & v_{1,n_{est}} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ v_{n_{horas},1} & \cdots & v_{n_{horas},n_{est}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{\Delta P W V}_{0:30,1} & \cdots & \overline{\Delta P W V}_{0:30,n_{est}} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \overline{\Delta P W V}_{23:30,1} & \cdots & \overline{\Delta P W V}_{23:30,n_{est}} \end{pmatrix} \quad (4.2)$$

Esta matriz es de dimensión  $(n_{horas} \times n_{est})$ , donde  $n_{horas}$  es el número de horas para las que hay datos, es decir, 24; y  $n_{est}$  es el número de estaciones, en este caso 11.

Primeramente, se centran los datos. Es decir, se resta a cada valor la media de la variable a la que pertenece, con lo que se consigue que todas las variables tengan media cero. Para ello, se calcula la siguiente matriz  $\bar{V}$  que contiene los valores medios de cada columna de la matriz  $V$ :

$$\bar{V} = \begin{pmatrix} \bar{v}_1 & \cdots & \bar{v}_{n_{est}} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \bar{v}_1 & \cdots & \bar{v}_{n_{est}} \end{pmatrix} \quad (4.3)$$

Esta matriz también tiene dimensión  $(n_{horas} \times n_{est})$ .

Ahora se resta a cada fila de  $V$  su media de tiempo correspondiente para obtener los datos centrados por columna del dataset:

$$V' = V - \bar{V} \quad (4.4)$$

En un segundo paso, se resuelve un problema de optimización para encontrar el valor de los *loadings* con los que se maximiza la varianza. Una forma de resolver esta optimización es mediante el cálculo de los vectores y valores propios de la matriz de covarianza o matriz de correlación  $S$ , la cual se define como:

$$S = V'^T V' \quad (4.5)$$

Como  $S$  es una matriz cuadrada de dimensión  $(n_{est} \times n_{est})$ , tendrá un conjunto de  $n_{est}$  eigenvectores ortonormales. Este conjunto nuevo de eigenvectores puede ser usado como una nueva base para representar la matriz de covarianza y generar la matriz  $E$ , donde sus columnas son los eigenvectores de  $S$ . A continuación, se construye la matriz  $A$ , que está compuesta por el valor de las componentes principales para cada observación (*principal component scores*), de la siguiente manera:

$$A = V' E \quad (4.6)$$

Esta matriz  $A$  también tiene dimensión  $(n_{horas} \times n_{est})$ .

Además, usando la propiedad  $E E^T = I$ , el original conjunto de datos de media cero puede ser expresado como:

$$A E^T = V' \quad (4.7)$$

A partir de las ecuaciones (4.4) y (4.7), se pueden reconstruir los datos originales de los ciclos:

$$V = \bar{V} + A E^T \quad (4.8)$$

Se realiza el mismo procedimiento de PCA para el ciclo diurno de la temperatura cambiando en la matriz  $V$  los datos de PWV por los de la temperatura.

### **Cálculo de la descomposición en componentes principales con el programa R**

Para realizar el PCA con el programa R, es necesario primeramente generar dos dataframe llamados “diurno\_IWV” y “diurno\_Temperatura” compuestos por las columnas del ciclo diurno del PWV y de la temperatura, respectivamente, de todas las estaciones estudio. Se excluyen las variables de identificación y diagnóstico, es decir, la columna de horas.

La mayoría de los programas de análisis, entre ellos R, disponen de funciones que devuelven directamente el valor de las componentes principales. De esta manera, todo el procedimiento descrito anteriormente para obtener las componentes principales resulta muy sencillo. La función *prcomp()* es una de las múltiples funciones en R que realizan el análisis de componentes principales. Se encarga de ejecutar PCA en los datos proporcionados, en este caso “diurno\_IWV” y “diurno\_Temperatura”. Además, se normalizan los datos indicando “*center=TRUE*” y “*scale=TRUE*”. Con esto se consigue que las variables estén centradas para que tengan media cero y que la desviación estándar sea uno. Como el proceso de PCA identifica aquellas direcciones en las que la varianza es mayor y la varianza de una variable se mide en su misma escala elevada al cuadrado, si antes de calcular las componentes no se estandarizan todas las variables, aquellas variables cuya escala sea mayor dominarán al resto.

```
diurno_PCA <- prcomp(diurno_IWV, center = TRUE, scale = TRUE)
```

Analizar con detalle el vector de *loadings* (eigenvector) que forma cada componente puede ayudar a interpretar qué tipo de información recoge cada una de ellas. Por ejemplo, la primera componente del ciclo diurno del PWV es el resultado de la siguiente combinación lineal de las variables originales:

$$PC1 = 0.223 \text{ IWV\_Acor} + 0.327 \text{ IWV\_Alac} + 0.318 \text{ IWV\_Alme} + 0.300 \text{ IWV\_Cace} + 0.331 \text{ IWV\_Cant} + 0.329 \text{ IWV\_Creu} + 0.325 \text{ IWV\_Ebre} + (-0.235) \text{ IWV\_Sfer} + 0.296 \text{ IWV\_Vale} + 0.331 \text{ IWV\_Vill} + 0.276 \text{ IWV\_Yebe}$$

Se puede observar que en general todas las estaciones tienen un peso similar, a excepción de San Fernando que es la única estación cuyo peso asignado toma valor negativo. Esto último puede estar relacionado con la forma de su grafo del ciclo diurno, ya que su comportamiento es muy distinto de las demás estaciones, va un poco en oposición de fase.

Una vez calculadas las componentes principales, con el comando *summary(diurno\_PCA)* se obtiene la importancia de las componentes: la desviación estándar, la proporción de varianza respecto al total y la proporción de varianza acumulada.

La desviación estándar indica los valores propios de cada componente principal, ya que los datos están estandarizados. Si los datos son adecuados para PCA, se deberían poder descartar las componentes que tienen un valor propio  $< 1$ , mientras que se conserva al menos el 70-80% de la varianza acumulativa. En las Tablas 4.2 y 4.3 se puede observar los distintos autovalores correspondientes a cada componente principal del ciclo diurno del PWV y de la temperatura:

PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7	PC8	PC9	PC10	PC11
2.850	1.508	0.587	0.458	0.161	0.100	0.089	0.055	0.030	0.017	0.015

Tabla 4.2 - Autovalores correspondientes a cada componente principal del ciclo diurno del PWV.

PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7	PC8	PC9	PC10	PC11
3.269	0.523	0.155	0.106	0.072	0.024	0.012	0.009	0.009	0.007	0.004

Tabla 4.3 - Autovalores correspondientes a cada componente principal del ciclo diurno de la temperatura.

En el caso del PWV, solamente las dos primeras componentes principales tienen valores propios mayores que uno. Mientras que para la temperatura únicamente la primera componente tiene autovalor mayor que uno.

La proporción de varianza representa la cantidad de varianza que puede ser explicada por cada una de las componentes principales. Por su parte, la proporción acumulativa es simplemente la cantidad acumulada de varianza explicada. Como los datos están normalizados, el sumatorio de la proporción de varianza explicada acumulada de todas las componentes es siempre igual a uno. Tanto la proporción de varianza como la proporción de varianza acumulada son dos valores de gran utilidad a la hora de elegir el número mínimo de componentes principales que explican una gran variabilidad de los datos originales a la vez que reducen la dimensión. Se puede representar la proporción de varianza explicada acumulada y seleccionar el número de componentes mínimo a partir del cual el incremento deja de ser sustancial.

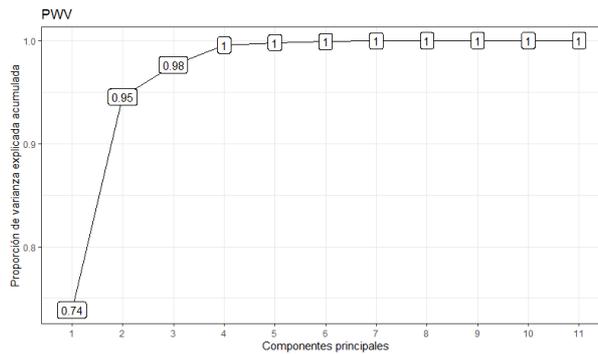


Figura 4.2 – Gráfica de la proporción de varianza explicada acumulada del PWV.

Por un lado, se obtiene que la primera componente principal del ciclo diurno del PWV explica el 73.84% de la varianza observada en los datos, la segunda el 20.68%, la tercera el 3.13%, la cuarta el 1.91% y las demás componentes no superan por separado el 1%. Esto se puede observar en la Figura 4.2. Por consiguiente, son suficientes los dos primeros modos para comprender el 94.52% de toda la varianza del PWV. Esto permite reducir la dimensionalidad del espacio original de 11 a 2 mientras que solamente “se pierde” alrededor del 5% de la variación total de los datos.

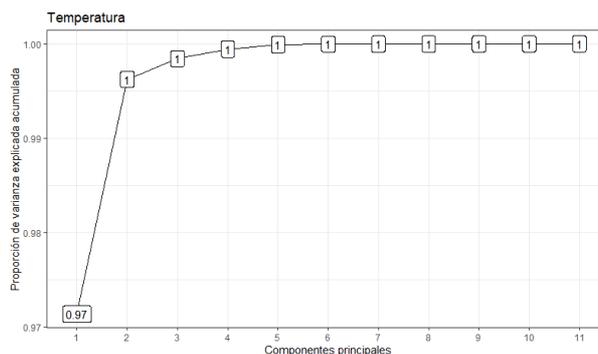


Figura 4.3 - Gráfica de la proporción de varianza explicada acumulada de la temperatura.

Por otro lado, en el caso de la temperatura, con tan solo la primera componente principal se da cuenta del 97.13% de la varianza total de los datos (Figura 4.3).

Mediante la función  $biplot(x=diurno\_PCA, scale=0)$  se puede obtener una representación bidimensional de las dos primeras componentes, tal y como se refleja en las Figuras 4.4 y 4.5.

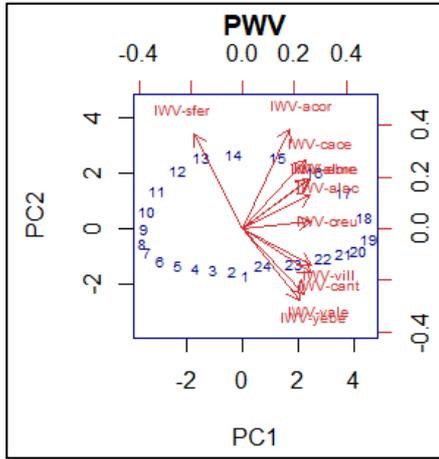


Figura 4.4 - Gráfica biplot PWV.

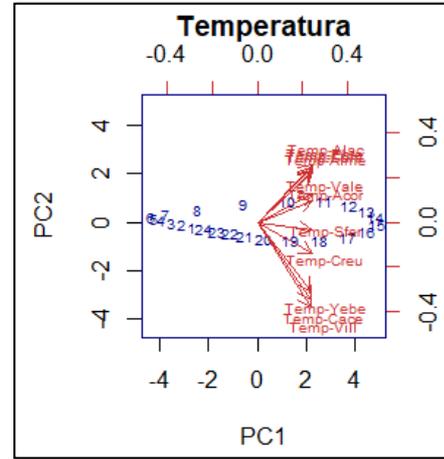


Figura 4.5 - Gráfica biplot temperatura.

Cabe destacar que los ejes azules hacen referencia a la escala de los valores que toman las componentes principales (*principal component scores*). Mientras que los ejes rojos son para visualizar los *loadings* que tienen cada una de las estaciones para dichas componentes principales, lo cual se representa mediante flechas. Es recomendable indicar el argumento “ $scale = 0$ ” para que dichas flechas estén en la misma escala que las componentes.

Como se comentó anteriormente, para todas las estaciones excepto para la de San Fernando, los *loadings* correspondientes a la primera componente principal del PWV toman valores positivos. Por su parte, para el segundo modo del PWV se pueden encontrar tanto valores positivos como negativos de los eigenvectores.

Tiene sentido que para ambas gráficas el resultado sea una especie de elipse ya que en realidad las componentes son sinusoidales. Como las componentes son perpendiculares, se trata de dos sinusoides en oposición de fase. No es una elipse perfecta ya que en el mundo real siempre se encuentra un pequeño ruido en la señal.

En la Figura 4.6 se observa más detalladamente la representación gráfica del segundo modo principal del PWV en función del primero.

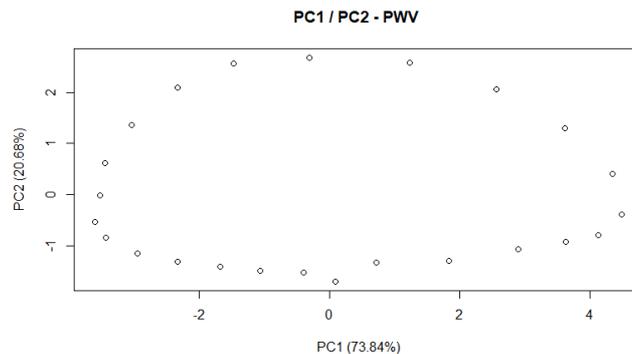


Figura 4.6 - Gráfica de PC2 en función de PC1 del PWV.

Dicha elipse se puede comparar con la de la Figura 4.7, que representa la función

$$2 \cos(x) = \text{sen}(x)$$

Donde se ha tomado para  $x$  los valores de  $0$  a  $4\pi$  mediante pasos de  $0.1$ .

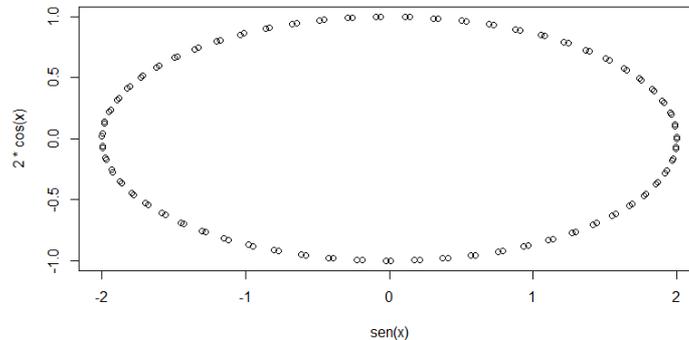


Figura 4.7 – Representación gráfica del doble del coseno frente al seno.

### Representación de modos

En la Figura 4.8 se puede observar cómo el primer modo del ciclo diurno del PWV muestra un mínimo valor de amplitud a primera hora de la mañana (a las 7:30) y presenta un máximo al final de la tarde (a las 18:30). Mientras que el mínimo del segundo modo se da hacia media noche (sobre las 00:30) y alcanza el máximo alrededor del mediodía (a las 13:30). Por su parte, la temperatura muestra una variabilidad diurna, con un valor mínimo a las 5:30 y un valor máximo a las 14:30, coincidiendo con el ciclo diario del sol.

Comparando los primeros modos de ambas variables, se aprecia que ambas componentes tienen curvas muy similares, pero están desfasadas. La temperatura alcanza su mínimo dos horas antes y el máximo está adelantado cuatro horas respecto del PWV. Esto hace pensar que el primer modo del PWV, el cual supone el 73.84% de la variabilidad, esté relacionado con el calentamiento solar y la evaporación.

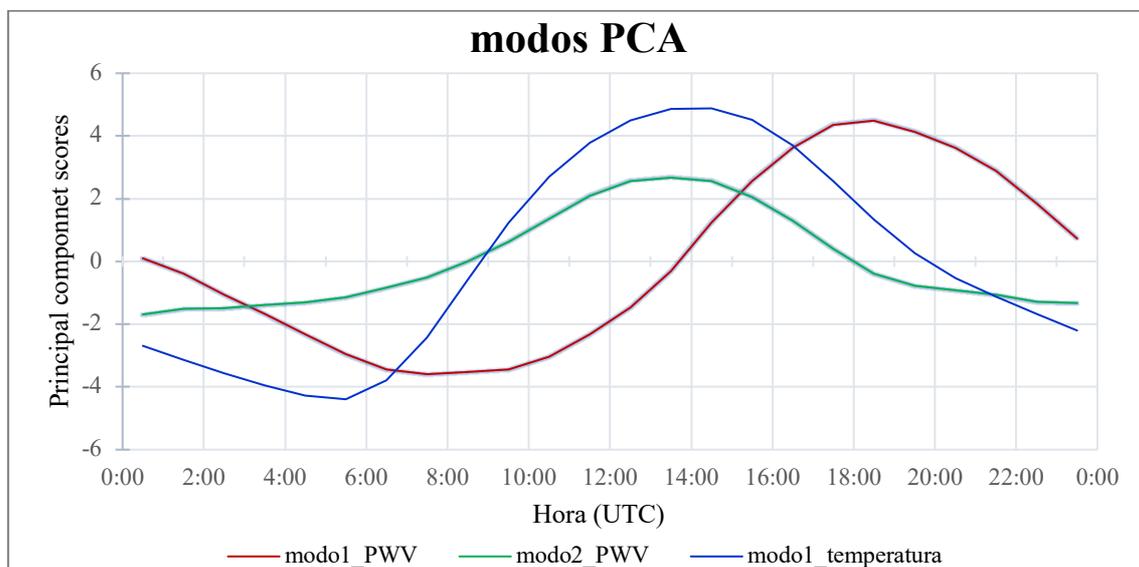


Figura 4.8 - Gráfica de los dos primeros modos principales del PWV y del primero de la temperatura.

Además, se observa que el segundo modo del PWV, el cual supone el 20.68% de la variabilidad, tiene una amplitud mucho menor que los otros dos y alcanza su máximo casi a la vez que el primer modo de la temperatura. Además, muestra la acción de un agente que desencadena un aumento del vapor de agua durante el día. Este comportamiento podría estar relacionado con la advección de las masas de aire secas y húmedas, y con las condiciones locales geográficas, las cuales son responsables de las brisas marinas y de valle.

Estos resultados están en consonancia con los obtenidos por Meza et al. [53]. Ellos realizaron un PCA de los ciclos diurnos del PWV y de la temperatura de 69 estaciones del centro y del sur de América para el período 2007-2013 y encontraron que el ciclo diurno del PWV estaba bien representado con tan sólo los dos primeros modos. En su caso, la primera componente explicaba el 70% de la varianza total de los datos y la segunda el 27%. Ambos modos juntos explicaban más del 97% de la varianza.

El proceso de PCA genera siempre las mismas componentes principales independientemente del software utilizado, es decir, el valor de los eigenvectores resultantes es el mismo. La única diferencia que puede darse es que el signo de todos los *loadings* esté invertido. Esto es posible ya que el vector de *loadings* determina la dirección de la componente, y dicha dirección es la misma independientemente del signo (la componente sigue una línea que se extiende en ambas direcciones). Del mismo modo, el valor específico de las componentes obtenido para cada observación (*principal component scores*) es siempre el mismo, a excepción del signo.

### Reconstrucción de los ciclos diurnos del PWV

Como se vio anteriormente, si se conservan todas las componentes principales, es posible recuperar de nuevo todos los ciclos diurnos iniciales invirtiendo el proceso de PCA mediante la ecuación (4.8).

Esto se consigue introduciendo el siguiente comando en R:

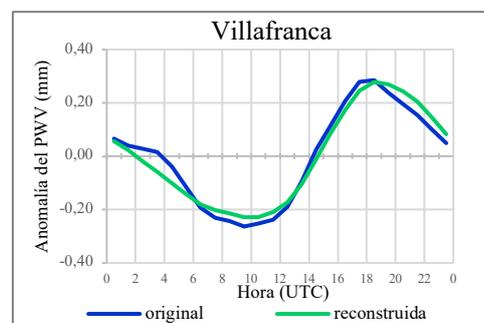
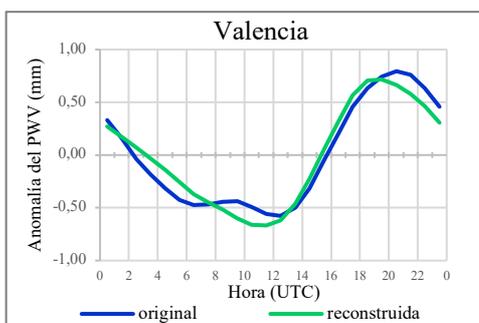
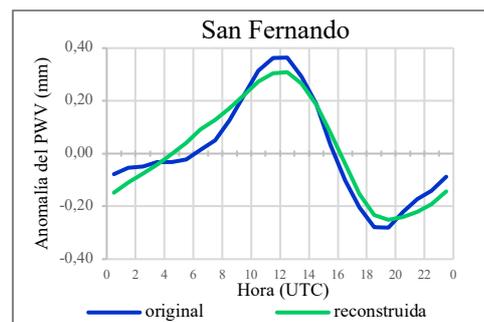
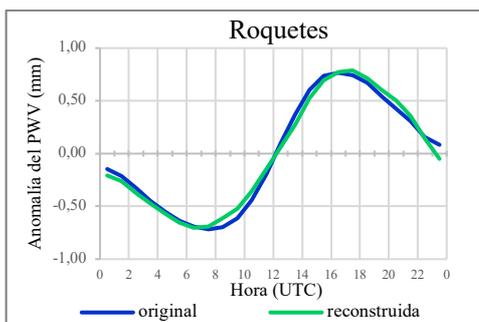
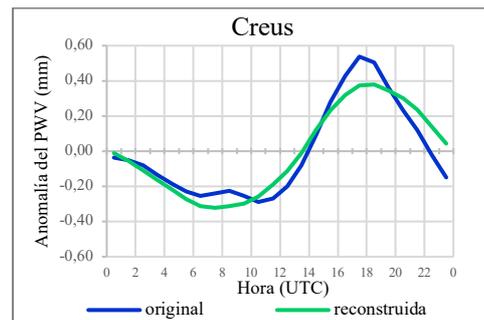
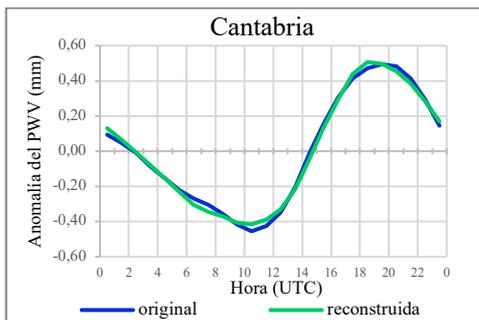
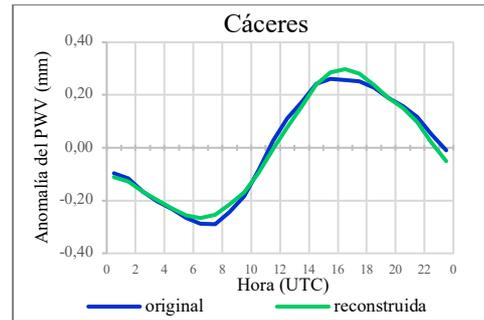
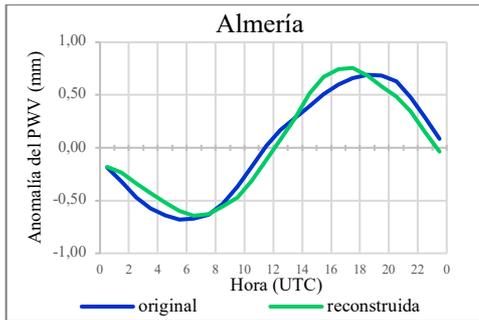
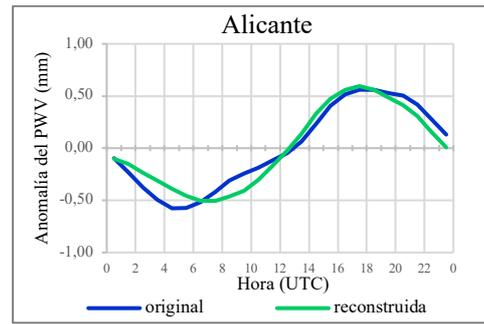
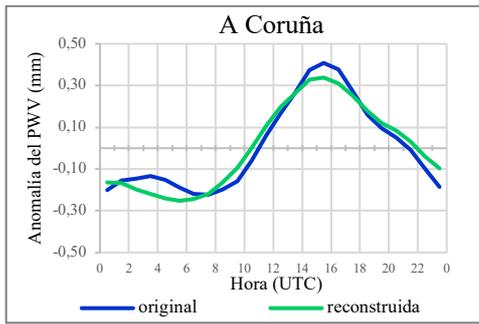
```
t (t (diurno_PCA$x %*% t(diurno_PCA$rotation)) * diurno_PCA$scale + diurno_PCA$center)
```

Donde “*diurno\_PCA\$x*” es la matriz de los valores específicos obtenidos para las componentes principales (*principal component scores*), “*diurno\_PCA\$rotation*” es la matriz cuyas columnas son los autovectores de la matriz de covarianza, “*diurno\_PCA\$scale*” es el array de los coeficientes de escala de cada estación y “*diurno\_PCA\$center*” es el array de las medias temporales de cada estación. La función “*t*” hace referencia a la matriz transpuesta.

Lo que se desea es reconstruir los datos originales del PWV empleando únicamente las dos primeras componentes principales para observar las diferencias con los ciclos diurnos originales y observar cuanta información se pierde. Para ello, ha de cambiarse la matriz “*diurno\_PCA\$x*” y “*diurno\_PCA\$rotation*” para que solo contengan la información de PC1 y PC2.

```
x <- matrix (c (diurno_PCA$x[,1], diurno_PCA$x[,2]), nrow=24, ncol=2)
```

```
rotation <- matrix (c (diurno_PCA$rotation[,1], diurno_PCA$rotation[,2]), nrow=11, ncol=2)
```



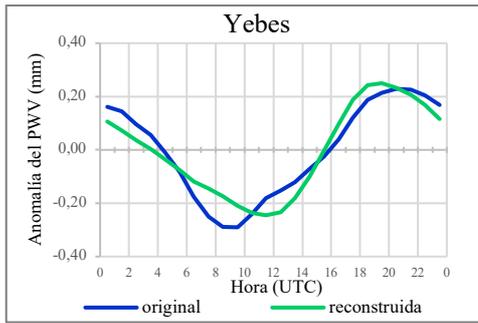


Figura 4.9 - Gráficas de las distintas reconstrucciones del ciclo diurno del PWV considerando solo las dos primeras componentes principales.

En la Figura 4.9 se puede observar cómo en algunas estaciones como Cáceres y Cantabria, el ciclo diurno reconstruido se asemeja perfectamente al original, lo que quiere decir que estas estaciones están muy bien representadas por solamente las dos primeras componentes principales. No obstante, en el caso de otras estaciones tales como Alicante, Almería y Valencia, se perciben más diferencias entre la serie original y la reconstruida. Esto es debido a que para estas últimas los dos primeros modos cobran menos importancia y, por lo tanto, son necesarias más componentes para caracterizarlas mejor.

### 4.3 Fenómenos que afectan al ciclo diurno

En este apartado se pretende dar explicación, de una manera cualitativa, a las características observadas en el ciclo diurno del PWV en base a los distintos factores que lo pueden modular.

Hay dos mecanismos principales por los que puede cambiar la cantidad de vapor de agua en un emplazamiento: a) por el transporte de una masa de aire (más húmeda o seca) desde otro emplazamiento (advección) y b) por evaporación y/o condensación en el mismo emplazamiento.

Las variaciones debidas a cambios a gran escala de la masa de aire están regidas por la situación sinóptica, y no siguen el patrón de un ciclo diurno. Por tanto, al promediar el ciclo diurno de un gran número de días, en este caso de 18 años, las fluctuaciones de mayor período producidas por los cambios en la situación sinóptica se suavizan y desaparecen, permaneciendo sólo aquellas con períodos inferiores a las veinticuatro horas, las cuales están relacionadas básicamente con el ciclo diurno de la intensidad de la radiación solar incidente [54]. Por lo tanto, los factores que van a determinar el ciclo diurno del PWV son: la temperatura superficial, la evapotranspiración [55], las circulaciones locales del aire en régimen de brisas [56], la condensación y la precipitación [57], [58], y/o los movimientos verticales [57]. El ciclo diurno del PWV vendrá determinado por la suma de las contribuciones de cada uno de estos fenómenos.

La temperatura es el factor que más influye en el ciclo del vapor de agua. El calentamiento diurno favorece la evaporación, la cual hace aumentar la cantidad de vapor de agua que hay en la atmósfera. Además, conforme a la ecuación de Clausius-Clapeyron's,  $\ln(P) = -\frac{\Delta_{vap} H}{RT} + C$ , el logaritmo de la presión de vapor aumentará conforme la temperatura del aire se incrementa. Esto es, la cantidad de vapor de agua que puede haber en el seno de la atmósfera antes de que sobrevenga la condensación es mayor conforme mayor es la temperatura. Por la noche, el enfriamiento nocturno provoca la condensación y por tanto la disminución del PWV.

No obstante, el ciclo de la temperatura por sí solo no explica el ciclo del PWV, especialmente durante el día. Entre otros posibles factores está el viento, que por un lado actúa como origen de los movimientos de masas de aire que transportan vapor de agua, y por otro favorece también la evaporación en las capas bajas junto al suelo al reemplazar el aire en contacto con ellas por otro más seco. Los grandes movimientos de masas de aire vienen regidos por la situación sinóptica, pero una vez sustraída esta componente, el régimen diurno está marcado por efectos geográficos locales, de distribución de superficies con distinto calor específico, y por el propio movimiento del sol a lo largo del día. Esto último hace que, a escala local, la velocidad del viento arreece durante el día y amaine por la noche. El calentamiento del suelo durante el día produce una agitación térmica en las capas bajas, favoreciendo la inestabilidad y desencadenando movimientos turbulentos en la vertical. Esto favorece la propagación de la mayor velocidad del viento de las capas altas a las bajas junto al suelo. Sin embargo, durante la noche, el enfriamiento nocturno favorece la estratificación de las capas bajas de la atmósfera, disminuyendo la turbulencia y el intercambio de calor y de masas de aire entre las capas altas y las bajas de la atmósfera, tendiendo las capas bajas junto al suelo a permanecer en reposo, y el aire a amainar. La dirección del viento está también levemente influenciada por el ángulo de elevación solar. El viento tiende a soplar hacia la vertical del sol por la depresión térmica que este genera. Es decir, por la mañana los vientos presentan una pequeña componente del oeste, rolando hacia el sur al mediodía y al este por la tarde, siguiendo de esta manera el desplazamiento del sol a lo largo del día. En algunos emplazamientos, y por la situación de posibles fuentes de vapor de agua, este cambio diario en la dirección del viento puede incorporar una componente al ciclo diurno del PWV.

Más importante es el viento por los regímenes de brisas. Las brisas, tanto de mar como de montaña, son un claro ejemplo de un régimen local de viento. Tienen su origen en el calentamiento diferencial entre la tierra y el mar, o entre el valle y la montaña, lo que genera el viento como causa del gradiente de presión producido. Al tener el agua un mayor calor específico que la tierra, esta tarda menos en calentarse que el mar. Este gradiente de temperatura que se crea entre ambas superficies hace que durante el día el aire sople desde el mar hacia la costa, estas son las llamadas “brisas de mar”. En este caso, se trata de vientos húmedos que contribuyen al aumento de vapor de agua. Mientras que por la noche este efecto se invierte al enfriarse la tierra más rápidamente, soplando el aire de costa a mar. Son las llamadas “brisas de tierra”. La aparición de las brisas, así como la hora de su comienzo y la extensión vertical de la capa afectada, dependerá de la situación sinóptica general [59]. De esta manera, la variación diurna del PWV parece estar fuertemente condicionada por las circulaciones térmicas locales generadas por la topografía [60].

Pero no sólo los movimientos horizontales, sino también los verticales, afectan al PWV al favorecer el intercambio y la difusión del vapor de agua. Los movimientos ascendentes transportan vapor de las capas bajas a las altas, favoreciendo la evaporación al reemplazar la capa de aire en contacto con una superficie húmeda por otra más seca y por tanto con más capacidad de almacenar vapor de agua en su interior. Si no hubiera movimientos verticales, el vapor de agua, que se incorpora a la atmósfera por evaporación, se acumularía en la capa atmosférica más baja junto al suelo. Sin embargo, por la mañana, con la salida del sol, el calentamiento diurno produce movimientos turbulentos en la vertical que transportan el vapor de agua evaporado desde la superficie hacia capas más altas. El espesor de esta capa de mezcla será mayor conforme mayor sea el calentamiento por la intensidad de la radiación solar incidente.

Entre los factores mencionados al principio del apartado, la temperatura y las brisas son los que presentan un ciclo claro de periodo veinticuatro horas. Esto concuerda con la explicación anterior dada a los modos del análisis de componentes principales del ciclo diurno del PWV.

En general, las estaciones del interior están principalmente afectadas por la temperatura y las condiciones superficiales, al no darse ningún régimen diurno de vientos dominante que module sustancialmente el contenido de PWV. Es decir, estas estaciones están principalmente caracterizadas por el primer modo del PCA. Este no es el caso de las estaciones costeras, en las que el ciclo diurno del PWV está fuertemente influenciado por la advección de humedad producida por las brisas marinas, provocando que el PWV continúe aumentando incluso después de que la temperatura empiece a disminuir. Las estaciones de costa y del valle están, en la mayoría de los casos, afectadas por la segunda componente principal.

Alrededor del mediodía, en los ciclos de algunos emplazamientos, sobre todo Creus y Valencia, se puede observar un mínimo relativo pronunciado. Este segundo mínimo puede ser atribuido a las brisas. La justificación de dicha disminución podría ser un ritmo mayor de condensación del aire que el de la evaporación o bien la sustitución de la masa de aire por otra más seca. Parece que tiene más lógica atribuirlo a este segundo mecanismo. Después del amanecer, cuando el PWV ya ha comenzado a aumentar, se produce una disminución del PWV coincidiendo aproximadamente con la hora a la que el régimen de brisas marinas se establece. En este momento, el viento comienza a soplar de mar a tierra, la cual se encuentra más caliente que el mar. Una vez que el aire cálido en contacto con la tierra ha evaporado la humedad superficial, asciende y es reemplazado por otro aire de origen marino, pero aún no lo suficientemente cálido como para transportar la misma o más humedad de la que tenía el aire original. Conforme pasan las horas, el mar se va calentando cada vez más y la brisa marina toma cada vez más importancia como agente transportador de humedad hacia el interior (la tierra). El contenido de PWV se incrementa hasta que la brisa finalmente se debilita. El hecho de que este mínimo no aparezca en todas las estaciones puede estar vinculado con la cantidad de humedad disponible en cada tipo de emplazamiento.

Aunque A Coruña es una estación situada en la costa con régimen de brisas, lo es en la costa atlántica. Como el océano Atlántico está más frío que el Mediterráneo, dichos vientos son menos intensos y, por tanto, las brisas marinas en esta zona no aportan tanta humedad como en la costa mediterránea.

Santander, por su parte, muestra un comportamiento más similar al de cualquiera de las estaciones de la costa mediterránea que al de A Coruña. Esto se puede explicar, según Ortiz de Galisteo [1], por su localización geográfica: entre la costa cantábrica y la falda de la cordillera cantábrica, que se extiende paralelamente a la costa. Dicha situación hace que las brisas marinas sean reforzadas por los vientos anabáticos de las brisas de valle [61], [62]. Asimismo, esta convergencia de vientos podría justificar el comienzo tardío del incremento del PWV por la mañana de su ciclo diurno. Durante la noche, los vientos dominantes son los del sur, es decir, los vientos catabáticos procedentes de la cordillera. Estos transportan aire más frío y seco hacia el valle y se ven favorecidos por las brisas que soplan de tierra a mar, haciendo que el PWV no comience a aumentar hasta que este sistema de vientos sea invertido, entrada ya la mañana. Cuando el régimen de brisas se establece por la mañana, los vientos que soplan son del norte y húmedos, de origen marino. Entrada ya la tarde, el régimen de brisas se invierte, disminuyendo los valores del PWV.

Por su parte, la estación de San Fernando merece una especial mención por ser el único emplazamiento donde el máximo de PWV tiene lugar antes que el de la temperatura. Conforme su localización geográfica, el régimen de brisas marinas debería continuar aportando humedad hasta el final de la tarde. Según Ortiz de Galisteo [1], la explicación de esta singularidad puede estar en su cercana ubicación con el estrecho de Gibraltar, entre el frío océano Atlántico y el cálido mar Mediterráneo. Después de haber estado soplando durante la noche vientos del sureste (Mediterráneo), antes del mediodía se establece el régimen de brisas y empieza a soplar del oeste (océano Atlántico). Es entonces cuando la masa de aire sobre la estación es reemplazada por otra más fría y con menor contenido de humedad. Al final del día, la brisa marina se debilita y se intensifica la de tierra. Los vientos del este transportan más humedad, incrementando el PWV incluso aunque la temperatura esté disminuyendo.

Cabe destacar que para poder determinar con certeza y cuantificar los efectos de cada uno de los factores analizados haría falta un estudio más en profundidad que queda fuera del alcance de este trabajo.

## Capítulo 5

# VARIABILIDAD TEMPORAL

Como se mencionó en la introducción del primer capítulo, el vapor de agua es un componente atmosférico de gran importancia que presenta una alta variabilidad espacial y temporal. Sin embargo, esta variabilidad no está bien caracterizada debido a la falta de datos con la suficiente resolución, tanto espacial como temporal, para poder estudiar los fenómenos de escala inferior a la sinóptica (la mesoescala y la microescala). Esto supone un severo problema en las medidas del vapor de agua, siendo estas limitaciones las que conllevan las principales fuentes de error de los modelos de predicción a corto plazo [63].

En capítulos anteriores, se ha estudiado el ciclo anual, la variabilidad mensual y el ciclo diurno del PWV. Pero ¿cuánto varía el PWV en otros intervalos temporales? ¿Cuáles son sus fluctuaciones en el tiempo? Para dar respuesta a estas preguntas, en este capítulo se ha analizado la variabilidad media diaria y las fluctuaciones de las medidas del PWV para intervalos de tiempo desde una hora a un año.

### 5.1 Variabilidad diaria

Para los propósitos de este capítulo, se entiende por variabilidad diaria la dispersión de los datos horarios respecto al valor medio de cada día. No se debe confundir esta variabilidad diaria con el ciclo diurno visto en el Capítulo 4. El hecho de que exista un ciclo diurno implica una variabilidad sistemática, pero la variación del PWV dentro del día también puede ser debida a cambios en las condiciones meteorológicas que no siguen un patrón de comportamiento de un ciclo diurno, y que, como se verá a continuación, conllevan unas variaciones mayores del PWV.

Para analizar esta variabilidad diaria, se ha seguido el siguiente procedimiento. Primeramente, a partir de los datos horarios de las distintas estaciones, se han calculado para cada día los siguientes parámetros estadísticos: el rango, definido como el valor máximo del período menos el mínimo (se ha expresado en valor absoluto y en porcentaje respecto del valor medio); la desviación estándar de los valores del día (es decir, la dispersión de los datos respecto a la media); y el coeficiente de variación de Pearson, el cual indica la relación existente entre la desviación típica de una muestra y su media. Cabe destacar que solamente se han tenido en cuenta los días que tienen datos de las 24 horas para evitar la introducción de valores anómalos. No obstante, hay que resaltar que, como se mencionó en el Capítulo 2, dichos datos representan entre un 80.27% de los datos totales en el peor de los casos (Creus) y 95.41% en el mejor caso (Cantabria). Posteriormente, se han considerado todos los datos de cada mes de todos los años para calcular las medias mensuales de los mismos parámetros estadísticos anteriores.

Con el fin de obtener una interpretación más clara, se ha optado por agrupar las estaciones según el área geográfica, distinguiendo cuatro grandes zonas: el Cantábrico, el Mediterráneo, el Atlántico y el interior de la Península Ibérica.

Mes	Coruña	Alicante	Almería	Cáceres	Santander	Creus	Roquetes	San Fernando	Valencia	Villafranca	Yebes
<b>Enero</b>	7.98	6.64	6.40	6.33	6.90	6.43	6.40	6.88	6.46	5.59	5.36
<b>Febrero</b>	6.84	6.43	6.30	6.37	6.31	6.08	6.20	6.94	6.40	5.52	5.19
<b>Marzo</b>	7.30	6.58	6.75	6.39	6.48	6.43	6.39	7.30	6.34	5.59	5.16
<b>Abril</b>	7.05	6.59	7.16	6.17	6.49	6.92	6.95	7.01	6.64	5.85	5.52
<b>Mayo</b>	7.48	6.87	7.14	6.80	7.25	7.97	7.67	7.00	6.96	6.29	5.90
<b>Junio</b>	8.67	7.16	7.91	7.42	8.14	8.56	8.53	7.68	7.47	7.47	6.79
<b>Julio</b>	9.29	8.55	9.40	7.81	8.73	9.90	9.99	8.08	9.13	7.43	7.05
<b>Agosto</b>	9.82	9.14	10.03	8.14	8.78	10.07	10.41	9.19	9.61	7.96	7.32
<b>Septiem.</b>	9.10	8.73	8.96	7.13	8.38	9.17	8.89	8.45	8.69	6.82	6.42
<b>Octubre</b>	9.56	8.40	8.39	7.94	8.57	8.77	8.33	8.71	8.37	7.13	6.60
<b>Noviem.</b>	8.41	7.48	7.41	7.45	7.78	7.53	7.24	8.38	7.52	6.37	6.00
<b>Diciem.</b>	7.99	6.87	6.41	6.46	7.03	6.95	6.57	7.28	6.70	5.87	5.66
<b>Máximo</b>	9.82	9.14	10.03	8.14	8.78	10.07	10.41	9.19	9.61	7.96	7.32
<b>Mínimo</b>	6.84	6.43	6.30	6.17	6.31	6.08	6.20	6.88	6.34	5.52	5.16
<b>Amp.</b>	2.98	2.71	3.74	1.97	2.47	3.99	4.21	2.31	3.27	2.44	2.16

Tabla 5.1 – Valores del rango medio mensual de la variación diaria del PWV, medido en milímetros. “Amp.” representa la amplitud de la serie de datos anual, definida como la diferencia entre los valores máximo y mínimo.

En primer lugar, se describen las características observadas en el rango de variación diaria. En la Tabla 5.1 se observa cómo las estaciones de Villafranca y Yebes son las que presentan los valores más bajos del rango durante todo el año comprendidos entre 5.16 mm (Yebes) y 7.96 mm (Villafranca). Por su parte, generalmente, son las estaciones mediterráneas las que presentan valores más altos, entre 10.41 mm en Roquetes y 6.08 mm en Creus.

Los valores máximos de las estaciones están comprendidos entre 7.32 mm (Yebes) y 10.41 mm (Roquetes), y los mínimos entre 5.16 mm (Yebes) y 6.88 mm (San Fernando).

Cabe también destacar que la amplitud, entendiendo como tal la diferencia entre los valores máximo y mínimo absolutos, está comprendida entre 1.97 mm (Cáceres) y 4.21 mm (Roquetes). Es generalmente mayor en las costas (especialmente en la mediterránea) que en el interior.

En la Figura 5.1, se observa cómo el comportamiento anual es similar en todas las estaciones. La forma de su gráfica es de una ligera campana asimétrica, presentando la mayoría de las estaciones el mínimo valor en el mes de febrero. Además, todas las estaciones tienen un máximo del rango en el mes de agosto. Asimismo, excluyendo las estaciones mediterráneas, el resto de las estaciones tienen un máximo relativo en el mes de octubre, el cual es más acusado para los emplazamientos de Cáceres y A Coruña. Algunas estaciones presentan también uno o dos mínimos relativos a lo largo del año, haciendo que el crecimiento o decrecimiento del rango no sea constante.

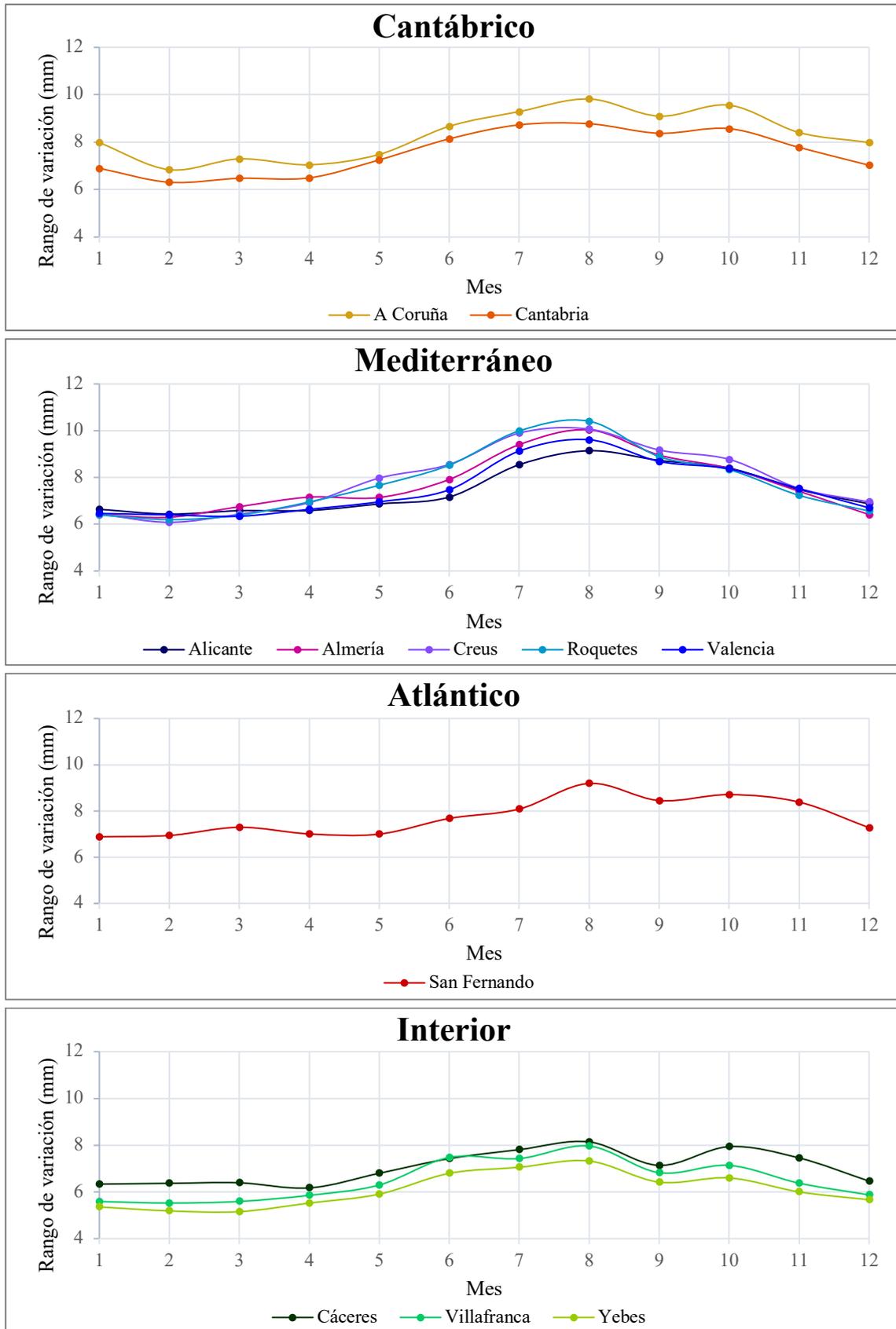


Figura 5.1 – Representación gráfica del rango medio mensual de la variación diaria del PWV para cada estación.

Comparando las estaciones de A Coruña y Cantabria, se percibe cómo ambas tienen un comportamiento bastante equidistante entre sí, siendo un poco más suavizado el de Cantabria. Sin

embargo, en el mes de mayo toman valores muy próximos entre ellas. Por lo que concierne a las estaciones de la costa mediterránea, éstas poseen en general grafos semejantes entre ellos durante los meses de otoño e invierno. En cambio, las diferencias aumentan considerablemente en los meses calurosos de primavera y verano. Por su parte, las estaciones del interior presentan un comportamiento muy paralelo entre sí, con valores más bajos cuanto mayor es la altitud.

El caso de San Fernando es una excepción. Aunque es una estación de costa, su amplitud es igual de pequeña que para los emplazamientos del interior. Además, es la primera en alcanzar el valor mínimo, haciéndolo en el mes de enero y con el mayor valor de los mínimos de todas las estaciones. Tiene un segundo mínimo en el mes de mayo, con un valor muy próximo al primero. Como todas las estaciones, logra el máximo absoluto en el mes de agosto (con un valor en la media de los máximos de todas las estaciones) y, al igual que otras, presenta un máximo relativo en octubre.

Seguidamente, se analizan los valores del rango de variación expresados en tanto por ciento.

Mes	Coruña	Alicante	Almería	Cáceres	Santander	Creus	Roquetes	San Fernando	Valencia	Villafranca	Yeves
<b>Enero</b>	53.51	55.12	53.10	56.28	50.09	53.38	56.36	52.10	54.72	55.85	61.03
<b>Febrero</b>	51.03	52.11	50.84	58.11	49.20	53.38	55.62	51.93	52.78	55.94	60.22
<b>Marzo</b>	51.73	48.14	50.72	55.33	47.94	48.60	50.10	51.66	48.71	53.16	56.95
<b>Abril</b>	45.32	39.25	44.31	44.77	40.76	43.98	43.74	44.91	39.58	46.21	49.59
<b>Mayo</b>	39.76	34.60	37.34	43.09	37.04	40.63	39.62	39.96	35.20	40.69	44.08
<b>Junio</b>	38.71	28.76	34.53	39.34	32.77	35.03	33.68	36.96	29.73	39.43	41.07
<b>Julio</b>	36.98	30.42	37.82	43.82	31.67	35.92	34.05	40.54	30.58	39.43	41.79
<b>Agosto</b>	38.48	29.76	36.39	41.57	31.76	36.71	35.30	39.84	30.85	39.69	40.81
<b>Septiem.</b>	38.59	31.00	34.38	36.31	34.13	38.39	34.53	35.02	31.69	35.75	38.22
<b>Octubre</b>	43.92	36.26	37.53	44.18	40.56	43.03	38.78	39.13	37.60	41.97	45.51
<b>Noviem.</b>	47.81	46.17	46.35	51.62	44.79	47.42	47.86	48.56	48.20	49.57	52.49
<b>Diciem.</b>	52.64	50.90	47.06	54.71	49.39	53.88	51.95	50.43	51.35	54.47	59.90
<b>Máximo</b>	53.51	55.12	53.10	58.11	50.09	53.88	56.36	52.10	54.72	55.94	61.03
<b>Mínimo</b>	36.98	28.76	34.38	36.31	31.67	35.03	33.68	35.02	29.73	35.75	38.22
<b>Amp.</b>	16.53	26.36	18.71	21.80	18.42	18.84	22.69	17.09	24.99	20.19	22.81

Tabla 5.2 – Valores del rango medio de la variación diaria del PWV expresados en tanto por ciento (%). “Amp.” representa la amplitud de la serie de datos anual, definida como la diferencia entre los valores máximo y mínimo.

Como se observa en la Tabla 5.2, los valores más altos del rango de variación expresados en tanto por ciento se dan en las estaciones del interior, a diferencia de lo que sucedía con el rango en valor absoluto. La variación de los valores oscila desde un 61.03% en Yeves en enero, hasta un 28.76% en Alicante en junio. Por su parte, la amplitud está comprendida entre 16.53 mm en A Coruña y 26.36 mm en Alicante.

En el caso de todas las gráficas de la Figura 5.2, la evolución a lo largo del año presenta una forma de U suavizada, con un ligero aumento en el mes de julio y, en el caso de algunas de ellas como San Fernando, también en agosto. Las estaciones de Almería, Cáceres y San Fernando son las que presentan dicho incremento más acusado. Sin embargo, este aumento no se cumple para el caso del Cantábrico, donde la forma es más redondeada.

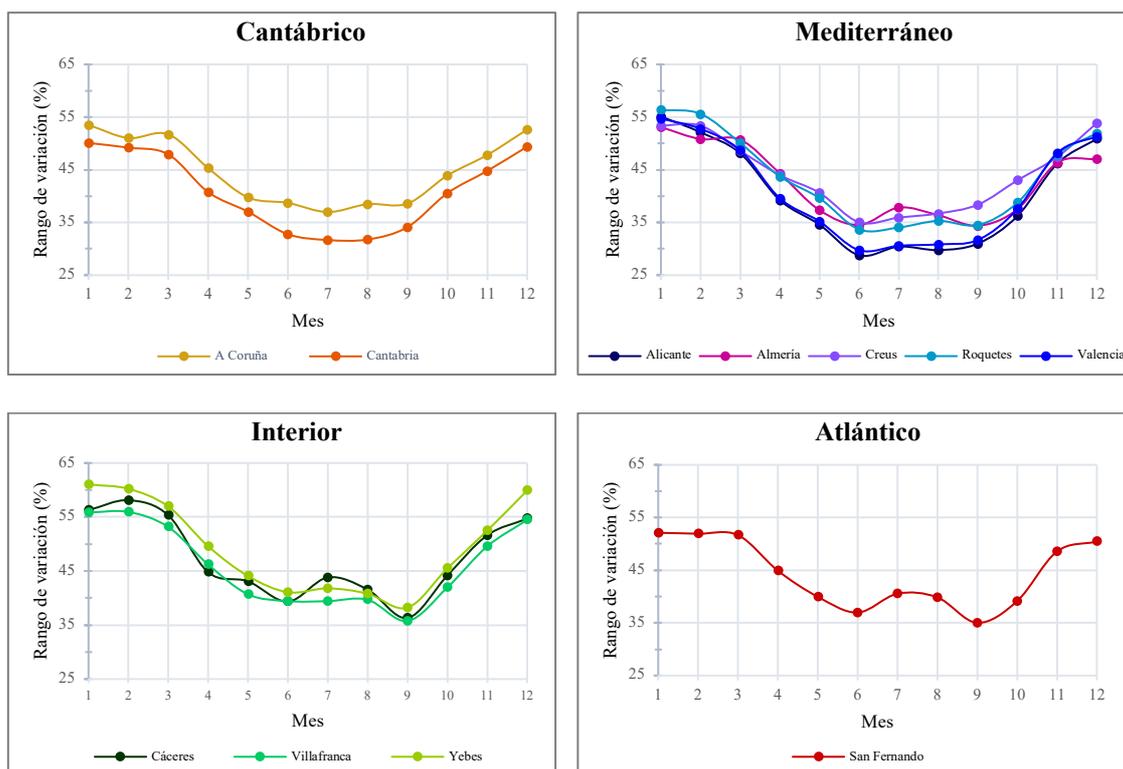


Figura 5.2 – Representación gráfica del rango medio en valor relativo (%) de la variación diaria del PWV para cada estación.

Las estaciones cántabras alcanzan los valores mínimos en el mes de julio, mientras que para las mediterráneas sucede en junio. Para las demás (las del interior y San Fernando) ocurre en agosto. Sin embargo, en cuanto al valor máximo, no hay tanta dispersión, teniendo lugar generalmente en el mes de enero.

Cabe destacar que es más parecido el comportamiento entre las estaciones en el caso de los valores del rango en términos relativos que en términos absolutos (Figura 5.1), lo cual se aprecia tanto en el valor de los datos como en la forma de la gráfica.

Por último, se estudian los valores del coeficiente de variación de Pearson para las distintas estaciones.

La desviación estándar o típica se define como:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N-1}} \quad (5.1)$$

Donde  $\{x_1, x_2, \dots, x_N\}$  son los valores observados de los elementos de la muestra,  $\bar{x}$  es el valor medio de la muestra y N el número total de observaciones.

Ahora bien, si lo que se desea comparar resultados estadísticos de dos poblaciones distintas, no basta con acudir al valor de la desviación típica para ver la mayor o menor homogeneidad de los datos, es decir, el valor numérico por sí solo no indicará qué distribución de datos está más o menos dispersa. Por ello, se recurre al parámetro llamado coeficiente de variación de Pearson y

que, como se ha mencionado anteriormente, se define como el cociente entre la desviación típica y la media aritmética de una población. Por lo tanto, vendrá dado por la siguiente expresión:

$$r = \frac{\sigma}{|\bar{x}|} \quad (5.2)$$

Da una idea de la dispersión relativa de la muestra y a diferencia de la desviación típica, es independiente de la escala de la variable. Además, es un coeficiente carente de unidades, estando sus valores comprendidos entre 0 y 1. Un mayor valor del coeficiente de variación implica una mayor heterogeneidad de los valores de la variable; y, por el contrario, a menor valor, mayor homogeneidad de los datos.

Mes	Coruña	Alicante	Almería	Cáceres	Santander	Creus	Roquetes	San Fernando	Valencia	Villafranca	Yebes
<b>Enero</b>	0.159	0.163	0.156	0.164	0.149	0.156	0.168	0.155	0.164	0.165	0.180
<b>Febrero</b>	0.146	0.156	0.149	0.171	0.145	0.158	0.166	0.154	0.157	0.166	0.179
<b>Marzo</b>	0.153	0.143	0.149	0.163	0.142	0.143	0.150	0.153	0.146	0.155	0.165
<b>Abril</b>	0.134	0.116	0.130	0.131	0.122	0.127	0.131	0.131	0.119	0.135	0.145
<b>Mayo</b>	0.117	0.101	0.111	0.127	0.111	0.118	0.116	0.117	0.104	0.119	0.128
<b>Junio</b>	0.116	0.084	0.102	0.115	0.098	0.102	0.101	0.108	0.088	0.114	0.117
<b>Julio</b>	0.110	0.088	0.111	0.128	0.094	0.104	0.101	0.120	0.088	0.113	0.119
<b>Agosto</b>	0.113	0.087	0.109	0.123	0.095	0.108	0.105	0.118	0.090	0.114	0.117
<b>Septiem.</b>	0.112	0.091	0.101	0.106	0.102	0.114	0.102	0.103	0.093	0.103	0.110
<b>Octubre</b>	0.133	0.108	0.111	0.131	0.122	0.127	0.117	0.116	0.115	0.123	0.133
<b>Noviem.</b>	0.141	0.138	0.137	0.154	0.133	0.138	0.143	0.145	0.145	0.147	0.155
<b>Diciem.</b>	0.157	0.152	0.138	0.165	0.147	0.159	0.154	0.149	0.155	0.162	0.177
<b>Máximo</b>	0.159	0.163	0.156	0.171	0.149	0.159	0.168	0.155	0.164	0.166	0.180
<b>Mínimo</b>	0.110	0.084	0.101	0.106	0.094	0.102	0.101	0.103	0.088	0.103	0.110
<b>Amp.</b>	0.049	0.079	0.055	0.065	0.055	0.057	0.067	0.052	0.076	0.063	0.070

Tabla 5.3 – Valores del coeficiente de variación de Pearson. “Amp.” representa la amplitud del ciclo, definida como la diferencia entre los valores máximo y mínimo.

Como muestra la Tabla 5.3, los valores del coeficiente de variación de Pearson oscilan entre 0.180 en Yebes en enero y 0.084 en Alicante en junio. No se aprecia una relación entre los máximos o mínimos valores y la zona geográfica, estando tanto los valores máximos como los mínimos divididos entre las estaciones costeras y del interior. No obstante, los valores más pequeños del coeficiente se encuentran para las estaciones de primavera y verano en las estaciones de la costa cantábrica y mediterránea, destacando Alicante y Valencia.

Los emplazamientos que presentan la mayor amplitud son Alicante con 0.079 y Valencia con 0.076. Sin embargo, las menores amplitudes se dan en A Coruña (0.049) y San Fernando (0.052). Por su parte, durante la primera mitad del año, es la estación de Yebes la que tiene los mayores valores del coeficiente, llegando a alcanzar valores cercanos a 0.18.

El hecho de que en todo momento el coeficiente de variación de Pearson tome valores muy pequeños, inferiores a 0.2, indica que existe en promedio poca dispersión de los datos horarios respecto de la media diaria. Esto significa que la media aritmética es muy representativa para la distribución y por tanto se considera que el conjunto de datos es "homogéneo".

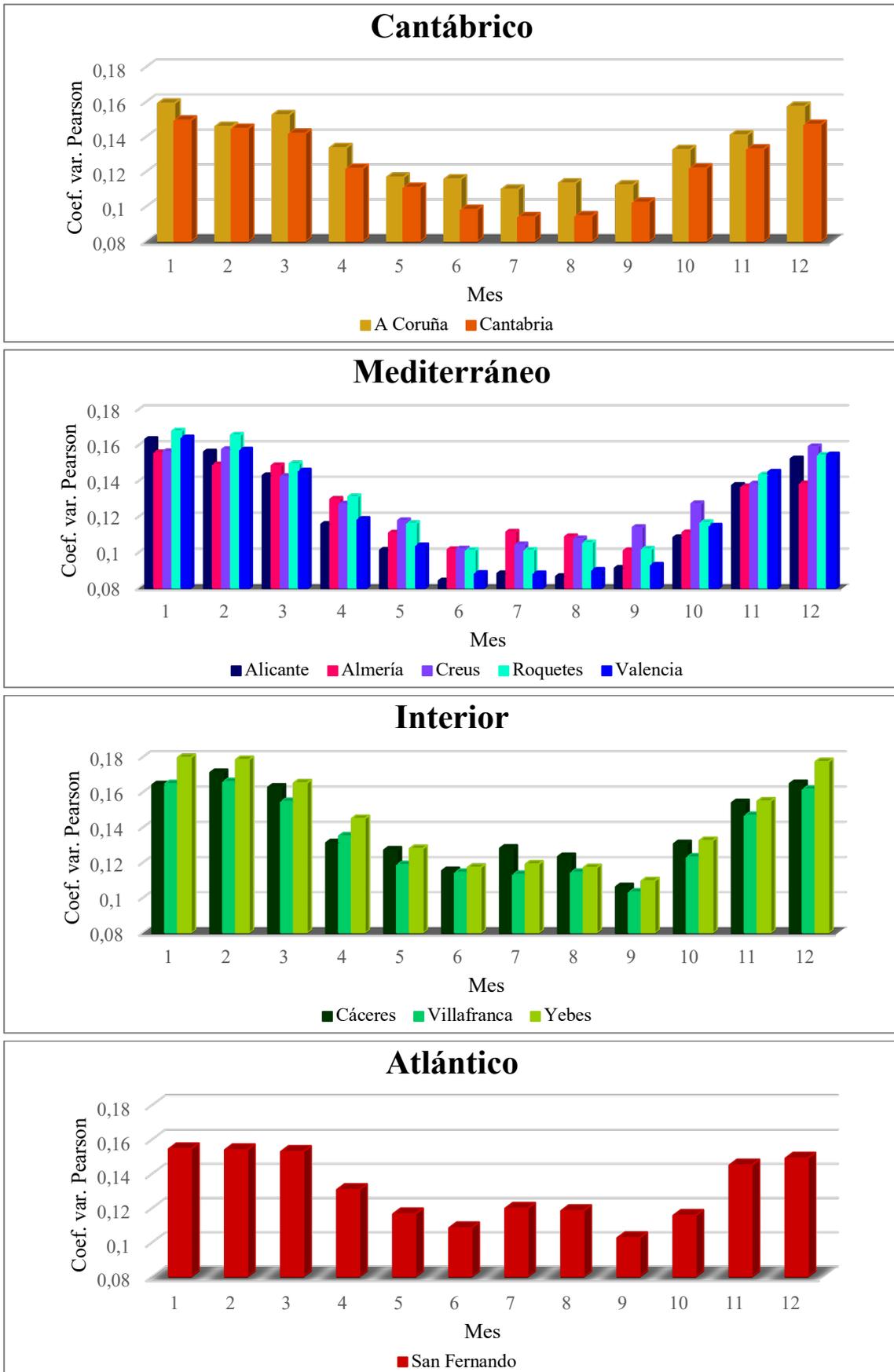


Figura 5.3 – Diagrama de barras del coeficiente de variación de Pearson de la variabilidad diaria del PWV para cada estación.

Comparando las Figuras 5.2 y 5.3, se puede apreciar cómo el coeficiente de variación sigue el mismo patrón de comportamiento que el del rango en valor relativo. Al igual que ocurría antes, la mayoría de las estaciones alcanzan su valor máximo en enero. También vuelven a tener el valor mínimo en junio o julio, excepto las estaciones del interior y San Fernando, alcanzándolo éstas en septiembre. Las únicas diferencias con el número de máximos y mínimos relativos que se daban antes es que ahora hay a mayores un ligero mínimo relativo en el mes de enero para la estación de Cáceres y un máximo relativo en febrero en Creus, ambos prácticamente despreciables.

## 5.2 Variabilidad a distintas escalas temporales

Para este apartado se ha trabajado solamente con los datos de los años comprendidos entre 2007 y 2019, ambos inclusive. La razón de ello es que el hecho del cambio en la calibración de las antenas del GPS en noviembre del 2006 [40] afecta ligeramente a los cálculos posteriores. Además, cabe recordar que, mientras que las series de datos mensuales sí se han homogeneizado, los datos diarios no.

En este apartado se estudia la variabilidad del vapor de agua a distintas escalas temporales, entendiendo como tal cuánto varía para diferentes incrementos de tiempo en horas. Para ello, se han tomado todos los intervalos posibles de una hora, dos horas, etc. hasta 8736 horas, o, lo que es lo mismo, 364 días (aproximadamente un año); y se han calculado las medias de los valores absolutos de la variación del PWV entre los dos extremos del intervalo. Por ejemplo, para el caso de dos horas, el primer intervalo sería de 00:30 a 2:30, el segundo de 1:30 a 3:30 y así sucesivamente. Se ha considerado el valor absoluto de las variaciones pues lo que interesa analizar son las fluctuaciones que se producen en los datos de PWV. De lo contrario, fluctuaciones iguales pero de signo opuesto darían lugar a una variación media nula.

Con el fin de disminuir la duración del cálculo, el salto de tiempo durante todo el período de estudio de la escala temporal de la variabilidad (de 1 a 8736 horas) no ha sido siempre de una hora, si no conforme a la relación siguiente:

De 1 a 24 horas (1 día)	→	1 hora
De 24 a 168 horas (1 semana)	→	3 horas
De 168 a 720 horas (30 días, 1 mes)	→	24 horas
De 720 a 4416 horas	→	168 horas
De 4416 a 8736 horas (364 días)	→	720 horas

Debido al comportamiento similar de las estaciones del Mediterráneo (excepto Almería) por un lado y del interior por otro lado, se ha decidido realizar el promedio de los valores de dichas estaciones y así obtener una representación más clara de los datos.

Como se observa en la Tabla 5.4, para el intervalo de 1 hora, el PWV tiene una variación de entre 0.57 mm (estaciones del interior) y 0.71 mm (A Coruña). Las estaciones del interior son las que registran para todos los intervalos temporales los valores más bajos de la variación del PWV. Por su parte, la estación de A Coruña es la que adquiere los valores más altos de todas las estaciones durante los primeros intervalos, hasta llegar al intervalo de las 720 horas, es decir, un mes. A partir de ese momento, es en las estaciones del Mediterráneo donde se dan los mayores valores

de la variación del PWV. Las estaciones de Cantabria y Almería son las que registran los segundos valores mayores del ciclo anual, tomando valores muy próximos entre sí. No obstante, es la estación de San Fernando la que registra el valor más grande en el caso del intervalo de 1 año.

Intervalos de horas	A Coruña	Almería	Cantabria	Interior	Mediterráneo	San Fernando
1 hora	0.71	0.68	0.62	0.57	0.66	0.65
6 horas	2.57	2.43	2.34	2.00	2.40	2.43
12 horas	3.74	3.39	3.42	2.89	3.44	3.50
24 horas	4.91	4.18	4.51	3.82	4.45	4.59
3 días	6.20	5.47	5.90	5.09	5.92	5.99
1 semana	6.59	5.88	6.22	5.53	6.35	6.49
15 días	6.74	6.07	6.29	5.71	6.60	6.65
1 mes	7.04	6.51	6.72	5.91	7.03	6.99
~ 3 meses	8.24	9.06	8.82	7.07	10.23	7.98
~ 6 meses	9.68	11.29	11.08	8.42	13.19	9.1
~ 1 año	6.69	6.03	6.24	5.72	6.50	6.73

Tabla 5.4 – Valores de la variación del PWV, medido en milímetros, para distintos intervalos horarios, desde 1 hora a 1 año.

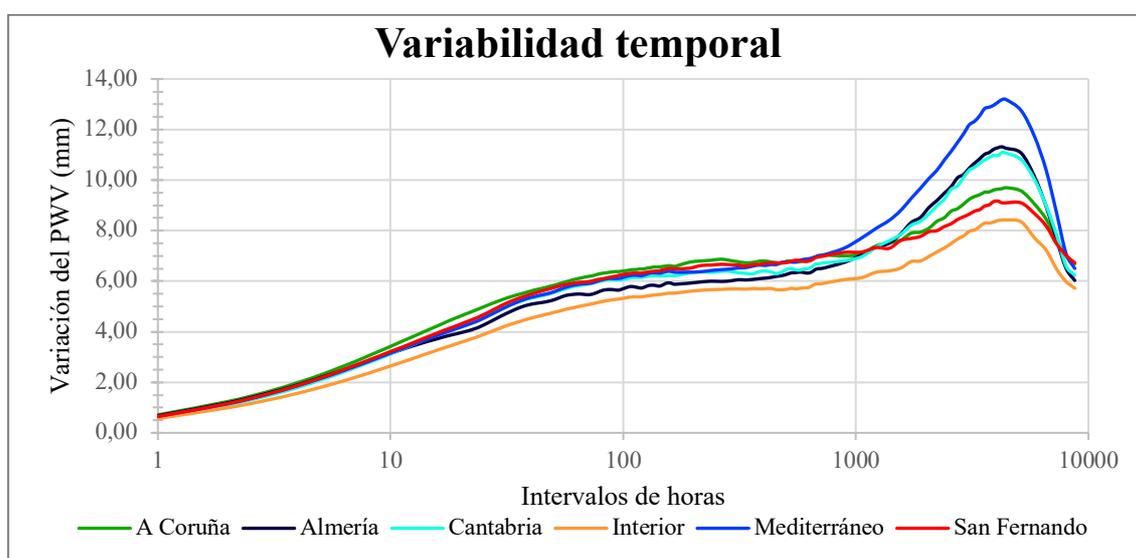


Figura 5.4 – Representación gráfica de la variabilidad temporal del PWV a distintos intervalos de horas. El eje x está representado en escala logarítmica.

Como se puede apreciar en la Figura 5.4, todas las estaciones presentan en general un comportamiento similar. Entre los intervalos de 1 y 24 horas, durante un día aproximadamente, es cuando más rápido crece la variación del PWV. Posteriormente, el ritmo de crecimiento es mucho menor. Una vez pasado el intervalo de 3 días aproximadamente, hay un pequeño período durante el que apenas aumenta la variación del PWV. Al llegar al intervalo de un mes, empieza a observarse el ciclo de la variabilidad temporal anual para cada uno de los emplazamientos.

Inicialmente, todas las estaciones presentan valores muy próximos entre sí. Sin embargo, las diferencias entre ellas crecen conforme van aumentando los intervalos de horas. Las estaciones del interior son las que primero se distancian, tomando los valores más pequeños. Las mayores desigualdades se observan en el ciclo anual. Además, se puede observar bastante bien en la Figura 5.4 cómo el ciclo anual de Almería es muy parecido al de Cantabria.

## Capítulo 6

# TENDENCIA DEL VAPOR DE AGUA

### 6.1 *Cambio climático*

El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) fue creado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) en 1988 con el objetivo de reconocer el problema de un potencial cambio climático mundial.

Según el IPCC, se define el cambio climático como la variación del estado del clima identificable (por ejemplo, mediante pruebas estadísticas) en las variaciones del valor medio y/o en la variabilidad de sus propiedades, que persiste durante largos períodos de tiempo, generalmente decenios o períodos más largos. El cambio climático puede deberse a procesos internos naturales o a forzamientos externos tales como modulaciones de los ciclos solares, erupciones volcánicas o cambios antropogénicos persistentes de la composición de la atmósfera o del uso del suelo. La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), en su artículo 1, define el cambio climático como “cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera global y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables”. La CMNUCC diferencia, pues, entre el cambio climático atribuible a las actividades humanas que alteran la composición atmosférica y la variabilidad climática atribuible a causas naturales.

Conforme al último informe del IPCC (2018) [64], el calentamiento del sistema climático es inequívoco. Asimismo, un reciente informe de la Administración Nacional del Océano y la Atmósfera (de sus siglas en inglés, NOAA) de los Estados Unidos muestra, a partir de registros meteorológicos sistemáticos y rigurosos realizados desde hace décadas en numerosos puntos del planeta, que el cambio climático global se hace cada vez más intenso [65].

Existe un amplio acuerdo entre los investigadores del fenómeno en que el calentamiento global de los últimos cincuenta años se debe principalmente a la actividad humana, sobre todo al aumento del uso de combustibles fósiles derivado de las actividades industriales y de transporte. Esto conlleva una mayor liberación a la atmósfera de óxido de nitrógeno y dióxido de carbono, gases de efecto invernadero (GEI) capaces de absorber parte de la radiación infrarroja del sol reflejada por la Tierra. Es decir, existe una asociación entre el cambio climático y la actividad antropogénica [66], la cual está generando cada vez mayores efectos negativos sobre el medio ambiente [67] y la salud, siendo en la actualidad el principal problema medioambiental del siglo XXI [68]. A mayor cantidad de GEI, mayor será el aumento de la temperatura superficial de la Tierra. Para poder frenar el cambio climático, es preciso que el ser humano limite en lo posible la emisión de dichos gases.

Los efectos del cambio climático se manifiestan en variaciones medibles de muy diversos parámetros, las principales son: incremento de la temperatura del aire tanto sobre los continentes como sobre los océanos, mayor cantidad de calor almacenado en los mares y menos hielo en estos, menor cobertura de nieve y retracción de los glaciares, subida del nivel del mar, incremento del vapor de agua atmosférico, etcétera. A su vez, el aumento del vapor de agua, actuando como un gas de efecto invernadero, produce un aumento de la temperatura. Los modelos climáticos deben tener en cuenta esta retroalimentación positiva para reducir las incertidumbres en las predicciones del clima futuro.

Actualmente, las emisiones de CO<sub>2</sub> siguen aumentando y los modelos climáticos proyectan, pasado el siglo XXI [69], que la temperatura media de la superficie se incremente en un intervalo que abarca desde 1.1°C a 6.4°C. Según análisis de la NASA y la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) [70], las temperaturas globales de la superficie de la Tierra en el año 2019 fueron las segundas más cálidas desde que el registro moderno comenzó en 1880, estando 0.95°C por encima del promedio del siglo XX. A nivel mundial, las temperaturas de 2019 tan solo fueron superadas por las de 2016 y continuaron la tendencia al calentamiento del planeta: los últimos cinco años han sido los más cálidos de los últimos 140 años.

Hay que tener en cuenta que el cambio climático es a escala global y se entiende como el calentamiento medio de la Tierra, pero no todas las regiones experimentan la misma cantidad de calentamiento, incluso en algunas podría disminuir. Por ejemplo, la región del Ártico se ha calentado un poco más de tres veces más rápido que el resto del planeta desde 1970. Así mismo, el aumento de temperatura a nivel global, y especialmente en el hemisferio norte, no ha sido simétrico para las temperaturas máximas y mínimas, existiendo en general un mayor aumento de las mínimas desde mediados del siglo XX [71]. Este hecho del aumento de los extremos cálidos y la atenuación de los extremos fríos provocada por el cambio climático es cada vez más evidente, generalmente, en Europa [72], [73], [74], [75]. En cuanto a los extremos de la temperatura en la Península Ibérica, los máximos han aumentado remarcablemente (sobre todo en primavera y verano) desde mediados de los 1970 [76]. No obstante, a largo plazo, se observa un calentamiento mayor en el invierno.

Además, también hay evidencias globales y regionales de cambios no homogéneos en los totales de precipitación y de los días con precipitación extrema [77], [78], aunque en el caso de los extremos de precipitación se posee un menor nivel de conocimiento de la atribución a causas naturales o a las antropogénicas [79].

El contenido de vapor de agua está definido por el Sistema de Observación del Clima Mundial (GCOS) como una de las variables climáticas esenciales para dar soporte a los trabajos que llevan a cabo el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC) y la Convención de Naciones Unidas para el Cambio Climático (UNFCCC).

A partir de los datos de temperatura del agua del mar (*Sea Surface Temperature*, SST) se estima que el aumento del vapor de agua en la atmósfera a lo largo del siglo XX ha sido de un 5% sobre los océanos [77]. Así mismo, la mayoría de los estudios llevados a cabo para determinar la tendencia a nivel global del contenido de vapor de agua, utilizando reanálisis de modelos numéricos (ERA-40 y NCEP) y datos de satélites, apuntan hacia un incremento del vapor de agua sobre los océanos que oscila entre  $+0.40 \pm 0.09$  mm/década (de acuerdo con Trenberth et al. [80]) y  $+0.90 \pm 0.06$  mm/década (según Brown et al. [81]).

El hecho de aumentar la temperatura media de la Tierra favorece la evaporación y esto conllevaría un aumento directo en el vapor de agua. Por este motivo, se puede considerar el contenido total de vapor de agua atmosférico como un indicador importante del calentamiento global. Precisamente, en este capítulo, lo que se pretende es analizar la tendencia del vapor de agua en estos últimos años para ver si hay un incremento de acuerdo con el observado en la temperatura y así corroborar que se está produciendo un cambio climático. Sin embargo, para poder dar validez a estos valores tan pequeños, se necesitarían series de datos más largas con una calidad contrastada que las disponibles en este estudio.

## 6.2 Tendencia media del vapor de agua

En primer lugar, se analiza la tendencia media del vapor de agua sobre la Península Ibérica a partir de los valores medios anuales del PWV de los 18 años de este estudio.

Para una mejor visualización, se han agrupado los datos de las estaciones según las zonas geográficas: Cantábrico, Mediterráneo, Atlántico e Interior.

Como se puede observar en la Figura 6.1, las estaciones del interior son las que registran durante todos los años los menores valores de las medias anuales del PWV, con datos entre 11.79 mm y 16.80 mm. Tienen su máximo valor en el año 2018. En cuanto a los valores del resto de las estaciones, las costeras, están comprendidos entre 17.18 mm (San Fernando) y 21.71 mm (Valencia). Además, algunas estaciones como Cáceres o Valencia tuvieron su mínimo valor del PWV en el año 2005.

Las diferencias entre los años con mayor y menor cantidad de PWV para cada estación se sitúan entre los 2.11 mm (A Coruña) y 3.48 mm (Valencia).

Estación	Tendencia media temperatura (°C/año)	Tendencia media PWV (mm/año)
<b>A Coruña</b>	0.0004	0.0408
<b>Alicante</b>	0.0162	0.0947
<b>Almería</b>	0.0315	0.0620
<b>Cáceres</b>	0.0310	0.1025
<b>Cantabria</b>	0.0096	0.1543
<b>Creus</b>	0.0491	0.0727
<b>Ebre</b>	0.0537	0.0202
<b>Ebre*</b>	0.0537	0.0926
<b>San Fernando</b>	-0.0021	-0.0056
<b>Valencia</b>	0.0230	0.1155
<b>Villafranca</b>	0.0668	0.0920
<b>Yebes</b>	0.0668	0.0811

Tabla 6.1 – Tabla de los valores de las tendencias de la temperatura y del vapor de agua para cada una de las estaciones. La estación de Ebre\* se corresponde con la serie homogeneizada para dicha estación.

A continuación, se estudia para cada una de las estaciones la tendencia media de la temperatura, la tendencia media del vapor de agua y su relación entre ambas. Entendiendo esta tendencia media como la pendiente de la recta de regresión de los datos medios anuales.

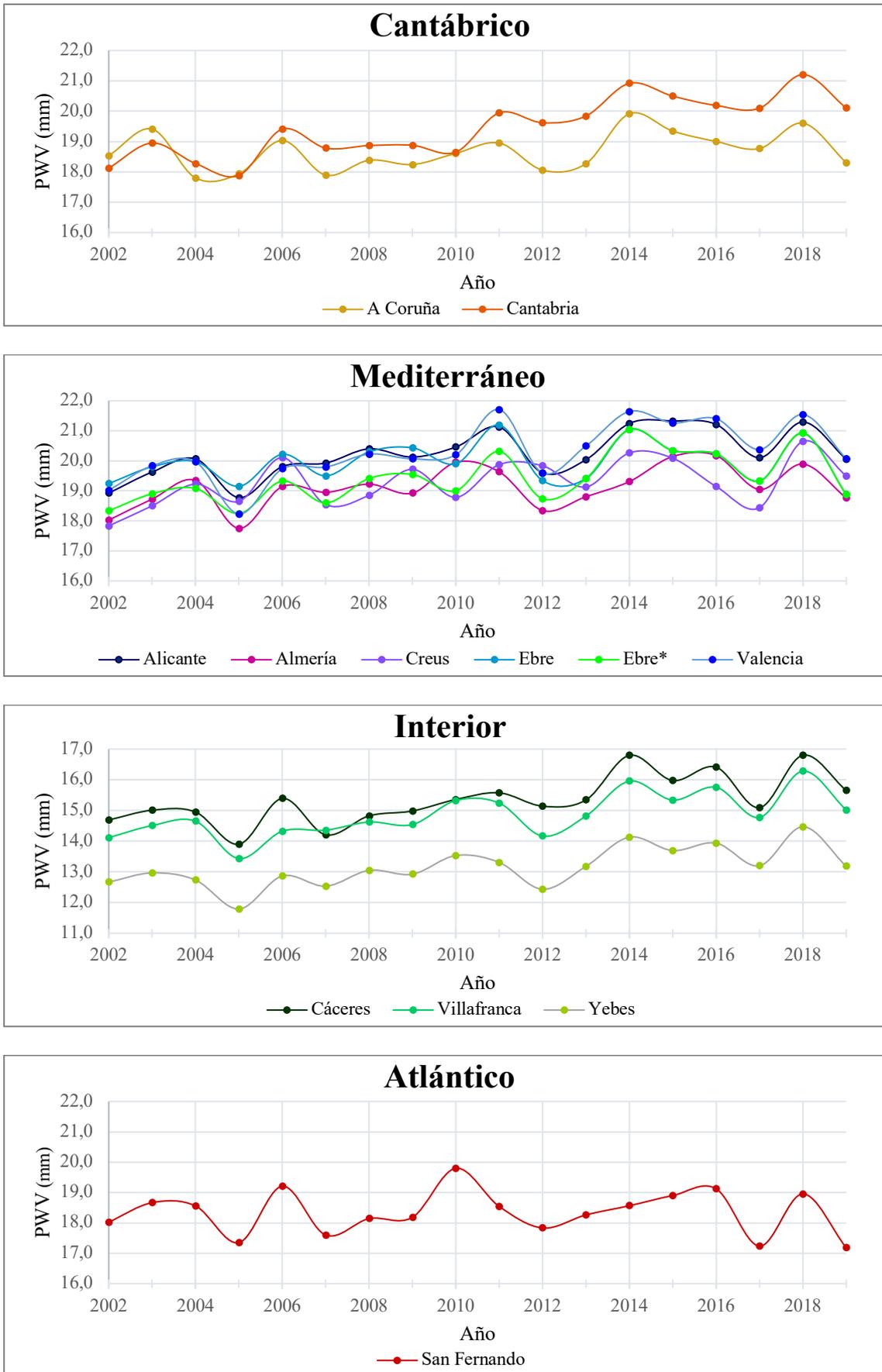


Figura 6.1 – Representación gráfica de los valores medios anuales del PWV para cada una de las estaciones.

Para la estación de Ebre, en el Capítulo 3 se observó con la ayuda del programa Climatol un salto brusco entre los datos del mes de agosto y septiembre de 2012. Este capítulo es el que se ve más influenciado por dicha inhomogeneización y, por lo tanto, se ha decidido trabajar con ambas series, la homogeneizada (Ebre) y la no homogeneizada (Ebre\*).

En el caso de la tendencia media de las temperaturas (Tabla 6.1), los resultados del análisis evidencian una mayor tendencia al calentamiento climático en la evolución de la temperatura de las estaciones de Villafranca y Yebes, con  $0.0668^{\circ}\text{C}/\text{año}$ . Mientras que las estaciones del Mar Cantábrico y San Fernando son las que tienen los menores valores de la tendencia de la temperatura, siendo muy cercanos a cero.

Las diferentes magnitudes de calentamiento registradas entre observatorios muy próximos ( $+0.0537^{\circ}\text{C}/\text{año}$  en Ebre,  $+0.0230^{\circ}\text{C}/\text{año}$  en Valencia y sólo  $+0.0162^{\circ}\text{C}/\text{año}$  en Alicante) así como el diferente comportamiento de las temperaturas máximas y mínimas [82], suscitan dudas con respecto a la naturaleza (antrópica o natural) y la magnitud del calentamiento.

La cuestión trascendente de que el calentamiento climático sea debido al efecto invernadero o a la actividad solar conlleva una cuestión básica en las actuales políticas de mitigación. Las bases científicas de los informes del IPCC de los años 2007 [69] y 2013 [83] establecen que en un muy alto grado de confianza el calentamiento climático global ha sido determinado por la actividad antropogénica. Así, el forzamiento antropogénico neto, desde 1750, equivaldría a  $1.6\text{W}/\text{m}^2$ , mientras que el debido a la irradiación solar habría sido de tan sólo  $0.12\text{W}/\text{m}^2$ .

Los informes del IPCC de los años 2007 [69] y 2013 [83], basados en los modelos del Hadley Centre, establecen que la región mediterránea de la Península Ibérica será la más vulnerable de Europa a los efectos del cambio climático. Según [82], vulnerabilidad debida en parte al aumento térmico regional de  $1.5^{\circ}\text{C}$  a  $3^{\circ}\text{C}$  durante el siglo XXI.

En cuanto al vapor de agua, se aprecia en general una ligera tendencia del PWV a aumentar a lo largo de los años. Su magnitud varía entre décimas y centésimas de milímetros, excepto en el caso de San Fernando que es de milésimas. Estos resultados concuerdan con los de Ruescas, Quereda, Montón et al. [84], quienes estudiaron la evolución de la tensión de vapor en la región mediterránea española entre 1951 y 2000 y vieron que la evolución muestra una ligerísima tendencia ascendente cuyo valor no es significativo, del orden de milésimas de milibares.

No se observa un patrón definido que relacione los valores de la tendencia media con la localización geográfica. Los mayores valores de la tendencia del PWV se dan en los emplazamientos de Valencia ( $0.1155\text{ mm}/\text{año}$ ) y Cantabria ( $0.1543\text{ mm}/\text{año}$ ). Esto puede ser debido a que, al tratarse de estaciones costeras, si aumenta la temperatura, se produce una mayor evaporación de las aguas de los mares. Aunque los menores se dan en San Fernando ( $-0.0056\text{ mm}/\text{año}$ ) y Ebre ( $0.0202\text{ mm}/\text{año}$ ), las cuales son también estaciones marítimas. En estas últimas apenas se aprecia una tendencia ya que se trata de valores muy próximos a cero.

También se puede apreciar cómo la tendencia media de la serie de Ebre homogeneizada es mucho mayor que la de Ebre sin homogeneizar, lo que hace pensar que el dato de Ebre\* tiene más sentido por ser el grado de magnitud más similar al de las estaciones vecinas. Esto contribuye a la confirmación de que efectivamente ha habido una inhomogeneización en septiembre de 2012 para dicha estación.

Por su parte, el comportamiento de San Fernando es atípico ya que es la única estación para la cual tanto el valor de la pendiente de la temperatura como la del PWV toman valores negativos. Pero, estos resultados son coherentes entre sí.

Analizando los valores de la tendencia media de la temperatura y del PWV de la Tabla 6.1, no se observa una correlación lineal entre ambas. Es decir, no hay una relación directa entre la pendiente de la temperatura y la del vapor de agua. Esto puede ser debido a efectos geográficos locales y al hecho de que la temperatura no es el único factor que afecta en la variación del vapor de agua. Por ejemplo, aunque aumente mucho la temperatura, si no hay fuentes de agua para que se pueda producir la evaporación, el vapor de agua no aumentará.

### 6.3 *Descomposición de una serie temporal*

En este apartado, se ha realizado una descomposición de la serie temporal de los valores medios mensuales. Una serie temporal es una sucesión de observaciones de una variable realizadas de forma secuencial y ordenada en el tiempo. Las series pueden tener periodicidad anual, semestral, trimestral, mensual, etc., según los periodos de tiempo en los que estén recogidos los datos que la componen.

El objetivo fundamental del estudio de las series temporales es el conocimiento del comportamiento de una variable a través del tiempo para, a partir de dicho conocimiento, y bajo el supuesto de que no van a producirse cambios estructurales, poder realizar predicciones. Mediante la aplicación de un cierto modelo calculado previamente, es posible determinar su valor en un determinado período de tiempo futuro [85].

Para llevar a cabo el análisis de las series temporales, debe existir una cierta estabilidad en la estructura del fenómeno estudiado. Para que esto se cumpla, es necesario estudiar períodos lo más homogéneos posibles. Además, es importante que se mantenga la definición y la medición de la magnitud objeto de estudio.

Mediante el comando “*ts*” de R se consigue que la serie de datos mensuales del PWV tenga forma de serie temporal:

```
PWVts <- ts(tend_mes$PWV_MesHomo, start = c(2002,1), end = 2019, frequency = 12)
```

Donde el argumento “*start*” indica la fecha de la primera observación. Se trata de un vector con dos valores numéricos, el primero relativo al año y el segundo relativo al mes de inicio (1=enero). “*Frequency*” hace referencia al número de observaciones por año, en este caso 12 ya que se trata de una serie de datos mensuales con periodicidad anual.

El enfoque clásico de análisis de series temporales considera que el comportamiento de una variable en el tiempo es el resultado de la integración de cuatro componentes fundamentales (aunque no siempre aparecen todas):

- \* *Tendencia*: representa la evolución de la serie en el largo plazo.
- \* *Fluctuación cíclica*: refleja las fluctuaciones de carácter periódico, pero no necesariamente regular, a medio plazo en torno a la tendencia.

- \* *Variación estacional*: recoge aquellos comportamientos de tipo regular y repetitivo que se dan a lo largo de un período de tiempo, generalmente igual o inferior a un año, y que son producidos por factores tales como las variaciones climatológicas. Una serie es estacional cuando se puede observar en ella un patrón sistemático que se repite periódicamente (cada año, cada mes, etc.).
- \* *Ruido*: se trata de comportamientos irregulares, extraños. Pueden ser aleatorios, la cual recoge los pequeños efectos accidentales, o erráticos, como resultado de hechos no previsible, pero identificables a posteriori. Hay tres tipos de dichos comportamientos anómalos: cambios de tendencia, subidas bruscas de nivel o aparición de valores extraños.

Se dice que una serie es estacionaria si la media y la varianza permanecen constantes. Por el contrario, una serie es no-estacionaria si su varianza y/o su media cambian en el tiempo. El cambio en la varianza implica que la dispersión (variabilidad) no es constante en el tiempo. Si la media varía, la serie no oscila alrededor de un valor constante y esto conlleva una tendencia (a crecer o decrecer).

Para la obtención de la tendencia es necesario disponer de una serie larga y de un número de ciclos completos para que ésta no se vea influida por la fase del ciclo en la que finaliza la serie. Por este motivo, a veces resulta difícil separar ambas componentes y, en estos casos, resulta más útil englobar ambas componentes en una sola, denominada ciclo-tendencia o tendencia generalizada.

Los métodos de descomposición estacional separan la serie en tendencia, estacionalidad y ruido, pero no predicen. Para predecir es necesario combinarlos con métodos de ajuste de tendencia. A la hora de predecir se considera la estacionalidad constante periodo a periodo y el ruido cero, ya que es la mejor previsión que se puede hacer de él al ser aleatorio, impredecible, y tener media cero.

La asociación de estas cuatro componentes en una serie temporal puede ser generalmente de tipo aditivo o multiplicativo. Se emplea el modelo aditivo cuando la variación estacional parece constante; no cambia al aumentar el valor de la serie temporal. En este caso, la serie temporal es la suma algebraica de la estacionalidad, la tendencia y el ruido. Por otra parte, se usa el modelo multiplicativo si a medida que la serie temporal aumenta en magnitud, la variación estacional también aumenta. Multiplicativo: Serie temporal = Tendencia \* Estacionalidad \* Ruido. La serie estudio del vapor de agua es de tipo aditivo, ya que no aumenta la magnitud de la estacionalidad cuando lo hace la serie temporal.

La función *stl()* de R realiza una descomposición de manera aditiva de la serie temporal en las tres componentes: tendencia generalizada, estacionalidad y ruido. STL (*Seasonal Decomposition of Time Series by Loess*) es un método para estimar las componentes con base en Regresión Loess desarrollado por Cleveland et al. en 1990 [86]. Se trata de un método versátil y robusto. Aunque los principios detrás de STL son sencillos, los detalles son bastante complicados.

Por su parte, la técnica conocida como Loess, propuesta originalmente por Cleveland en 1979 [87], se basa en la regresión polinómica ponderada localmente. El ajuste de cada punto se calcula utilizando únicamente las observaciones próximas en un entorno dado. Procedimientos de suavizado como Loess no requieren de un modelo predeterminado. Sin embargo, no producen una fórmula que pueda ser extrapolada para dar pronósticos. La ponderación reduce la influencia de puntos *outlying*.

Para aplicar el método STL se debe especificar una frecuencia de muestreo relacionada con el período de la componente estacional. Para cada punto del conjunto de datos, se ajusta un polinomio de grado bajo empleando únicamente las observaciones cercanas a su posición. El ajuste del polinomio se realiza mediante regresión ponderada de mínimos cuadrados, dando más peso a los puntos cercanos de la observación correspondiente y menos cuanto más alejados están.

El ajuste Loess finaliza cuando el proceso se ha repetido para cada una de las observaciones de todo el conjunto de datos.

Aunque la selección del grado de polinomio para cada ajuste individual es algo a tener en cuenta, la elección más importante en este algoritmo es el *span* ( $s$ ), el cual controla el nivel de flexibilidad del ajuste no lineal. Cuanto menor sea el valor de  $s$  (porcentaje de observaciones en la vecindad), más local y variable será el ajuste ya que se tendrán en cuenta menos observaciones vecinas. Por el contrario, un valor muy alto de  $s$  llevaría a un ajuste global de los datos usando todas las observaciones de entrenamiento.

Una vez calculado la componente estacional, los datos ajustados estacionalmente (los datos originales menos la componente estacional) se suavizan para determinar la tendencia. El resto, el ruido, son los datos originales menos las componentes estacional y de tendencia.

Se realiza la descomposición de la serie temporal:

```
autoplot(stl(PWVts, s.window = "periodic"), ts.colour = "blue")
```

Donde “*s.window*” es el número de años consecutivos que se utilizarán para estimar cada valor en la componente estacional. Para suponer que la estacionalidad no varía con el tiempo, se introduce la opción “*periodic*” en el argumento “*s.window*”. Esto hace promediar cada sub-serie otorgando un peso igual a todos los puntos, de forma que ya no tenga ningún efecto local. En otras palabras, el efecto estimado de cada sub-serie se mantendrá constante durante toda la serie de tiempo.

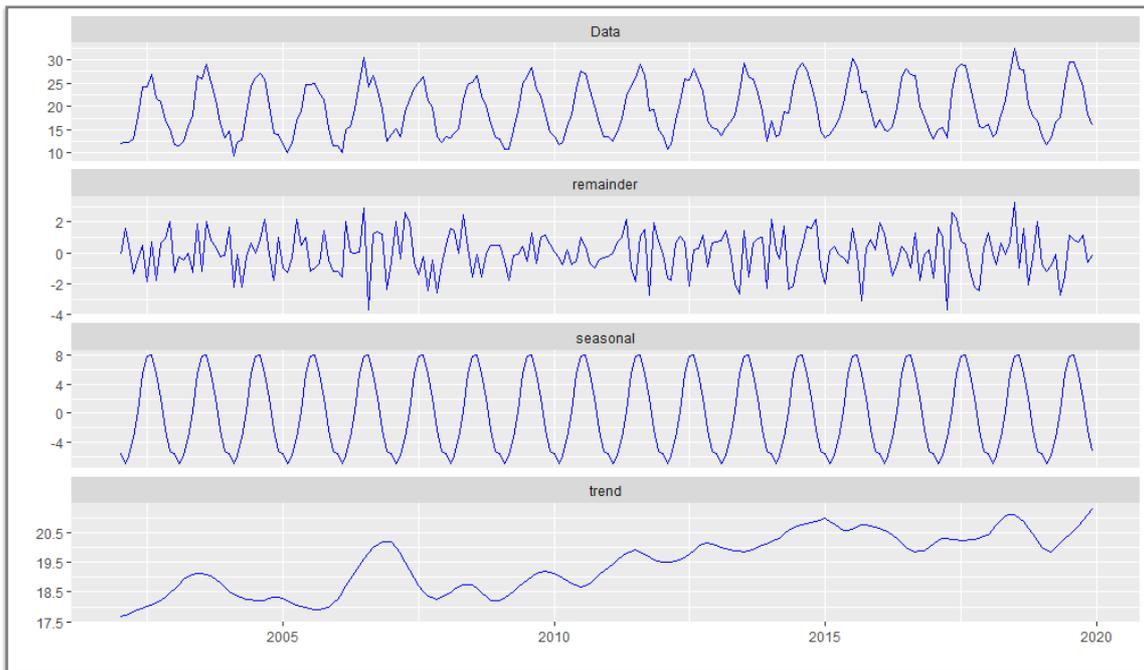


Figura 6.1 – Descomposición de la serie temporal de los datos mensuales del PWV de la estación de Cantabria.

Se puede observar en la Figura 6.1 la serie original de los datos mensuales del PWV del emplazamiento de Cantabria y su descomposición en ruido, estacionalidad y tendencia. Se ha elegido la estación de Cantabria como ejemplo de la descomposición de la serie temporal ya que es la que tiene una mayor tendencia y, por lo tanto, la que mejor se aprecia en la gráfica. Al haber una cierta tendencia, se puede afirmar que la serie no es estacionaria en la media. Esta descomposición gráfica da una buena idea visual del análisis del comportamiento temporal del vapor de agua para dicha estación.

También se podría trazar la gráfica de su función de autocorrelación (Figura 6.2), la cual consiste en la correlación de las observaciones de series de tiempo calculadas con valores de la misma serie con pasos de tiempo anteriores, llamados retrasos. Es decir, la autocorrelación mide la relación lineal entre valores rezagados de una serie de tiempo. Sirve para evaluar si una serie temporal depende de su pasado.

`autoplot(acf(PWVts, lag.max=216, plot = FALSE))`

Donde el argumento “lag.max” indica el retraso máximo para calcular la autocorrelación. El valor de 216 hace referencia a los 18 años de la serie.

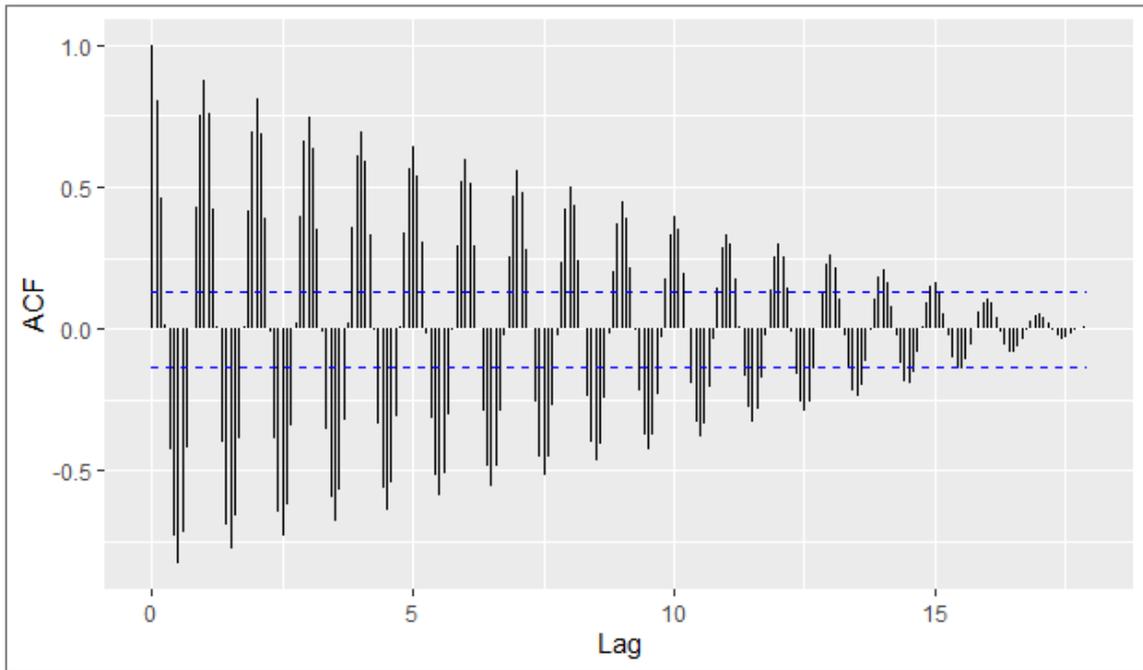


Figura 6.2 – Función de autocorrelación de la serie temporal de los datos mensuales del PWV de la estación de Cantabria.

En dicha gráfica, el eje “x” (*lag*) hace referencia al retraso, medido en años. Mientras que el eje “y” (*ACF*) representa el coeficiente de correlación de Pearson, el cual es el coeficiente de correlación más empleado y sirve para estudiar la correlación entre dos variables. El coeficiente de correlación lineal de Pearson asume que la relación que se quiere estudiar entre ambas variables es lineal. También es necesario que las variables sean de tipo cuantitativo (numéricas). Es conveniente tener en cuenta que es bastante sensible a los datos atípicos (*outliers*) y es independiente de las escalas en las que se midan las variables. Toma valores entre +1 y -1, siendo +1 una correlación positiva perfecta y -1 una correlación negativa perfecta. Por el contrario, cuanto más cercano sea a 0 el coeficiente de correlación, más débil será la tendencia, es decir, más dispersión habrá en la nube de puntos. Un valor nulo de la correlación indica que las variables no están correlacionadas. El coeficiente de determinación (es decir, el coeficiente de correlación al cuadrado) mide la bondad del ajuste de la recta a los datos.

Se puede apreciar en esta gráfica como la serie no es estacionaria ya que el valor de la función de autocorrelación no decae de manera exponencial a medida que aumentan los desfases en el tiempo. Se trata de un proceso no ergódico. También se aprecia que existe la componente estacional, con un periodo de 12 meses. Las líneas discontinuas representan las bandas de

confianza al 95%, es decir, delimitan los límites a partir de los cuales se puede considerar significativo un retardo con un 95% de confianza.

## Conclusiones

La aportación de este trabajo de investigación consiste en una mejor caracterización del comportamiento del PWV sobre la Península Ibérica a distintas escalas temporales, a partir de datos obtenidos de las medidas de los receptores GPS para once estaciones de EUREF y un período de estudio que comprende los años del 2002 al 2019. Las principales conclusiones que se han extraído son:

1. En el apartado del ciclo anual del Capítulo 3 se ha demostrado que el PWV presenta claramente un ciclo anual a lo largo del año, con los valores más bajos registrados a finales del invierno y más altos a finales del verano, con un máximo generalmente en el mes de agosto. Hay una menor dispersión entre los valores mínimos de las distintas estaciones que para los máximos. Durante todo el ciclo los valores de las estaciones de la costa superan a los del interior de la Península. Mientras que los de las estaciones del interior oscilan entre unos 8.50 mm (Yebes) y 20.03 mm (Villafranca), las de costa lo hacen entre los 11.47 mm (Ebre) y 31.45 mm (Valencia). Las del mediterráneo son las que registran los máximos más altos debido a la mayor temperatura de sus aguas y al régimen de brisas marinas, que favorecen un mayor aporte de humedad a la atmósfera. Por otra parte, los valores mínimos absolutos de las estaciones del interior son menores cuanto mayor es la altitud de la estación. Además, se observa un mínimo relativo del PWV en el mes de julio para las estaciones situadas en el cuadrante suroeste de la Península. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Ortiz de Galisteo [1]. Asimismo, también se observa que para la mayoría de los emplazamientos el valor máximo del ciclo anual de PWV se alcanza al mismo tiempo o después que el de la temperatura. También se observó que el PWV es mayor cuanto mayor sea la temperatura siempre que exista una fuente inagotable de humedad.
2. En cuanto a la variabilidad mensual de las medias diarias, se ha observado que los valores máximos absolutos de las series se sitúan sobre los 31.52 mm y 41.98 mm en las estaciones del interior y sobre los 42.36 mm y 47.11 mm en las costas, mientras que los mínimos absolutos oscilan entre los 1.05 mm y 1.42 mm en las estaciones del interior y entre los 3.10 mm y 2.12 mm en las de costa. También se observó que la mayoría de los meses son unimodales. Además, se demostró que, por lo general, el PWV tiene un comportamiento similar al de una distribución normal. Normalmente hay un desplazamiento de la función de densidad hacia la derecha y un mayor valor de la media que de la mediana. Aunque hay algunas excepciones, como los emplazamientos situados a menor altitud (Valencia, Ebre y Alicante) que presentan valores de asimetría negativos para prácticamente la mitad de los meses. Asimismo, la mayoría de las estaciones presentan un ligero achatamiento respecto de la distribución normal.
3. El PWV describe un débil ciclo diario, registrando el valor mínimo del PWV durante las primeras horas de la mañana, mayoritariamente entre las 7:30 y 10:30 y el máximo durante la tarde, pero después de que lo haga la temperatura, mayoritariamente entre las 15:30 y las 19:30. Esto no concuerda del todo con los datos obtenidos por Ortiz de Galisteo [1], habiendo un cierto desfase de tiempo tanto para los valores máximos como para los mínimos, según cada estación. Otra discrepancia observada es que, mientras en este último

estudio el crecimiento entre los valores mínimo y máximo presentaba una pequeña ondulación, en nuestro caso, el comportamiento es más homogéneo. Los ciclos diarios de los distintos emplazamientos se asemejan un poco más durante la noche que durante el día, lo que conlleva a pensar que las variaciones del PWV estén gobernadas por fenómenos que varían más durante el día que por la noche (condiciones de insolación, brisas, actividad convectiva, etc.). Las estaciones mediterráneas son las que registran los valores más altos para la amplitud del ciclo, siendo esta más de dos veces mayor que para las del interior, variando en el caso de las primeras entre 1.14 mm y 1.48 mm y, en el caso de las segundas, entre 0.52 mm y 0.55 mm. San Fernando, por su parte, es una estación con un comportamiento anómalo, registrando el valor mínimo del ciclo diario a las 19:30 y el máximo a las 12:30.

4. Del análisis en componentes principales del ciclo diario del PWV y de la temperatura se obtiene que, en el caso del PWV, son suficientes las dos primeras componentes principales para explicar el 94.52% de la varianza total de los datos, mientras que la primera componente de la temperatura explica el 97.13%. Además, se demostró que dichas componentes tienen forma sinusoidal. El primer modo del PWV (el cual supone el 73.84% de la varianza) tiene un mínimo valor de amplitud a primera hora de la mañana (7:30) y un máximo al final de la tarde (18:30). Por su parte, el primer modo de la temperatura muestra una variabilidad diaria, coincidiendo con el ciclo diario del sol. Ambos primeros modos tienen curvas similares pero desfasadas. Esto hace suponer que esté relacionado con el calentamiento solar y la evaporación. El segundo modo (20.68%) presenta el valor mínimo a las 00:30 y el máximo a las 13:30, tiene una amplitud mucho menor que los otros dos y alcanza su máximo casi a la vez que el primer modo de la temperatura. Ello muestra la acción de un agente que desencadena un aumento del vapor de agua durante el día. Este modo podría representar la advección de las masas de aire secas y húmedas y las brisas marinas y de valle. En general, las estaciones del interior están principalmente afectadas por la primera componente principal del PWV y las de costa y del valle por la segunda.
5. Los valores más altos del rango de variación diaria expresados en tanto por ciento se dan en las estaciones del interior, a diferencia de lo que sucede con el rango en valor absoluto, donde el máximo es registrado generalmente para las estaciones mediterráneas. La variación de los valores oscila desde un 61.03% en Yebe en enero, hasta un 28.76% en Alicante en junio. La evolución a lo largo del año presenta una forma de U suavizada, con un ligero aumento en el mes de julio y, en el caso de algunas de ellas como San Fernando, también en agosto. Sin embargo, este aumento no se cumple para el caso del Cantábrico, donde la forma es más redondeada. El comportamiento es más parecido entre las estaciones en el caso de los valores del rango en términos relativos que en términos absolutos. En cuanto a los valores del coeficiente de variación de Pearson, estos oscilan entre 0.180 en Yebe en enero y 0.084 en Alicante en junio. No se apreció una relación entre los valores y la localización geográfica. Como el coeficiente de variación de Pearson toma valores muy pequeños, inferiores a 0.2, existe en promedio poca dispersión de los datos horarios respecto de la media diaria, es decir, la media aritmética es muy representativa para la distribución. El coeficiente de variación de Pearson sigue el mismo patrón de comportamiento que el del rango en valor relativo.
6. En cuanto a la variabilidad a distintas escalas temporales, se ha observado que todas las estaciones presentan un comportamiento similar. Durante el período de un día es cuando se

produce la mayor variación del PWV. Además, durante el intervalo de 1 hora, el PWV aumenta hasta 0.71 mm. Posteriormente, el ritmo de crecimiento es mucho menor hasta llegar al intervalo de un mes, momento en el cual empieza a observarse el ciclo anual del PWV. Inicialmente, todas las estaciones presentan valores muy próximos entre sí. Sin embargo, dichas diferencias aumentan conforme crecen los intervalos de tiempo.

7. Las estaciones del interior son las que registran durante todos los años los menores valores de las medias anuales del PWV, con datos entre 11.79 mm y 16.80 mm, presentando un máximo valor en el año 2018. Mientras que los valores de las estaciones costeras están comprendidos entre 17.18 mm y 21.71 mm. Algunas de ellas tienen un mínimo valor del PWV en el año 2005. Además, las diferencias entre los años con mayor y menor cantidad de PWV para cada estación se sitúan entre los 2.11 mm (A Coruña) y los 3.48 mm (Valencia).
8. Se observa una ligera tendencia media al aumento de la temperatura, siendo mayores los valores en las estaciones de Villafranca y Yebes, con un  $0.0668^{\circ}\text{C}/\text{año}$ . También se aprecia una ligera tendencia media del PWV, la cual varía entre décimas y centésimas de milímetros, excepto en el caso de San Fernando que es de milésimas. No se observa un patrón definido que relacione los valores de la tendencia media con la localización geográfica. Los mayores valores se dan en las estaciones de Valencia ( $0.1155\text{ mm/año}$ ) y Cantabria ( $0.1543\text{ mm/año}$ ). El comportamiento de San Fernando es atípico ya que es la única estación para la cual tanto el valor de la tendencia media de la temperatura ( $-0.0021^{\circ}\text{C}/\text{año}$ ) como la del PWV ( $-0.0056\text{ mm/año}$ ) tienen valores negativos y muy próximos a cero. Sin embargo, estos valores son coherentes entre sí. Además, se observa también que no hay una correlación lineal entre los valores de la tendencia media de la temperatura y del PWV. Esto puede ser debido a efectos geográficos locales y al hecho de que la temperatura no es el único factor que afecta en la variación del vapor de agua. Por ejemplo, aunque aumente mucho la temperatura, si no hay fuentes de agua para que se pueda producir la evaporación, el vapor de agua no aumentará.

## Bibliografía y referencias

### Referencias:

- [1] J.P. Ortiz de Galisteo, *Análisis del contenido total en columna de vapor de agua atmosférico sobre la Península Ibérica medido con distintas técnicas: radiosondeos, fotómetros solares y sistema GPS*. Universidad de Valladolid, Tesis Doctoral, 2011.
- [2] A. Maurellis, J. Tennyson, *The climatic effects of water vapour*. *Physiscs World*, 16, 29-33, 2003.
- [3] A. Hall, S. Manabe, *The role of water vapor feedback in unperturbed climate variability and global warming*. *Journal of Climate*, 12, 2327-2346, 1999.
- [4] J.T. Kiehl, K.E. Trenberth, *Earth's annual global mean energy budget*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197-208, 1997.
- [5] E. Jakobson, H. Ohvri, G. Elgered, *Diurnal variability of precipitable water in the Baltic region, impact on transmittance of the direct solar radiation*. *Boreal Environment Research*, 14, 45-55, 2009.
- [6] H. Vedel, X.-Y. Huang, J. Haase, M. Ge, E. Calais, *Impact of GPS zenith tropospheric delay data on precipitation forecasts in Mediterranean France and Spain*. *Geophysical Research Letters*, 31 (L02102), 2004.
- [7] J.P. Peixoto and A. Oort, *Physics of Climate*. American Institute of Physiscs, New York, 1992.
- [8] M. Bevis, S. Businger, T.A. Herring, C. Rocken, R.A. Anthes, R.H. Ware, *GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor using the Global Positioning System*. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 97 (D14), 15787-15801. doi:10.1029/92JD01517D01517,1992.
- [9] J. Saastamoinen, *Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in The Use of Artificial Satellites for Geodesy*. *Geophysical Monogr. Ser.*, vol. 15, edited by S. W. Henriksen, et al., pp. 247-251, AGU, Washington, D.C., 1972.
- [10] J. Haase, M. Ge, H. Vedel, E. Calais, *Accuracy and variability of GPS tropospheric delay measurements of water vapor in the western Mediterranean*. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1547-1568, 2003.
- [11] G. Elgered, J.L. Davis, T.A. Herring, I.I. Shapiro, *Geodesy by radio interferometry: Water vapor radiometry for estimation of the wet delay*. *Journal of Geophysical Research*, 96, 6541-6555, 1991.
- [12] G.M. Resch, *Water vapor radiometry in geodetic applications, in Geodetic Refraction*, edited by F. K. Brunner, pp. 53-84, Springer-Verlag, New York, 1984.
- [13] D.M. Tralli, T.H. Dixon, S.A. Stephens, *Effect of wet tropospheric path delays on estimation of geodetic baselines in the Gulf of California using the global positioning system*. *J. Geophys. Res.*, 93, 6545-6557, 1988.

- [14] H.B. Baby, P. Gole, J. Lavergnat, *A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements*. Radio Science 23(6), 1023-1038, 1988.
- [15] T. Herring, J.L. Davis, I.I. Shapiro II, *Geodesy by radio interferometry: The application of Kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data*. J. Geophys. Res., 95, 12,561-12,581, 1990.
- [16] J.L. Davis, T.A. Herring, I.I. Shapiro, A.E. Rogers, G. Elgered, *Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modelling errors on estimates of baseline length*. Radio Sci., 20, 1593-1607, 1985.
- [17] M. Bevis, S. Businger, S. Chiswell, T.A. Herring, R.A. Anthes, C. Rocken, R.H. Ware, *GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water*. Journal of Applied Meteorology, 33, 379-386, 1994.
- [18] J. Wang, L. Zhang, A. Dai, *Global estimates of water-vapor-weighted mean temperature of the atmosphere for GPS applications*. J. Geophys. Res., 110, D21101, 2005.
- [19] J. Morland, M. Collaud Coen, K. Hocke, P. Jeannet, C. Mätzler, *Tropospheric water vapour above Switzerland over the last 12 years*. Atmos. Chem. Phys., 9, 5975-5988, 2009.
- [20] S. Hagemann, L. Bengtsson, G. Gendt, *On the determination of atmospheric water vapor from GPS measurements*. J. Geophys. Res., 108(D21), 4678, 2003.
- [21] G. Elgered, *Tropospheric radio-path delay from ground-based microwave radiometry, Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*, Michael A. Janssen, Ed., John Wiley and Sons, 215-258, 1993.
- [22] G. Elgered, J.M. Johansson, B.O. Rönnäng, *Measuring regional atmospheric water vapor using the Swedish permanent GPS network*. Geophysical R. Letters, vol. 24, pag. 2663-2666, 1997.
- [23] T.R. Emardson, G. Elgered, J.M. Johansson, *Three months of continuous monitoring of atmospheric water vapor with a network of Global Positioning System receivers*. J. Geophysical Res., vol. 103, pag. 1807-1820, 1998.
- [24] R. Ohtani, I. Naito, *Comparisons of GPS-derived precipitable water vapors with radiosonde observations in Japan*. J. Geophys. Res., 105(D22), 26,917-26,929, 2000.
- [25] A. Dai, J. Wang, R.H. Ware, T. Van Hove, *Diurnal variation in water vapor over North America and its implications for sampling errors in radiosonde humidity*. J. Geophys. Res., 107(D10), 4090, doi:10.1029/2001JD000642, 2002.
- [26] A.I. Bokoye, A. Royer, N.T. O'Neill, P. Cliché, L.J.B. McArthur, P.M. Teillet, G. Fedosejevs, J.M. Thériault, *Multisensor analysis of integrated atmospheric water vapor over Canada and Alaska*. J. Geophys. Res., 108(D15), 4480, doi:10.1029/2002JD002721, 2003.
- [27] R. Santangelo, S. Pugnaghi, S. Corradini, L. Lombroso, S. Teggi, *Continuous photometric observations at ENEA base in Lampedusa to estimate precipitable water*. Ann. Geophys., Vol. 46, N. 2, doi:10.4401/ag-3413, 2003.
- [28] J. Wang, L. Zhang, A. Dai, T. Van Hove, J. Van Baelen, *A near-global, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements*. J. Geophys. Res., 112, D11107, doi:10.1029/2006JD007529, 2007.

- [29] J. Wang, L. Zhang, *Systematic errors in global radiosonde precipitable water data from comparisons with ground-based GPS measurements*. J. Climate, 21, 2218-2238, 2008.
- [30] S. Heise, M. Bender, G. Beyerle, G. Dick, G. Gendt, T. Schmidt, J. Wickert, *Integrated water vapor from IGS ground-based GPS observations: Initial results from a global 5-minute data set*. Annales Geophysicae, 27, 7, 2851-2859, 2009
- [31] M. Schneider, P.M. Romero, F. Hase, T. Blumenstock, E. Cuevas, R. Ramos, *Quality assessment of Izaña's upper-air water vapor measurement techniques: FTIR, Cimel, MFRSR, GPS, and Vaisala RS92*. Atmos. Meas. Tech. Discuss., 2, 1625-1662, 2009.
- [32] E. Campmany, J. Bech, J. Rodríguez-Marcos, Y. Sola, J. Lorente, *A comparison of total precipitable water measurements from radiosonde and sunphotometers*. Atmospheric Research, Vol. 97, No. 3, pp. 385-392, 2010.
- [33] A. Seco, F. Ramírez, E. Serna, E. Prieto, R. García, A. Moreno, J.C. Cantera, L. Miqueleiz, J.E. Priego, *Rain pattern analysis and forecast model based on GPS estimated atmospheric water vapour content*. Atmospheric Environment, 49, 85-93, 2012.
- [34] IGS International GNSS Service, <http://www.igs.org/>. [10 Feb. 2020]
- [35] G. Beutler, M. Rothacher, S. Schaer, T.A. Springer, J. Kouba, R.E. Neilan, *The International GPS Service (IGS): An Interdisciplinary Service in Support of Earth Sciences*. Adv. Space Res. Vol. 23, No. 4, pp. 631-635, 1999.
- [36] *EUREF Permanent GNSS Network*, [http://www.epncb.oma.be/\\_networkdata/stationmaps.php](http://www.epncb.oma.be/_networkdata/stationmaps.php). [10 Feb. 2020]
- [37] *BKG, GNSS Data Center*, <https://igs.bkg.bund.de/dataandproducts/browse>. [10 Feb. 2020]
- [38] IGSMail-5438: IGS switch to absolute antenna model and ITRF2005. IGS International GNSS Service, 2006.
- [39] R. Schmid, M. Rothacher, D. Thailer, P. Steigenberger, *Absolute phase center corrections of satellite and receiver antennas. Impact on global GPS solutions and estimation of azimuthal phase center variations of the satellite antenna*. GPS Solutions, Vol. 9, Nr 4, pp 283-293, 2005.
- [40] J.P. Ortiz de Galisteo, C. Toledano, V.E. Cachorro, B. Torres, *Improvement in PWV estimation from GPS due to the absolute calibration of antenna phase center variation*. GPS Solut., 14, 389-395, 2010. doi:10.1007/s10291-010-0163-y, 2010.
- [41] *Obtención de datos AEMET*, <https://opendata.aemet.es/centrodedescargas/productosAEMET?>. [20 Feb. 2020]
- [42] J. García-Serrano, T. Losada, B. Rodríguez-Fonseca, Polo I, *Tropical Atlantic Variability Modes (1979-2002). Part II: Time-Evolving Atmospheric Circulation Related to SST-Forced Tropical Convection*. Journal of Climate 21:6476-6497, 2008.
- [43] L. Gimeno, R. Nieto, R. M. Trigo, S. Vicente, J.I. Lopez-Moreno, *Where does the Iberian Peninsula moisture come from? An answer based on a Lagrangian approach*. Journal of Hydrometeorology, doi:10.1175/2009JHM1182.1, 2010.
- [44] José Antonio Guijarro, *manual Climatol.*, [http://aeclim.org/wp-content/uploads/2016/02/0048\\_PU-SA-IV-2004-JA\\_GUIJARRO.pdf](http://aeclim.org/wp-content/uploads/2016/02/0048_PU-SA-IV-2004-JA_GUIJARRO.pdf). [26 Mar. 2020]

- [45] José Antonio Guijarro, *manual Climatol*, [http://www.climatol.eu/homog\\_climatol-es.pdf](http://www.climatol.eu/homog_climatol-es.pdf). [26 Mar. 2020]
- [46] J.L.H. Paulhus and M.A. Kohler, *Interpolation of missing precipitation records*. Monthly Weather Review, Vol. 80, N°8, pp. 129-133, 1952.
- [47] H. Alexandersson, *A homogeneity test applied to precipitation data*. International Journal of Climatology, 6, pp. 661-675., 1986.
- [48] C. Toledano, V.E. Cachorro, A.M. de Frutos, B. Torres, M. Sorribas, B. de la Morena, *Air mass classification and analysis of aerosol types at El Arenosillo (Spain)*. J. Appl. Met. Climat. 48, 5, 962-981, 2009.
- [49] C. Toledano, V.E. Cachorro, A.M. de Frutos, M. Sorribas, N. Prats, B.A. de la Morena, *Inventory of African desert dust events over the southwestern Iberian Peninsula in 2000–2005 with an AERONET Cimel Sun photometer*. J. Geophys. Res., 112, D21201, 2007.
- [50] *Principal Component Analysis with R*, [https://www.cienciadedatos.net/documentos/35\\_principal\\_component\\_analysis](https://www.cienciadedatos.net/documentos/35_principal_component_analysis). [5 Abr. 2020]
- [51] R. Preisendorfer, *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Developments in Atmospheric Science, Vol. 17. Elsevier, Amsterdam, 1988.
- [52] H. Wackernagel, *Multivariate Geostatistics. An introduction with Applications*. Springer, 1995.
- [53] A. Meza, L. Mendoza, M.P. Natali, et al., *Diurnal variation of Precipitable Water Vapor over Central and South America*. GEOG\_2019\_124R1, 2019.
- [54] P. Wu, J. Hamada, S. Mori, Y.I. Tauhid, M.D. Yamanaka, F. Kimura, *Diurnal variation of precipitable water over a mountainous area of Sumatra Island*. J. Appl. Meteor., 42, 1107-1115, 2003.
- [55] A. Dai, K.E. Trenberth, T.R. Karl, *Effects of clouds, soil moisture, precipitation and water vapor on diurnal temperature range*. J. Clim., 12, 2451–2473, 1999.
- [56] A. Dai, C. Deser, *Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence fields*. Journal of Geophysical Research, 104, 109–125, 1999.
- [57] A. Dai, F. Giorgi, K.E. Trenberth, *Observed and model-simulated precipitation diurnal cycle over the contiguous United States*. J. Geophys. Res., 104, 6377–6402, 1999.
- [58] A. Dai, *Global precipitation and thunderstorm frequencies, II, Diurnal variations*. J. Clim., 14, 1112–1128, 2001.
- [59] S. Bastin, C. Champollion, O. Bock, P. Drobinski, F. Masson, *Diurnal Cycle of Water Vapor as Documented by a Dense GPS Network in a Coastal Area during ESCOMPTE IOP2*. J. Appl. Meteor. Climatol., 46, 167–182, 2007.
- [60] G. Li, F. Kimura, T. Sato, D. Huang, *A composite analysis of diurnal cycle of GPS precipitable water vapor in central Japan during Calm Summer Days*. Theoretical Applied Climatology, 92, 15-29, 2008.
- [61] R. Ohtani, *Detection of water vapor variations driven by thermally induced local circulations using the Japanese continuous GPS array*. Geophys. Res. Lett., 28, 151–154, 2001.

- [62] T. Sasaki, F. Kimura, *Diurnal variation of water vapor content over the Kanto area during clear summer days observed through GPS precipitable water (in Japanese)*. Tenki, 48, 65–74, 2001.
- [63] Y.-H. Kuo, Y.-R. Guo, E. Westwater, *Assimilation of Precipitable Water Measurements into a Mesoscale Numerical Model*. Mon. Wea. Rev. 121, 1215-1238, 1993.
- [64] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *Global Warming of 1.5°C*. [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/09/IPCC-Special-Report-1.5-SPM\\_es.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/09/IPCC-Special-Report-1.5-SPM_es.pdf), Vol. 67 (2), 2018.
- [65] NOAA National Centers for Environmental Information, *State of the Climate: Global Climate Report for May 2020*. Published online: <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/202005>, 2020. [18 Jun. 2020]
- [66] A.J. McMichael, S. Friel, A. Nyong, C. Corvalan, *Global Environmental Change and Health: Impacts, Inequalities, and the Health Sector*. British Medical Journal , 336(7637):191-4. doi:10.1136/bmj.39392.473727.AD, 2008.
- [67] Organización Meteorológica Mundial, *Declaración de la OMM sobre el estado del clima mundial en 2008*. OMM-No. 1039, 2009.
- [68] World Health Organization, *The World Health Report 2008 – primary Health Care, Now More than Ever*. 2008.
- [69] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K B, Tignor M, Miller H L (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp., 2007.
- [70] *Análisis de NASA y NOAA revelan que 2019 fue el segundo año más cálido registrado*, <https://ciencia.nasa.gov/an%C3%A1lisis-de-nasa-y-noaa-revelan-que-2019-fue-el-segundo-a%C3%B1o-m%C3%A1s-c%C3%A1lido-registrado>. [18 Jun. 2020]
- [71] R.S. Vose, D.R. Easterling, B. Gleason, *Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004*. Geophysical Research Letters 32: L23822, doi:10.1029/2005GL024379, 2005.
- [72] A. Moberg, P. Jones, D. Lister, et al., *Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901-2000*. J Geophys Res 111:D22,106, 2006.
- [73] C. Rodríguez-Puebla, A.H. Encinas, L.A. García Cansado, and S. Nieto, *Trends in warm days and cold nights over the Iberian Peninsula: relationships to large-scale variables*. Climatic Change. doi:10.1007/s10584-009-9721 0, 2010.
- [74] J. Cattiaux, R. Vautard, P. Yiou, *North-Atlantic SST amplified recent wintertime European land temperature extremes and trends*. Clim Dyn 36(11-12):2113-2128. doi:10.1007/s00382-010-0869-0, 2010.
- [75] J. Cattiaux, P. Yiou, R. Vautard, *Dynamics of future seasonal temperature trends and extremes in Europe: a multi-model analysis from CMIP3*. Clim Dyn, doi:10.1007/s00382-011-1211-1, 2011.

- [76] M. Brunet, P.D. Jones, J. Sigró, O. Saladié, E. Aguilar, A. Moberg, et al., *Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005*. J. Geophysical Research, 112, D12117. doi:10.1029/2006JD008249, 2007.
- [77] S. Solomon, D. Qin, M. Manning, et al, *Technical Summary*. In: Climate Change 2007: Technical Summary. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- [78] J.M. Hidalgo-Muñoz, D. Argüeso, S.R. Gámiz-Fortis, M.J. Esteban-Parra, Y. Castro-Díez, *Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula*. J. Hydrol. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.049, 2011.
- [79] S. I. Seneviratne, N. Nicholls, D. Easterling, et al., *Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment*. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)] A special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109-230, 2012.
- [80] K.E. Trenberth, J. Fasullo, L. Smith, *Trends and variability in column integrated atmospheric water vapor*. Climate Dynamics, 24: 741–758, doi:10.1007/s00382-005-0017-4, 2005.
- [81] S. Brown, S. Desai, S. Keihm, W. Lu, Ch.S. Ruf., *Ocean Water Vapor and Cloud Burden Trends Derived from the Topex Microwave Radiometer*, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 23-27 July 2007, Barcelona, Spain, 2007.
- [82] J. Quereda Sala, E. Montón Chiva, V. Quereda Vázquez, *La elevación de las temperaturas en el norte de la Comunidad Valenciana: valor y naturaleza (1950-2016)*. Universitat Jaume I. Localización: Investigaciones Geográficas, ISSN 0213-4691, ISSN-e 1989-9890, N°69, págs. 41-53, 2018.
- [83] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T F, Qin D, Plattner G - K, Tignor M., Allen S K, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp., 2013.
- [84] A.B. Ruescas Orient, J. Quereda Sala, E. Montón Chiva, J. Escrig Barberá, B. Mollá Cantavella, *Evolución del vapor de agua en la interfase atmósfera-mar del sureste español*. Investigaciones Geográficas, ISSN 0213-4691, ISSN-e 1989-9890, N°33, págs. 5-16, 2004.
- [85] P.S.P. Cowpertwait and A.V. Metcalfe, *Introductory Time Series with R*. Ed. Springer, 2009.
- [86] R.B. Cleveland, W.S. Cleveland, J.E. McRae, I. Terpenning, *STL: A Seasonal-Trend Decomposition Procedure Based on Loess*. Journal of Official Statistics, Vol. 6, No. 1, pp. 3-73, 1990.
- [87] W.S. Cleveland, *Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots*. Journal of the American Statistical Association, Volume 74, pp. 829-836, 1979.

**Otra bibliografía utilizada:**

A. Miller, *Meteorología*. Editorial labor, s. a. Nueva colección labor.

E. Cid Palacios, *Física de la atmósfera*. Ministerio del medio ambiente y medio rural y marino. Aemet

M. Ledesma Jimeno, *Principios de meteorología y climatología*. Ed. Paraninfo

J.E. Priego de los Santos, *Análisis y predicción de lluvias intensas en la Comunidad Valenciana basados en la estimación del contenido de vapor de agua atmosférico obtenido con técnicas GNSS*. Universidad Politécnica de Valencia, Tesis Doctoral, 2012.

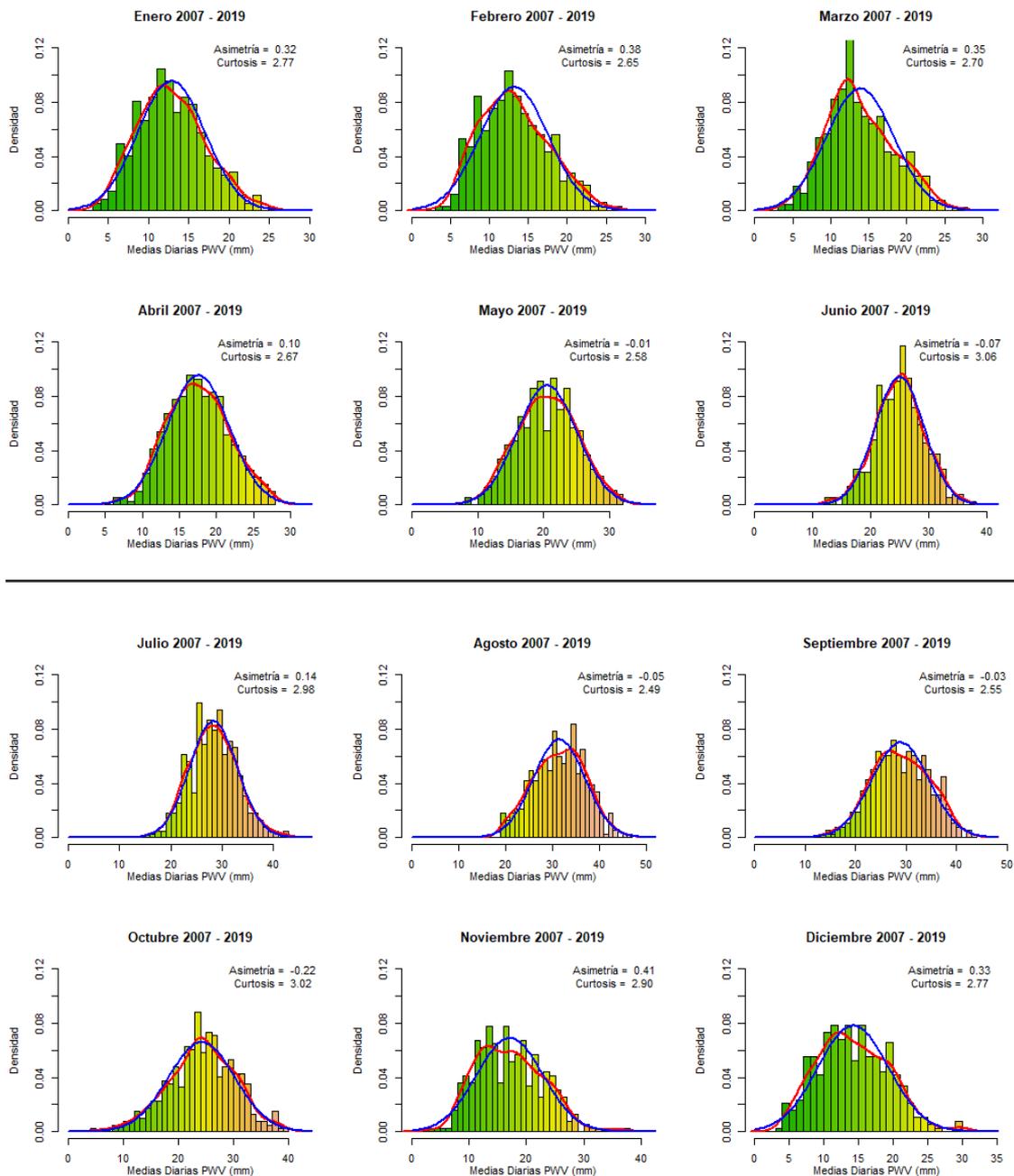
S. Fernández Montes, *Extremos diarios de temperatura y precipitación en la Península Ibérica: estudio estacional en relación con tipos de circulación atmosférica*. Universidad de Almería, Tesis Doctoral, 2013.

E. Dlugokencky, S. Houweling, R. Dirksen, M. Schröder, D. Hurst, P. Forster, *Observación del vapor de agua*. Boletín – Organización Meteorológica Mundial, ISSN 1014-9627, Vol. 65, N°2, (Ejemplar dedicado a: Desastres (no) naturales: cómo comunicar los vínculos entre los fenómenos extremos y el cambio climático), págs. 48-52, 2016.

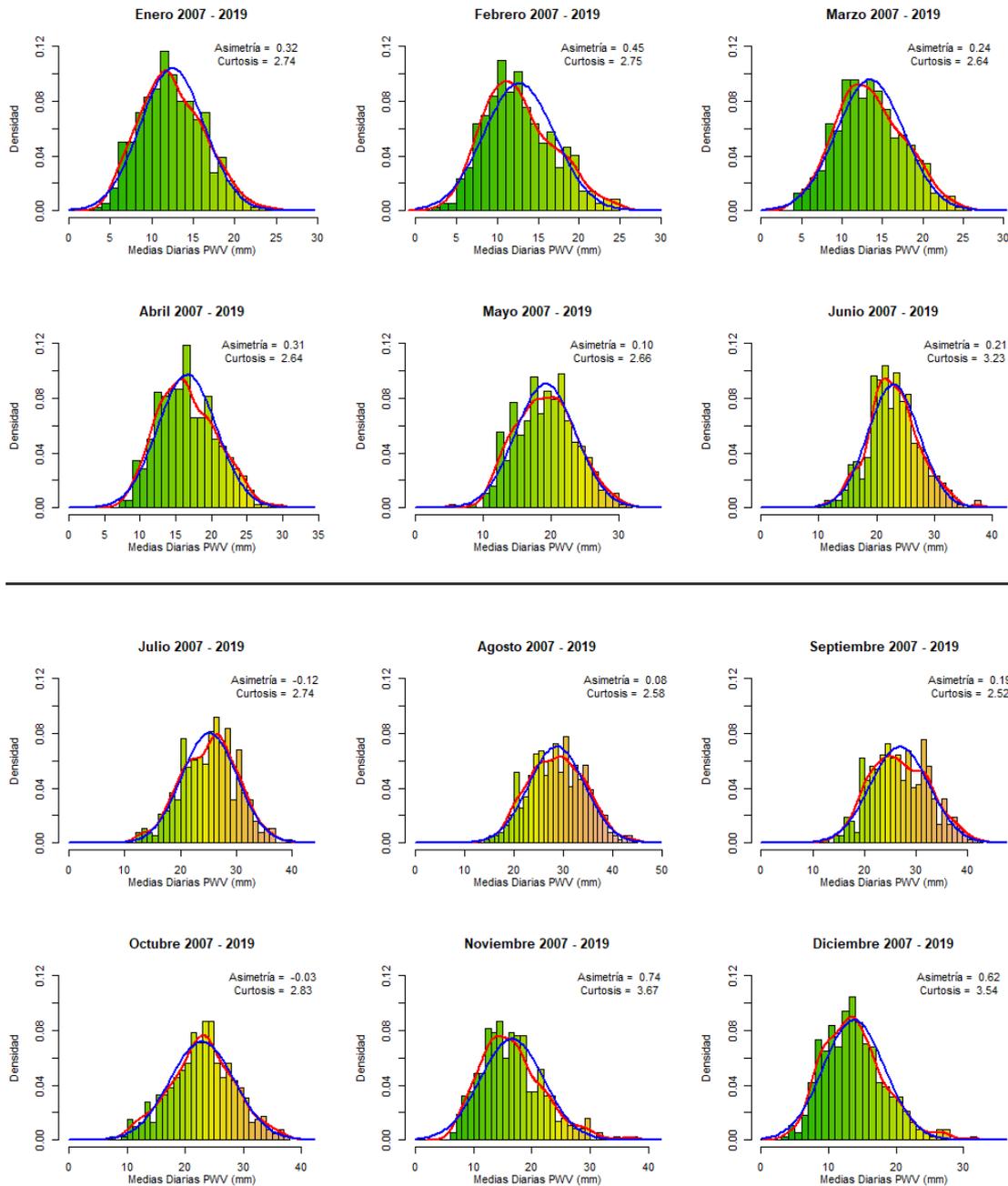
# ANEXO

## Gráficas de la variabilidad mensual

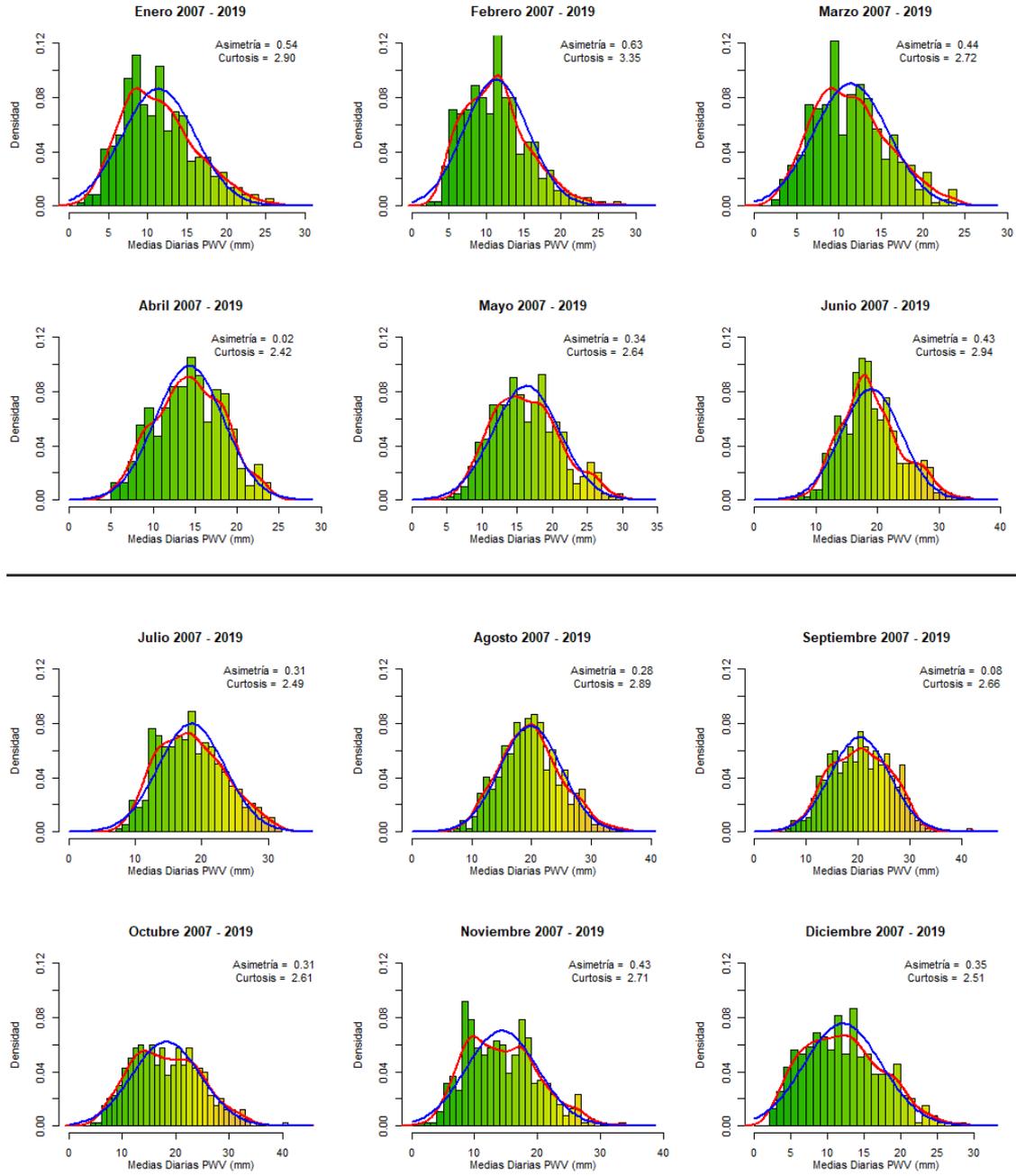
### Alicante



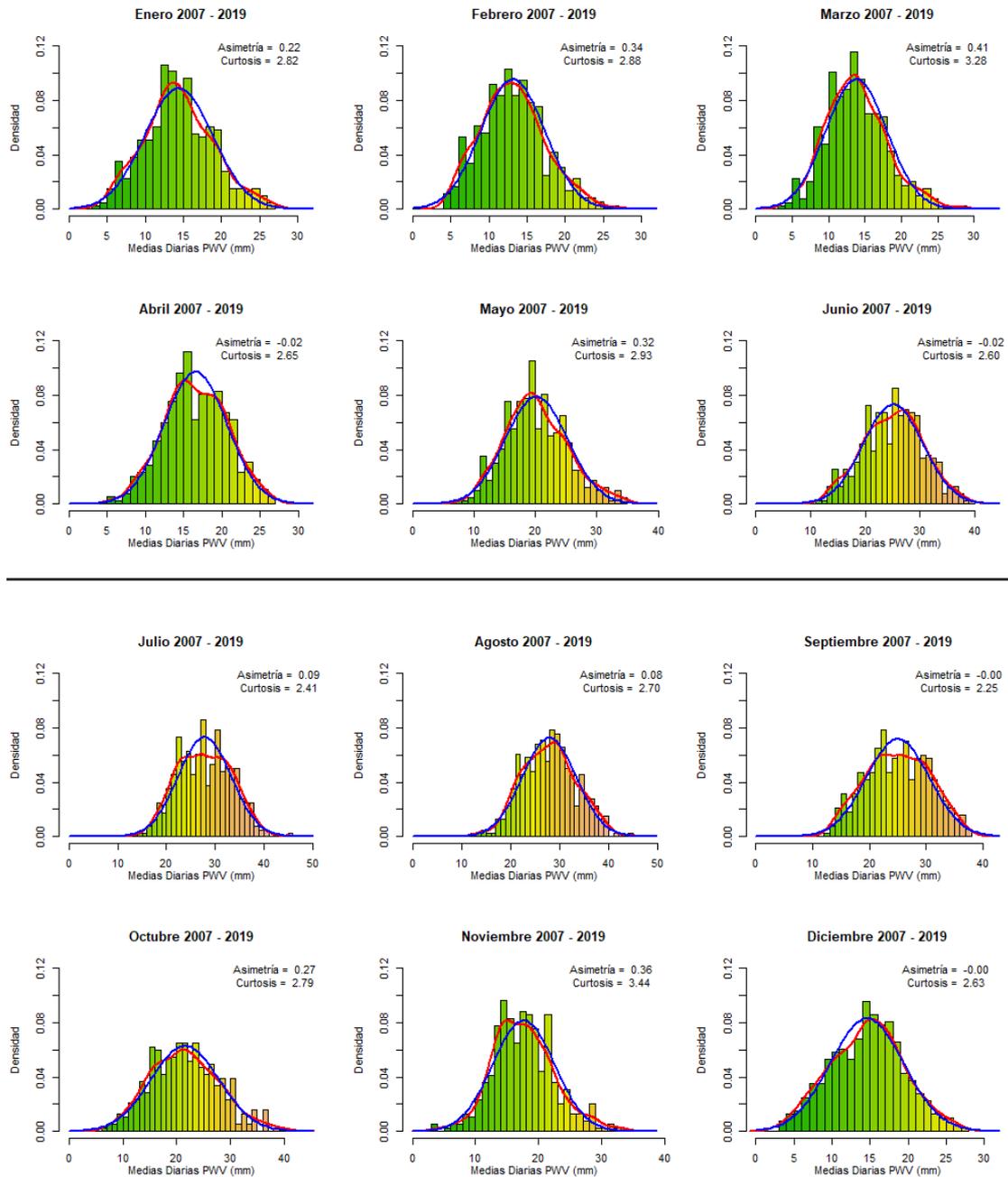
**Almería**



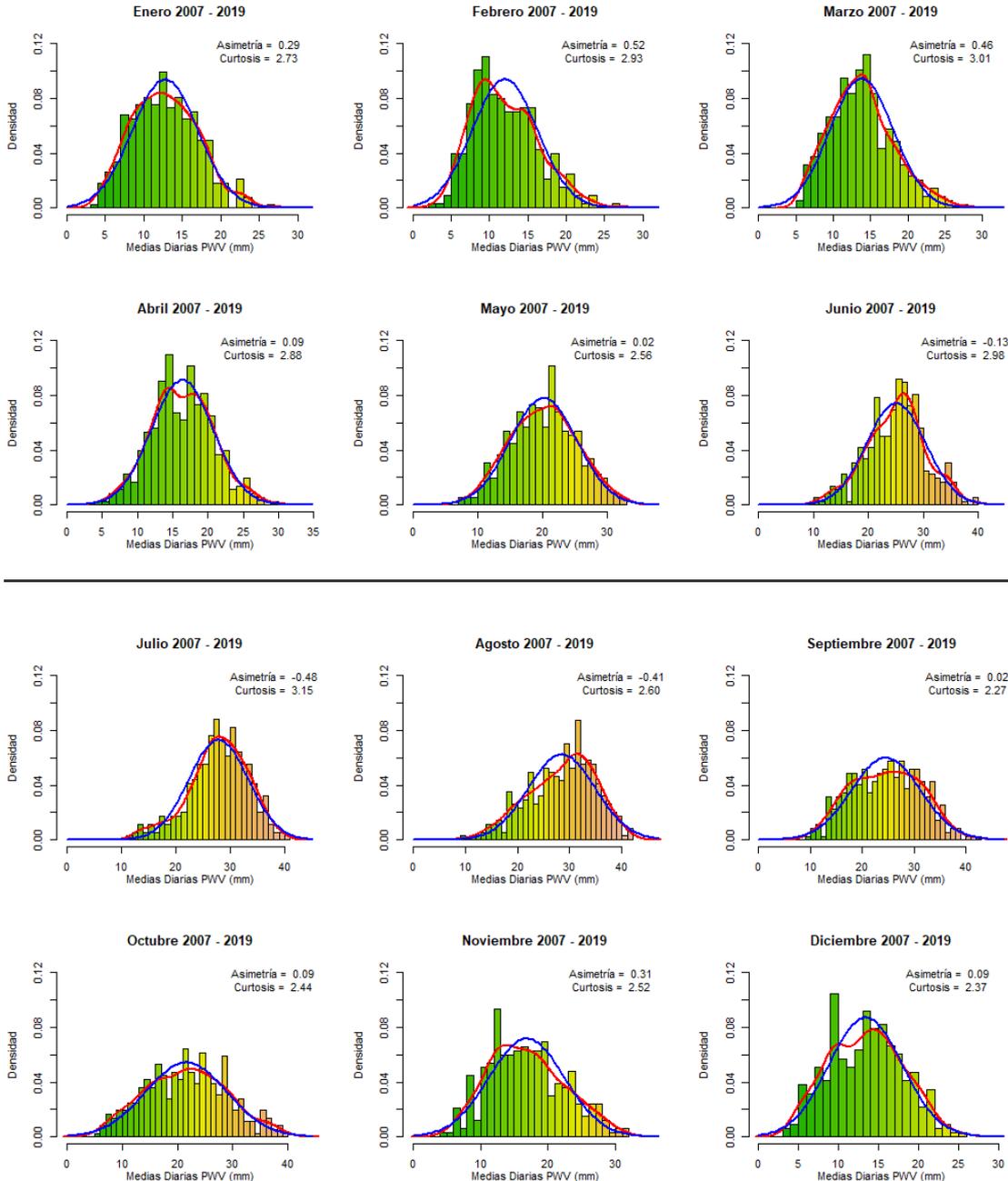
Cáceres



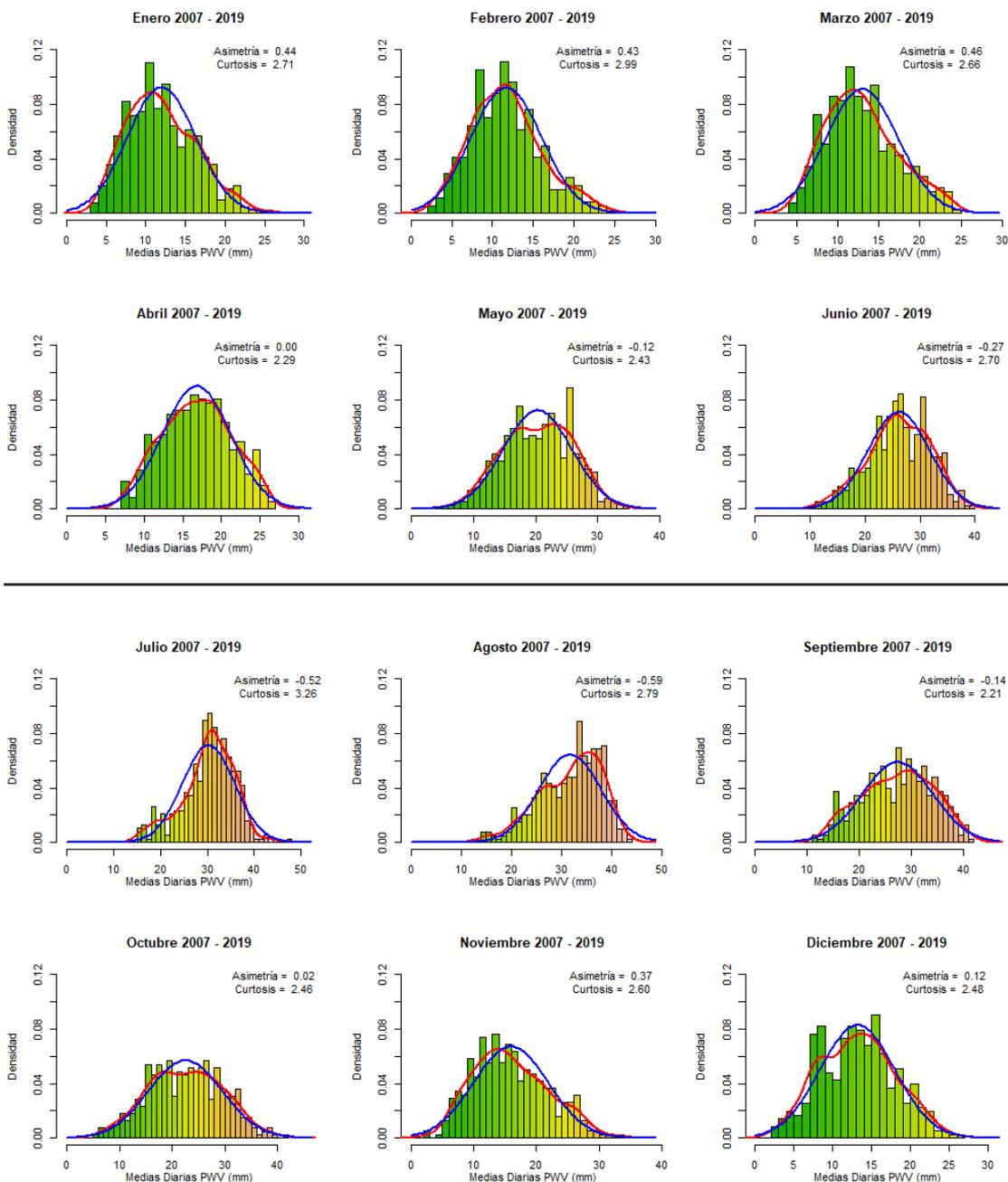
***Cantabria***



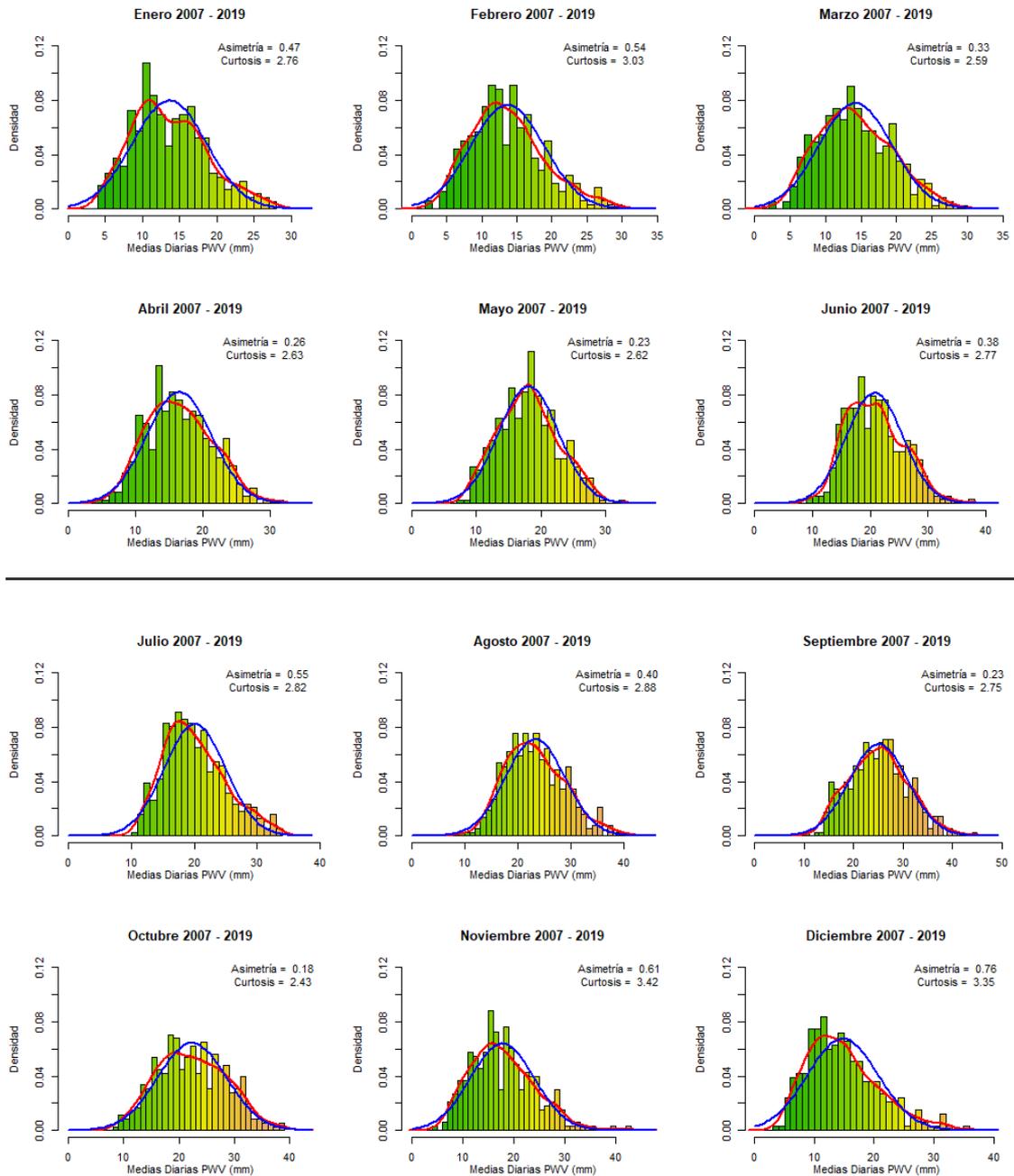
**Creus**



***Ebre (Roquetes)***



**San Fernando**



**Villafranca**

