

Caracterización del contenido de vapor de agua atmosférico

CON RECEPTORES GPS

JOSE PABLO ORTIZ DE GALISTEO. AEMET, VALLADOLID

Introducción

El aire es una mezcla de gases compuesta principalmente por nitrógeno, oxígeno, y en bastante menor proporción por argón y dióxido de carbono, constituyendo todos ellos un 99,98% de su volumen, es lo que se llama el aire seco. Además de estos componentes en el aire también se encuentra vapor de agua. El vapor de agua pasa a la atmósfera desde la superficie terrestre por evaporación de las aguas superficiales y la transpiración de las plantas, y vuelve a la superficie por condensación y precipitación. Se difunde por mezcla turbulenta en las capas bajas, y por inestabilidad de las masas de aire y por movimientos a escala sinóptica en las capas medias y altas. El vapor de agua constituye hasta el 4% en volumen ($\sim 3\%$ en peso) en las capas más bajas de la atmósfera, estando prácticamente ausente por encima de la tropopausa (10 a 12 km). La mezcla de aire seco con vapor de agua se denomina aire húmedo. El aire húmedo es más ligero que el aire seco, de ahí el importante papel que juega el vapor de agua en la estabilidad atmosférica. El contenido máximo de vapor de agua que puede contener el aire sin que sobrevenga la condensación es función de la temperatura del mismo, siendo menor cuanto más baja sea esta.

Importancia del vapor de agua atmosférico

El vapor de agua es uno de los componentes atmosféricos más importantes. Su importancia radica principalmente en:

EL TRANSPORTE DE ENERGÍA. El transporte de vapor de agua por la circulación general atmosférica es un mecanismo muy eficaz del balance meridional de energía a escala global, debido al inusual alto valor del calor latente asociado con sus cambios de fase.

EL BALANCE RADIATIVO. El vapor de agua es el principal absorbente en las capas bajas de la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre, siendo el responsable del calentamiento del aire en esas capas.

EL EFECTO INVERNADERO. El vapor de agua es el componente atmosférico que más contribuye al efecto invernadero, sobre

un 60%, mientras que el dióxido de carbono (CO_2) sólo lo hace con un 26%. El incremento de la temperatura media del planeta debido al aumento antropogénico de las concentraciones de CO_2 en la atmósfera conlleva un aumento en la cantidad de vapor de agua, que a su vez produce un mayor calentamiento.

Y POR SUPUESTO EL CICLO HIDROLÓGICO DEL AGUA.

A pesar de su importancia, este componente atmosférico no está bien caracterizado al no disponerse de medidas con la suficiente resolución para representar su alta variabilidad espacial y temporal, que tiene lugar a escalas mucho más pequeñas que otras variables meteorológicas.

Medida del vapor de agua atmosférico

Una de las variables que se utiliza para medir la cantidad de vapor de agua en la atmósfera es el agua precipitable (PWV, del inglés *Precipitable Water Vapor*), que se define como la masa total de vapor de agua contenida en la columna atmosférica de superficie la unidad. Se expresa en términos de masa (gr/cm^2 ó kg/m^2) o en términos de la altura (mm o cm) de la capa de agua resultante si todo el vapor contenido en la columna atmosférica se condensara y depositara sobre la superficie. Aproximadamente 1 mm equivale a $0,1 \text{ gr}/\text{cm}^2$ ó $1 \text{ kg}/\text{m}^2$.

Las principales técnicas para la medida del contenido de vapor de agua son:

- **Radiosondas.** Consisten en sensores electrónicos embarcados en globos sondas que transmiten vía radio los valores de las variables meteorológicas medidas conforme el globo va ascendiendo en la atmósfera. La principal ventaja de los sondeos es que suministran un perfil vertical de las variables medidas. Pero debido al alto coste de cada lanzamiento tienen mala resolución horizontal y temporal.

- **Medidas satelitales.** Consisten en radiómetros embarcados en satélites que trabajan en diferentes rangos de longitudes de onda, según midan la radiación de onda larga (infrarroja o microondas) emitida por el sistema tierra-atmósfera, o bien la radiación solar reflejada de onda corta. En ambos casos la medida depende de la absorción de la radiación por el vapor de agua atmosférico. En el primer caso, al depender la radiación emitida de la temperatura del cuerpo emisor, se ob-

tienen mejores resultados sobre los océanos que sobre tierra, ya que sobre tierra la temperatura es muy variable y difícil de determinar. En el segundo caso se requiere la presencia de radiación solar, por lo que estas medidas están sólo disponibles durante el día.

● **Radiómetros de microondas (WVR).** Determinan el vapor de agua a partir de la medida de la radiación de microondas emitida por este componente. La resolución temporal es muy buena (minutos o segundos), pero la resolución espacial es mala al ser equipos muy caros. Además, su efectividad se ve afectada por la presencia de nubes espesas y precipitaciones.

● **Fotómetros solares.** Se basan en la comparación entre la radiación solar extraterrestre y la que alcanza la superficie de la Tierra, medida en longitudes de onda del infrarrojo cercano centradas en una banda de fuerte absorción del vapor de agua. Su funcionalidad está limitada a la presencia de radiación solar directa, por lo que sólo pueden operar durante el día y con cielos despejados en la dirección de observación.

● **Lidar (radar láser).** Determinan un perfil vertical del contenido de vapor de agua a través de los ecos devueltos por el vapor de agua de la señal láser emitida.

El Sistema GPS

El sistema GPS (*Global Position System*) fue concebido como un sistema de satélites para determinar con precisión posiciones sobre el globo terrestre. La constelación de satélites GPS consiste en 24 satélites situados a unos 20200 km de altura sobre seis orbitas planas, separadas entre sí 60° en el plano del ecuador e inclinadas 55° . 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. Cada satélite transmite dos códigos de ruido pseudo-aleatorios (PRN) propios que sirven para identificarlo, el código C/A o estándar y el código P preciso. Las medidas se basan en la determinación de la distancia entre el receptor en tierra y los satélites de la constelación mediante la medición del tiempo que tarda la señal de estos en viajar hasta el receptor en tierra. La posición se obtiene por una triangulación que sitúa a la estación receptora en la intersección de las esferas con centro en cada satélite y radio la distancia al mismo.

Las imprecisiones en las medidas del posicionamiento con los GPS pueden deberse principalmente a:

● **Errores orbitales en la posición de los satélites.** Estos errores se pueden eliminar trabajando con las efemérides precisas que son calculadas a posteriori y pueden obtenerse a tiempo pasado después del postproceso que realiza el *International GNSS (Global Navigation Satellite System) Service (IGS)*.

● **Retraso ionosférico.** La ionosfera interfiere en la propagación de las ondas de radio introduciendo un retraso en la propagación de la señal. Dicho retraso es proporcional a la densidad de electrones a lo largo del recorrido de la señal, e inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia de la portadora, por lo que puede ser calculado y eliminado utilizando receptores bifrecuencia.

● **Retraso troposférico.** Es debido a la variación del índice de refracción a lo largo del camino de la señal, que depende de la temperatura, la presión, y el contenido de vapor de agua. Para las

ondas de radio típicas del sistema GPS este retraso es no dispersivo, es decir, no depende de la frecuencia, por lo que su efecto no se puede eliminar fácilmente como en el caso de la ionosfera.

El Retraso Troposférico

Mientras que para la comunidad geodésica el retraso troposférico supone un ruido en la señal que hay que eliminar, para la comunidad meteorológica dicho ruido supone una señal del contenido de vapor de agua en la atmósfera. Así, el sistema GPS se ha revelado como una técnica muy útil para la determinación del PWV (Bevis et al. 1992). A la vista de las oportunidades que ofrecía esta técnica, se puso en marcha la acción COST 716 con el objeto de explotar el sistema de estaciones GPS para suministrar observaciones de PWV que pudieran ser asimiladas por los modelos numéricos de predicción. Esta línea de trabajo fue continuada por otros proyectos como el MAGIC o el TOUGH. Más recientemente, en el año 2005 EUMETNET (*Network of European Meteorological Services*) puso en marcha el proyecto E-GVAP.

Saastamoinen (1972) demostró que el retraso troposférico puede ser descompuesto en retraso hidrostático, asociado con el momento dipolar inducido en la atmósfera y que depende sólo de la presión en superficie; y retraso húmedo, asociado con el momento dipolar permanente del vapor de agua. El vapor de agua es el único gas de la mezcla que compone el aire troposférico con un momento bipolar propio que contribuye a la componente dipolar de la refractividad atmosférica. Ambos retrasos aumentan de forma aproximada con la inversa del seno del ángulo de elevación, siendo más pequeños para trayectorias orientadas en la dirección cenital. Al ser estos retrasos muy pequeños, del orden de 10^{-8} a 10^{-9} segundos, en vez de medirse en unidades de tiempo se expresan en unidades de longitud, en términos del aumento equivalente del camino recorrido por la luz en ese tiempo. Valores típicos de estos retrasos en la dirección cenital al nivel del mar son:

- ▶ Retraso Total Cenital (ZTD, del inglés *Zenith Total Delay*), 250 cm.
- ▶ Retraso Hidrostático Cenital (ZHD), 230 cm.
- ▶ Retraso Húmedo Cenital (ZWD), entre 0 y 40 cm.

Aproximadamente 1 cm de PWV produce un retraso húmedo de 6.5 cm, pero este factor puede variar hasta en un 20% dependiendo de la localización, la altitud, la época del año y la situación meteorológica, por lo que tiene que ser determinado para cada medida. Si se disponen de medidas de presión en superficie es posible modelar y calcular el ZHD con precisión de pocos milímetros o menos (Elgered et al. 1991). Para evaluar el retraso húmedo se requiere conocer el perfil vertical de la temperatura y la presión de vapor, datos de los que normalmente no se disponen. Para eludir este requerimiento las últimas técnicas permiten estimar el ZTD por modelización de los propios datos de una red de receptores GPS mediante complejos algoritmos de inversión (Duan et al., 1996), de donde restándole el ZHD se obtiene el ZWD. La base física de estas técnicas es la observación simultánea bajo diferentes ángulos de elevación de las señales emitidas por los satélites utilizando para ello una red de receptores que conformen una *baseline* larga (> 500 - 1000 Km). Así, es posible obtener el ZWD sobre la vertical de cada estación con un error cuadrático medio (*rmse*) de 5-20 mm, que equivale a precisiones

Caracterización del contenido de vapor de agua atmosférico

CON RECEPTORES GPS

de 1-3 mm en el cálculo del PWV. Partiendo del ZWD es posible estimar el PWV una vez calculada la temperatura media atmosférica pesada por la presión parcial del vapor de agua (Davis et al., 1985), pero esto implica conocer la distribución vertical del vapor de agua. No obstante, como la mayoría del vapor de agua está concentrado en las capas más bajas de la atmósfera (2-3 Km), es obvio pensar que esta temperatura media deba estar correlacionada con la temperatura en superficie (Bevis et al., 1992). Del análisis estadístico de 37179 perfiles de sondeos sobre la Península Ibérica se ha obtenido la siguiente expresión empírica entre esta temperatura media pesada por la presión de vapor y la de la superficie: $T_m \approx 61.92 + 0.75 T_s$. Esta expresión tiene un coeficiente de correlación R^2 de 0.69, un rmse de 3.19 °K, y unas bias de 0.06 mm. El error inducido en el PWV por esta estimación de la T_m a partir de la T_s es aproximadamente de un 1%. Sin embargo, este tipo de relaciones T_m - T_s pueden introducir un ciclo diario artificial en el PWV al no tener en cuenta el hecho de que la T_s tiene una variación diaria mucho mayor que la T_m (Wang et al., 2005). Para eliminar este ciclo artificial se puede utilizar una temperatura superficial suavizada (T_{ss}), por ejemplo conforme a la expresión $T_{ss} = 0.25 T_s + 0.75 T_{sm}$ (Morland et al., 2009), donde T_{sm} es la temperatura superficial media del día. Este cálculo del PWV es menos sensible a los errores en la temperatura que a los 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, aprox. 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, aprox. un 2%) (Hagemann et al., 2003).

La calidad de los datos de PWV obtenidos de las redes de GPS ha sido constatada por varios autores por comparación con sondeos (Wang y Zhang, 2008), con espectrómetros FTIR (*Fourier Transform Infrared*) (Schneider et al., 2009) o con radiómetros de microondas (Morland, 2009), estableciendo todos ellos un error entre 1 y 3 mm. Además, la adopción de un modelo de calibración absoluta del centro de fases de las antenas de los satélites y receptores GPS en noviembre del 2006 ha supuesto una gran mejora en la precisión (Ortiz de Galisteo et al., 2010).

La gran ventaja de los GPS a la hora de determinar el PWV es que pueden medir tanto de día como de noche y en todas las condiciones de tiempo atmosférico. Además, la proliferación de 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.

Caracterización del PWV sobre la Península

Partiendo de diez años (2002-2011) de datos de ZTD proporcionados por los receptores GPS del IGN (Instituto Geográfico Nacional) pertenecientes a EUREF (*European Reference Frame*), red asociada con el IGS, se ha realizado una caracterización del PWV sobre la Península Ibérica, obteniendo el ciclo medio anual

y diario de esta variable meteorológica. En los últimos años el número de estaciones ha aumentado considerablemente, pero de sólo diez de ellas se disponen de datos para todo el periodo de estudio, estas son: Alicante (alac), Almería (alme), Cáceres (cace), Coruña (acor), Creus (creu), Roquetes (ebre), San Fernando (sfer), Santander (cant), Valencia (vale), Villafranca (vill). Dentro de EUREF existen varios centros locales de análisis (LAC) que generan los datos de ZTD como un subproducto de las propias medidas de los receptores GPS. Los LACs procesan las medidas de los receptores GPS sobre una base semanal, generando un fichero en formato SINEX para cada día de la semana con los datos horarios del ZTD de todas las estaciones que procesan. En el caso del IGN los ficheros se denominan 'IGEsss.d.tro.z', donde 'sss' es el número de semana GPS y 'd' el día de la semana. Las semanas GPS comienzan a las 00:00 UTC de la noche del sábado al domingo, y empezaron a numerarse desde la semana que se inició la noche del sábado 5 al domingo 6 de enero de 1980. Para el procesamiento de las señales GPS el IGN utiliza el programa Bernese GPS Software y las órbitas precisas de los satélites proporcionadas por el IGS.

CICLO ANUAL DEL PWV

Para esta parte del estudio se trabajó con la serie de los valores medios mensuales de PWV de cada emplazamiento. La distribución de estas series presentó una mediana ligeramente menor que la media (aprox. 1 mm, un 5% o menos). Ambos estadísticos se situaron mayoritariamente a la derecha de la moda. Es decir, el centro de masas de la distribución está desplazado hacia la izquierda, presentando relativamente menos valores altos que bajos. Así mismo, la distribución resultó ser platicúrtica, i.e. los datos están menos concentrados alrededor de la media que en el caso de una distribución normal. El valor medio anual del PWV varió entre 14.5 y 20.0 mm, registrándose los valores más altos en los emplazamientos de costa, especialmente los de la costa mediterránea, y los más bajos en los emplazamientos

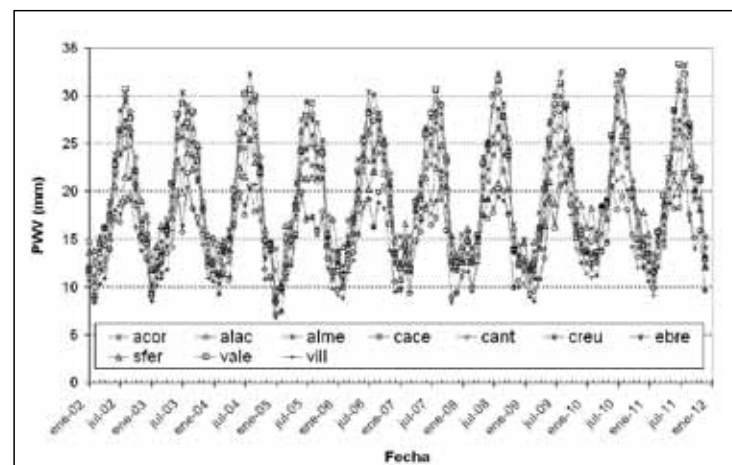


Figura 1.- Evolución temporal de las medias mensuales de las medidas de PWV.

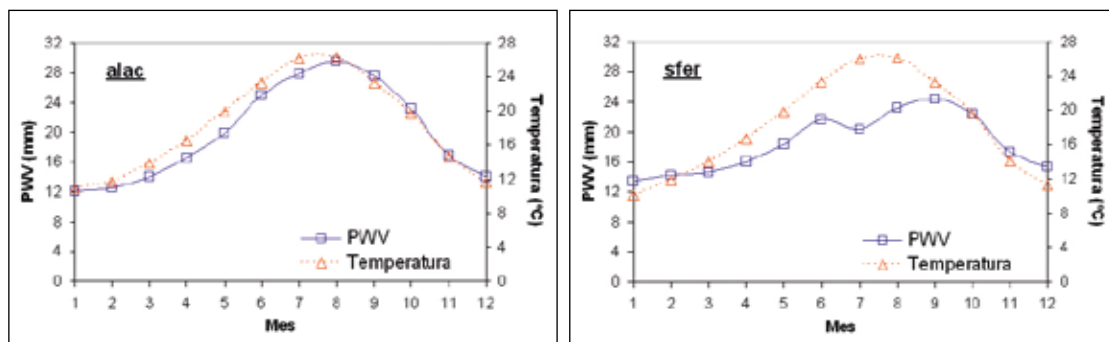


Figura 2.- Ciclo anual del PWV de Alicante y San Fernando.

tos del interior. También la variabilidad fue mayor en los emplazamientos de la costa mediterránea y menor en los del interior.

Si se representan estos valores medios mensuales a lo largo de todo el periodo de estudio (Figura-1), se observa como el PWV presenta un claro ciclo anual. En media, el PWV registra sus valores más bajos en los meses del invierno, aumenta durante la primavera hasta alcanzar su valor máximo hacia finales del verano, y disminuye durante el otoño de una manera más pronunciada. Solamente se observa un comportamiento singular para las estaciones situadas en el cuadrante suroeste, que consiste en la presencia de un mínimo relativo en el mes de julio. Este mínimo parece estar relacionado con la frecuencia de intrusiones de masas de aire de origen sahariano. De hecho, la evolución anual del Espesor Óptico de Aerosoles (AOD) en la estación de El Arenosillo de AERONET (*Aerosol Robotic Network*) presenta también un mínimo relativo en julio (Bennouna et

al., 2011). En las estaciones ubicadas más al norte, tanto en la costa como en el interior, el mínimo valor del PWV se registró en febrero, mientras que en el resto lo hizo en enero. Por su parte, el máximo de PWV se registró principalmente en el mes de agosto, retrasándose a septiembre para las estaciones más al sur. La amplitud del ciclo varió entre 8.9 y 18.7 mm, duplicando los valores máximos del verano a los mínimos del invierno. Las mayores amplitudes se registraron en la costa mediterránea (aprox. 15-19 mm) y las más bajas en los emplazamientos del interior (aprox. 9-10 mm) (Tabla-1). Así, la costa mediterránea se caracteriza por tener un ciclo anual con una amplitud y un valor medio del PWV altos; el interior por presentar los valores más bajos tanto del valor medio como de la amplitud; mientras que las zonas cantábrica y atlántica presentan valores intermedios entre los de las otras dos zonas.

Tabla 1.- Ciclo anual medio del PWV para cada estación (unidades en mm)

Estac.	Media	Máx.	Mín.	Ampl.
acor	18.5	24.5	12.4	12.2
alac	19.9	29.5	12.1	17.4
alme	19.0	27.0	12.1	14.9
cace	14.9	19.5	10.6	8.9
cant	18.7	26.9	11.6	15.2
creu	19.0	28.2	11.3	17.0
ebre	20.0	29.8	11.9	17.9
sfer	18.4	24.4	13.4	10.9
vale	19.9	30.3	11.7	18.7
vill	14.5	19.6	9.7	9.9

El régimen anual del PWV sigue bastante fielmente al de la temperatura, excepto por la presencia del mínimo relativo del PWV en julio en los emplazamientos del suroeste, y por un pequeño desfase en la ocurrencia del máximo, más patente en las estaciones de la costa mediterránea, alcanzándose el del PWV con posterioridad al de la temperatura (Figura-2). Mientras la temperatura suele alcanzar su valor máximo en el mes de julio, el PWV lo hace en el mes de agosto. En término medio cuanto mayor es la temperatura mayor es el PWV. Pero esto es sólo cierto para cada emplazamiento de forma individual. Cuando

comparamos distintas ubicaciones hay que considerar otros factores como la proximidad a la costa, el régimen de vientos, la altitud,..., que juegan un papel determinante. En el interior peninsular los valores medios de la temperatura máxima son similares a los de la costa mediterránea, siendo mayores que los de las costas cantábrica y atlántica. Sin embargo, el PWV máximo es el más bajo de todos. Es decir, en las estaciones del interior por mucho que en verano aumente la temperatura el PWV no aumenta en la misma proporción. Por el contrario, los valores mínimos si están más correlacionados. Tampoco la amplitud del ciclo del PWV guarda una proporcionalidad directa con el de la temperatura, sino que depende del carácter continental o marítimo de la estación. La variación de temperatura entre el invierno y el verano es máxima en el interior peninsular, pero la del PWV es mínima, mientras que en las costas ocurre a la inversa.

CICLO DIURNO DEL PWV

El conocimiento del ciclo diurno del PWV ha sido escaso por la ausencia de datos con la suficiente resolución temporal. Los receptores GPS permiten su estudio al suministrar datos durante todo el día con frecuencia horaria o incluso inferior. 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. El ciclo diurno se obtiene a partir de las anomalías horarias respecto del valor medio del día. De esta manera, la contribución al PWV debida a la situación sinóptica reinante se elimina, permaneciendo únicamente la contribución de aquellos factores que experimentan una variación cíclica a lo largo del día (Jakobson et al., 2009).

La Figura 3 muestra un ejemplo del ciclo diurno anual y estacional obtenido en este estudio. El PWV alcanzó su mínimo valor aproximadamente a la misma hora en todos los emplazamientos, entre las 04:30 y 05:30 UTC, mientras que el máximo se alcanzó en la segunda mitad del día, pero en este caso con una mayor dispersión en la hora. La amplitud de este ciclo varió entre 0.41 y 1.35 mm (3-7%), donde los valores más altos se registraron en las estaciones de la costa mediterránea, siendo el doble de los registrados en la costa atlántica o en el interior. En invierno el ciclo fue muy similar en todos los emplazamientos, mientras que en verano los efectos locales producen

Estac.	Inv.	Pri.	Ver.	Oto.
acor	0.88	0.45	1.23	0.89
alac	0.76	0.95	2.16	1.47
alme	1.07	1.00	2.41	1.77
cace	0.77	0.70	0.94	1.08
cant	0.84	1.06	2.38	0.74
creu	0.81	0.71	1.89	1.06
ebre	0.69	0.95	3.16	1.66
sfer	0.61	0.51	1.55	0.90
vale	0.63	1.15	3.19	1.59
vill	0.64	0.99	0.62	0.72

Tabla 2.- Amplitud del ciclo diurno del PWV para cada estación del año (unidades en mm)

Caracterización del contenido de vapor de agua atmosférico

CON RECEPTORES GPS

importantes diferencias. En termino medio el verano se caracterizó por una mayor amplitud de la onda (1.34 mm), describiendo una curva con un mínimo amplio que abarca desde las 6:30 UTC hasta las 9:30 UTC, y un máximo más pronunciado hacia el final del día (21:30 UTC). En invierno el ciclo fue débil, con una amplitud de sólo 0.67 mm, alcanzándose el máximo antes del mediodía (10:30 UTC). La primavera presentó también un ciclo diurno débil, con una amplitud similar a la del invierno pero con un comportamiento diferente. Por último, el otoño presentó un comportamiento más similar al del verano, pero con una amplitud menor, tomando un valor intermedio entre el invierno y el verano (0.99 mm), y con un cierto desfase, teniendo lugar los valores máximo y mínimo del ciclo diurno más pronto en otoño que en verano (Tabla-2). Estos resultados están en buena concordancia con los obtenidos por Wang et al. (2007) para la región europea, pero la amplitud es ligeramente mayor en la Península.

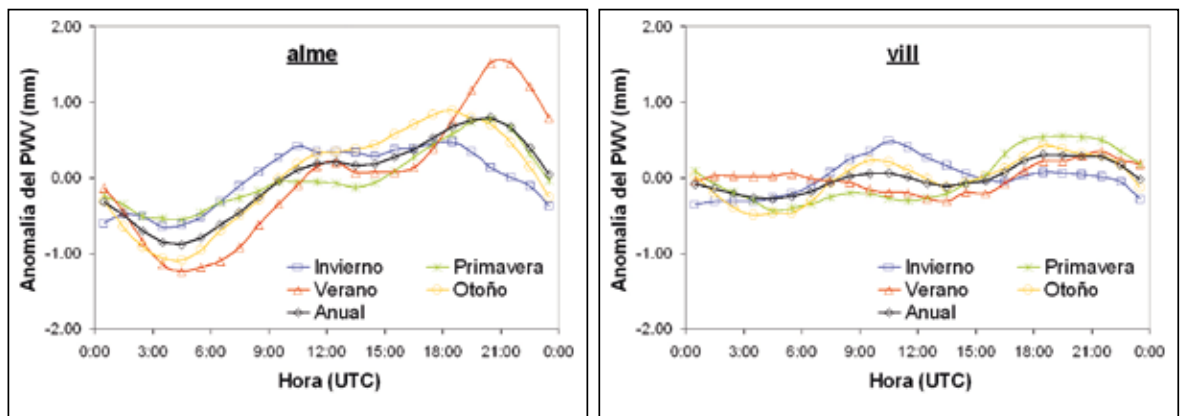
Los mecanismos que producen variaciones en el contenido de PWV se pueden clasificar en tres tipos: cambio de masa de aire a gran escala, evaporación y condensación en el seno de la masa de aire, y advecciones húmedas o secas por vientos locales. Las variaciones debidas a los cambios a gran escala de la masa de aire no siguen el patrón de un ciclo diurno, sino que están regidas por la situación sinóptica. Al promediar un gran número de días, las fluctuaciones de mayor periodo producidas por los cambios en la situación sinóptica se suavizan y desaparecen, permaneciendo sólo aquellas con periodos inferiores a las veinticuatro horas, que están relacionadas con el ciclo diurno de la intensidad de la radiación solar incidente (Wu et al., 2003). Esta es la causa última de los factores que determinan el ciclo diurno del PWV, como son: la temperatura superficial, la evapotranspiración (Dai et al., 1999b), las circulaciones locales del aire (Dai & Deser, 1999), la condensación y la precipitación (Dai et al., 1999a; Dai, 2001), o los movimientos verticales (Dai et al., 1999a). De estos, la temperatura es el factor más importante. El calentamiento diurno activa la evaporación, aumentando la cantidad de vapor de agua en la atmósfera. Además, conforme a la ecuación de Clausius-Clapeyron, cuanto mayor es la temperatura del aire mayor es la cantidad de vapor de agua que este puede contener sin que sobrevenga la condensación por saturación en su seno. Por la noche,

el enfriamiento nocturno provoca la condensación y por tanto la disminución del PWV. Pero el ciclo diurno de la temperatura por si solo sólo explicaría el ciclo del PWV durante la noche, pero no durante el día, donde se aprecia un claro desfase en la consecución del máximo entre ambos ciclos, más acusado en las estaciones costeras. En estas estaciones el ciclo diurno del PWV está fuertemente influenciado por la advección de humedad por las circulaciones térmicas locales (Li et al., 2008), provocando que el PWV continúe aumentando incluso después que la temperatura empiece a disminuir. El viento, además de favorecer la evaporación en las capas bajas junto al suelo, actúa como agente transportador de humedad de unas zonas a otras. Por ejemplo si estudiamos el ciclo en una estación como Valencia se observa que el máximo de PWV se alcanza aproximadamente a la misma hora a la que el régimen de brisas deja de soplar de mar a tierra. Durante el día las brisas soplan de mar a tierra al encontrarse ésta más caliente, son las 'brisas de mar', por tanto son vientos húmedos que aportan vapor de agua.

No se ha encontrado una correlación clara entre el ciclo diario de la precipitación y el del PWV. Es verdad que el calentamiento diurno está muy relacionado con el contenido de PWV, y que al mismo tiempo actúa como factor disparador de la convección. Sin embargo, a las latitudes a las que se encuentra la Península las precipitaciones más numerosas no son por convección térmica sino de origen frontal que no siguen un régimen diurno. Solamente la estación de Valencia presenta en otoño un incremento significativo en la precipitación durante la segunda mitad del día, cuando el PWV es mayor. En situaciones con precipitaciones intensas de carácter convectivo se ha mostrado el mismo patrón de comportamiento. Al tiempo que comienza a llover el PWV empieza a crecer de manera rápida (5-7 mm en 2-3 horas) hasta alcanzar su valor máximo con valores entre 40-45 mm, momento en el que las precipitaciones adquieren también su máxima intensidad para posteriormente disminuir ambos de forma pronunciada.

El ciclo diurno del PWV puede estar también influenciado por la nubosidad. Por ello, se dividieron los datos en dos grupos, uno correspondiente a los días con la mayor amplitud térmica (mayoritariamente días soleados), y otro con los de me-

Figura 3.- Ciclo diurno anual y estacional de Almería y Villafranca.



BIBLIOGRAFÍA

nor amplitud térmica (mayoritariamente días nublados). Como regla general se ha encontrado que para los emplazamientos costeros cuanto mayor es la amplitud térmica del día mayor es la amplitud del ciclo diurno del PWV, excepto en invierno. Por su parte, en los emplazamientos del interior cuanto mayor era la amplitud térmica menor era la amplitud del ciclo. La amplitud térmica juega un papel más relevante en la amplitud del ciclo diurno del PWV cuando hay una fuente ilimitada de vapor de agua y la intensidad de la radiación solar es alta. Estas condiciones no se dan en los emplazamientos del interior. En estos casos, otros factores como podrían ser el tipo de masa de aire o la inestabilidad de la atmósfera son más determinantes, resultando que los días con más baja oscilación térmica presentan mayor variación del PWV.

VARIABILIDAD DIARIA Y HORARIA DEL PWV

Uno de los rasgos característicos del PWV es su alta variabilidad temporal. Se definirá la variabilidad diaria como la dispersión de los datos horarios respecto al valor medio de cada día. No debe confundirse variabilidad diaria con ciclo diurno. La existencia de un ciclo diurno implica una variabilidad diaria, pero ésta puede ser también debida a cambios en la situación meteorológica que no siguen un patrón de comportamiento de un ciclo diurno. La variabilidad horaria se definirá como la dispersión de los datos de una hora con respecto al valor medio de la hora. Para esta parte del estudio se disponía de los datos cinco-minutales de ZTD generados por el IGS para cuatro estaciones peninsulares: San Fernando, Roquetes, Villafranca y Yebes.

El rango medio de variación diaria del PWV fue de 7.84 mm, un 46% sobre el valor medio del día. Los valores más bajos del rango se dieron en las estaciones del interior, mientras que los más altos tuvieron lugar en la costa mediterránea. La distribución de frecuencias del rango diario de variación presentó una pronunciada asimetría a derechas. El 50% de los días la variación oscila aproximadamente entre 5 y 10 mm en términos absolutos (28-57%), y para el 90% lo hace entre 3 y 16 mm (17-96%). El episodio con la mayor variación del PWV en veinticuatro horas tuvo lugar en la estación de San Fernando entre los días 13 y 14 de septiembre de 2006. En tres horas el PWV disminuyó 33.22 mm.

Respecto a la variabilidad horaria, el valor medio del rango de la variación se situó en 0.67 mm, o aproximadamente un 5% sobre el valor medio de la hora. No obstante, se han dado situaciones con cambios muy sustanciales en el PWV en muy poco tiempo. Así, se han llegado a registrar variaciones máximas de casi 10 mm. La distribución de frecuencias es similar a la de la variabilidad diaria. La frecuencia aumenta muy rápidamente para valores bajos de la variabilidad hasta alcanzar su valor modal. A partir de ese valor la frecuencia disminuye muy lentamente, registrándose valores muy altos de la variabilidad aunque con baja frecuencia. Esto hace que la media de la distribución quede a la derecha de la mediana, que a su vez está a la derecha de la moda. En término medio, el 50% de los datos del rango de variación se encuentra en el intervalo 0.33–0.85 mm (2-6%) alrededor de la mediana, y el 90% lo hace en el intervalo 0.16–1.63 mm (1-14%). El episodio con la mayor variación del PWV se registró en San Fernando el día 7 de marzo del 2007, cuando el PWV disminuyó 9.98 mm en sólo una hora, y 17.62 mm en dos.

- Bennouna YS, Cachorro VE, Toledano C, Berjon A, Prats N, Fuertes D, Gonzalez R, Rodrigo R, Torres B, de Frutos AM. 2011. Comparison of atmospheric aerosol climatologies over southwestern Spain derived from AERONET, MODIS and OMI. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 115, 1272-1284.
- Bevis M, Businger S, Herring TA, Rocken C, Anthes RA, Ware RH. 1992. GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor using the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.* 97, 15787-15801.
- Dai A, Deser C. 1999. Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence fields. *J. Geophys. Res.*, 104, 31,109– 31,125.
- Dai A, Giorgi F, Trenberth KE. 1999a: Observed and model-simulated precipitation diurnal cycle over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.*, 104, 6377–6402.
- Dai A, Trenberth KE, Karl TR. 1999b. Effects of clouds, soil moisture, precipitation and water vapor on diurnal temperature range. *J. Clim.*, 12, 2451–2473.
- Dai A. 2001. Global precipitation and thunderstorm frequencies, II, Diurnal variations. *J. Clim.*, 14, 1112–1128.
- Davis JL, Herring TA, Shapiro II, Rogers AE, Elgered G. 1985. Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modelling errors on estimates of baseline length. *Radio Sci.*, 20, 1593-1607.
- Duan J, Bevis M, Fang P, Bock Y, Chiswell S, Businger S, Rocken C, Solheim F, van Hove T, Ware R, McClusky S, Herring TA, King RW. 1996. GPS Meteorology: Direct Estimation of the Absolute Value of Precipitable Water. *J. Applied Meteorology*, 35, 830-838, 1996.
- Elgered G, Davis JL, Herring TA, Shapiro II. 1991. Geodesy by radio interferometry: Water vapor radiometry for estimation of the wet delay. *J. Geophys. Res.*, 96, 6541-6555, 1991.
- EUREF Permanent Network, <http://epncb.oma.be/>
- Hagemann S, Bengtsson L, Gendt G. 2003. On the determination of atmospheric water vapor from GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 108(D21), 4678.
- IGS International GNSS Service, <http://igsceb.jpl.nasa.gov/>
- Jakobson E, Ohvriil H, Elgered G. 2009. Diurnal variability of precipitable water in the Baltic region, impact on transmittance of the direct solar radiation. *Boreal Env. Res.* 14: 45–55.
- Li G, Kimura F, Sato T, Huang D. 2008. A composite analysis of diurnal cycle of GPS precipitable water vapor in central Japan during Calm Summer Days. *Theor. Appl. Climatol.*, 92, 15-29, DOI:10.1007/s00704-006-0293-x.
- Morland J, Collaud Coen M, Hocke K, Jeannot P, Mätzler C. 2009. Tropospheric water vapour above Switzerland over the last 12 years. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 5975-5988, 2009.
- Ortiz de Galisteo JP, Toledano C, Cachorro VE, Torres B. 2010. 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.
- Saastamoinen J. 1972. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in *The Use of Artificial Satellites for Geodesy. Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 15, edited by S. W. Henriksen, et al., pp. 247-251, AGU, Washington, D.C., 1972.
- Schneider M, Romero PM, Hase F, Blumenstock T, Cuevas E, Ramos R. 2009. 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.
- Wang J, Zhang L, Dai A. 2005. Global estimates of water-vapor-weighted mean temperature of the atmosphere for GPS applications. *J. Geophys. Res.*, 110, D21101.
- Wang J, Zhang L, Dai A, Van Hove T, Van Baelen J. 2007. 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
- Wang J, Zhang L. 2008. Systematic errors in global radiosonde precipitable water data from comparisons with ground-based GPS measurements. *J. Climate*, 21, 2218-2238.
- Wu P, Hamada J, Mori S, Tauhid YI, Yamanaka MD, Kimura F. 2003. Diurnal variation of precipitable water over a mountainous area of Sumatra Island. *J. Appl. Meteor.*, 42, 1107-1115.