

TREBALL FINAL DEL MÀSTER EN METEOROLOGIA  
UNIVERSITAT DE BARCELONA

Masa de agua precipitable, índices de inestabilidad e isocero  
en el Mediterráneo Occidental  
durante el Periodo de Observación Especial HyMeX-SOP1 (otoño de 2012)

10 ECTS

Ibai Campo Onandia

*Director: Dr. Joan Bech Rustullet*

Setembre de 2013

# Índice

Abstract.....	3
1 Introducción.....	4
1.1 Objetivos.....	4
1.2 Selección de variables de estudio.....	6
2 Metodología.....	9
2.1 Obtención de datos.....	9
2.2 Lectura de sondeos y cálculo de variables.....	9
2.3 Tratamiento estadístico de los resultados.....	11
3 Resultados y discusión.....	13
3.1 MAP.....	13
3.1.1 Caracterización general y comparación climatológica.....	13
3.1.2 Evolución temporal y correlación espacial.....	16
3.1.3 Distribución vertical.....	19
3.2 ÍNDICES KI, TT.....	21
3.3 ISOCERO.....	26
4 Resumen y conclusiones.....	28
5 Bibliografía.....	30
Anexo I: Código en C del programa raob_wyoming.....	31
Anexo II: Umbrales para interpretar los índices KI y TT.....	36

## **Abstract**

The first Special Observation Period (SOP1) of the HyMeX research program was carried out during autumn 2012 in the Western Mediterranean basin. It considered several target areas where moisture flows and precipitation events were studied in detail. Four radiosonde stations were used to derive Total amount of Precipitable Water (TPW), atmospheric instability indices, and freezing level during SOP1.

Average TPW was 0.5-1.5 standard deviations higher than last decade's average value. This positive anomaly was greater in mid-tropospheric levels than in the lower troposphere. Heavy precipitation events were observed in the presence of significantly high TPW content; however, high humidity and instability values did not always involve convective precipitation, since additional factors are needed in order to trigger convection. Freezing level presented significant fluctuations due to the intrusions of cold air masses, which became more and more frequent throughout the autumn.

# 1 Introducción

## 1.1 Objetivos

En el Mediterráneo Occidental no son infrecuentes los eventos meteorológicos convectivos de intensidad significativa, especialmente las lluvias intensas. Estas precipitaciones convectivas son frecuentes durante el otoño y representan una característica climatológica de la región (Tudurí y Ramis, 1997). Los eventos de lluvias intensas se dan preferentemente en condiciones atmosféricas concretas, como la presencia de masas de aire húmedas y cálidas que manifiestan un alto grado de inestabilidad estática.

El presente trabajo tiene como objetivo el análisis de variables relacionadas con la generación de precipitaciones intensas en el Mediterráneo Occidental durante el otoño de 2012. Se analizan en concreto la cantidad de masa de agua precipitable (MAP) y su relación con varios índices de inestabilidad atmosférica, como el K-Index (KI) y el índice Total de Totales (TT), así como la altitud de la isoterma de 0°C (isocero). Los valores obtenidos se comparan en referencia a la climatología de la última década, es decir, con los valores estadísticos del periodo 2003-2012.

El conocimiento de la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera es esencial por el papel que juega en los procesos meteorológicos. Las medidas integradas sobre la vertical se han calculado tradicionalmente a partir de los datos del perfil de humedad medidos con una radiosonda (Campmany et al., 2010). A partir de estos sondeos también se pueden obtener parámetros como los índices de inestabilidad, isocero etc. que son estudiados en el presente trabajo.

La selección geográfica y temporal del estudio se ha hecho con el propósito de que comprenda el periodo de estudio SOP1 del programa HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment). Este programa tiene como objetivo una mejor comprensión y cuantificación del ciclo hidrológico y los procesos relacionados en la cuenca mediterránea, con especial énfasis en los riesgos meteorológicos, la variabilidad interanual a decadal del sistema acoplado atmósfera-océano y las tendencias asociadas en el contexto del cambio global.

Dentro del programa HyMeX se lleva a cabo el monitoreo de variables atmosféricas, hidrológicas y oceánicas durante un largo periodo de observación (LOP o Long-term Observation Period), entre 2010-2020. Dentro de éste se anidan ventanas temporales más reducidas donde se realizan observaciones más exhaustivas, en una estrategia de observación basada en un esquema de 3 niveles de anidamiento (figura 1): El citado LOP, el EOP (Enhanced Observation Period) y los SOP (Special Observation Period).

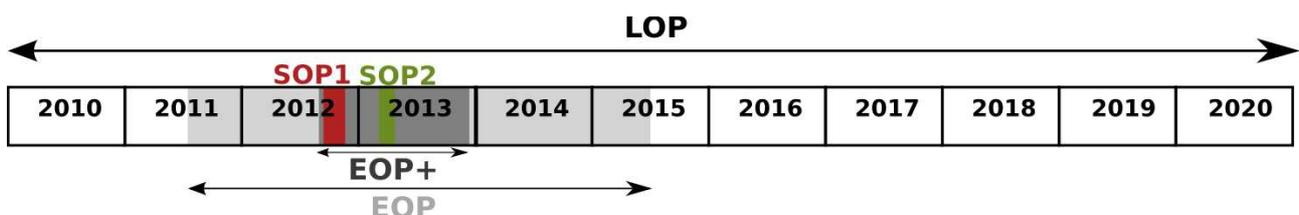


Figura 1: Periodos de Observación del programa HyMeX. Fuente: HyMeX. <<http://www.hymex.org/>>

Los Special Observation Periods (SOP) tienen una duración de varios meses durante los cuáles se llevan a cabo observaciones detalladas y específicas para estudiar los procesos clave del ciclo hidrológico en áreas delimitadas. En concreto el SOP1, entre el 5 de septiembre y el 6 de noviembre de 2012, está dedicado a las precipitaciones intensas y las inundaciones del tipo flash-flood en el Mediterráneo Noroccidental.

El presente trabajo abarca el otoño de 2012 en su acepción meteorológica, es decir, el trimestre que comprende los meses de septiembre, octubre y noviembre (del 01-09-2012 al 30-11-2012), de forma que incluye en su totalidad el periodo del SOP1. En cuanto a la distribución geográfica, se han seleccionado 4 estaciones pertenecientes a la red mundial de estaciones de radiosondeo, las cuáles se han considerado como las más representativas para el Mediterráneo Occidental: Nimes (Francia), Barcelona, Palma de Mallorca y Murcia (figura 2). Se trata en todos los casos de estaciones en ubicaciones costeras o cercanas al Mar Mediterráneo y en altitudes inferiores a los 100 m sobre el nivel del mar (tabla 1).

**Tabla 1: Altitud de las estaciones de radiosondeo**

Estación de radiosondeo	Altitud (m)
Murcia	62
Palma de Mallorca	41
Barcelona	98
Nimes	62



Figura 2: Mapa de la zona de estudio. Fuente: Elaboración propia.

## 1.2 Selección de variables de estudio

Las lluvias intensas de naturaleza convectiva se dan preferentemente en presencia de aire cálido en la troposfera, niveles muy altos de humedad, inestabilidad atmosférica relativamente grande, advección de aire cálido y valores muy altos de masa de agua precipitable en la baja troposfera. (Tudurí y Ramis, 1997). En este estudio los indicadores que se analizan son los relacionados con la cantidad de vapor de agua (MAP), la inestabilidad atmosférica (índices KI y TT), y la temperatura (isocero).

### Masa de agua precipitable de toda la columna (MAP)

Es la cantidad de vapor de agua integrada en la columna verticalmente desde el suelo hasta la cima de la atmósfera. La MAP se expresa normalmente en  $\text{kg m}^{-2}$  o la altura equivalente en mm si todo el vapor de agua de la columna se condensara (Campmany et al., 2010). La expresión formal comúnmente aceptada de la MAP es la siguiente:

$$MAP = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q dp \quad (1)$$

donde  $g$  es la aceleración debida a la gravedad,  $q$  es la humedad específica y  $p_0$  la presión en superficie.

Dentro de la MAP total se han diferenciado 2 niveles:

- Masa de agua precipitable en la baja troposfera (MAP-BT): Es la cantidad de vapor de agua presente en los niveles en los que la presión  $p > 850$  hPa, es decir, entre la superficie y el nivel de 850 hPa.
- Masa de agua precipitable en la media y alta troposfera (MAP-MT): Es la MAP confinada por encima del nivel de 850 hPa, es decir  $p < 850$  hPa. La preferencia en la utilización del acrónimo MT (Media Troposfera) es debida a que prácticamente la totalidad del vapor de agua se concentra por debajo de los 500 hPa.

Cuando la baja troposfera presenta un alto contenido en vapor de agua es cuando se dan las mejores condiciones para fenómenos de tiempo severo (Tous y Romero, 2006). La presencia de aire muy húmedo en la baja troposfera es también un ingrediente necesario para la formación de tornados (Romero et al., 2007).

En Europa las principales fuentes del vapor de agua son el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico, que son las áreas donde se encuentra el aire más húmedo. El Mar Mediterráneo está relativamente caliente a lo largo del año, lo que favorece la evaporación incluso en invierno; en cambio el Atlántico mantiene una temperatura elevada de la superficie marina tan solo en su sector más meridional, en las latitudes de la Península Ibérica. En consecuencia, los valores más altos de MAP-BT en Europa se encuentran sobre la cuenca mediterránea, y sobre el Atlántico, a oeste de la Península Ibérica, con un máximo estacional durante la época en la que la superficie del agua del mar es más caliente (Romero et al., 2007).

En la figura 3 se observa la distribución espacial de la MAP-BT para el agosto calculada por Romero et al. (2007). Obsérvense los valores típicamente altos del Mediterráneo Occidental, así como su alta variabilidad. En general la variabilidad en la cantidad de vapor de agua es mayor sobre el continente que sobre el océano en respuesta a los cambios en la dirección del viento (marítimo o continental).

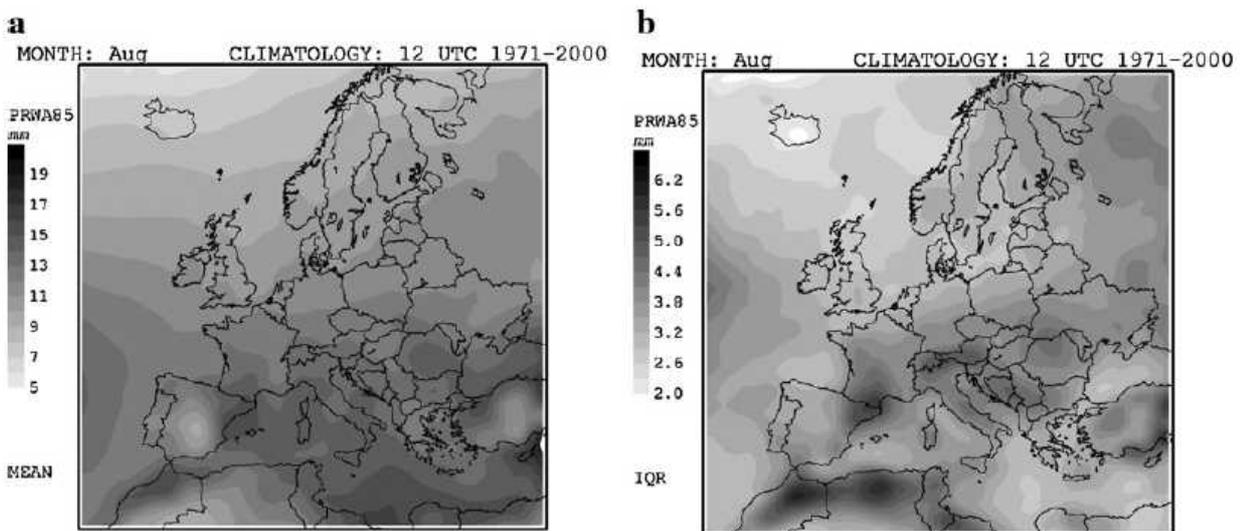


Figura 3: Distribución de la MAP-BT en agosto. Climatología 1971-2000. a) Promedio. b) Rango intercuartil.  
Fuente: Romero et al., 2007.

Algunos estudios concluyen que hay índices relacionados con los fenómenos de tiempo severo que no son representativos en sus valores absolutos sino que lo son cuando se consideran en comparación con las medidas climatológicas. Por ejemplo, Romero et al. (2007) han determinado que si bien la MAP-BT es una variable dominante para el diagnóstico de tornados, los valores absolutos por sí mismos no son muy indicativos de la idoneidad de este índice, ya que presentan un amplio rango de valores en la ocurrencia de eventos de tornados. Sin embargo cuando estos valores fueron considerados de acuerdo a su climatología mensual, se observó que la mayoría de eventos estudiados presentaban un MAP-BT sobre el percentil del 80%, y prácticamente la mitad de ellos sobre el percentil del 90%.

### Índices de inestabilidad K Index (KI) y Total Totals Index (TT)

El diagnóstico de eventos convectivos incluye el estudio de la estabilidad estática de las masas de aire, tradicionalmente realizada mediante el análisis de datos de radiosondeo, lo cuál es una tarea habitual de los servicios meteorológicos en sus funciones de predicción. Uno de los objetivos más importantes de este tipo de análisis es determinar la probabilidad de desarrollos convectivos y estimar su intensidad. En este sentido se han diseñado una gran cantidad de índices de inestabilidad para tratar de estimar estas características de manera rápida y sencilla (Tudurí y Ramis, 1997). Entre estos, el K Index (KI) y Total Totals Index (TT), formulados por George (1960) y Miller (1972) respectivamente, son índices que no consideran explícitamente la evolución de ninguna partícula,

sino que más bien enfatizan el perfil térmico y de humedad de la masa de aire (Tudurí y Ramis, 1997).

Estos índices se calculan a partir de las temperaturas ( $T$ ) y de las temperaturas del punto de rocío ( $Td$ ) para los niveles de 850 hPa, 700 hPa y 500 hPa:

$$KI = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (2)$$

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2 \times T_{500} \quad (3)$$

### **Altitud de la isoterma 0°C (Isocero)**

Se trata del primer nivel de altitud en que la temperatura del aire es de 0°C. Es un indicador muy general de la evolución de la temperatura de la masa de aire, si bien es verdad que su representatividad queda limitada localmente ya que no ofrece una información representativa o promediada del perfil térmico.

## 2 Metodología

### 2.1 Obtención de datos

Las variables de estudio han sido calculadas por medio de los radiosondeos realizados en las citadas estaciones del Mediterráneo Occidental. Los datos de los radiosondeos se han obtenido a través del servidor del Departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Wyoming:

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

(University of Wyoming, Department of Atmospheric Science)

Por norma general se realizan 2 sondeos diarios, correspondientes a las 00:00 y 12:00 UTC. En algunos casos puede ocurrir que uno de los dos sondeos diarios (raramente los dos) no esté disponible. Por otro lado, puede haber días en los que se han llevado a cabo sondeos adicionales o fuera de las horas convencionales, generalmente a las 06:00 y 18:00 UTC.

Para contextualizar los datos obtenidos y hacerlos comparables con un serie más larga, se han calculado también unos valores climatológicos, en base a los valores estadísticos de los últimos 10 años (periodo 2003-2012). El caso de Barcelona supone una excepción, ya que en el servidor solo hay datos disponibles a partir del 14/11/2007. Por tanto, en este último caso la climatología se ha determinado para el quinquenio 2008-2012.

Los valores climatológicos se han calculado para el año completo (enero-diciembre), de forma que es posible comparar los valores del otoño en relación al ciclo anual.

### 2.2 Lectura de sondeos y cálculo de variables

El cálculo de variables a partir de 2 sondeos diarios durante 10 años y para 4 estaciones implica el manejo de una gran cantidad de datos (lectura de cerca de 25.000 sondeos) que exige por lo tanto un tratamiento informatizado. Para ello se ha desarrollado un programa en lenguaje C, denominado como *raob\_wyoming* y que permite la lectura de los radiosondeos y el cálculo de las variables atmosféricas para este trabajo. El código de *raob\_wyoming.c* se incluye en el anexo I.

Los archivos ASCII proporcionados por la Universidad de Wyoming contienen los datos de los radiosondeos de una estación para el periodo máximo de un mes. El programa lee estos datos y lleva a cabo los cálculos de variables. La salida del programa es una línea por cada sondeo, que contiene por una lado los datos identificativos del sondeo (estación, año, mes, día y hora), y por otro lado el resultado de las variables calculadas para dicho sondeo.

El cálculo de las variables se lleva a cabo de la siguiente manera:

**Masa de agua precipitable de toda la columna (MAP).** Es la cantidad de vapor de agua integrada en la columna vertical desde el suelo hasta la cima de la atmósfera. La radiosonda registra

los datos en la vertical de forma discreta, es decir, para un número finito de niveles. Por lo tanto, se calcula la integral en la vertical discretizada por estratos (Campmany et al., 2010):

$$MAP = \frac{1}{g} \sum_{i=1}^n q_i \Delta p_i \quad (4)$$

donde  $g$  es la aceleración debida a la gravedad,  $n$  es el número de estratos atmosféricos considerado y  $q_i$  es la humedad específica media correspondiente al estrato  $i$  con un incremento de presión  $\Delta p_i$ .

La humedad específica no es una medida directa de la radiosonda, sino que ha de calcularse a partir de la temperatura de rocío ( $T_d$ ). Primeramente se calcula la presión de vapor ( $e$ ) mediante la fórmula propuesta por Bolton (1980):

$$e(T_d) = 6,112 \exp\left(\frac{17,67 T_d}{T_d + 243,5}\right) \quad (5)$$

donde  $T_d$  viene dado en °C y  $e$  viene dado en hPa.

A partir de la presión de vapor se calcula la razón de mezcla ( $r$ ):

$$r = \varepsilon \frac{e}{p - e} \quad (6)$$

donde  $p$  es la presión atmosférica y  $\varepsilon=0,622$ , que viene definido por el ratio entre las constantes de gases del aire seco y del vapor de agua.

Por último, se calcula la humedad específica ( $q$ ) para cada nivel:

$$q = \frac{r}{1+r} \quad (7)$$

A la hora de integrar en la ecuación (4), se necesita conocer  $q_i$ , es decir, la humedad específica media correspondiente al estrato  $i$ . La humedad media del estrato se ha calculado utilizando el promedio ponderado por el logaritmo de la presión (Hart, 2011):

$$\bar{q} = \frac{q_1 \ln p_1 + q_2 \ln p_2}{\ln p_1 + \ln p_2} \quad (8)$$

donde  $\bar{q}$  es la humedad media del estrato comprendido entre los niveles de presión  $p_1$  y  $p_2$ , donde las humedades específicas son  $q_1$  y  $q_2$  respectivamente.

Para el cálculo de la MAP total los límites de integración son la superficie y el último nivel con mediciones de humedad disponible en el sondeo. Este valor (nivel superior de presión) se guarda como dato para después poder filtrar valores de MAP no realistas.

**Masa de agua precipitable en la baja troposfera (MAP850).** Se calcula igual que la MAP pero tomando como límites de integración la superficie y el nivel de 850 hPa. Esta variable se ha denominado como MAP-BT en la discusión de los resultados. La masa de agua precipitable en la media y alta troposfera (MAP-MT) se ha calculado restando la MAP850 a la MAP total.

**Índices de inestabilidad KI y TT.** Para su cálculo es suficiente disponer de los valores de temperatura del aire ( $T$ ) y temperatura del punto de rocío ( $Td$ ) en los niveles de 850 hPa, 700 hPa y 500 hPa. Normalmente el radiosondeo está configurado de tal forma que aporta directamente estos datos para los citados niveles. En los casos en que no es así, se calculan por interpolación.

**Isocero.** Es el primer nivel de altitud en que la temperatura desciende hasta los 0°C. Una vez se ha verificado que la temperatura del aire en la superficie es positiva, se busca el primer nivel donde la temperatura del aire se haga negativa. La isocero se encuentra mediante interpolación lineal entre dicho nivel y el inmediatamente anterior. En caso de que la temperatura del aire en la superficie fuese negativa, se aplicaría el gradiente térmico vertical de la atmósfera tipo internacional ( $\alpha = -\partial T/\partial z = 0,65^\circ\text{C}/100\text{m}$ ) para encontrar la isocero.

### **Filtrado de datos**

En los casos en los que la radiosonda deja de suministrar datos ya a niveles muy bajos de altitud, se corre el riesgo de tomar como válidos cálculos que no responden a la realidad. Por ejemplo, valores de MAP muy bajos por un fallo de la radiosonda en niveles cercanos a la superficie llevarían a la falsa interpretación de una atmósfera muy seca. Además de que la ausencia de valores de temperatura a ciertos niveles da lugar a equívocos entre valores de distintos sondeos. Para evitar este tipo de problemas se realiza un filtrado de los sondeos que fallan o dejan de registrar mediciones a niveles de la baja troposfera. En concreto, se eliminan los valores calculados de MAP y MAP850 si las mediciones no llegan al nivel mínimo de 850 hPa; tampoco se dan por válidos los cálculos de KI y TT si no hay mediciones para el nivel de 500 hPa, y la isocero si la temperatura del nivel más alto medido es positiva.

Estos valores considerados como erróneos se codifican como -999 (y así evitar que se les asigne el valor 0 por defecto). Los elementos filtrados han sido un total de 91 valores de MAP/MAP850 (0,35% del total de datos), 676 datos de KI/TT (2,56% del total) y 559 valores de isocero (2,12% del total). La mayoría de datos eliminados (72%) corresponden a la estación de Murcia.

## **2.3 Tratamiento estadístico de los resultados**

Los resultados obtenidos han sido tratados estadísticamente en una hoja de cálculo. El tratamiento ha sido el siguiente.

Los datos codificados como -999 por tratarse de datos no disponibles, se eliminan, dejando la celda vacía. Es importante que estos datos no sean interpretado erróneamente como iguales a 0 (cero).

Por otro lado se realiza un filtrado manual de sondeos erróneos (por ejemplo valores de isocero entre -13.000 y -15.000 m), que son debidos a deficiencias en los sensores. Los datos eliminados han sido 14 (0,05% del total).

Una vez depurada la serie de datos, se realiza el cálculo de valores estadísticos. Se calculan las estadísticas para la serie de los últimos 10 años. Se realiza un cálculo independiente para cada entrada, que en este caso equivale al lanzamiento efectuado cada 12 horas, en un año climatológico entero, es decir, para las 00Z y 12Z de cada día, desde el 1 de enero al 31 de diciembre. A efectos prácticos se ignoran los 29 de febrero de años bisiestos por lo que resultan 730 entradas al año.

Para cada entrada se calculan:

- Mínimo (MIN)
- Percentil 25 ( $P_{25}$ ) o primer cuartil ( $Q_1$ )
- Percentil 50 ( $P_{50}$ ), segundo cuartil ( $Q_2$ ) o mediana
- Percentil 75 ( $P_{75}$ ) o tercer cuartil ( $Q_3$ )
- Máximo (MAX)
- Promedio (PROM)

Se representa la evolución anual de estas estadísticas (curvas MIN,  $P_{25}$ ,  $P_{50}$ ,  $P_{75}$  y MAX) mediante sombreados, sobre los cuáles se plotea la curva correspondiente al otoño de 2012. Debido a que las fluctuaciones temporales son muy grandes y ello dificulta la lectura de la gráfica, se ha optado por suavizar las curvas aplicando una media móvil con una ventana temporal de 1 semana. Es decir, que para cada entrada se representa el promedio semanal de las máximas, mínimas y cuartiles, centrado en dicha entrada (promedio de los valores considerando  $3 \frac{1}{2}$  días por delante y  $3 \frac{1}{2}$  días por detrás).

En el caso de la MAP se ha comprobado visualmente a través de histogramas que los datos se acercan a una distribución normal, por lo que se ha calculado también el valor promedio (PROM) para cada entrada, que a pesar de no representarse gráficamente, sí se ha utilizado para estimar los promedios para todo el otoño, tanto el de 2012 como el de todos los años de la serie climatológica.

## 3 Resultados y discusión

### 3.1 MAP

#### 3.1.1 Caracterización general y comparación climatológica

El promedio de la masa de agua precipitable (MAP) durante el otoño de 2012 alcanzó los 25,65 mm en Palma de Mallorca, 23,88 mm en Murcia, 23,24 mm en Barcelona y 21,87 mm en Nimes.

Tabla 2: Valores de la MAP

	MAP		
	Otoño 2012	Otoño climatológico <sup>1</sup>	Anomalía 2012
	mm	$\bar{x} \pm \sigma$ mm	Desviaciones típicas ( $\sigma$ )
Palma de Mallorca	25,65	23,38 $\pm$ 1,48	+1,54 $\sigma$
Nimes	21,87	20,78 $\pm$ 2,22	+0,49 $\sigma$
Murcia	23,88	21,32 $\pm$ 1,98	+1,30 $\sigma$
Barcelona	23,24	21,60 $\pm$ 1,23	+1,33 $\sigma$

Estos valores indican que el otoño de 2012 fue más húmedo de lo normal en términos de MAP presente en la atmósfera. En comparación a la media climatológica de los últimos 10 años, el otoño 2012 presenta unos valores de MAP que se sitúan entre 0,49 (Nimes) y 1,54 (Palma de Mallorca) desviaciones típicas por encima del promedio de la serie (tabla 2).

Las gráficas que se presentan a continuación (figuras 5-8) muestran la evolución anual de las variables estadísticas (mínimos, máximos y cuartiles) promediados en una ventana temporal de una semana. Sobre ellos se han representado los datos correspondientes al otoño de 2012.

La figura 4 es una leyenda para la interpretación de las gráficas. Obsérvese que en el caso de las figuras que muestran la evolución anual completa (enero-diciembre), con el fin de facilitar la lectura tan solo se representan los valores promediados semanalmente. Las gráficas que se limitan a representar el periodo otoñal (septiembre-noviembre) incluyen además los valores absolutos de los sondeos del otoño de 2012 así como los extremos absolutos correspondientes al periodo climatológico.

1 Promedio de los otoños 2003-2012 (2008-2012 en el caso de Barcelona).

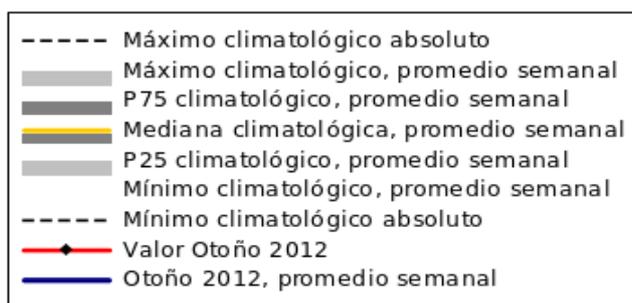


Figura 4: Leyenda general para la interpretación de las gráficas.

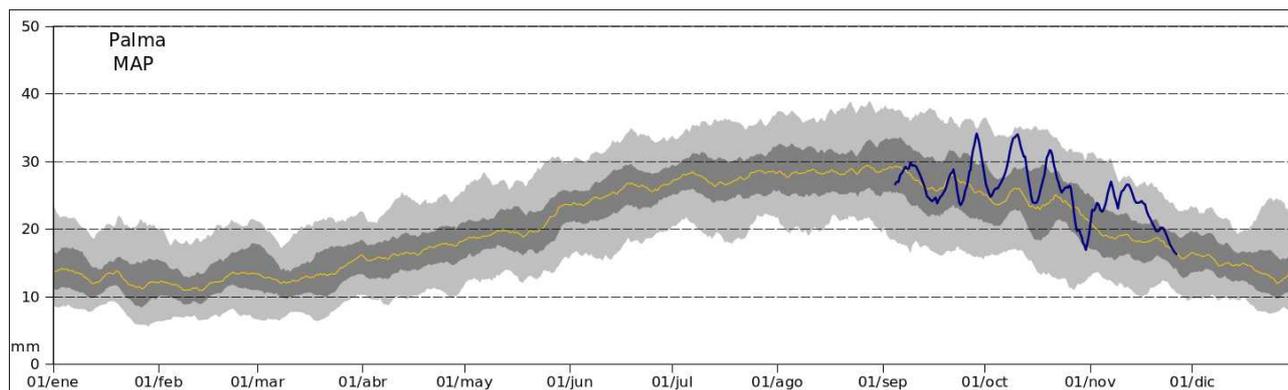


Figura 5: MAP en Palma de Mallorca. Evolución climatológica anual y datos del otoño 2012 (promedios semanales).

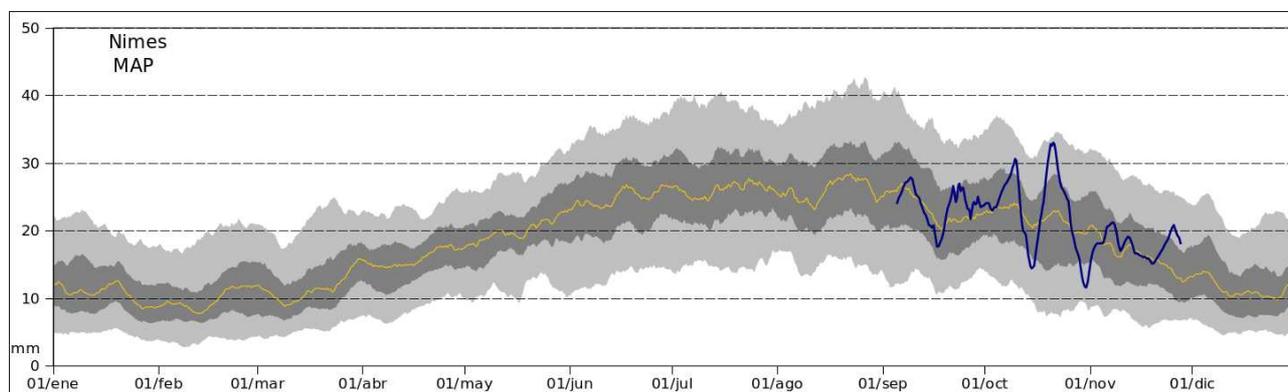


Figura 6: MAP en Nimes. Evolución climatológica anual y datos del otoño 2012 (promedios semanales).

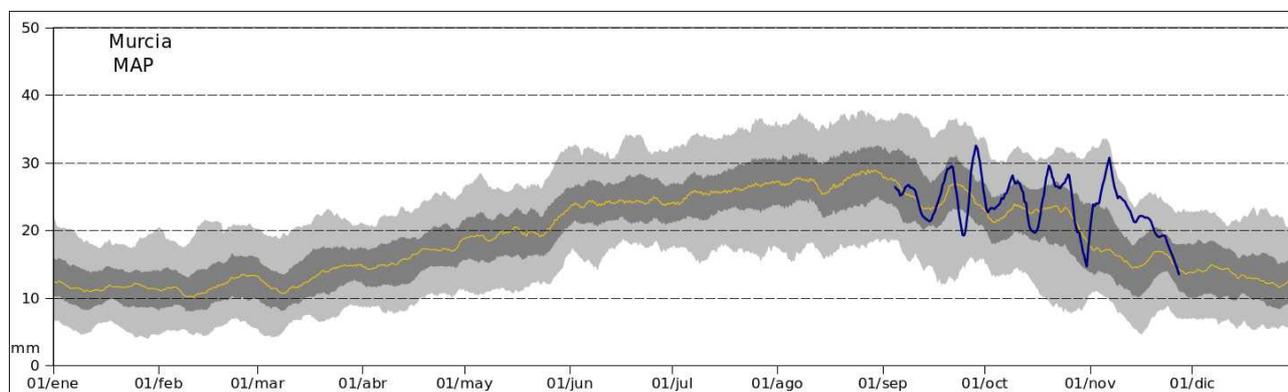


Figura 7: MAP en Murcia. Evolución climatológica anual y datos del otoño 2012 (promedios semanales).

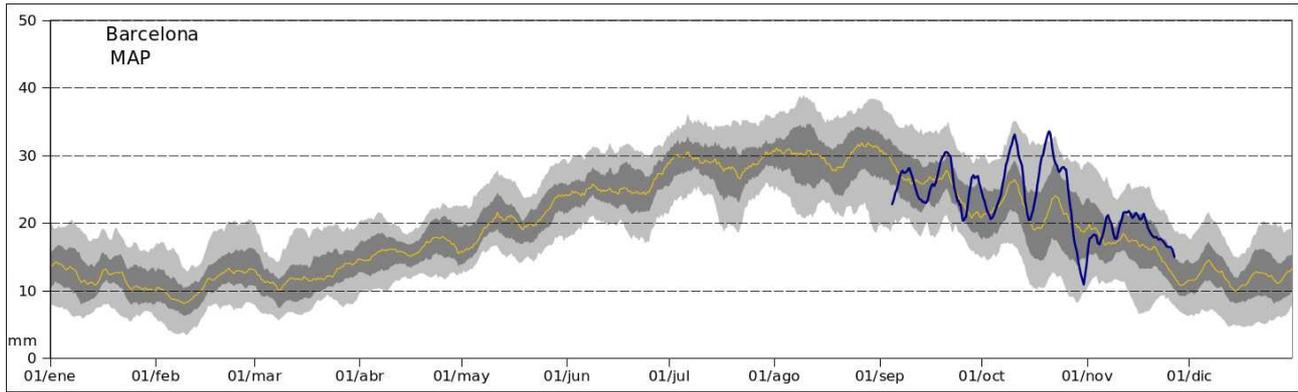


Figura 8: MAP en Barcelona. Evolución climatológica anual y datos del otoño 2012 (promedios semanales).

Se aprecia claramente que la evolución de la MAP a lo largo del año muestra un marcado ciclo estacional, en coherencia con los resultados obtenidos por Campmany et al. (2010) para la MAP de Barcelona. Los valores son mínimos durante el invierno, aumentan durante la primavera y el verano, y alcanzan su máximo al final del verano (finales de agosto, principios de septiembre). A partir de septiembre los valores empiezan a disminuir, y lo hacen a una tasa más rápida que a la que habían aumentado. La humedad disponible en la atmósfera es consistente con la evolución de la temperatura de la superficie del mar (Romero et al., 2007).

Los valores de invierno, aún siendo los mínimos del año, siguen siendo considerables. Durante el invierno el promedio semanal de la MAP raramente baja de los 10 mm, y solo lo hace en las estaciones más septentrionales: Barcelona y Nimes. El Mar Mediterráneo se encuentra relativamente caliente incluso en invierno y ello explica su gran potencial como fuente de evaporación a lo largo de todo el año (Romero et al., 2007). Es también reseñable que la variabilidad de los valores es mayor durante las estaciones de verano y otoño.

Por otro lado, hay que destacar que en las mediciones de la MAP no se ha identificado el ciclo diario.

### 3.1.2 Evolución temporal y correlación espacial

En las siguientes figuras (figuras 9-12) se representa la evolución detallada del MAP para el otoño de 2012.

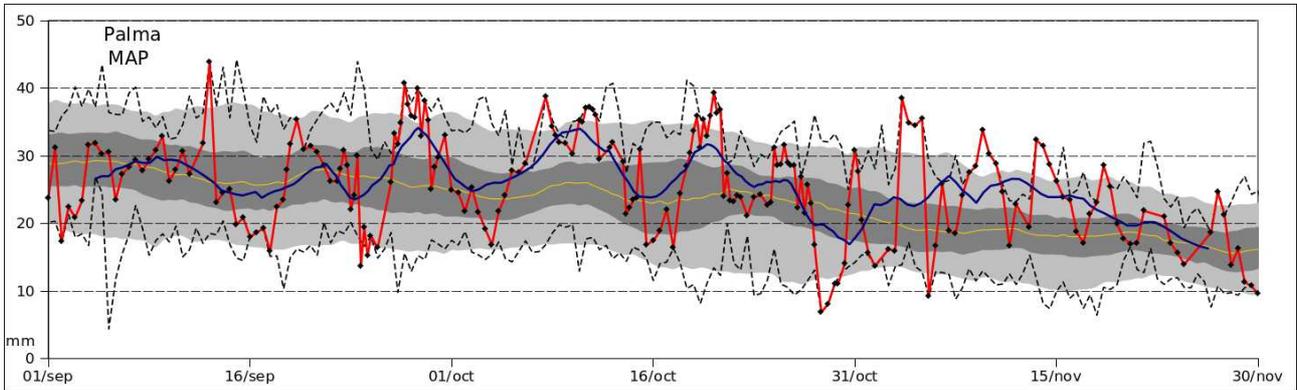


Figura 9: MAP en Palma de Mallorca. Datos de otoño de 2012 y comparación con los valores climatológicos.

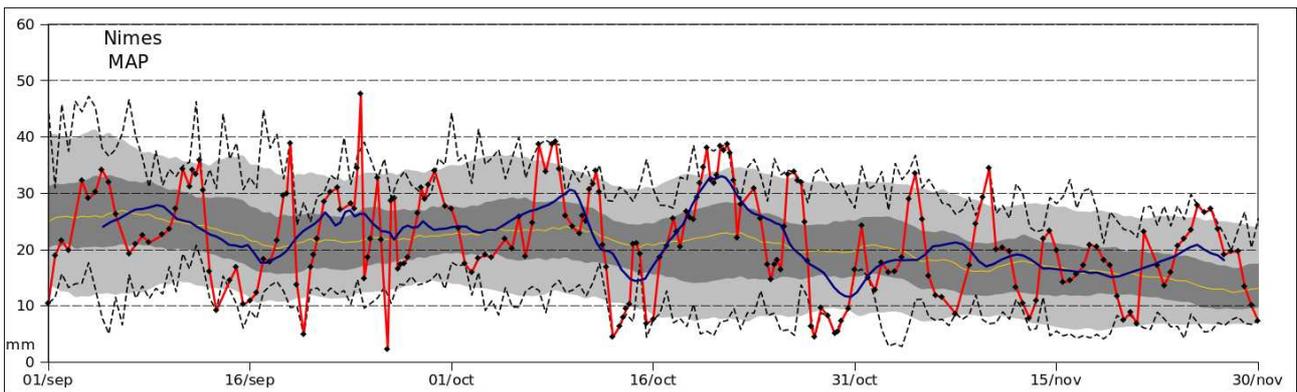


Figura 10: MAP en Nimes. Datos de otoño de 2012 y comparación con los valores climatológicos.

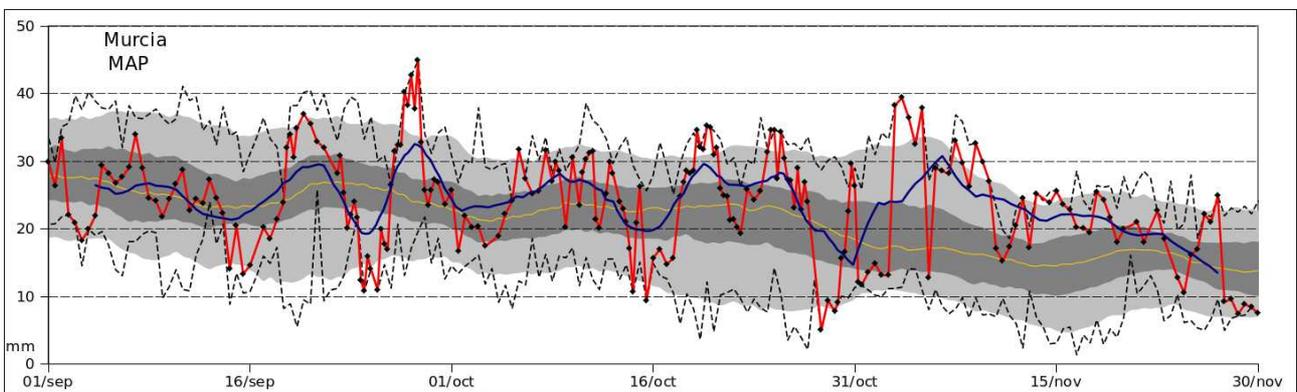


Figura 11: MAP en Murcia. Datos de otoño de 2012 y comparación con los valores climatológicos.

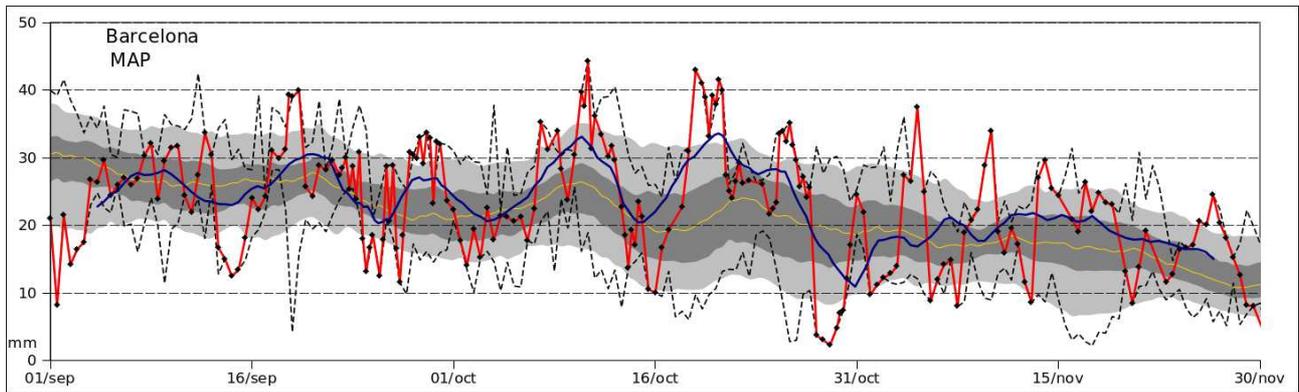


Figura 12: MAP en Barcelona. Datos de otoño de 2012 y comparación con los valores climatológicos.

Si se considera la evolución de la MAP en el conjunto de las 4 estaciones de radiosondeo (figura 13), se observa un comportamiento bastante bien correlacionado entre ellas.

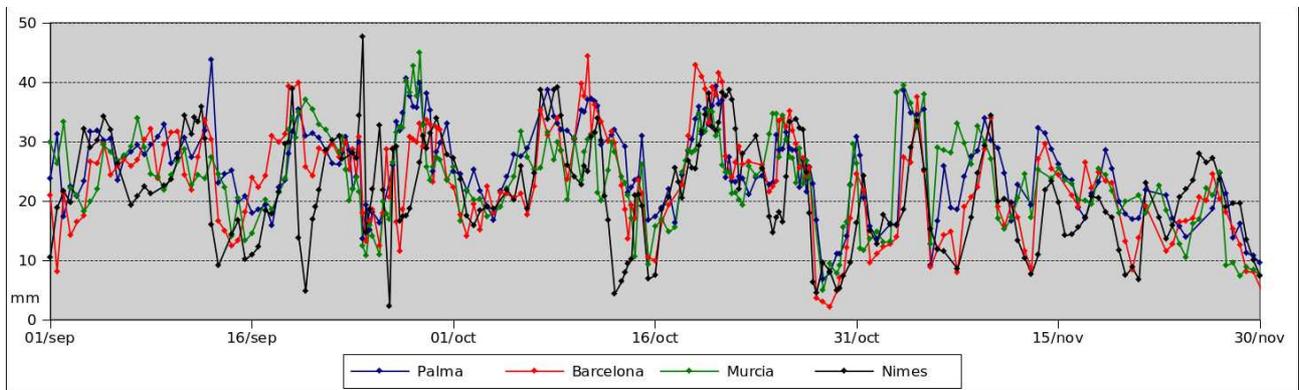


Figura 13: Evolución de la MAP en las 4 estaciones de radiosondeo. Otoño de 2012.

En la tabla 3 se muestran los coeficientes de correlación calculados por parejas de ciudades para los valores del otoño de 2012. La correlación es, como era de esperar, positiva y tanto mayor cuanto más cercanas las estaciones entre sí. El nivel de significación estadística es muy alto, atendiendo el elevado número de observaciones.

**Tabla 3: Correlación de la MAP entre estaciones de radiosondeo, otoño 2012**

Correlaciones	Nimes	Barcelona	Murcia
Palma	0,53	0,75	0,74
Nimes		0,65	0,31
Barcelona			0,57

El comportamiento común a todas las estaciones es una tendencia de la MAP a disminuir a lo largo del otoño, en consonancia con lo que ya se ha comentado sobre el ciclo anual de la MAP. Los datos muestran también grandes fluctuaciones en intervalos de tiempo relativamente cortos. Aún así, es posible identificar fluctuaciones de un orden temporal tal que podrían asociarse a fenómenos de la

escala sinóptica y que estarían relacionados con cambios en la dirección del flujo dominante, que condiciona la humedad disponible en función de su origen marítimo o continental. Romero et al. (2007) afirman que la variabilidad de la MAP en la baja troposfera es mayor sobre el continente que sobre el océano, como consecuencia lógica de que la cantidad de vapor de agua en las masas de aire que yacen sobre el mar es relativamente constante, mientras que sobre tierra la cantidad de humedad es más variable en respuesta a la dirección cambiante del flujo.

Dentro del periodo HyMeX-SOP1 (otoño 2012) se pueden identificar episodios destacables por sus valores máximos comunes a todas las estaciones. Se han identificado algunos de estos episodios y se han tratado de relacionar con los IOP (Intensive Observation Periods), que son periodos más cortos (uno o varios días) donde se realizan observaciones adicionales, generalmente por la presencia de eventos meteorológicos de un interés especial (HyMeX, 2012):

- 19/sep: No se activó ningún Periodo de Observación Intensiva (IOP).
- 28-29/sep: IOP8.
  - IOP8: Episodio de inundaciones en Andalucía y Murcia provocadas por precipitaciones asociadas al paso de una depresión aislada en niveles altos (DANA) que afectaron gravemente zonas de Andalucía y Murcia, así como posteriormente Valencia, Catalunya, y en menor medida las Baleares. La precipitación acumulada localmente superó los 200 mm en 24 horas en Málaga y Murcia. Se reportó la observación de un tornado en Gandía (Valencia).
- 10-12/oct: IOP12.
  - IOP12a (11-12/oct): Desarrollo de Sistemas Convectivos Mesoescalares en presencia de una profunda vaguada en el Atlántico que abarcaba desde el nivel de superficie hasta los 500 hPa y que se extendió de forma más débil hasta el Mediterráneo Noroccidental, induciendo la convergencia de aire cálido y húmedo en niveles bajos. Afectaron a Catalunya, el Sur de Francia (Provenza y Côte d'Azur), Córcega y centro de Italia, con precipitaciones de 40-50 mm en pocas horas, localmente de hasta 70 mm.
  - IOP12b (12/oct): Convección organizada en las Islas Baleares, Valencia y Catalunya, con precipitaciones acumuladas de más de 100 mm en 24 horas en puntos de Mallorca y Valencia.
- 19-21/oct: IOP15.
  - IOP15: Episodio de 3 días asociado a una vaguada alargada en el campo de geopotencial a 500 hPa situada sobre Portugal (20/oct) que evolucionó hacia una depresión aislada en niveles altos sobre Gibraltar (21/oct) y que se propagó hacia Catalunya (22/oct) y posteriormente Cerdeña, generando lluvias intensas que afectaron sucesivamente el Levante español, Sudeste de Francia y Córcega/Cerdeña. El IOP15a se centró en el evento de precipitaciones intensas que se dieron en la tarde del 20/oct sobre Valencia y Catalunya, que localmente excedieron los 100 mm/h.
- 3-4/nov: No se activó ningún Periodo de Observación Intensiva en la zona de estudio. Sí se hizo sin embargo en zonas de Italia (IOP19).
  - IOP19: Centrado en las lluvias intensas que afectaron el Noroeste de Italia (Liguria), generando localmente inundaciones súbitas (*flash-flooding*).

A parte de la evolución más o menos común a todas las estaciones es reseñable el comportamiento excepcional que presenta la estación de Nimes, durante los días 21-25/sep, donde se desvía

claramente del comportamiento de las demás estaciones. Es remarcable el dato máximo de MAP registrado el 24/sep en Nimes, el cual se puede relacionar con el episodio de fuertes tormentas que afectaron el Sur de Francia (IOP6):

- IOP6: Una perturbación asociada a la vaguada de geopotencial a 500 hPa sobre Europa Occidental pasó sobre Francia y el Norte de Italia durante el día induciendo un flujo de aire cálido del Suroeste y advección fría en niveles altos, causando una intensa actividad convectiva acompañada de tormentas que afectó el Sudeste de Francia y posteriormente el Noroeste y Nordeste de Italia. La precipitación registrada en Francia fue del orden de 100 mm en 24 horas, con picos de intensidad de 50-60 mm/hora.

Se observa también un máximo excepcional de MAP en Palma de Mallorca el día 13/sep:

- IOP 2: Una vaguada que abarcaba desde el Norte de Europa hasta Francia se desplazó hacia el este junto con el frente frío asociado a ella. Un sistema convectivo se desarrolló en la zona del Cabo de Creus, con posteriores desarrollos convectivos a lo largo de la costa, desde Barcelona a Valence, que se propagaron hacia el este sobre el mar. Se observó un tornado en Mallorca. Se acumularon más de 50 mm en 24h en varias estaciones del norte de Catalunya, alcanzándose puntualmente los 80 mm, aunque las lluvias más abundantes de este episodio se registraron en el norte de Italia y en Croacia.

### 3.1.3 Distribución vertical

Se ha analizado la distribución vertical de la MAP con la diferenciación entre la baja troposfera (MAP-BT, para los niveles de presión  $p > 850$  hPa) y la media y alta troposfera (MAP-MT, niveles de presión  $p < 850$  hPa). El nivel de 850 hPa es por norma general un límite razonable si se pretende separar la MAP de toda la columna en dos mitades. En promedio (otoños de 2003-2012) el ratio de la MAP confinada en la baja troposfera se sitúa entre el 51% y 54% dependiendo de la estación de radiosondeo.

**Tabla 4: Valores de la MAP en la baja y media troposfera**

	MAP-BT			MAP-MT		
	Otoño 2012	Otoño climatológico	Anomalía 2012	Otoño 2012	Otoño climatológico	Anomalía 2012
	mm	$\bar{x} \pm \sigma$ mm	Desviaciones típicas ( $\sigma$ )	mm	$\bar{x} \pm \sigma$ mm	Desviaciones típicas ( $\sigma$ )
Palma de Mallorca	13,36	12,72 $\pm$ 0,79	+0,82 $\sigma$	12,29	10,66 $\pm$ 0,84	+1,93 $\sigma$
Nimes	10,80	10,62 $\pm$ 1,07	+0,16 $\sigma$	11,07	10,16 $\pm$ 1,25	+0,73 $\sigma$
Murcia	12,07	11,36 $\pm$ 0,92	+0,78 $\sigma$	11,81	9,97 $\pm$ 1,19	+1,55 $\sigma$
Barcelona	11,51	11,35 $\pm$ 0,56	+0,28 $\sigma$	11,74	10,25 $\pm$ 0,91	+1,64 $\sigma$

Se constata que el aumento de la MAP durante el otoño de 2012 en comparación a la década precedente es resultado de un aumento en ambos niveles verticales (baja y media troposfera), pero sobre todo por una mayor cantidad de vapor en niveles situados por encima de 850 hPa. Mientras que las anomalías positivas de la MAP-BT no alcanzan el orden de una desviación típica ( $\sigma$ ) en ninguna de las estaciones, en el caso de la MAP-MT estas anomalías son del orden de 0,73 desviaciones típicas ( $\sigma$ ) para Nimes, 1,55  $\sigma$  para Murcia, 1,64  $\sigma$  para Barcelona y 1,93  $\sigma$  para Palma de Mallorca (tabla 4).

Si se estudia la evolución temporal de la MAP segregada en los dos niveles verticales se aprecia un comportamiento diferenciado entre la MAP-BT y la MAP-MT. Como ejemplo se ilustran las gráficas para las estaciones de Palma de Mallorca y Murcia (figuras 14 y 15).

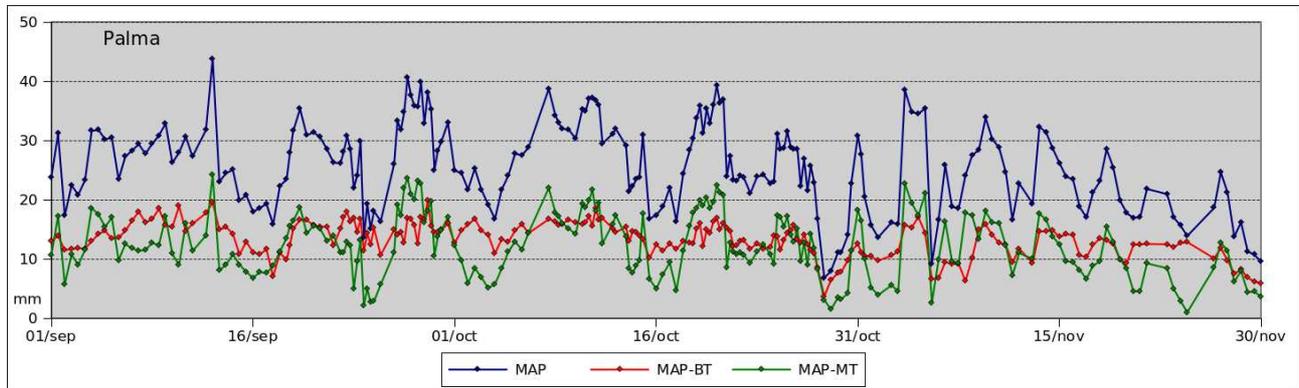


Figura 14: MAP en Palma de Mallorca. Aportación de la MAP-BT y la MAP-MT. Otoño de 2012.

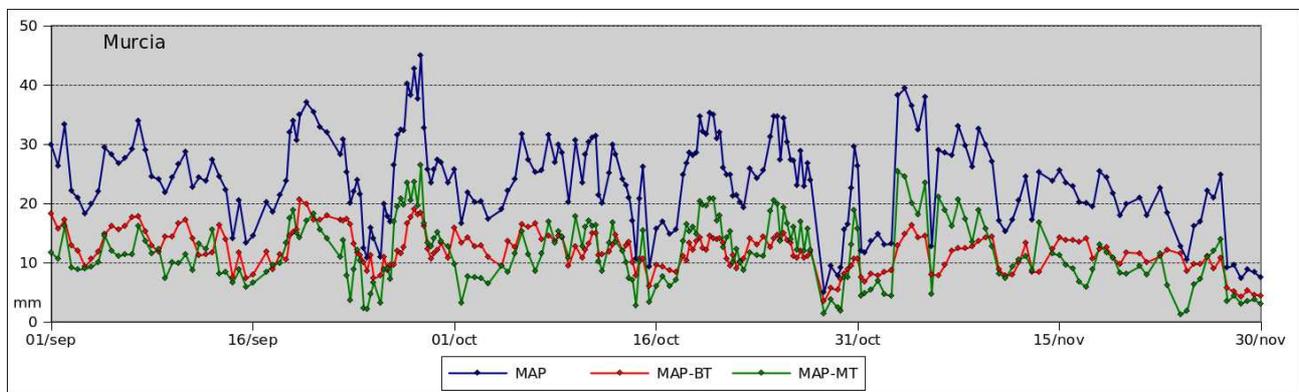


Figura 15: MAP en Murcia. Aportación de la MAP-BT y la MAP-MT. Otoño de 2012.

La cantidad de vapor presente en la baja troposfera es más constante en el tiempo que el de la media troposfera. La MAP-MT fluctúa más en el tiempo y su variabilidad es mayor, como se refleja en valores más elevados de desviación estándar calculados entre los sondeos del otoño de 2012 (tabla 5). Si bien la MAP total presenta cierta correlación con la MAP-BT, lo hace sobre todo con la MAP-MT. Estudiando los máximos locales de MAP se observa que estos se deben principalmente a un aporte excepcional del vapor de agua en la media troposfera.

**Tabla 5: Valores de la MAP en la baja y media troposfera durante el otoño 2012**

	MAP-BT (otoño 2012)		MAP-MT (otoño 2012)	
	Promedio (mm)	Desviación típica ( $\sigma$ )	Promedio (mm)	Desviación típica ( $\sigma$ )
Palma de Mallorca	13,36	2,89	12,29	5,31
Nimes	10,80	3,82	11,07	6,02
Murcia	12,07	3,26	11,81	5,32
Barcelona	11,51	4,23	11,74	5,76

## 3.2 ÍNDICES KI, TT

Los índices KI y TT tienen ciertas características que hacen que su análisis se aborde desde una perspectiva diferente. Por un lado, la distribución de los valores se aleja mucho de la normal, lo que desvirtúa el cálculo de promedios. Estos índices están además diseñados de forma que su significancia como indicadores de inestabilidad comienza a tener sentido a partir de ciertos umbrales extremos. El análisis estadístico está por tanto muy limitado a estos condicionantes.

El anexo II incluye una propuesta del Servicio Meteorológico Nacional del Reino Unido (Met Office) para la clasificación de la probabilidad de la formación de tormentas en función de estos índices.

Atendiendo a la evolución anual, en general no se observa un ciclo estacional a lo largo del año en el caso del índice TT (figura 17), o ésta es muy poco marcada como ocurre con el KI (figura 16), donde solo se aprecia una ligera disminución de los valores en invierno, pero que se mantienen más o menos constantes durante el resto del año. Como ejemplo ilustrativo se adjuntan las figuras correspondientes a Palma de Mallorca.

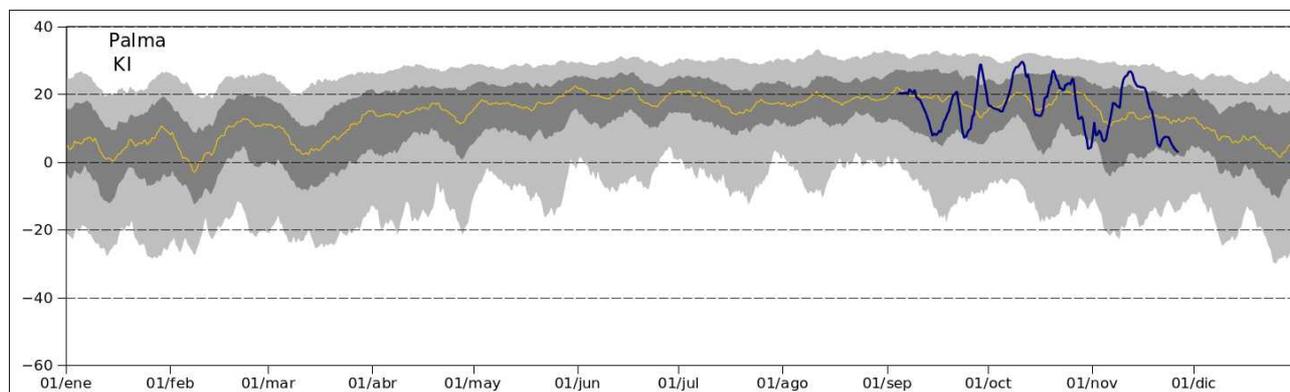


Figura 16: KI en Palma de Mallorca. Evolución climatológica anual y datos del otoño 2012 (promedios semanales).

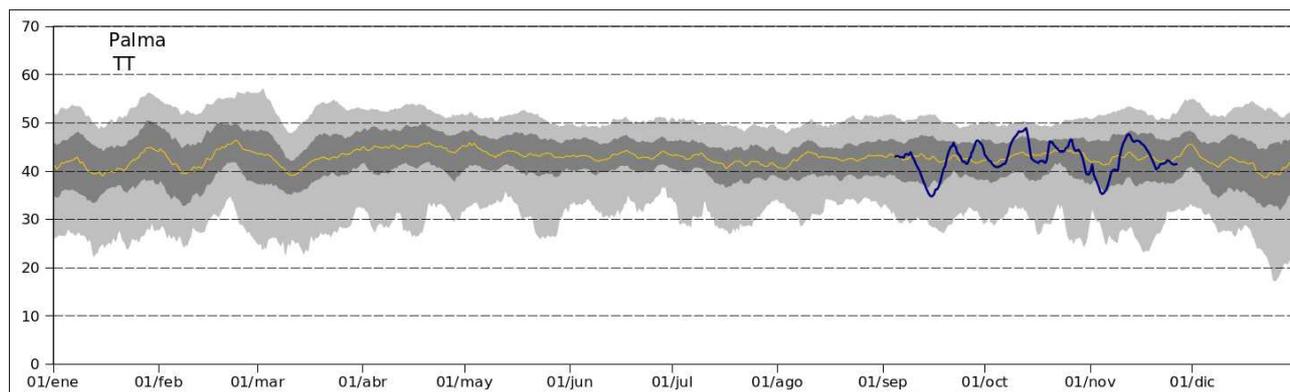


Figura 17: TT en Palma de Mallorca. Evolución climatológica anual y datos del otoño 2012 (promedios semanales).

Los datos de los índices muestran unos valores con importantes fluctuaciones entre sondeos consecutivos, lo que es una prueba de la gran variabilidad de estos índices. Como ejemplo se muestran los datos de Palma para el otoño de 2012 (figuras 18 y 19).

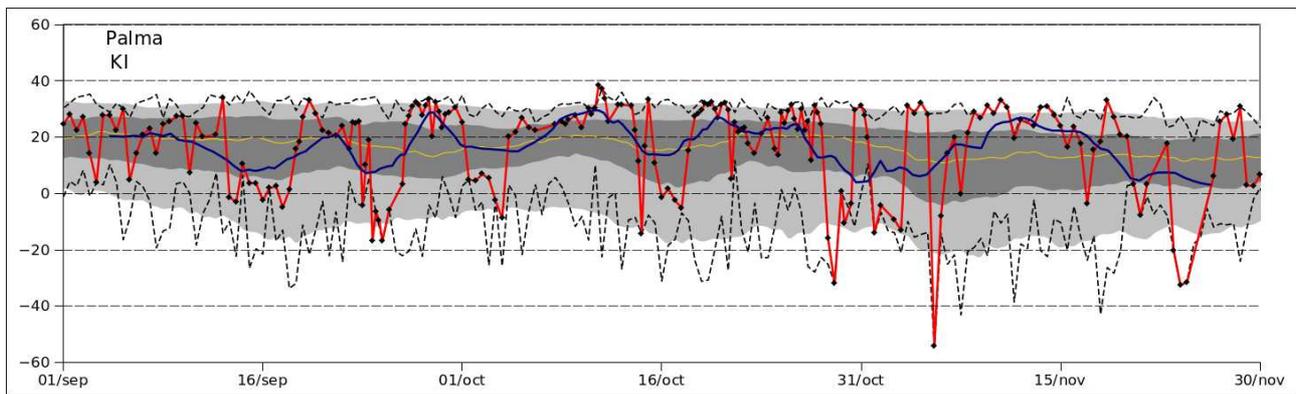


Figura 18: KI en Palma de Mallorca. Datos de otoño de 2012 y comparación con los valores climatológicos.

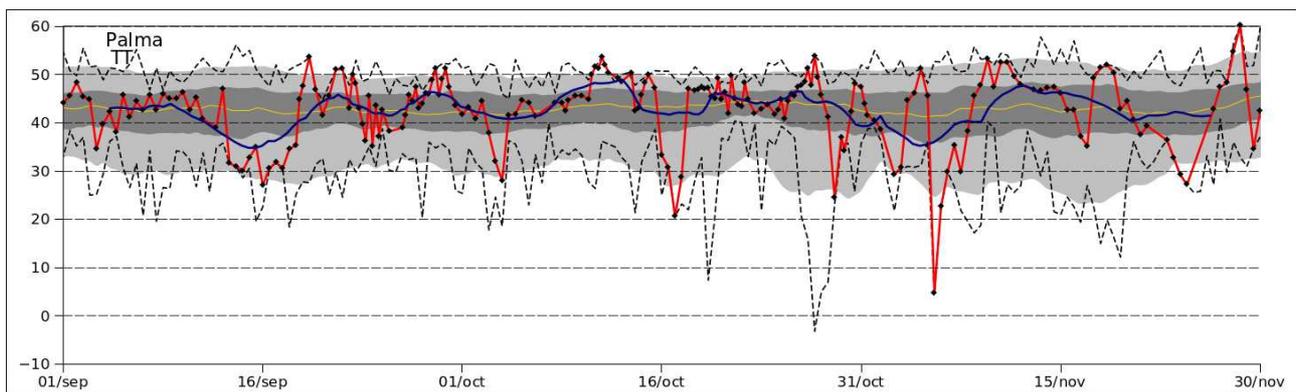


Figura 19: TT en Palma de Mallorca. Datos de otoño de 2012 y comparación con los valores climatológicos.

Si bien es verdad que en algunos casos los eventos de lluvias intensas estudiados en los IOP se dan en presencia de valores altos en estos índices (por ejemplo, episodios del 28-29/sep y del 12/oct), no siempre los índices elevados han ido acompañados de actividad convectiva (ejemplo el 27/oct).

Tudurí y Ramis (1997) han constatado en sus análisis del Mediterráneo Occidental que cuando los índices de inestabilidad se emplean como ayuda al pronóstico fuera de las situaciones para las que fueron diseñadas, su valor predictivo puede ser relativamente bajo. Además la inestabilidad potencial debida al alto contenido en vapor de agua solo se desarrolla si la situación meteorológica se muestra favorable. Los índices de inestabilidad alcanzan a veces valores que indican una intensidad convectiva significativa pero ésta no llega a ocurrir. Por contra, hay veces en las que se dan fenómenos convectivos significativos mientras que los índices no apuntan en este sentido (Tudurí y Ramis, 1997).

En las figuras 20 y 21 se muestran los datos de los sondeos del otoño de 2012 de las 4 ciudades en función de sus índices KI (eje de las abcisas), TT (eje de las ordenadas), y donde cada valor se ha coloreado en función de su MAP (valores bajos de MAP se indican en azul y valores altos de MAP en rojo). En la figura 21 se representan solamente los datos que se sitúan por encima de los umbrales a partir de los cuáles se considera que los índices empiezan a tener un valor significativo en cuanto al riesgo de tormentas (Met Office).

A través de estas figuras se puede realizar una aproximación cualitativa a la correlación entre las variables. Valores del índice KI considerados muy altos ( $> 35$ ) se dan por lo general en presencia de una alta MAP y un valor alto de TT. Sin embargo sondeos con un alto índice de TT ( $> 52$ ) pueden darse con valores de KI más variados, incluso bajos, y no necesariamente implican una MAP elevada.

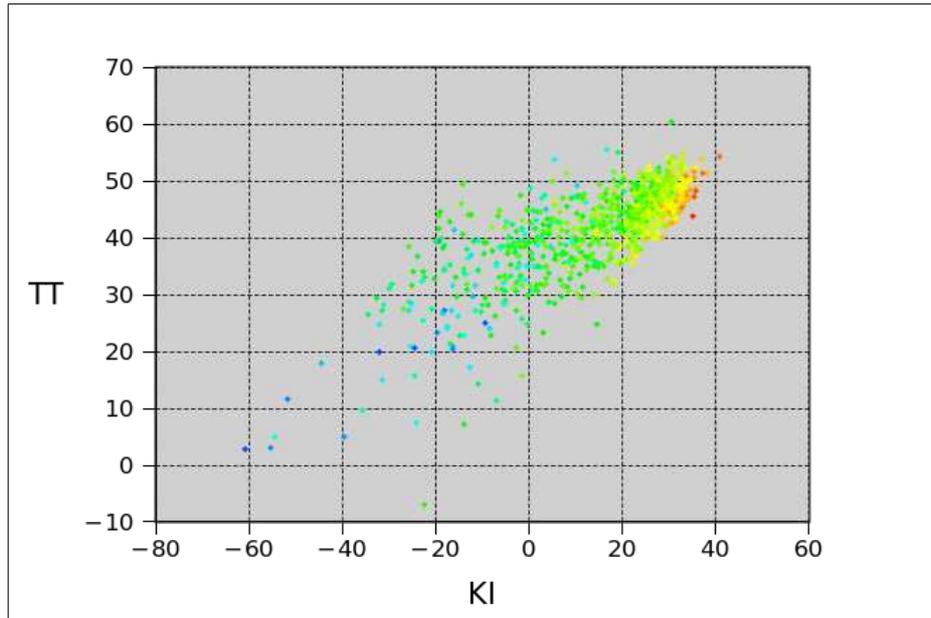


Figura 20: Conjunto de todos los sondeos del otoño de 2012 en función de sus valores de KI, TT y MAP. Valores bajos de MAP se indican en azul y valores altos de MAP en rojo.

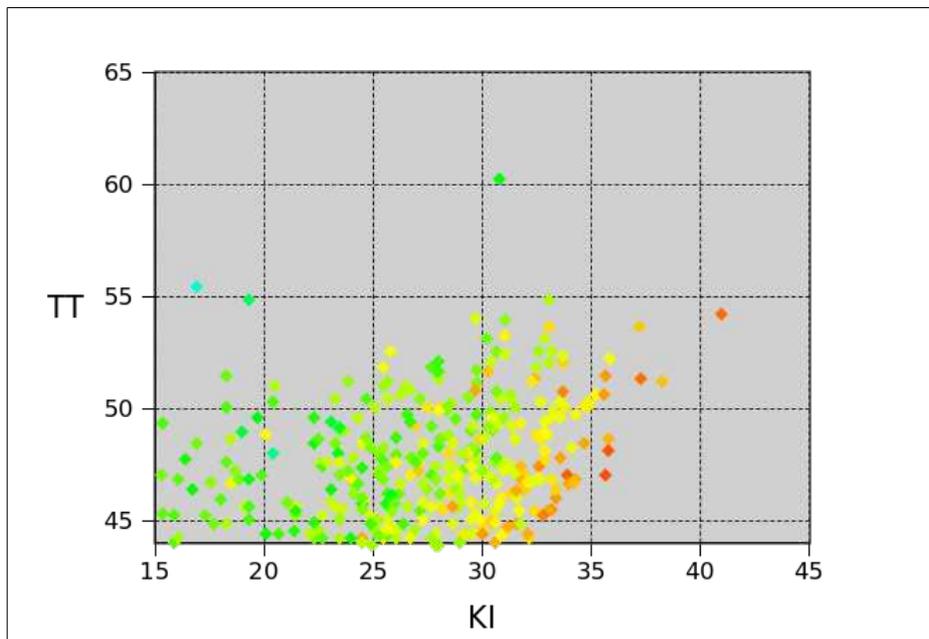


Figura 21: Conjunto de sondeos del otoño de 2012 situados por encima de umbrales significativos de inestabilidad, en función de sus valores de KI, TT y MAP. Valores bajos de MAP se indican en azul y valores altos de MAP en rojo.

### 3.3 ISOCERO

La altitud de la isocero es un indicador relacionado con la temperatura de la atmósfera y presenta por tanto un ciclo estacional muy marcado, típico del ciclo de la temperatura en las latitudes medias: es máximo en los meses de verano y mínimo en los meses de invierno. Además, presenta una variabilidad mínima en verano y máxima en invierno.

Los valores climatológicos de la isocero muestran un comportamiento similar en las 4 estaciones de radiosondeo analizadas. Como ejemplo ilustrativo se muestra la evolución climatológica de la isocero a lo largo del año en la estación de Murcia, sobre la que se ha representado la correspondiente al otoño de 2012 aplicando promedios semanales (figura 22).

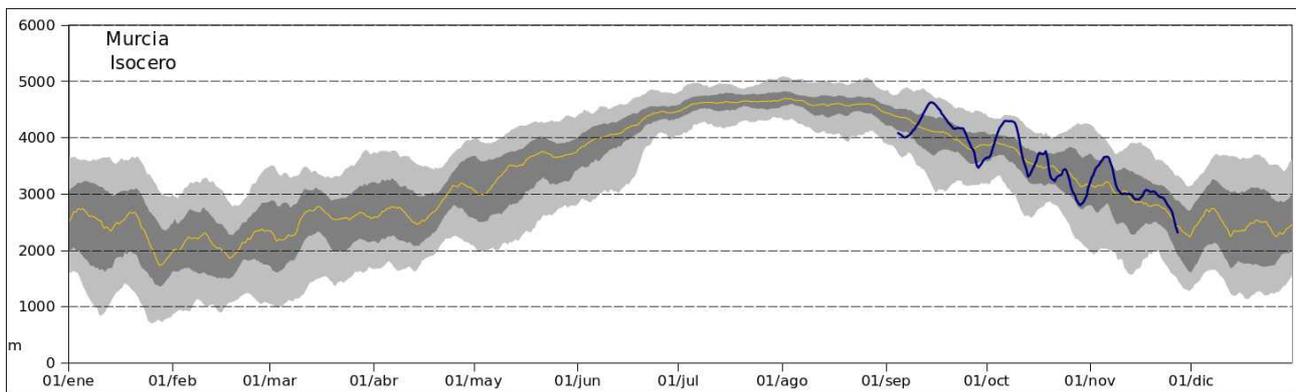


Figura 22: Isocero en Murcia. Evolución climatológica anual y datos del otoño 2012 (promedios semanales).

En la siguiente gráfica (figura 23) se muestra la evolución detallada de la isocero de Murcia para el otoño de 2012.

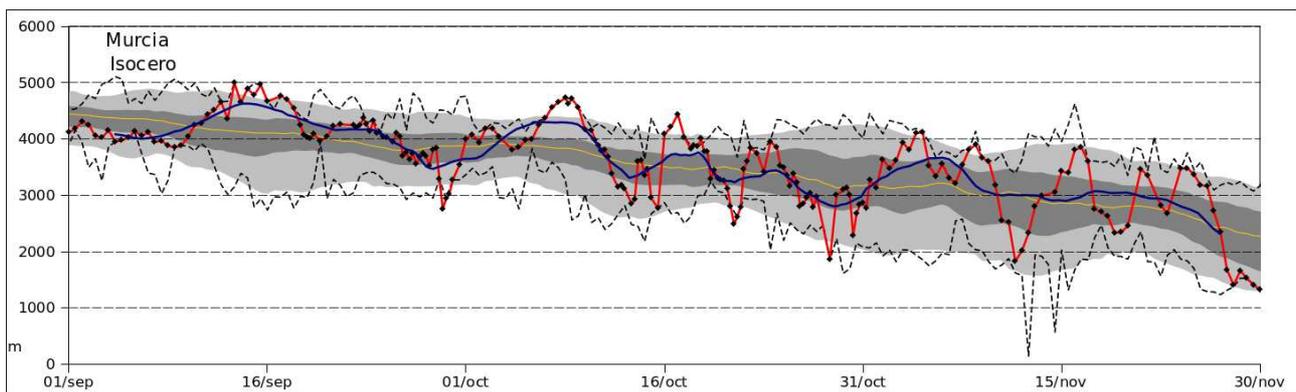


Figura 23: Isocero en Murcia. Datos de otoño de 2012 y comparación con los valores climatológicos.

Si se considera la evolución de la isocero en el conjunto de las 4 estaciones de radiosondeo (figura 24), se observa tal y como se apuntaba anteriormente, una importante correlación espacial.

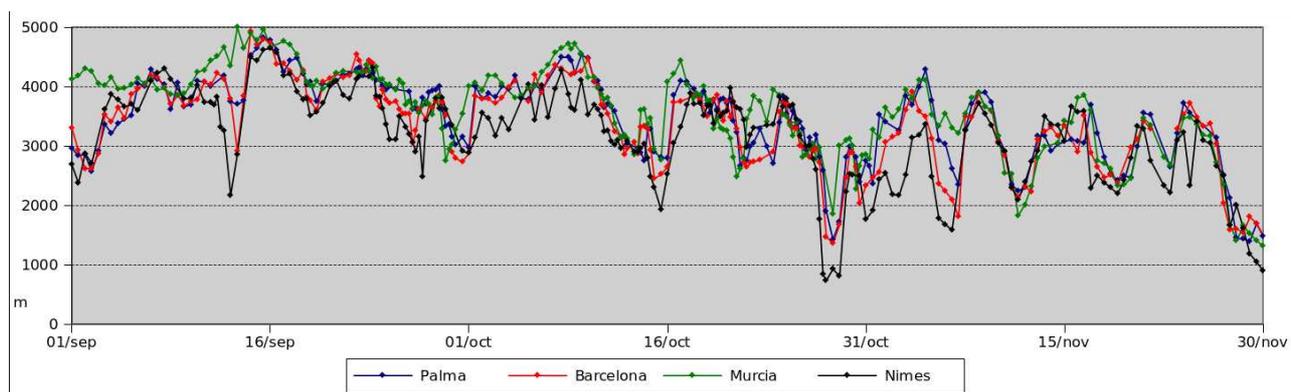


Figura 24: Evolución de la isocero en las 4 estaciones de radiosondeo. Otoño de 2012.

En la tabla 6 se muestran los coeficientes de correlación calculados por parejas de ciudades para los valores del otoño de 2012. Los coeficientes de correlación entre estaciones son mayores en el caso de la isocero que en el de la masa de agua precipitable. También en este caso la correlación es mayor cuanto más cercanas están las estaciones entre sí. El nivel de significación estadística es muy alto, atendiendo el elevado número de observaciones.

**Tabla 6: Correlación de la isocero entre estaciones de radiosondeo, otoño 2012**

Correlaciones	Nimes	Barcelona	Murcia
Palma	0,82	0,94	0,85
Nimes		0,88	0,73
Barcelona			0,81

La tendencia generalizada es que la altitud de la isocero tiende a disminuir a lo largo del otoño, en consistencia con el ciclo anual de esta variable. Los valores se mantienen relativamente altos hasta mediados de octubre, indicando que las masas de aire están aún calientes y favorecen la presencia de altas cantidades de vapor de agua. En esta primera mitad del otoño tan solo se aprecia una clara incursión de aire frío alrededor del día 13/sep, que se nota en las estaciones de Nimes y Barcelona. A partir de mediados de octubre las entradas de masas de aire frío se hacen más frecuentes e intensas, donde destaca la registrada los días 27-29/oct.

Se observa que los máximos de MAP del otoño de 2012 se dan en situaciones donde hay presencia de masas de aire más caliente. Sin embargo, estudiando las evoluciones conjuntas de la MAP y la isocero, las relaciones no son del todo evidentes.

Para extraer conclusiones más sólidas del papel que juega la temperatura en la cantidad de MAP presente sería interesante completar el estudio con el análisis adicional de otros indicadores más representativos de la temperatura del aire, como podría ser el espesor de geopotencial entre distintos niveles verticales, y su relación con la MAP presente entre dichos niveles.

## 4 Resumen y conclusiones

Se han estudiado los valores de la masa de agua precipitable (MAP), índices de inestabilidad K Index (KI) y Total de Totales (TT), así como la altitud de la isocero durante el periodo de observación especial HyMeX-SOP1 (otoño de 2012) en 4 estaciones del Mediterráneo Occidental, en base a datos obtenidos de radiosondeos. Estos valores se han comparado dentro de un marco de referencia climatológico obtenido a partir de los sondeos disponibles (años 2003-2012).

1. En términos de MAP el otoño de 2012 fue más húmedo de lo normal, con unos valores que se sitúan entre 0,49 y 1,54 desviaciones típicas por encima del promedio según la ciudad. La cantidad de MAP fue mayor tanto en la baja ( $p > 850$  hPa) como media troposfera ( $p < 850$  hPa); sin embargo la anomalía fue significativamente mayor en ésta última.
2. La MAP del otoño 2012 presenta un comportamiento bastante bien correlacionado espacialmente en el conjunto de las 4 estaciones de radiosondeo. El comportamiento común es una tendencia a disminuir a lo largo del otoño, de acuerdo con el ciclo anual. Los valores presentan grandes fluctuaciones en intervalos de tiempo relativamente cortos. Aún así, es posible identificar fluctuaciones de un orden temporal tal que podrían asociarse a fenómenos de la escala sinóptica y que estarían relacionados con cambios en la dirección del flujo.
3. La cantidad de vapor presente en la baja troposfera es más constante en el tiempo que el de la media troposfera, que fluctúa más. Los máximos de MAP total se dan principalmente en situaciones de un aporte excepcional del vapor de agua en la media troposfera.
4. Varios episodios destacables por sus valores máximos de MAP coinciden con los eventos de precipitaciones intensas estudiadas en los periodos HyMeX-IOP (Intensive Observation Periods). Sin embargo, valores altos de MAP no siempre implicaron fenómenos convectivos. Si bien la MAP elevada es un ingrediente indispensable en la formación de lluvias intensas, no es suficiente por sí sola y deben darse condiciones dinámicas adicionales que desencadenen la convección.
5. Los índices KI y TT presentan una gran variabilidad con importantes fluctuaciones entre sondeos consecutivos. Los valores del índice KI considerados muy altos se dan por lo general en presencia de una alta MAP y un valor alto de TT. Sin embargo, sondeos con un alto índice de TT pueden darse con valores de KI más variados y no necesariamente implican una MAP elevada.
6. Si bien la utilidad de los índices de inestabilidad es determinar la probabilidad de desarrollos convectivos y estimar su intensidad de manera rápida y sencilla, éstos no son determinantes: los episodios de lluvias intensas del otoño de 2012 se dieron en algunos casos en presencia de valores altos en estos índices, pero no siempre los índices elevados fueron acompañados de actividad convectiva.
7. La evolución de la isocero en el conjunto de las 4 estaciones de radiosondeo muestra una importante correlación espacial. En el periodo de estudio la tendencia generalizada es a disminuir a lo largo del otoño, de acuerdo a su típico ciclo estacional. Las fluctuaciones más destacables se deben a incursiones de aire frío que se hacen más frecuentes a partir de mediados de octubre.
8. Los máximos de MAP del otoño de 2012 se dan en situaciones donde hay presencia de masas de aire más caliente. Sin embargo, estudiando las evoluciones conjuntas de la MAP y la isocero, las relaciones no son del todo evidentes y sería interesante completar el estudio

con el análisis adicional de otros indicadores más representativos de la temperatura del aire, como podría ser el espesor de geopotencial entre distintos niveles verticales, y su relación con la MAP presente entre dichos niveles.

## 5 Bibliografía

- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 108, 1046-1053.
- Campmany, E., Bech, J., Rodríguez-Marcos, J., Sola, Y., y Lorente, J., 2010: A comparison of total precipitable water measurements from radiosonde and sunphotometers. *Atmospheric Research* 97, 385–392.
- George, J. J., 1960: *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, 673.
- Hart, B., 2011: Function plotskew [en línea]: GrADS Script to Plot a SkewT/LogP Diagram. Florida State University, Dept. of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences. <<http://moe.met.fsu.edu/~rhart/software.php>>, [Consulta: 28/08/2013].
- Hymex: IOP Overview Summary [en línea]: Informes de los IOP del SOP1. Hymex Operating Center (HOC). <<http://sop.hymex.org/>>, [Consulta: 28/08/2013].
- Met Office: Atmospheric Stability Indices [en línea]. Exeter. <<http://www.metoffice.gov.uk/>>, [Consulta: 28/08/2013].
- Miller, J. A., 1972: Notes on analysis and severe storms forecasting procedures of the Air Force global weather central. AWS–USAF Tech. Rep. 200, Headquarters Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 102.
- Romero, R., Gayà, M. y Doswell III, C.A., 2007: European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events. *Atmospheric Research* 83, 389–404.
- Tous, M. y Romero, R., 2006: Towards a European climatology of meteorological parameters associated to the genesis of severe storms. *Tethys*, 3, 9–17.
- Tudurí, E. y Ramis, C., 1997: The Environments of Significant Convective Events in the Western Mediterranean. *American Meteorological Society, Weather and Forecasting*, Volume 12, 294-306.
- Wallace J. M. y Hobbs, P. V., 2006: *Atmospheric science: an introductory survey*. New York, Academic Press.

## Anexo I: Código en C del programa *raob\_wyoming*

```
/*
    raob_wyoming.c

    Programa para leer ficheros RAOB de la Universidad de Wyoming
    http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html
    ficheros con radiosondeos de hasta todo un mes, del tipo:

    08430 Murcia Observations at 00Z 01 Jan 2013

-----
  PRES  HGHT  TEMP  DWPT  RELH  MIXR  DRCT  SKNT  THTA  THTE  THTV
   hPa   m    C    C    %    g/kg  deg   knot   K    K    K
-----
 1014.0   62   5.6   2.7   82   4.60  240    3  277.6 290.4 278.4
 1001.0   171  8.0   3.3   72   4.87  296    7  281.1 294.7 281.9
 1000.0   179  8.0   3.3   72   4.87  300    7  281.1 294.8 282.0
  978.0   363  9.0   2.0   62   4.54  303    7  283.9 296.9 284.7
  966.0   465  8.6   4.1   73   5.34  304    7  284.6 299.7 285.5

-----

    La sintaxis del programa es:

    raob fitxer_raob.txt

El programa devuelve los siguientes valores para cada radiosondeo:

    Estación, año, mes, día, hora, número de niveles leídos, presión del nivel superior leído
    MAP (Masa de Agua Precipitable), MAP850 (hasta 850 hPa), Índice K, Índice TT (Total de
    Totales)
    Nivel de la isozero

Ibai Campo, julio 2013

*/
#include <stdio.h>
#include <string.h>
#include <math.h>

//Número máximo de niveles
#define NNIVMAX 400
#define NSONDMAX 130

FILE *sondatge;          /* nombre del fichero de entrada */

//Declaracion de funciones
float interpolt (float p0, float p1, float p2, float t1, float t2);

//Declaración de estructura
typedef struct ficha
{char estacion[6], anyo[6], mes[6], dia[6], hora[6];
 int nnivells;
 float pnivelsup, map, map850, KI, TT, isozero, cape, cin;
}tficha;
```

```

void main(int argc, char *argv[])
{
    static tficha sondeos[NSONDMAX]; /* array de sondeos */
    float g=9.80665;
    float sumaqdelatp, map, t850, td850, t700, td700, t500, td500, isozero, qmedio;
    int i=0, nsondeo=0, NNIVELLS=0, codest;
    char linia[255];
    float
pres[NNIVMAX], hght[NNIVMAX], temp[NNIVMAX], dwpt[NNIVMAX], relh[NNIVMAX], mixr[NNIVMAX],

drct[NNIVMAX], sknt[NNIVMAX], thta[NNIVMAX], thte[NNIVMAX], thtv[NNIVMAX], e[NNIVMAX], r[NNIVMAX], q[NN
IVMAX];

    sondatge = fopen(argv[1], "r");

    if (sondatge==NULL)
    {
        printf("No es pot obrir el fitxer %s !!\n", argv[1]);
        exit (0);
    }
    while (!feof(sondatge))
    {
        fgets(linia, 255, sondatge);
        if((strlen(linia)>10)&&(linia[4]=='0')&&((linia[5]=='7')||(linia[5]=='8'))) /* ¿es
cabecera de sondeo? */
        {
            nsondeo++; /* enumeramos el sondeo */
            // Ahora codificamos el sondeo y lo guardamos en la posición nsondeo de la
estructura

            switch (linia[10]) // Según la estación, el formato del título puede ser
diferente
            {
                case 'B': // Para Barcelona
                case 'M': // Para Murcia

                    sscanf(linia, "%s %s %s %s %s %s %s %s",
                        &sondeos[nsondeo].estacion, &sondeos[nsondeo].hora,
                        &sondeos[nsondeo].dia, &sondeos[nsondeo].mes,
&sondeos[nsondeo].anyo);

                    break;

                case 'L': // Para Nimes

                    sscanf(linia, "%s %s %s %s %s %s %s %s",
                        &sondeos[nsondeo].estacion, &sondeos[nsondeo].hora,
                        &sondeos[nsondeo].dia, &sondeos[nsondeo].mes,
&sondeos[nsondeo].anyo);

                    break;

                case 'P': // Para Palma de Mallorca

                    sscanf(linia, "%s %s %s %s %s %s %s %s",
                        &sondeos[nsondeo].estacion, &sondeos[nsondeo].hora,
                        &sondeos[nsondeo].dia, &sondeos[nsondeo].mes,
&sondeos[nsondeo].anyo);

                    break;
            }

            /* printf("%s %s %s %s %s\n",
sondeos[nsondeo].mes,
sondeos[nsondeo].dia, sondeos[nsondeo].hora); */

```

```

/* Saltamos 5 lineas */

fgets(linia, 255, sondatge);

/*Leemos el sondeo*/
i=0;

fgets(linia, 255, sondatge);

/* A veces el primer nivel no tiene valor de Td, pero sí lo hay en niveles
superiores */

if (linia[26]!='.') // Si no hay valor de Td en la primera linea...
{
    fgets(linia, 255, sondatge); //Se salta esa linea
}

while ((linia[26]=='.')&&(strlen(linia)>70))
/* hasta que acabe el sondeo (o hasta el último dato disponible de Td) */
{
    i++;
    sscanf(linia,"%f %f %f %f %f %f %f %f %f %f %f",
            &pres[i], &hght[i], &temp[i], &dwpt[i], &relh[i], &mixr[i],
            &drct[i], &sknt[i], &thta[i], &thte[i], &thtv[i]);

    fgets(linia, 255, sondatge);
}

NNIVELLS=i;
sondeos[nsondeo].nnivells = NNIVELLS;

/* Cálculos relativos al sondeo nsondeo*/

// Nivel superior de presión medida:
sondeos[nsondeo].pnivelsup = pres[NNIVELLS];

for (i=1; i<=NNIVELLS; i++)
{
    e[i]=6.112*(exp((17.67*dwpt[i])/(dwpt[i]+243.5))); // Presión de
vapor (fórmula de Bolton)
    r[i]=0.622*(e[i]/(pres[i]-e[i])); // Razón de mezcla
    q[i]=r[i]/(1.+r[i]); // Humedad específica
}
for (i=2; i<NNIVELLS; i++)
{
    if (((pres[i]-850.0)*(pres[i-1]-850.0)) <= 0.)
    {
        t850 = interpolt(850., pres[i-1], pres[i], temp[i-1],
temp[i]);
        td850 = interpolt(850., pres[i-1], pres[i], dwpt[i-1],
dwpt[i]);
    }

    if (((pres[i]-700.0)*(pres[i-1]-700.0)) <= 0.)
    {
        t700 = interpolt(700., pres[i-1], pres[i], temp[i-1],
temp[i]);
        td700 = interpolt(700., pres[i-1], pres[i], dwpt[i-1],
dwpt[i]);
    }
}

```

```

        if (((pres[i]-500.0)*(pres[i-1]-500.0)) <= 0.)
        {
temp[i]);
            t500 = interpolt(500., pres[i-1], pres[i], temp[i-1],
dwpt[i]);
            td500 = interpolt(500., pres[i-1], pres[i], dwpt[i-1],
        }
    }

/*Cálculo de la MAP: Elies Campmany et al. (2010)
* Bob Hart (rhart@fsu.edu)
* Florida State University / Dept of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences
* Last Minor Update: March 27, 2011
* Last Major Update: August 29, 2009 ** IMPORTANT UPDATE **
* http://moe.met.fsu.edu/~rhart/software.php */

sumaqdeltap=0.;
for (i=1; i<NNIVELLS; i++) //MAP total
{
    qmedio = ((q[i+1]*log(pres[i+1])) + (q[i]*log(pres[i]))) /
(log(pres[i+1]) + log(pres[i]));
    //qmedio = 0.5 * (q[i+1]+q[i]);
    sumaqdeltap = sumaqdeltap + qmedio*100*(pres[i+1]-pres[i]);
}
sondeos[nsondeo].map = -sumaqdeltap *0.1021;

sumaqdeltap=0.;
for (i=1; (pres[i]>850.0)&&(i<NNIVELLS); i++) //MAP baja troposfera (hasta
850 hPa)
{
    qmedio = ((q[i+1]*log(pres[i+1])) + (q[i]*log(pres[i]))) /
(log(pres[i+1]) + log(pres[i]));
    //qmedio = 0.5 * (q[i+1]+q[i]);
    sumaqdeltap = sumaqdeltap + (0.5*(q[i+1]+q[i]))* 100*(pres[i+1]-
pres[i]);
}
sondeos[nsondeo].map850 = -sumaqdeltap / g;

//Valores no reales (se marcan como -999):
if (sondeos[nsondeo].pnivelsup > 850.)
{
    sondeos[nsondeo].map = -999;
    sondeos[nsondeo].map850 = -999;
}

//Cálculo de índices de inestabilidad
sondeos[nsondeo].KI = t850 - t500 + td850 - (t700 - td700);
sondeos[nsondeo].TT = t850 + td850 - 2.*t500;

//Valores no reales (se marcan como -999):
if (sondeos[nsondeo].pnivelsup > 500.)
{
    sondeos[nsondeo].TT = -999;
    sondeos[nsondeo].KI = -999;
}

//Cálculo de la isozero

i=1;

if (temp[i]<0.) // Si está por debajo del nivel de superficie aplicamos
gradiente -0,65°C/100m
    isozero = hght[i]+(temp[i]/0.0065);

```

```

else
    {
        while (temp[i]>=0.)
            i++;

        isozero = hght[i-1]+((hght[i]-hght[i-1])/(temp[i]-temp[i-1]))*(-
temp[i-1]));
    }

sondeos[nsondeo].isozero = isozero;

//Valores no reales (se marcan como -999):
if (temp[NNIVELLS] > 0.)
    sondeos[nsondeo].isozero = -999;

//printf("NNIVELLS: %d\n" ,NNIVELLS);
//printf("MAP: %6.2f kg/m²\n\n" ,map);

//

}

}

fclose(sondatge);

/* Se imprimen los valores del sondeo: */
for (i=1; i<=nsondeo; i++)
    {
        printf("%s; %s; %s; %s; %s; %3d; %6.1f; %7.2f; %7.2f; %7.2f; %7.2f; %8.1f; %8.2f;
%8.2f \n",
sondeos[i].estacion, sondeos[i].anyo, sondeos[i].mes,
sondeos[i].dia, sondeos[i].hora, sondeos[i].nnivells,
sondeos[i].pnivelsup, sondeos[i].map, sondeos[i].map850,
sondeos[i].KI, sondeos[i].TT, sondeos[i].isozero, sondeos[i].cape,
sondeos[i].cin);
    }

//printf("Sondeos leídos: %d\n\n", nsondeo);
}

/*-----
Función interpol: Interpola la temperatura para la presión p0 entre los niveles p1 y p2
-----*/

float interpol (float p0, float p1, float p2, float t1, float t2)
{
    float t0 = t1 + (t2-t1)*log(p0/p1)/log(p2/p1);

    return t0;
}

```

## Ejecución del programa

Mediante un script del shell de Unix se ejecuta el programa *raob\_wyoming* para todos los archivos que contienen los datos de los radiosondeos:

```

for FILE in *txt
do
    ./raob_wyoming $FILE >> salida.txt
done

```

## **Anexo II: Umbrales para interpretar los índices KI y TT**

Fuente: Met Office

### **KI:**

- KI < 15 = 0 % probability of thunderstorms
- KI from 15 to 20 = 20 % probability of thunderstorms
- KI from 21 to 25 = 20 to 40 % probability of thunderstorms
- KI from 26 to 30 = 40 to 60 % probability of thunderstorms
- KI from 31 to 35 = 60 to 80 % probability of thunderstorms
- KI from 36 to 40 = 80 to 90 % probability of thunderstorms
- K > 40 = near 100 % probability of thunderstorms

### **TT:**

The risk of severe weather activity is defined as follows:

- 44-45 Isolated moderate thunderstorms
- 46-47 Scattered moderate / few heavy thunderstorms
- 48-49 Scattered moderate / few heavy / isolated severe thunderstorms
- 50-51 Scattered heavy / few severe thunderstorms and isolated tornadoes
- 52-55 Scattered to numerous heavy / few to scattered severe thunderstorm / few tornadoes
- > 55 Numerous heavy / scattered severe thunderstorms and scattered tornadoes