

CÉSAR AZORÍN MOLINA

Laboratorio de Climatología. Instituto Universitario de Geografía. Universidad de Alicante

Situación atmosférica de «heat burst» en la provincia de Alicante

RESUMEN

En este trabajo se lleva a cabo un análisis climático del súbito ascenso térmico registrado en la tarde-noche del día 30 de junio de 2004 en algunas poblaciones de la provincia de Alicante. La causa atmosférica se vincula a un mecanismo de reventón cálido o *heat burst*. El examen de este caso sirve de aproximación para descifrar las causas atmosféricas y la evolución dinámica de un fenómeno meteorológico apenas investigado en el ámbito peninsular. El análisis de la situación atmosférica mediante el manejo de datos climáticos y de teledetección ha permitido delimitar las áreas afectadas por el brusco ascenso de la temperatura.

RÉSUMÉ

Situation atmosphérique de «heat burst» dans la province d'Alicante.- Ce travail fait état d'une analyse climatique de l'augmentation thermique subite enregistrée dans l'après-midi/soirée du 30 juin 2004 dans certaines localités de la province d'Alicante. La cause atmosphérique est liée à un mécanisme d'explosion de chaleur ou *heat burst*. L'étude de ce cas sert d'approche au déchiffrement des causes atmosphériques et de l'évolution dynamique d'un phénomène météorologique à peine étudié à l'échelle péninsulaire. Une analyse de la situation atmosphérique à l'aide de données climatiques et de la télédétection a

permis de délimiter les zones affectées par la brusque augmentation des températures.

ABSTRACT

A «heat burst» atmospheric situation in Alicante Province.- This paper deals with the climatological analysis of the sudden thermic increase which took place during the evening of 30th June 2004 in certain parts of the province of Alicante. The atmospheric cause appears to be linked to a *heat burst* mechanism. Examination of this case may help us in deciphering the atmospheric causes and dynamic evolution of a meteorological phenomenon seldom studied on the Iberian Peninsula. The subsequent analysis of the atmospheric situation by climatic data handling and teledetection has enabled us to define the areas affected by such a sudden rise in temperature.

Palabras clave / Mots clé / Key words

Heat burst, proceso convectivo, ascenso de la temperatura, descenso de la humedad, Alicante.

Heat burst, processus de convection, augmentation des températures, baisse de l'humidité, Alicante.

Heat burst, convective process, temperature increase, decrease in humidity, Alicante.

I

INTRODUCCIÓN: DEFINICIÓN TEÓRICA Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS *DOWNBURSTS*; *MACROBURSTS*; *MICROBURSTS* Y *HEAT BURSTS*

EL *DOWNBURST* (conocido con el nombre de reventón en castellano) es una corriente vertical de aire que se desploma desde la base de una célula convectiva has-

ta los niveles bajos de la troposfera¹. Este término anglosajón fue introducido por FUJITA (1978) para referirse a corrientes de descenso que originan vientos de carácter muy fuerte cerca del suelo. El Instituto Nacional de Meteorología (2003) conceptualiza a este mecanismo

¹ Originan cizalladura a niveles bajos.

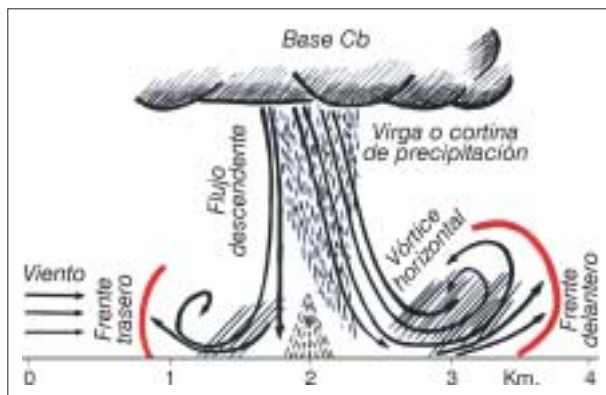


FIG. 1. Esquema de los elementos de dinámica atmosférica que intervienen en un *microburst* o corriente descendente de origen convectivo. El rayado sobre las flechas indica los sectores de máximo viento de las corrientes de descenso. El cono central, en contacto con el suelo, corresponde a la zona de calmas.

atmosférico como una intensa corriente descendente de origen convectivo. Para los fenómenos a pequeña escala², es decir, aquellos que se desarrollan entre 4 Km y unas pocas decenas de metros, se utiliza el nombre de microrráfaga (*microburst* en literatura anglosajona) (FUJITA, 1981) para referirse a una intensa y breve ráfaga de algunos centenares de metros de anchura y que tiene lugar cerca del suelo (LINÉS ESCARDÓ, 1996). LEDESMA (1993) define el reventón o microrráfaga como una intensa y localizada corriente vertical descendente de muy poco diámetro y muy corta vida. Este fenómeno de tipo violento³, que ha sido estudiado como una de las principales causas meteorológicas de siniestralidad aérea (MORENO y GIL, 2003), está acompañado en superficie por torbellinos curvilíneos de eje horizontal (reventón expansivo o *outburst*. Vid. Figs. 1 y 3) que se originan a consecuencia del impacto y divergencia en tierra de la corriente de aire de descenso (LINÉS ESCARDÓ, 1996).

Generalmente, los *downbursts* se originan en las fases de comienzo del estado de madurez de una tormenta, aunque también pueden desencadenarse en torno a fenómenos convectivos de carácter seco⁴ o *dry microburst*

(CARACENA, 1997) o, incluso, en otras situaciones meteorológicas menos frecuentes. Además, diversos estudios coinciden en afirmar que no debe confundirse el *downburst* con el tornado, puesto que la circulación vertical del aire difiere de forma opuesta entre ambos: Como se ha indicado, en el *downburst* las corrientes son descendentes, mientras que en el tornado se genera una combinación entre circuitos de ascenso y en espiral. La duración de este mecanismo es relativamente breve y se ha estimado que oscila alrededor de 15 minutos (vid. Fig. 2). FUJITA (1985) afirma que pasan 5 minutos desde que se inicia la ráfaga descendente de la base de la célula convectiva (A) hasta que el flujo alcanza el suelo (B); que la máxima intensidad del proceso puede ocurrir en los 5 minutos siguientes (C), y que a los 15 puede estar ya en fase de disipación (D).

El conocimiento de la escala, duración y estructura de este mecanismo atmosférico tuvo un auge importante en los trabajos emprendidos por FUJITA, McCARTHY y WILSON de la Universidad de Chicago y Centro de Investigación Atmosférica de los EE.UU. a comienzos de la década de los años 80 del siglo pasado, bajo el auspicio del proyecto JAWS —*Joint Airport Weather Studies*— (CUBERO, 1996). Continuidad a estas investigaciones realizadas acerca de la cizalladura del viento en niveles bajos troposféricos (macrorráfagas —*macroburst*— y microrráfagas —*microburst*— descendentes), aplicados al análisis de la siniestralidad aérea, se han desarrollado en España, principalmente, de la mano del meteorólogo Alberto LINÉS ESCARDÓ, a los que han seguido otros, caso de los realizados por LEDESMA y BALEIROLA (1993); CUBERO (1996), o M^a Carmen MORENO y M. Ángel GIL (2003). En estrecha relación con ello, importantes han resultado los trabajos impulsados desde *l'Associació Catalana de Meteorologia (ACAM. II Jornades de Meteorologia. Eduard Fontserè. Meteorologia aeronàutica*. 1996) y el Instituto Nacional de Meteorología (2000), en colaboración con Aena (Aeropuertos Españoles y Navegación Aérea) e Iberia (Líneas Aéreas de España).

Al margen de estos estudios, realizados en el marco de la rama de Climatología Aeronáutica⁵, en este trabajo interesa conocer principalmente las características atmosféricas de los reventones de tipo cálido o *heat*

² Theodore Fujita (1985) estableció tres escalas de análisis en el estudio de los fenómenos meteorológicos, teniendo en cuenta la finalidad aplicada de la investigación: 1) Sinóptica: de 400 a 40.000 km (Predicción meteorológica general); 2) Mesoescala: de 4 a 400 km (Predicción meteorológica local) y 3) Meso microescala: de 40 m a 4 km (Aviso de riesgos).

³ Se subvierte el normal predominio de movimientos atmosféricos horizontales por otros de carácter vertical (ARMENGOT, 1994).

⁴ Las investigaciones realizadas en EE.UU. han llegado a la conclusión de que un elevado porcentaje de los episodios de *downburst*, en concreto un 83%,

son de carácter seco o se acompañan de poca o nula precipitación (TAMAYO *et al.*, 1996).

⁵ Investigaciones aplicadas en el marco de la mitigación de los riesgos y la siniestralidad aérea por causa atmosférica.

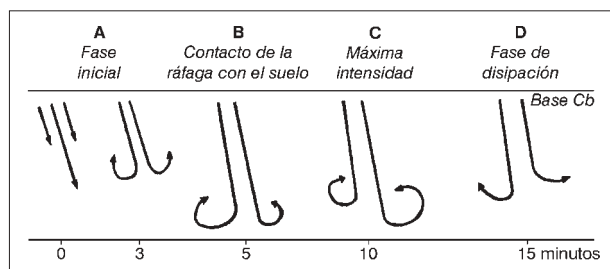


FIG. 2. Fases evolutivas de una ráfaga vertical descendente con origen en una nube convectiva.

*bursts*⁶, a modo de aproximación introductoria a los apartados que siguen a éste, dedicados al estudio climático del episodio de reventón cálido de 30 de junio de 2004. Los rasgos meteorológicos principales vinculados a este fenómeno atmosférico, detectados, o no, en territorio valenciano, son los siguientes:

- La estación astronómica preferente para su formación es el verano —meses de julio y agosto— (ARÚS, 2001), y las horas que anteceden y siguen al ocaso el momento del día más asiduo para su aparición; puesto que coincide con la fase de disipación de la célula convectiva.

- Se asocian a tormentas secas o de poca precipitación, frecuentemente con aparición de lluvia de barro y, a menudo, de espectaculares nubes de polvo y arena que reducen considerablemente la visibilidad cerca del suelo: Campo visual máximo de unos 500 a 1.000 metros. En muchos casos, la circulación subtropical (*jet stream* subtropical) se encuentra detrás de la formación de grandes masas de convección que viajan, en dirección SSO-NNE o SO-NE, desde las tierras del norte del continente africano hacia el sur peninsular (AZORÍN, 2004), provocando la proyección de una masa de aire muy recalentada en niveles bajos y, por consiguiente, la aparición de estructuras verticales que favorecen la gestación de fenómenos de *heat burst* (ARÚS, 2001).

- El dato más destacado corresponde al brusco ascenso de la temperatura⁷, a razón de 1 °C por cada 100 m de descenso —gradiente adiabático seco— (CARACE-

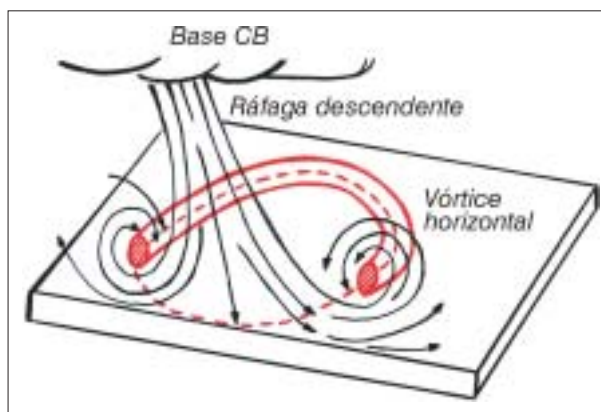


FIG. 3. Detalle del torbellino curvilíneo de eje horizontal desarrollado por impacto y divergencia de la ráfaga descendente sobre el suelo.

NA *et al.*, 1990), y el súbito descenso en pocos minutos de la fracción de saturación del aire⁸. En consecuencia, el mercurio termométrico alcanza valores máximos absolutos, normalmente al final del día y durante las horas nocturnas⁹. En ocasiones, las temperaturas máximas registradas a favor de un proceso de *heat burst* superan con creces los registros extraordinariamente altos medidos en poblaciones de la Comunidad Valenciana debido al soplido de vientos catabáticos de poniente. Los contrastes térmicos horizontales resultan muy importantes entre observatorios meteorológicos relativamente cercanos.

- A menudo, se acompaña de súbitas rachas de viento que, a diferencia del tornado, no presentan rotación, y están provocadas por desplomes de aire a gran velocidad (entre 6.000 y 7.000 pies/min.) en el seno de nubes de tormenta (lenguas de calor), sin apenas dejar precipitación.

- Puede llegar a ser un fenómeno de tipo violento para la aviación y originar importantes destrozos en tierra: El reventón expansivo, conocido con el nombre anglosajón de *outburst*, puede alcanzar velocidades máximas de viento en torno a 280 Km/h.

⁶ Fenómeno atmosférico apenas tratado en la bibliografía climática española. Los únicos trabajos que se han preocupado en el estudio de este mecanismo se han desarrollado en el seno del Instituto Nacional de Meteorología de la mano de ARMENGOT (1994) y TAMAYO *et al.* (1996) para la Comunidad Valenciana; el informe elaborado por el INM sobre la situación de Melilla (2001) y el trabajo de ARÚS (2001) para Cataluña. En el extranjero destacan las investigaciones de ATKINSON (1981); BERNSTEIN y JOHNSON (1994); JOHNSON (1983); JOHNSON *et al.* (1989); JOHNSON (2000); McKEEN *et al.* (1997) y SCHLATTER (1995).

⁷ No compensado por la evaporación de una lluvia prácticamente inexistente (ARMENGOT, 1994).

⁸ A diferencia de los *heat bursts*, existen otros —desarrollados en torno a ambientes extremadamente húmedos— (ARÚS, 2001) que provocan consecuencias completamente contrarias sobre las variables meteorológicas registradas, aunque este comportamiento resulta más típico del paso de una racha de tormenta: Descenso brusco de la temperatura e inflexión de ascenso de la humedad relativa del aire en pocos minutos, tal y como sucedió en la situación meteorológica de 5 de septiembre de 2003 en la comarca alicantina de la Marina Alta (INM, 2003).

⁹ No obstante, dependiendo del lugar y situación atmosférica, este fenómeno puede ocurrir en cualquier momento de la jornada, aunque generalmente es poco frecuente que no lo haga durante la segunda mitad del día. Excepción a esta característica se encuentra, por ejemplo, en el episodio de ascenso súbito de la temperatura en Melilla el día 23 de julio de 2001, ya que éste sucedió a primeras horas de la mañana (a las 8,24 y 10 h —hora local—).



FIG. 4. Localización de los observatorios meteorológicos utilizados en este estudio.

– Las condiciones atmosféricas favorables que intervienen en el desencadenamiento de este mecanismo, se sintetizan en dos principales: 1) Inestabilidad en niveles medios y altos de la columna troposférica (aire frío), y presencia de una masa de aire con elevada humedad —valores cercanos a la saturación— (TAMAYO *et al.*, 1996), 2) Gran sequedad en capas medias y bajas (espesor entre 1.000 a 4.000 metros) —inversión térmica o capa estable en niveles superficiales¹⁰—.

Además de todas estas características, interesa conocer los mecanismos físicos que intervienen en la aparición de un proceso de *heat burst*. Para JOHNSON (1983), CUNNINGHAM (1989) y ARÚS (2001) el proceso que lo genera es el mismo que provoca fuertes descendencias en ambientes secos, pero con la salvedad que en éstos aparece una pequeña inversión en niveles bajos. Para

¹⁰ Las circulaciones de brisas marinas que se establecen en superficie, normalmente debilitadas en virtud de la estratificación térmica estable provocada por el aire Tc, inhiben la convección en los primeros metros del litoral —cuerpo de aire marino, fresco y relativamente húmedo—. Además, la inversión térmica del aire Tc resulta intensificada en virtud del establecimiento del flujo de retorno o contrabrisa. Si bien hacia el espacio litoral la convección se ve impedida —en torno a la capa límite de origen marítimo—, hacia el interior las altas temperaturas disparan este mecanismo, que además puede verse intensificado por la convergencia superficial de vientos en régimen de brisas (valle, ladera y, si el virazón no es muy débil, por los vientos procedentes del mar).

muchos autores, entre otros algunos investigadores del INM (2001) y ARÚS (2001), la causa atmosférica que genera fuertes descendencias de la base elevada de una nube convectiva se asocia al enfriamiento por evaporación de la cortina de precipitación¹¹ en el seno de la corriente descendente; este factor se conoce con el nombre de flotabilidad negativa de la burbuja. La débil humedad relativa de la masa de aire infrayacente a la superficie de 500 hPa (capa adiabática seca), provoca un secado acelerado de la parcela de aire que desciende. La elevada energía de esta corriente descendente permite atravesar sin problema el nivel de inversión situado por debajo de 850 hPa, y alcanzar la superficie.

II BASES DE DATOS Y METODOLOGÍA DE ESTUDIO

El análisis de la situación atmosférica de *heat burst* de 30 de junio de 2004 se ha realizado mediante la utilización de dos tipos de bases de datos: Climáticas y de teledetección.

De las primeras, es decir, de los datos climáticos, se ha servido del manejo de los valores meteorológicos semihorarios correspondientes a las variables de temperatura, humedad, viento, precipitación y radiación solar, facilitados por una red de dieciocho estaciones agroclimáticas repartidas por toda la geografía alicantina¹²; dependientes del Servicio de Tecnología del Riego de la Consellería de Agricultura, Pesca y Alimentación (Generalitat Valenciana). Esta importante red de observatorios, que ha facilitado perfectamente la territorialización del área afectada por el brusco ascenso de la temperatura en la provincia de Alicante, ha sido complementada por los datos climáticos de la estación meteorológica automática y bandas del termógrafo y barógrafo del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante (Instituto Universitario de Geografía: IUG).

¹¹ El diámetro de las gotas de lluvia, generalmente muy pequeño en ambientes extremadamente secos, ayuda a intensificar el cambio de estado del agua en la atmósfera, resultando máximo el enfriamiento de la burbuja de aire por evaporación. Este proceso también se favorece si existe bastante contenido de agua líquida para evaporar y el gradiente térmico estático en la vertical es elevado (ARÚS, 2001).

¹² La finalidad agrícola de esta red de estaciones meteorológicas automáticas determinó que éstas no se instalaran en las áreas de montaña e interior de la provincia de Alicante, existiendo en estas zonas grandes lagunas de datos. No obstante, a efectos de estudio del episodio atmosférico de *heat burst*, los datos manejados han resultado suficientes a la hora de delimitar las áreas afectadas.

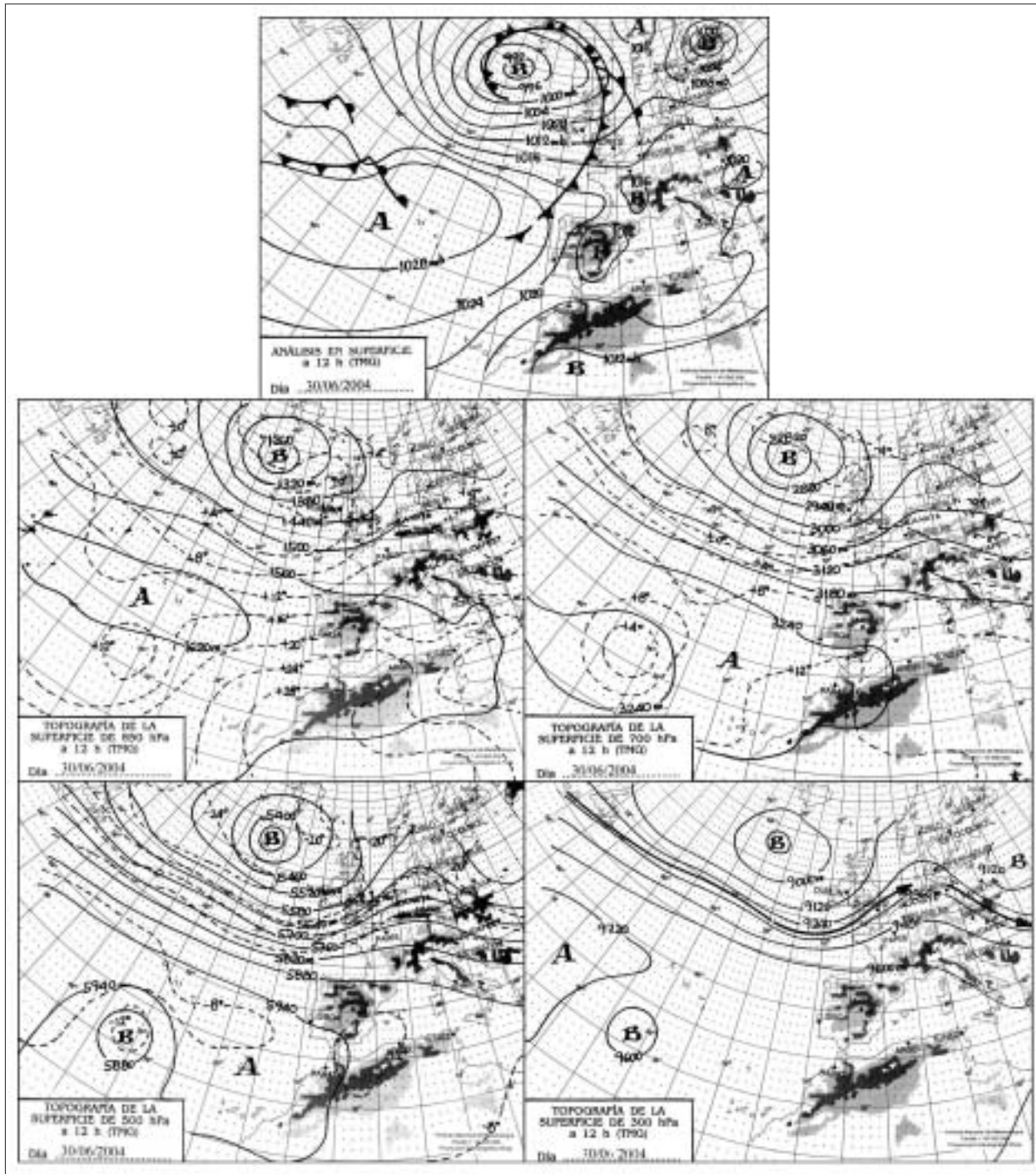


FIG. 5. Composición de la situación sinóptica a las 12 h (TMG) del día 30 de junio de 2004. Análisis objetivos en superficie y topografías absolutas de 850, 700, 500 y 300 hPa. Fuente: Boletín Meteorológico Diario. Instituto Nacional de Meteorología (INM).

Junto este importante conjunto de datos climáticos (vid. Fig. 4), la investigación ha contado con el trabajo con datos meteorológicos y de teledetección: Análisis

objetivo del Boletín Meteorológico diario publicado por el Instituto Nacional de Meteorología; datos de la red de detección de rayos del INM para la zona del su-

CUADRO I. Sondeo 30 de junio de 2004 a 12 Z (12/30)

Alt. (m)	Pres. (hPa)	Temp. (°C)	Hum. (%)	Temp. rocío (°C)
62	1.011	34,6	28	13,6
79	1.009	34,2	28	13,1
156	1.000	32,6	26	10,6
763	934	26,2	34	8,9
802	930	25,8	34	8,8
849	925	26,2	30	7,2
1.150	894	27,6	17	0,6
1.288	880	26,5	19	0,8
1.593	850	24,2	22	1,2
1.860	824	22,1	23	-0,3
2.430	771	17,5	24	-3,5
2.587	757	16,3	24	-4,4
2.702	747	15,4	24	-5,0
2.829	736	14,4	24	-5,7
2.876	732	14,0	24	-6,0
3.143	709	11,4	28	-6,4
3.250	700	10,4	30	-6,6
3.343	692	9,6	30	-7,1
3.823	652	5,3	32	-9,9
3.960	641	4,1	33	-10,7
4.125	628	2,6	34	-11,7
4.255	618	1,5	35	-12,4
4.347	611	0,7	35	-13,0
4.467	602	-0,4	36	-13,7
4.670	587	-2,2	37	-14,8
4.964	566	-4,8	39	-16,6
5.195	550	-6,9	41	-17,9
5.423	534	-8,9	37	-20,9
5.915	501	-13,3	30	-27,3
5.930	500	-13,3	30	-27,3
6.038	493	-13,1	11	-37,1
6.083	490	-13,4	12	-37,0
6.191	483	-14,1	13	-36,8
7.134	426	-20,5	26	-35,0
7.258	419	-21,3	29	-34,8
7.312	416	-21,7	30	-34,7
7.401	411	-22,4	31	-35,1
7.600	400	-24,1	32	-36,1
7.953	381	-26,0	13	-46,5
7.972	380	-26,1	12	-47,1
8.313	362	-29,0	13	-48,5
8.511	352	-30,6	14	-49,4
9.406	310	-38,1	19	-53,1
9.450	308	-38,4	18	-53,8
9.630	300	-39,5	15	-56,5

Fuente: Estación de radiosondeos de Murcia. Centro Meteorológico Territorial de Murcia. Instituto Nacional de Meteorología (INM). Base de datos de la Universidad de Wyoming. *College of Engineering Department of Atmospheric Science*.

reste ibérico; imágenes Meteosat-7 en el canal IR2, y sondeos de Murcia (a las 12 Z del 30 de junio, y a las 00 Z del 1 de julio de 2004).

CUADRO II. Sondeo 1 de julio de 2004 a 00 Z (00/01)

Alt. (m)	Pres. (hPa)	Temp. (°C)	Hum. (%)	Temp. rocío (°C)
62	1.008	27,8	45	14,8
135	1.000	28,2	37	12,2
215	991	29,6	31	10,6
452	965	28,8	29	8,8
582	951	29,8	22	6,1
771	931	31,2	16	2,2
829	925	30,8	16	1,8
1.382	869	25,9	20	1,4
1.444	863	25,4	21	1,4
1.556	852	25,6	21	1,6
1.577	850	25,6	21	1,6
1.712	837	24,8	22	1,8
1.939	815	22,6	25	1,4
2.786	738	14,7	37	0,1
3.237	700	10,4	46	-0,6
3.403	686	8,8	49	-1,2
3.923	644	4,0	60	-3,0
4.011	637	3,2	59	-4,1
4.613	591	-2,3	50	-11,3
4.666	587	-2,6	46	-12,6
4.814	576	-3,5	36	-16,4
5.481	529	-7,5	11	-33,2
5.752	511	-9,1	6	-40,1
5.920	500	-10,5	5	-43,5
6.137	486	-12,3	8	-40,3
6.524	462	-15,5	18	-34,5
6.655	454	-16,4	17	-35,7
6.974	435	-18,4	15	-38,7
7.095	428	-19,2	14	-39,8
7.600	400	-22,5	12	-44,5
8.122	372	-26,3	6	-52,9
8.358	360	-28,1	5	-56,6
8.581	349	-29,7	3	-60,2
8.748	341	-30,9	3	-62,9
8.957	331	-32,4	5	-59,5
9.129	323	-33,7	8	-56,7
9.369	312	-35,9	9	-57,5
9.640	300	-38,3	10	-58,3

Fuente: Estación de radiosondeos de Murcia. Centro Meteorológico Territorial de Murcia. Instituto Nacional de Meteorología (INM). Base de datos de la Universidad de Wyoming. *College of Engineering Department of Atmospheric Science*.

Con todos estos datos, la metodología empleada en este estudio se ha fundamentado en la realización de un análisis climático detallado, de mayor a menor escala espacial, de la situación meteorológica del día 30 de junio de 2004. En este sentido, se ha partido de la escala mayor, la sinóptica, con el fin de caracterizar la distribución de campos de presión y masas de aire (a estudio de los factores de dinámica atmosférica que intervinieron en el proceso de *heat burst*), a la local, con objeto de

precisar las áreas afectadas por el súbito ascenso de las temperaturas (b) estudio de las consecuencias en los elementos meteorológicos).

III EVOLUCIÓN ATMOSFÉRICA A ESCALA SINÓPTICA Y MESOESCALAR

1. ANÁLISIS OBJETIVO DEL MARCO SINÓPTICO

En niveles medios y altos troposféricos la escena sinóptica del día 30 de junio de 2004 a las 12 h (TMG) se encontraba gobernada por ligeros síntomas de inestabilidad atmosférica, perceptibles de un modo destacado en la topografía de la superficie de 500 hPa (*vid.* Fig. 5). Por otro lado, en la superficie equipotencial de 300 hPa la península Ibérica quedó libre del efecto del *jet-stream* polar, dibujado en torno al paralelo 50° N; éste define una nítida división entre el dominio de las bajas extra-tropicales al norte y las altas subtropicales al sur, afectando éstas a todo el territorio español.

El análisis sinóptico a 500 hPa muestra uno de los factores clave que influyeron en el desarrollo de núcleos convectivos en las áreas montañosas y de interior de todo el Levante peninsular durante la tarde-noche de esta jornada; responsable consecuentemente del fenómeno de *heat burst* ocurrido en algunas poblaciones alicantinas. Sobre la vertical de todo el sureste peninsular, mar de Alborán, Argel y Balear, y norte del continente africano, se dispuso una isoterma cerrada con núcleo frío de -12 °C. Este embolsamiento de aire frío, excluido de la circulación general del oeste¹³, se suspendió de forma aislada sobre la región surestina de la península Ibérica, ya que en el mapa a 500 hPa aparece completamente independiente de cualquier área depresionaria.

En niveles bajos, la configuración de campos de presión y, sobre todo de masas de aire, contrastó por completo con la situación atmosférica descrita para niveles superiores. En el análisis en superficie a las 12 h (TMG) del día 30 de junio de 2004 se situó una isobara cerrada de 1.016 mb sobre la península Ibérica, correspondiendo ésta a un centro de baja térmica: Individualizado del talweg de bajas presiones relativas situado sobre las tierras norteñas del continente africano. Al oeste de la baja tér-

mica, el anticiclón de Azores (1.028 mb) dominó la circulación atmosférica del Atlántico Central y Oriental, mientras que al este de esta baja presión de evolución diurna un pantano barométrico gobernó la escena meso-escalar de toda la cuenca del Mediterráneo Occidental. Lejos del ámbito de estudio, al sur de Islandia, un centro de bajas presiones (992 mb) proyectó un frente frío a partir de mediodía sobre el NO de Galicia.

A unos 1.500 metros, es decir, en la superficie de 850 hPa a las 12 h (TMG), se detecta otro percutor importante en el estallido de un mecanismo atmosférico de *heat burst*: El aire cálido y seco en niveles bajos. En relación con ello, se observa una cresta de aire sahariano (Tropical continental: Tc) que, enfilada desde el norte de África, abrazó las tierras del sur peninsular bajo las isotermas de 20 y 24 °C. En consecuencia, en un espesor de 4.000 metros (entre las topografías de 850 y 500 hPa), las diferencias de temperatura oscilaron en torno a los 35 °C; suficientes para provocar una exageración del gradiente térmico estático en la vertical. En la superficie equipotencial de 700 hPa es aún posible observar, aunque con mayor dificultad, el dominio de un campo térmico muy cálido en capas bajas, puesto que la región del sureste ibérico se encontraba a caballo entre las isotermas de 8 y 12 °C.

2. CARACTERIZACIÓN DE LAS CONDICIONES ATMOSFÉRICAS A TRAVÉS DE LOS SONDEOS DE LA ESTACIÓN DE MURCIA

El análisis de los sondeos de 12/30 y 00/01 de la estación de radiosondeo de Murcia —los más apropiados en función de la proximidad temporal y geográfica al área de estudio¹⁴—, resulta sumamente llamativo a la hora de descifrar las causas atmosféricas que desencadenaron el episodio de *heat burst* de la tarde-noche del día 30 de junio de 2004 en algunas poblaciones de la provincia de Alicante. Asimismo, los datos proporcionados por el sondeo han sido considerados como una herramienta enormemente operativa a la hora de predecir este tipo de fenómenos (TAMAYO *et al.*, 1996). Las observaciones aerológicas de Murcia de las 12 h (30/06/04) y 00 h (01/07/04) complementan la información aportada

¹³ En la topografía absoluta de 500 hPa, la isoterma de -12 °C se encontraba recorriendo latitudes en torno a 45-50° N; dispuesta de forma paralela a las isohipsas en el marco de la circulación general del oeste.

¹⁴ Las observaciones aerológicas proporcionadas por la estación de radiosondeo de Murcia se utilizan muy a menudo, por cercanía, para realizar estudios sobre Meteorología y Climatología en las tierras valencianas; dada la carencia generalizada de esta fuente de datos sobre el perfil vertical de la columna atmosférica.

CUADRO III. Sondeo 30 de junio de 2004 a 12 Z. Puntos significativos de viento

Altura (m)	Presión (mb)	Dirección (°)	Velocidad (m/s)
62	1.010,5	120	1,5
75	1.009,0	126	1,3
761	934,3	183	5,2
1.288	880,1	150	2,3
1.862	824,2	286	5,5
2.431	771,4	195	1,8
2.587	757,4	275	5,0
2.705	746,9	298	6,7
2.831	735,9	280	8,8
3.138	709,4	266	4,9
3.248	700,1	298	4,8
3.352	691,5	285	3,1
3.834	652,1	311	5,3
3.979	640,6	324	7,2
4.145	627,6	289	6,8
4.265	618,3	317	9,2
4.365	610,7	316	9,5
4.477	602,2	339	9,1
4.679	587,1	314	9,3
4.976	565,5	329	15,0
5.424	533,9	312	12,6

Fuente: Estación de radiosondeos de Murcia. Centro Meteorológico Territorial de Murcia. Instituto Nacional de Meteorología (INM).

por los mapas sinópticos analizados, y facilitan la descripción del entorno pre- y posconvectivo.

Los elementos meteorológicos más importantes que se detectan tras realizar una radiografía a los datos del radiosondeo de Murcia (*vid.* cuadros I y II) y de las correspondientes curvas de estado o diagramas termodinámicos de *Stüve* (*vid.* Figs. 6 y 7), son los siguientes:

– Estratificación estable en niveles bajos, provocada por la presencia de la cresta de aire sahariano (Tropical continental: Tc). En el sondeo 12/30 la temperatura desciende desde los 62 m (34,6 °C) hasta los 802 m (25,8 °C), pero se detecta una inflexión al alza en la curva de estado en torno a los 900 hPa: A 1.150 m (894 hPa) la temperatura se eleva a 27,6 °C. Esta inversión térmica se remarca de forma notoria en el sondeo 00/01, ya que la temperatura ambiente sube desde los 27,8 °C (62 m) a 31,2 °C (771 m).

– Irrupción de aire frío en niveles medios de la troposfera. La temperatura en el sondeo 12/30 a 5.930 m (500 hPa) es de –13,3 °C. Este dato confirma el embolsamiento de aire Polar marítimo observado en la topografía de la superficie de 500 hPa del Boletín Meteorológico Diario del INM.

– El juego sincrónico de estas dos anomalías térmicas intensifica las condiciones de inestabilidad atmosférica, ya que se produce un mecanismo de exageración del gradiente real. El cálculo del gradiente térmico estático en la vertical a las 12 h entre superficie (34,6 °C a 62 m) y 500 hPa (–13,3 °C a 5.930 m), justifica la presencia de un valor cercano al considerado como gradiente adiabático (1 °C/100 m)¹⁵, ya que este es de 0,82 °C de descenso de la temperatura por cada 100 m de ascenso de la parcela de aire en la vertical. No obstante, si se tiene en cuenta el caldeoamiento diurno de la superficie terrestre, influenciado por la presencia de cielos despejados, altura del sol próxima a la vertical y rayos que inciden con ese ángulo en un suelo desnudo con fuerte albedo¹⁶ (GIL y OLCINA, 1997), el valor del gradiente térmico estático en la vertical se sitúa muy próximo a él. Tomando como referencia la temperatura máxima registrada en Murcia el día 30 de junio, de 38,8 °C, y el valor térmico a 5.930 m, de –13,3 °C, el gradiente térmico estático en la vertical calculado es cuasi adiabático; de 0,89 °C/100 m.

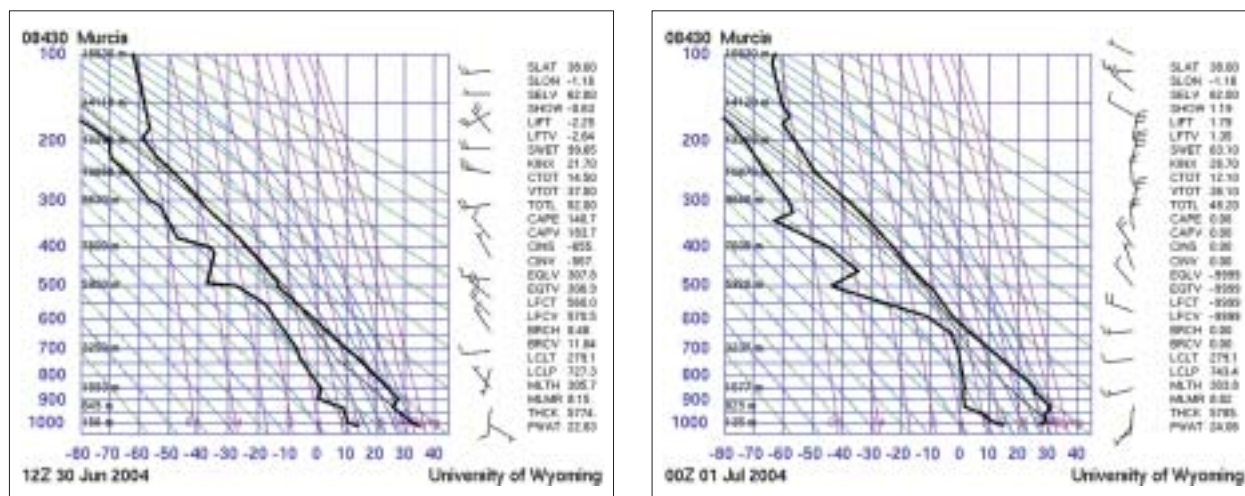
– El perfil de humedad proporcionado por el sondeo 12/30 ofrece algunos datos interesantes a la hora de explicar el mecanismo de *heat burst*: Se detecta una extensa capa seca en niveles bajos (cuerpo de aire con débil humedad relativa e ínfima relación de mezcla), que abarca aproximadamente desde superficie hasta la topografía absoluta de 700 hPa. Sobre este espesor troposférico la humedad relativa del aire no supera el 35%. El registro mínimo en la fracción de saturación del aire, de 0,17, se mide en torno a la superficie equipotencial de 850 hPa. A niveles medios, la menor capacidad de retención de vapor de agua del aire frío eleva los valores de humedad al 41% a 5.195 m a las 12 h, mientras que en el sondeo 00/01 se observa una capa un poco más húmeda en el espesor de 700 a 587 hPa, con valores máximos de humedad relativa del aire del 60% a 3.923 m. Sin embargo, a 500 hPa (00/01) se detecta una capa muy seca, con valores de humedad relativa del aire que oscilan entre el 5 y 10%¹⁷.

– La dirección del viento presenta el siguiente comportamiento vertical en el sondeo 12/30 (*vid.* cuadro III): En los primeros metros de la capa geográfica, ésta se ajusta a un régimen de brisas marinas de dirección

¹⁵ Gradiente vertical próximo al adiabático seco.

¹⁶ Condiciones atmosféricas típicas del verano astronómico mediterráneo.

¹⁷ Normalmente el perfil característico en situaciones de *heat burst* está acompañado de altas humedades relativas, próximas a la saturación, en torno a la superficie topográfica de 500 hPa (TAMAYO *et al.*, 1996).



FIGS. 6 y 7. A la izquierda, diagrama termodinámico de Stüve a las 12 Z del 30 de junio de 2004. A la derecha, diagrama de Stüve a las 00 Z del 1 de julio de 2004. Los perfiles verticales de T_a^{18} y T_d^{19} de este último se asemeja al tipo de «V-invertida», característico de descendencias secas (TÉLLEZ *et al.*, 2001; STEWART y VASILOFF, 1999; ARÚS, 2001). Capas de aire seco a todos los niveles, excepto en la zona de estrangulamiento —donde la curva de T_d se aproxima a T_a —. Fuente: Base de datos de la Universidad de Wyoming. *College of Engineering Department of Atmospheric Science*.

ESE, SE y SSE. A partir de 850 hPa el dominio corresponde a los vientos sinópticos del tercer y cuarto cuadrante; OSO, O, ONO y NO.

3. ESTUDIO DE LA SITUACIÓN METEOROLÓGICA

Las condiciones meteorológicas registradas en los días previos al desencadenamiento del proceso de *heat burst* estuvieron marcadas por la estabilidad atmosférica y el intenso calor alcanzado durante las horas centrales de la jornada. Desde el día 25 de junio la escena sinóptica en capas bajas estuvo regida por la masa de aire tropical continental (muy cálida y con ínfima proporción de mezcla) y las altas presiones relativas, primando condiciones igualmente estables en niveles troposféricos medios. Las jornadas resultaron especialmente tranquilas, con temperaturas máximas que superaron los 35 °C y humedades atmosféricas relativas que oscilaron alrededor del 15% en las comarcas del interior alicantino, situándose ambos valores termohigrométricos en torno a 30 °C y un 40% hacia el espacio litoral; debido al efecto inducido por el sople de vientos en régimen de brisas marinas.

Sobre la geografía alicantina no se detectaron cambios atmosféricos importantes hasta el día 29 de junio,

ya que al final de la jornada los cielos quedaron cubiertos por nubosidad asociada a las tormentas formadas durante la tarde en el este de Castilla La Mancha y Andalucía Oriental.

Sí lo hicieron, en cambio, en la siguiente jornada, en la cual el mercurio termométrico tocó techo en la mayoría de observatorios meteorológicos (los valores térmicos máximos se aproximaron a la marca de los 40 °C), atribuyéndose en alguno de los casos al súbito ascenso de temperatura forzado por este proceso de *heat burst* al final de la jornada. Estas elevadas temperaturas resultaron claves como factor de disparo de la convección diurna²⁰ (exageración del gradiente real por intenso cal-

²⁰ Los cálculos realizados sobre el diagrama termodinámico de Stüve (12/30) para conocer los niveles a los cuales pudo tener lugar la condensación, ha permitido obtener los siguientes datos: 1) *Nivel de condensación por elevación* (LCL): La altura a la que se inició teóricamente la condensación, independientemente del mecanismo que obligó a elevar la masa de aire, se situó aproximadamente en unos 3.470 m; 2) *Nivel de condensación convectiva* (CCL): Aquella que fue debida al calentamiento de la superficie terrestre por la radiación solar, se dispuso en torno a los 3.585 m. En las indicaciones recogidas para el día 30 de junio en el diario meteorológico del observatorio de Villena (de César Azorín Molina), se anotó como observación interesante, ya que justifica estos cálculos presentados, el hecho de que las bases de las formaciones cumuloformes desarrolladas se encontraban muy elevadas, afirmación refrendada en otros estudios (ARÚS, 2001). 3) *Temperatura de convección*: La temperatura que se necesitó en el suelo para que se generara convección natural, fue de unos 43 a 44 °C, valor perfectamente superado sobre el sustrato terrestre de las tierras del interior. No obstante, como se observa en las imágenes de Meteosat, el desarrollo de los primeros núcleos convectivos se inició relativamente tarde. 4) *Altura de las nubes*: El espe-

¹⁸ Temperatura ambiente: curva situada a la derecha.

¹⁹ Temperatura de rocío: curva situada a la izquierda.

CUADRO IV. Reventón de tipo húmedo en los observatorios del interior alicantino. 30 de junio de 2004. Hora (TMG)

Localización	Descenso de la T ^a (°C)	Ascenso de la H ^a (%)
Campo de Mirra	AT= 5,5 en 1 h (de 17 a 18 h)	27 en 1 h (de 17 a 17,30 h)
Castalla	AT= 8,9 en 1 h (de 17,30 a 18,30 h)	44 en 1 h (de 17,30 a 18,30 h)
Pinoso	AT= 3,8 en 1 h (de 18,30 a 19,30 h)	18 en 1 h (de 17,30 a 18,30 h)
Villena	AT= 6,0 en 1 h (de 18 a 19 h)	30 en 1 h (18 a 19 h)

Fuente: Servicio de Tecnología del Riego (*Generalitat Valenciana*). Elaboración propia.

deamiento de la superficie terrestre), intensificada de forma complementaria a favor de la convergencia de las brisas marinas en niveles bajos (GONZÁLEZ y HEREDIA, 2001). En altitud, la presencia de aire frío sobre la superficie equipotencial de 500 hPa, con isoterma de -12 °C sobre la vertical de la provincia de Alicante, favoreció el estallido de núcleos de tormenta. En la figura 8 se presenta una reconstrucción de las imágenes de Meteosat, en las que se puede observar la evolución del frente de brisa inestable —perturbado o línea de cizalladura activa— (OLCINA y AZORÍN, 2004) que descargó precipitaciones en el interior del Levante peninsular, algunas de ellas importantes, y originó posteriormente el disparo brusco de la temperatura en poblaciones del litoral y prelitoral de Alicante.

La imagen de las 13,30 h (TMG) ofrece el crecimiento de los primeros núcleos de nubosidad convectiva en puntos de montaña del interior de Levante (sierras Béticas y sistema Ibérico). En las fotografías de las 13,30 a 14 h (TMG) se observa, además de estas dos importantes células de convección, el desarrollo de una línea de Cu, formados sobre el SE de Castilla-La Mancha: Por convergencia y posterior forzamiento convectivo en niveles bajos de brisas marinas dirigidas hacia el interior desde el Mediterráneo y vientos sinópticos o brisas de ladera en dirección opuesta desde la Meseta hacia Levante. En la imágenes entre las 14,30 y 15,30 h (TMG) se aprecia perfectamente la madurez del frente de brisa inestable, afectando a las tierras del sureste de Castilla-La Mancha, suroeste de la provincia de Valencia y noroeste de Alicante; este núcleo de tormenta descargó 28 mm de precipitación en la población valenciana de Fuente la Higuera (SO provincia de Valencia)²¹, cantidad máxima diaria de

lluvia registrada en esta jornada sobre la totalidad del territorio valenciano (sobre la provincia de Alicante, esta célula convectiva dejó tan sólo 2,8 mm en la población interior de Campo de Mirra). A partir de las 16 h (TMG) otros núcleos de tormenta, alimentados en superficie por una intensa convección (térmica y forzada por la convergencia de las brisas), se desarrollaron sobre el SE de Castilla-La Mancha y el norte de la Región de Murcia, y avanzaron sobre la provincia de Alicante (fusionándose al anterior núcleo convectivo situado sobre el sur de Valencia y norte de Alicante), como se muestra en las imágenes correspondientes, a partir de las 18 a 18,30 h (TMG). Este segundo núcleo de nubosidad convectiva descargó un fuerte chubasco localizado sobre Castalla, dejando alrededor de 25 mm en la estación meteorológica oficial del Instituto Nacional de Meteorología (12 mm en la estación agroclimática del Servicio de Tecnología del Riego); 4,9 mm en el centro de la ciudad de Villena (2,4 mm en la estación agroclimática) y 3 mm en Pinoso, entre las cantidades de lluvia más destacadas.

El cuadro IV hace referencia al reventón de tipo húmedo que afectó a los observatorios de Campo de Mirra, Castalla, Pinoso y Villena en la tarde del día 30 de junio. En este sentido, allí donde la célula convectiva sí descargó agua, las variables meteorológicas tuvieron un comportamiento completamente contrario al que presentaron las estaciones afectadas por el *heat burst*. En consecuencia, la racha de tormenta provocó una caída brusca de la temperatura y un disparo al alza de la humedad atmosférica, bastante significativo en Castalla, donde la temperatura cayó 8,9 °C y la humedad subió un 44% en el intervalo de 1 hora.

En el desplazamiento de la tormenta hacia el SE, siguiendo el flujo general en niveles altos, se registraron

sor de las formaciones nubosas fue de aproximadamente unos 8.800 a 9.000 m, y el tope nuboso teórico de los *Cumulonimbus* se situó en torno a los 12.300 m.

²¹ Área de convergencia de las brisas marinas que acceden a través de la *Vall d'Albaida* con dirección E y ENE; de la marinada que se canaliza a través

del valle alicantino del Vinalopó con dirección SE y SSE, y de los vientos opuestos que proceden desde el borde oriental de la meseta Sur (brisas de ladera o vientos de origen sinóptico).

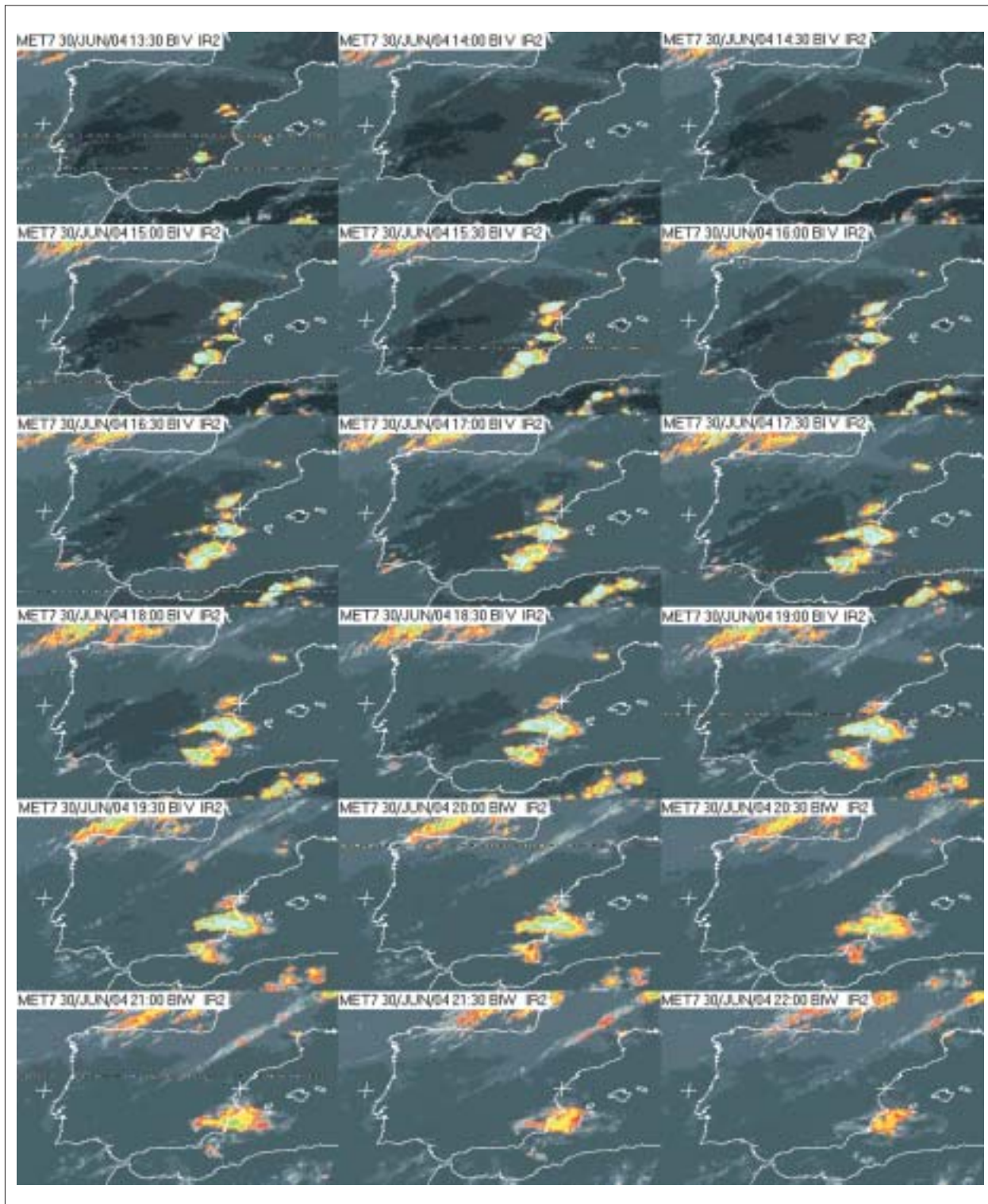


FIG. 8. Secuencia de imágenes IR2 (falso color) del satélite meteorológico METEOSAT-7. 30 de junio de 2004, de 13,30 a 22,00 h (TMG). Fuente: Sistema de recepción de imágenes METEOSAT del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante. Instituto Universitario de Geografía.

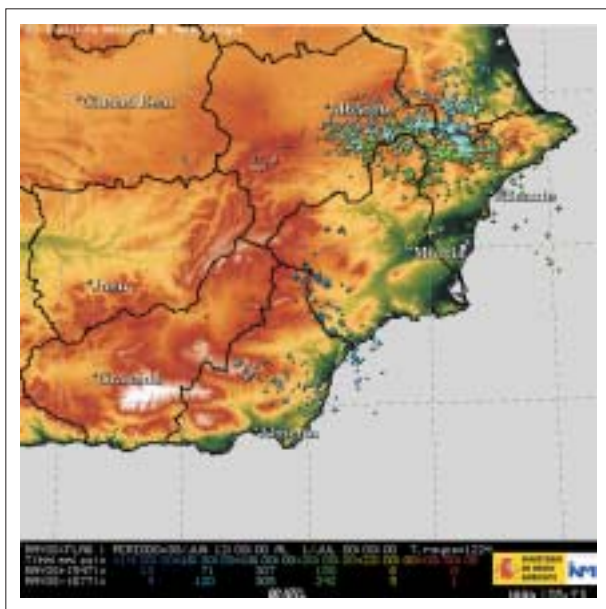


FIG. 9. Mapa de focalización de rayos. Del 30 de junio de 2004 a las 12 h (TMG) al 1 de julio de 2004 a las 00 h (TMG). Fuente: Instituto Nacional de Meteorología (INM).

lluvias muy débiles en algunos observatorios (Novelda 0,6 mm, Agost 0,4 mm, y Monforte del Cid y Crevillente 0,2 mm) y resultaron tormentas secas en otros, tal y como se observa en el mapa de focalización de rayos sobre el sureste Ibérico (*vid.* Fig. 9), a las que acompañó el interesante fenómeno de *heat burst*. A las 22 h (TMG) los restos nubosos de disipación del frente de brisa inestable prácticamente se habían retirado de la geografía alicantina hacia el interior del Mediterráneo y, consecuentemente, el forzamiento de las corrientes descendentes se había debilitado o desaparecido. Seguidamente, las condiciones atmosféricas cambiaron por completo, ya que el aire cálido, que había generado la formación de bajas presiones en superficie, fue reemplazado por la entrada de aire (fresco y húmedo) desde el mar.

IV ANÁLISIS TERRITORIAL DE LAS CONSECUENCIAS METEOROLÓGICAS DEL FENÓMENO DE *HEAT BURST*

El trabajo minucioso con los datos meteorológicos proporcionados por la red de estaciones agroclimáticas, así como con las bandas del termohigrógrafo y barógrafo del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante, ha permitido conocer con bastante exactitud

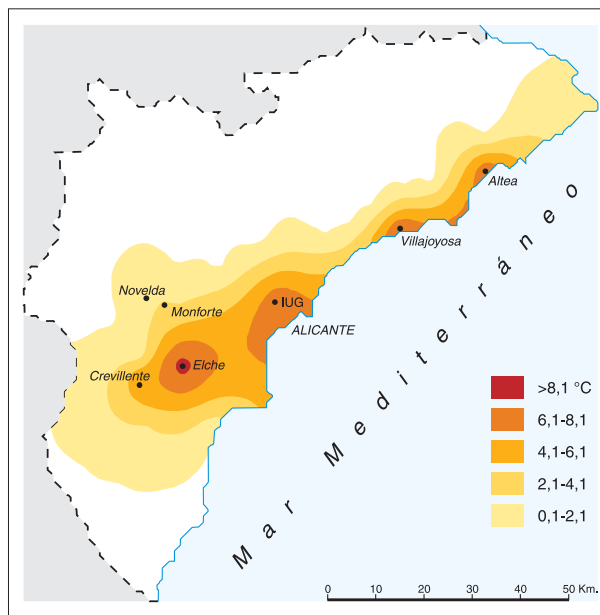


FIG. 10. Ascenso térmico (en °C) detectado en las poblaciones del litoral y prelitoral de la provincia de Alicante por efecto del mecanismo de *heat burst* de la tarde-noche del día 30 de junio de 2004. Fuente: Elaboración propia.

las áreas geográficas alicantinas afectadas por este fenómeno de *heat burst* (*vid.* Fig. 10), así como ha sido posible calibrarlo en términos de intensidad y duración.

El área afectada por el súbito ascenso de la temperatura fue relativamente amplia, englobando a siete observatorios meteorológicos repartidos entre las comarcas del Medio y Bajo Vinalopó, Campo de Alicante y la Marina Baja. Sin embargo, este repentino ascenso de la temperatura, al que acompañó una intensa inflexión a la baja en los valores relativos de humedad, no resultó de idéntico grado de intensidad entre unas áreas y otras. Por lo tanto, a continuación se realiza un estudio territorializado por cada comarca y municipio afectado, a fin de caracterizar a escala local el comportamiento físico de este singular fenómeno atmosférico.

1. BAJO VINALOPÓ

De las cuatro comarcas afectadas, fue en el Bajo Vinalopó donde este mecanismo atmosférico resultó más intenso, al menos considerando la diferencia de temperatura registrada entre los momentos previos a desencadenarse el fenómeno y el punto álgido alcanzado por el mismo. Dos estaciones meteorológicas, Elche y Crevillente, registraron bruscos ascensos térmicos y súbitos

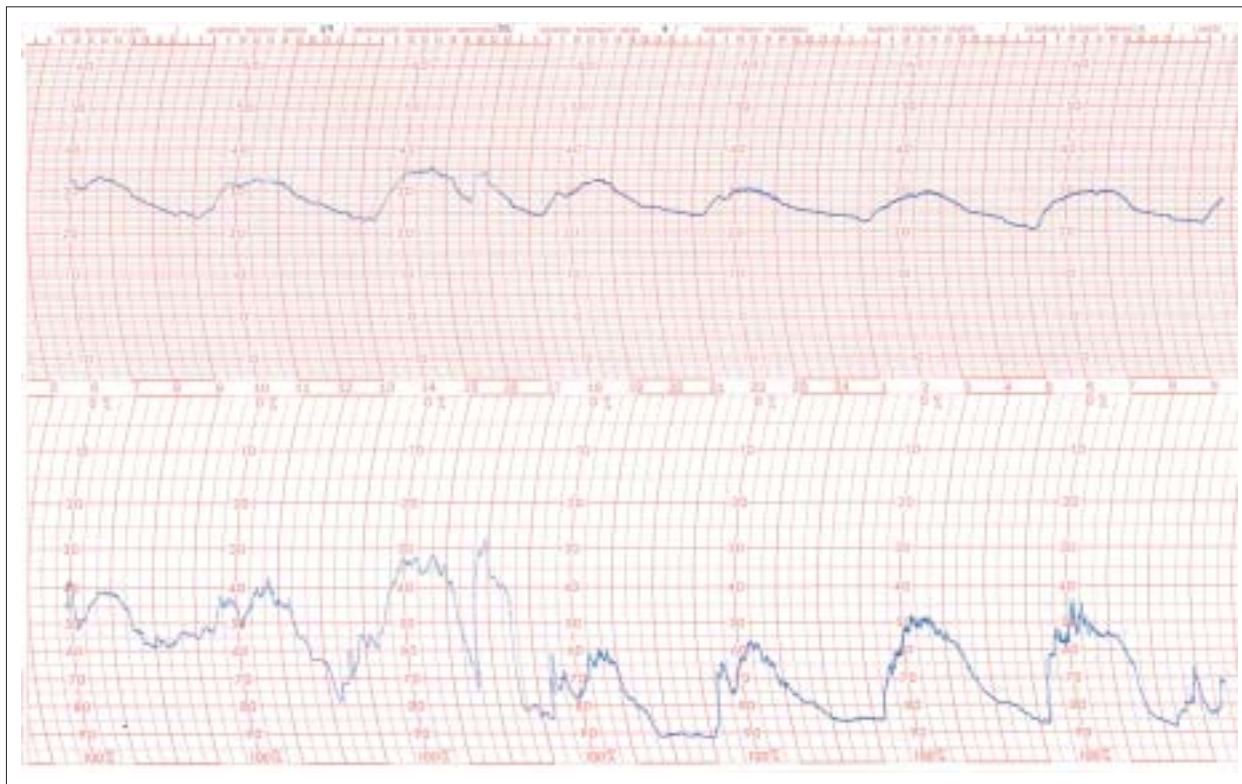


FIG. 11. Banda de termohigrógrafo (del 28 de junio al 5 de julio de 2004) de la estación meteorológica del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante. Instituto Universitario de Geografía. Nótese en las curvas del termohigrograma el súbito ascenso de la temperatura y la brusca caída de la humedad del aire al final de la jornada del 30 de junio de 2004 (Hora local).

descensos de la humedad atmosférica pasada hora y media del ocaso.

Por ejemplo, Elche fue el ejemplo más acentuado, puesto que como se comprueba en la figura 13, la temperatura subió 9,1 °C en apenas dos horas; se pasó de 25,1 °C a las 19 h (TMG) a 34,2 °C a las 21 h (TMG). Además, este valor térmico desbancó la temperatura máxima diaria registrada hasta el momento de producirse este proceso, que había sido de 33 °C a las 11,30 h (TMG). A su vez, la humedad relativa del aire experimentó un importante descenso, de un 40%, desde el 58 (19 h) al 18% (21 h). Como último dato, se remarca un aumento de la velocidad del flujo (picos máximos de viento en torno a 30 km/h) y un cambio en la dirección coincidiendo con el paso del núcleo convectivo.

En la estación meteorológica de Crevillente (*vid.* Fig. 13) el mecanismo de *heat burst* ocurrió en idéntico momento, aunque no alcanzó la misma intensidad. En su caso, el calentamiento adiabático provocado por los movimientos descendentes en el seno de la nube de tormenta, que atravesó la comarca entrada la noche, dispa-

ró el mercurio termométrico 5,9 °C en el mismo intervalo de tiempo; la temperatura varió de 27,7 °C a las 19 h (TMG) a 33,6 °C dos horas más tarde. No obstante, en este caso no se superó el valor térmico máximo diario, de 37,1 °C, registrado en los intervalos semihorarios de las 13,30 y 14 h (TMG).

2. MARINA BAJA

En la comarca de La Marina Baja el fenómeno de *downburst* resultó también muy intenso, sobre todo teniendo en cuenta que el ascenso de temperatura fue más brusco, ya que se midió en la mitad de tiempo, registrándose además varias réplicas.

Las subidas de temperatura detectadas fueron espectaculares en las estaciones meteorológicas automáticas situadas en Villajoyosa y Altea. En el primero de los casos, el perfil de la curva de temperatura dibujada mostró un comportamiento interesantísimo a partir de las 18 h (TMG); en forma de diente de sierra. En la figura 13 se

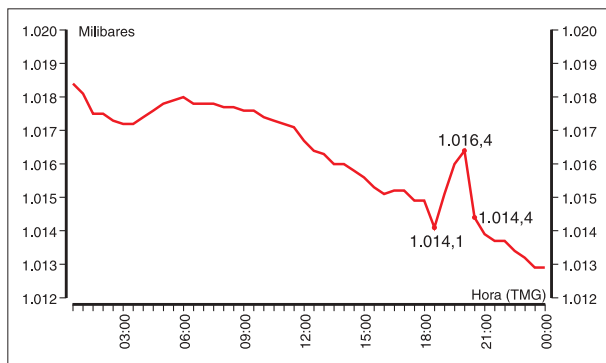


FIG. 12. Evolución horaria de la presión atmosférica durante el día 30 de junio de 2004 (Hora TMG) en la estación meteorológica automática del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante. Instituto Universitario de Geografía.

observan tres bruscos ascensos de la temperatura y otras tantas caídas de la humedad atmosférica. La principal ocurre entre las 17,30 y 18,30 h (TMG), puesto que la temperatura registró un disparo súbito de 8,7 °C en una hora —desbancó la temperatura máxima diaria, de 33,8 °C a las 14 h (TMG)—, pasando de 27,6 °C a 36,3 °C. Por otro lado, la humedad relativa del aire cayó en picado, desde el 46 al 14%, es decir, un 32%. No obstante, el avance de la célula convectiva desde las tierras interiores hacia el espacio litoral en forma de yunque, siguiendo una trayectoria con dirección de ONO a ESE, provocó nuevos desplomes de aire extraordinariamente cálido. Sobre la figura correspondiente a este observatorio se observan brotes secundarios de *heat burst*, algo que sólo se ha detectado (al menos con la intensidad con la cual lo hace) en este observatorio. A las 19 h (TMG) la temperatura cayó 5,3 °C (hasta 31 °C) y la humedad ascendió hasta el 29%. Media hora después, a las 19,30 h (TMG), el fenómeno se repitió, aunque de forma mucho más débil, ya que la temperatura subió de nuevo 3,1 °C (34,1 °C). La última réplica de *heat burst* fue de también muy intensa, casi de idéntica magnitud a la primera, puesto que tras descender el mercurio termométrico hasta los 27,9 °C y la humedad atmosférica ascender hasta el 47% a las 20 h (TMG), la temperatura subió de forma repentina 6 °C, hasta los 33,9 °C, y la humedad bajó hasta el 19%, a las 20,30 h (TMG). Las rachas máximas de velocidad de viento tampoco resultaron muy importantes, alcanzando velocidades máximas de poco más de 30 km/h a las 20,30 h (TMG).

La estación meteorológica de Altea registró también una importante subida de la temperatura y caída brusca de la humedad, coincidiendo con la fase de disipación

de los núcleos convectivos sobre la provincia de Alicante. A las 22 h (TMG) la temperatura ascendió hasta los 32,6 °C, 7,9 °C con respecto al período semihorario de las 21 h (TMG), mientras que la humedad cayó desde el 62%, a esa misma hora, hasta el 21% a las 22 h (TMG).

3. CAMPO DE ALICANTE

La tercera comarca alicantina afectada en la tarde-noche del día 30 de junio de 2004 por el fenómeno de *heat burst* fue la del Campo de Alicante. Las bandas del termohigrógrafo y barógrafo del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante detectaron perfectamente este violento proceso atmosférico.

En la figura 11, correspondiente a la banda del termohigrógrafo (hora local), se observa en forma de muesca el disparo al alza de la temperatura e inflexión a la baja en los valores de humedad que operaron entre las 19,30 y 21,30 h (TMG). La subida de temperatura fue también muy importante, entre 7 y 8 °C en apenas 2 horas (de 27,5 °C a las 19,30 h —TMG— a 35 °C a las 21,30 h —TMG—), al igual que el descenso de la humedad, alrededor de un 45%. Otro dato interesante se muestra en el gráfico de la evolución diaria de la presión atmosférica (*vid.* Fig. 12), donde se detecta una subida de presión de 2,3 mb entre las 18,30 h (TMG), con 1.014,1 mb, y las 20 h (TMG), con 1.016,4 mb. Este comportamiento contrasta con las afirmaciones de otros investigadores, que defienden que, a veces, no siempre, el fenómeno de *heat burst* puede ir acompañado de caídas de la presión atmosférica (INM, 2001 y ARÚS, 2001). Posteriormente, la presión volvió a recobrar los valores registrados en estados previos a acontecer el fenómeno, con descenso de 2 mb entre las 20 y 20,30 h (TMG). Por su parte, el viento, que había estado soplando en régimen de brisas marinas durante las horas centrales del día y hasta la llegada de la tormenta (19 h) con dirección S, SE y ESE (racha máxima de marinada de 25,7 km/h), registró picos máximos de dirección variable entre las 19,30 y 20,30 h (TMG), alcanzando una velocidad máxima de 30,6 km/h a las 20,30 h (TMG).

4. MEDIO VINALOPÓ

La última comarca en la que se ha detectado una evolución súbita de los valores de temperatura y humedad en la tarde-noche del día 30 de junio de 2004 corresponde a la del Medio Vinalopó. Aquí el fenómeno de *heat burst* fue menos intenso, dado el carácter más

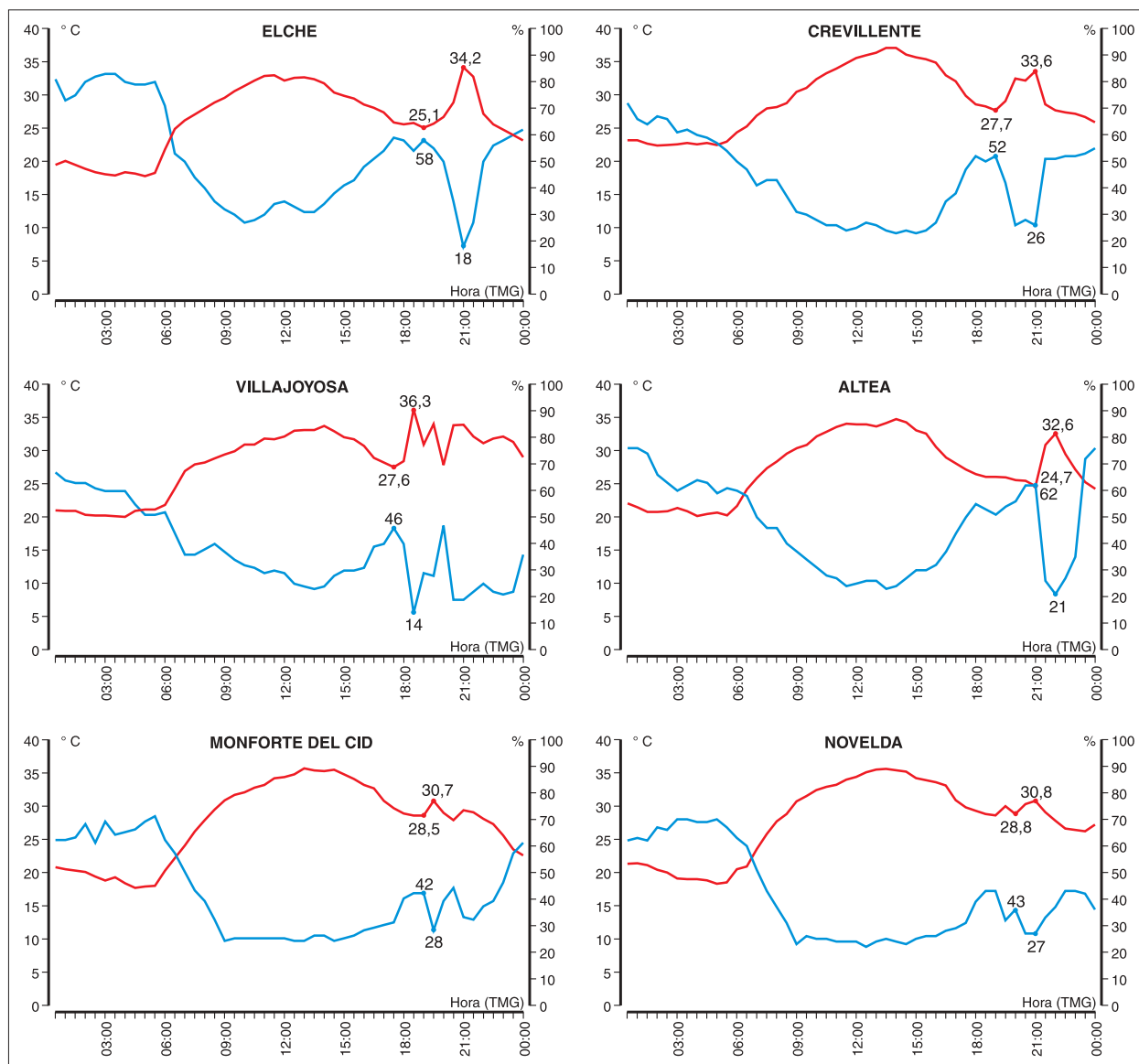


FIG. 13. Gráficos. *Heat burst* 30/06/2004. Fuente: Servicio de Tecnología del Riego (Generalitat Valenciana). Elaboración propia.

continental de los observatorios meteorológicos y, por tanto, el menor calentamiento de las corrientes adiabáticas en su descenso hacia el litoral. A ello se añade la menor evaporación del agua precipitada de la base de la nube convectiva, puesto que recordemos que en esta comarca llegó a llover algunas décimas. Los datos semihorarios de temperatura y humedad de la estación de Monforte del Cid muestran una subida muy ligera del mercurio termométrico, de 2,2 °C; de 28,5 °C a las 19 h (TMG) a 30,7 °C a las 19,30 h (TMG). Paralelamente, la humedad atmosférica cayó en el mismo intervalo de tiempo

del 42 al 28%. Este fenómeno tuvo una segunda réplica entre las 20,30 h (TMG) y las 21 h (TMG), ya que se experimentó un nuevo ascenso térmico de 1,5 °C y un descenso en torno a un 10% en la humedad relativa del aire.

En el caso de Novelda (observatorio meteorológico más interior de todos los que se ha manifestado este proceso atmosférico), la intensidad del *heat burst* resultó muy débil. La temperatura subió 2 °C entre las 20 h y 21 h (TMG), mientras la humedad experimentó un descenso en torno a un 15% en un par de horas.

V CONCLUSIONES

El estudio climático de los súbitos ascensos de la temperatura detectados en varios observatorios meteorológicos alicantinos durante la tarde-noche del día 30 de junio de 2004 ha permitido diagnosticar, de forma aproximativa, las causas atmosféricas y elementos meteorológicos asociados a este fenómeno. Teniendo en cuenta las características principales, el caso de estudio analizado responde a un mecanismo de reventón cálido o *heat burst*:

- El forzamiento en niveles bajos provocado por la intensa convección térmica estival (especialmente en los meses de julio y agosto), reforzada por la convergencia superficial de circulaciones de vientos locales (brisas), genera núcleos de tormenta si en altitud priman condiciones de inestabilidad; a menudo de carácter seco o con muy poca precipitación (dada la ínfima relación de mezcla del aire Tropical continental) allí donde se detecta el disparo de la temperatura, pudiéndose registrar chubascos importantes en el lugar donde se han gestado estos núcleos de tormenta.

- Del seno de estas nubes convectivas, en su fase de disipación, se desploman corrientes verticales de aire de carácter descendente, que evolucionan a razón del gradiente adiabático seco, elevándose la temperatura de la parcela de aire que desciende aproximadamente 1°C cada 100 m. El factor de flotabilidad negativa de la burbuja (energía de las corrientes descendentes) se encuentra ayudado por la intensa evaporación del agua que precipita de la nube (enfriamiento) y atraviesa capas de aire extremadamente secas.

- Las consecuencias meteorológicas se traducen en un disparo espectacular de la temperatura del aire, bruscos descensos de la humedad relativa y rachas de viento a menudo fuertes (no ocurrió en este caso de estudio), que pueden llegar a causar destrozos en tierra. La revisión de los datos de temperatura del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante confirma la importancia climática ligada a este fenómeno: El valor máximo absoluto de temperatura en Alicante durante el

verano de 2004 se registró a favor de un mecanismo de *heat burst* (35,8 °C el día 24 de agosto), desbancando incluso las elevadas temperaturas máximas registradas sobre el espacio litoral en situaciones de poniente. Estos cambios en las variables meteorológicas, de ciclo de vida breve, pueden tener signo contrario en aquellas áreas donde la racha de tormenta es húmeda y descarga precipitaciones; en consecuencia, la temperatura cae en picado y la humedad atmosférica se dispara de forma muy brusca. Esto sucede en el lugar donde se ha gestado la tormenta y se registran fuertes chubascos.

El avance en el conocimiento de las causas atmosféricas, consecuencias meteorológicas, intensidad y ocurrencia de este fenómeno atmosférico requiere la realización de un estudio estadístico que comprenda un mayor número de casos. Las herramientas de predicción y análisis son cada vez más numerosas y de mejor calidad: Por un lado, la información aportada por los sondeos previstos por los modelos resulta fundamental de cara a afinar en el pronóstico de este fenómeno, en cuanto la combinación entre una capa de aire cálida y seca superficial y otra fría y más húmeda en niveles medios es un escenario extraordinariamente proclive para su desencadenamiento (estratificación adiabática seca y sondeo en forma de «V» invertida). Por otro, el reanálisis de la situación atmosférica, con objeto de determinar las causas atmosféricas y consecuencias meteorológicas asociadas, se ha visto facilitado por la ampliación de las redes de observación meteorológica terrestre (automatización de las estaciones de observación) y, en menor medida, aerológica.

La mitigación del factor de riesgo para la aviación, generado por las fuertes rachas de viento asociadas, a menudo, a este mecanismo atmosférico, y la paliación del peligro de propagación de incendios forestales, teniendo en cuenta las condiciones muy favorables que acompañan a este fenómeno (altas temperaturas; débil humedad relativa; escasa lluvia y descargas de electricidad atmosférica), son dos campos de aplicación importantísimos de las investigaciones dedicadas al estudio de este mecanismo atmosférico.

Agradecimientos al Servicio de Tecnología del Riego de la Consellería de Agricultura, Pesca y Alimentación (*Generalitat Valenciana*) por la cesión de los datos de las dieciocho estaciones agroclimáticas utilizadas en este estudio. A mi colega Manuel Bañón, del Centro Meteorológico Territorial en Murcia, por el suministro de los datos aerológicos de la estación de radiosondeo de Murcia. Al Instituto Nacional de Meteorología, por la reproducción de los mapas de tiempo

y rayos, y al *College of Engineering Department of Atmospheric Science (University of Wyoming)* por los diagramas termodinámicos incluidos en este estudio. El autor disfruta de la beca predoctoral FPU del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, que desarrolla en el seno del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante (Instituto Universitario de Geografía) y en el marco de las actividades del Grupo de Climatología de la *Universitat de Barcelona*.

BIBLIOGRAFÍA

- ACAM (1996): *II Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè. Meteorologia aeronàutica. Associació Catalana de Meteorologia* (ACAM), Barcelona, 199 pàgs.
- ARMENGOT SERRANO, R. (1994): «Downburst». *Atlas Climàtic de la Comunitat Valenciana* (Pérez Cueva, A. J., dir.), Conselleria de Obras Públiques, Urbanismo y Transportes, Generalitat Valenciana, Valencia, pág. 64.
- ARÚS DUMENJO, J. (2001): «Reventones de tipo cálido en Cataluña», *V Simposio nacional de predicció del Instituto Nacional de Meteorología*, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, págs. 1-7 (versión electrónica).
- ATKINSON, B. W. (1981): «Downslope winds». *Mesoscale Atmospheric Circulations*, Academic Press, New York, pág. 495.
- AZORÍN MOLINA, C. (2004): «Weather Image: The subtropical jet stream». *Weather*, Octubre 2004, vol. 59, nº 10, *The Royal Meteorological Society, Reading, Berks (United Kingdom)*, pág. 282.
- BERNSTEIN, B. C. y JOHNSON, R. H. (1994): «A Dual-Doppler Radar Study of an OK PRE-STORM Heat Burst Event». *Monthly Weather Review*. February, vol. 122, págs. 259-273.
- CARACENA, F., HOLLE, R. L., DOSWELL III, C. A. (1990): *Microburst. A Handbook for Visual Identification. U. S. Department of Commerce*. NOAA.
- CARACENA, F. (1997): «Forecasting Microbursts and Downbursts». NOAA. Versión electrónica.
- CUBERO, R. (1996): «Aviació comercial: Enlairaments i aterratges». *II Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè (Meteorologia aeronàutica)*, ACAM (Associació Catalana de Meteorologia), Barcelona, págs. 69-80.
- CUNNINGHAM (1989): «Rapid changes of pressure and temperature, Guernsey, 31 July 1983». *Weather, The Royal Meteorological Society, Reading, Berks (United Kingdom)*, págs. 131-133.
- FUJITA, T. T. (1978): *Manual of downburst identification for Project NIMROD*. SMRP Res. Pap. nº 156, University of Chicago.
- FUJITA, T. T. (1981): «Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales». *Journal Atmospheric Sciences*, nº 38, págs. 1.511-1.534.
- FUJITA, T. T. (1985): *The Downburst. Microburst and Macroburst*. University of Chicago.
- GALVIN, J. F. P. (2003): «Radiosondes: Part 2 - Using and interpreting the data». *Weather*, Octubre 2003, vol. 58, nº 10, *The Royal Meteorological Society, Reading, Berks (United Kingdom)*, págs. 387-394.
- GIL OLCINA, A. y OLCINA CANTOS, J. (1997): *Climatología general*. Ed. Ariel Geografía, Barcelona, 579 pàgs.
- GONZÁLEZ MÁRQUEZ, J. y HEREDIA, M. A. (2001): «Convección por brisa en Mallorca». *V Simposio nacional de predicció del Instituto Nacional de Meteorología*, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, págs. 1-6 (versión electrónica).
- INM (2000): *Guía de Meteorología Aeronáutica*. Madrid.
- INM (2001): «Ascenso brusco de la temperatura en Melilla el 23 de julio de 2001». Madrid, págs. 1-7 (versión electrónica).
- INM (2003): «Estudio preliminar de la situación meteorológica del día 5 de septiembre de 2003 en la comarca de la Marina Alta (Alicante)». Centro Meteorológico Territorial en Valencia, Ministerio de Medio Ambiente, Valencia, págs 1-10 (versión electrónica).
- JOHNSON, B. C. (1983): «The Heat Burst of 29 May 1976». *Monthly Weather Review*, vol. 111, págs. 1.776-1.793.
- JOHNSON, R. H., CHEN, S. y TOTH, J. J. (1989): «Circulations associated with a mature-to-decaying midlatitude mesoscale convective system. Part I: Surface features - heat bursts and mesolow development». *Monthly Weather Review*, May, vol. 117, págs. 942-959.
- JOHNSON, R. H. (2001): «Surface Mesohighs and Mesolows». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 82, nº 1, págs. 13-31.
- LEDESMA, M. y BALERIOLA, G. (1993): *Meteorología aplicada a la aviación*. Paraninfo, Madrid.
- LINÉS ESCARDÓ, A. (1992): *Climatología aeronáutica*. Iberia. Madrid, 405 pàgs.
- LINÉS ESCARDÓ, A. (1996): «Meteorologia subsinòptica. Situacions adverses. Problemes i solucions». *II Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè (Meteorologia aeronàutica)*, Associació Catalana de Meteorología (ACAM), Barcelona, págs. 51-60.

McKEEN, P., ANDRA, D. y MORRIS, D. A. (1997): «The 22-23 May 1996 heat burst: A severe wind event». Versión electrónica.

MORENO GARCÍA, M^a C. y GIL AGUINALIU, M. A. (2003): «Análisis de la siniestralidad aérea por causa meteorológica (1970-1999)». *Investigaciones Geográficas*, nº 30, págs. 7-25.

OLCINA CANTOS, J. y AZORÍN MOLINA, C. (2004): «Frentes de brisa en el Levante español». *Estudios Geográficos*, LXV, 254 (enero-marzo 2004), págs. 61-100.

SCHLATTER, T. W. (1995): «Anatomy of a Heat Burst». *Weatherwise, August/Setember*, vol. 48, nº 4, *Helen Dwight Reid Educational Foundation, American Meteorological Society*, págs. 42-43.

STEWART, S. C. y VASILOFF (1999): *Western region downburst prediction module*, NOAA.

TAMAYO, J., ARMENGOT, R. y ALCOVER, V. (1996): «Súbitos ascensos térmicos nocturnos en agosto de 1991». *III Simposio nacional de predicción del Instituto Nacional de Meteorología*, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, págs. 5-12.

TÉLLEZ JURADO, B., CANO ESPADAS, D., PALACIO GARCÍA, I, ROA ALONSO, A. (2001): «Uso de modelos conceptuales de

mesoescala regionalizados para el estudio de una situación convectiva en el CMT de Madrid y Castilla La Mancha». *V Simposio nacional de predicción del Instituto Nacional de Meteorología*, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, págs. 1-6 (versión electrónica).

OTRAS FUENTES:

Boletín Meteorológico Diario del Instituto Nacional de Meteorología.

Mapa de detección de rayos del Instituto Nacional de Meteorología.

Sistema de recepción de imágenes Meteosat-7 del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante. Instituto Universitario de Geografía.

Datos de radiosondeo de Murcia. Centro Meteorológico Territorial en Murcia. Instituto Nacional de Meteorología.

Datos de radiosondeo de Murcia. *University of Wyoming. College of Engineering Department of Atmospheric Science.*

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