

JOSÉ QUEREDA SALA*
ENRIQUE MONTÓN CHIVA*
JOSÉ ESCRIG BARBERÁ*
ANA BELÉN RUESCAS ORIENT*
BELÉN MOLLÁ CANTAVELLA*

LA DETECCIÓN DEL EFECTO TÉRMICO URBANO A TRAVÉS DE LAS IMÁGENES NOAA

RESUMEN

El efecto térmico urbano, aunque innegable, es controvertido en su importancia. A medida que el entorno de los observatorios ha ido acumulando edificios, pavimentaciones, población y actividades, sus registros de temperatura han acusado esos cambios. Las ciudades se han convertido en células o burbujas de condiciones climáticas muy distintas a las del entorno atmosférico o rural en que están enclavadas. Este proceso denominado de la "isla de calor", constituye un auténtico talón de Aquiles en los análisis sobre la evolución de las temperaturas. El presente trabajo pone de manifiesto la naturaleza e importancia de este proceso sobre la región mediterránea española a través de la imaginería infrarroja del NOAA. Las imágenes han mostrado la relevancia del fenómeno y sus principales características.

PALABRAS CLAVE: Efecto térmico urbano, Imágenes NOAA.

ABSTRACT

DETECTION OF THE URBAN THERMAL EFFECT BY MEANS OF NOAA IMAGERY

The urban effect over registered temperatures is undeniable, though controversial in its degree of importance. It is known that urban effect warming exists, and it has been shown to be related to city growth. Buildings, pavement and human activities now surround the surface weather stations that have traditionally recorded surface temperatures, thereby making them urban weather stations. To determine whether the temperature is changing, long-term temperature records must be studied. So if the cities grow, the urban effect warming causes a warming signal in the weather records that must be separated from global temperature. That effect is called the "urban heat island". The capabilities of the satellite-based sensors to provide high spatial resolution thermal imagery are used here in the field of urban climatology. The temperature maps derived from the NOAA-AVHRR imagery show the principal characteristics of the Mediterranean heat island intensities and their importance in understanding the temperature trends.

KEY WORDS: Registered temperatures, Urban heat island, Imagery NOAA.

* Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I.
Fecha de recepción: septiembre 2003. Fecha de aceptación: abril 2004

INTRODUCCIÓN

El cambio climático global se ha convertido en uno de los mayores retos científicos actuales. No es para menos por cuanto que el principal problema ambiental previsto para los próximos cincuenta o cien años es el cambio climático causado por el crecimiento en la concentración atmosférica de CO₂ y otros gases básicamente producidos por la actividad humana. En este sentido y como eje de la hipótesis se viene asumiendo que la temperatura de la tierra ha aumentado sensiblemente a lo largo del último siglo. Los datos mejor establecidos, en "grids" hemisféricos y globales, comprenden ya el análisis de 2.666 estaciones, de las que 118 comenzaron en 1860 para el Hemisferio Norte, mientras que en el Hemisferio Sur, el estudio se realiza sobre 610 estaciones de las que sólo siete de ellas se inician en 1860 (P. D. JONES *et al.*, 1986; P. D. JONES *et al.* 1991; P. D. JONES *et al.*, 1994; H. WILSON and J. JANSEN, 1994; K. Y. VINNIKOV *et al.*, 1994; P. D. JONES, 1996; P. D. JONES *et al.*, 2000). Estos análisis permiten afirmar que el aumento de las temperaturas en el Hemisferio Norte, durante todo el siglo XX, ha sido estimado en 0'7 y 0'8 °C (Figura 1).

Nos hallamos ante la cuestión clave de la hipótesis del cambio climático. En efecto, el aumento térmico, a las distintas escalas globales o regionales, viene siendo estimado básicamente a partir del análisis de las temperaturas obtenidas en las principales estaciones regionales u observatorios históricos. No obstante, este análisis presenta algunas dificultades ya que ciertos procesos no climáticos como el englobe de los observatorios por las ciudades y el cambio de localización de la mayor parte de los observatorios deben ser tenidos en cuenta. De ahí la necesidad de proceder a un riguroso análisis de estos procesos. En este sentido pensamos que los análisis regionales de temperaturas pueden contribuir eficazmente a eliminar esos "ruidos" de las series térmicas y a detectar mejor el verdadero "trend" de calentamiento climático (J. QUEREDA SALA and E. MONTON CHIVA, 1994).

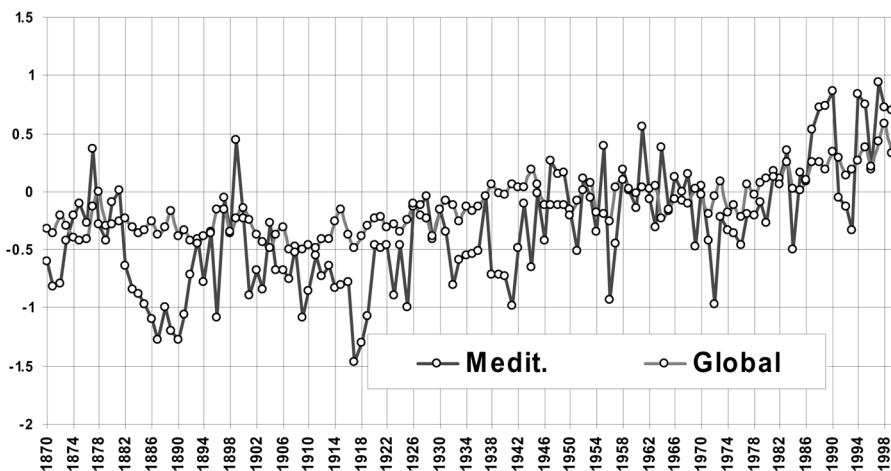


Figura 1. La evolución térmica mediterránea comparada con la global, anomalías con respecto al período 1960-1990 (1870-2000). La temperatura media mediterránea corresponde al promedio de los 12 observatorios de primer orden ubicados en las capitales de provincia de la región mediterránea española.

EL EFECTO TÉRMICO DE LA URBANIZACIÓN

Con plena seguridad, el más sutil y complejo de esos “ruidos” o procesos perturbadores de los registros térmicos es el derivado del cambio de ambiente en torno al observatorio. Su principal manifestación es el efecto urbano o isla de calor (D. O. LEE, 1992). De hecho, este efecto constituye el verdadero talón de Aquiles de los análisis de las series de temperatura.

La existencia del efecto térmico urbano es innegable. A medida que el entorno de los observatorios ha ido acumulando edificios, pavimentaciones, población y actividades, sus registros de temperatura, y en menor medida los de precipitación, han acusado esos cambios. Las ciudades se han convertido en células o burbujas de condiciones climáticas muy distintas a las del entorno atmosférico o rural en que están enclavadas. Así, si bien durante el día las temperaturas de la ciudad son tan sólo ligeramente más cálidas en verano y algo más frías en invierno, en cambio durante la noche la ciudad es notablemente más cálida que sus alrededores, con valores que pueden superar los 5 ó 6 °C. La ciudad es así una “isla de calor” a causa de una serie de complejos procesos energéticos que, principalmente, son los siguientes:

- 1) Las ciudades producen grandes cantidades de calor interno mediante las actividades y combustiones industriales, domésticas y de tráfico.
- 2) Cada habitante, a través de la respiración, puede caldear más de 40 m³ de aire al día.
- 3) Las superficies planas irradian hacia arriba; sin embargo la ciudad multiplica la inclinación y verticalidad de las superficies que irradian tanto vertical como horizontalmente con lo que el calor que queda en niveles bajos es mayor.
- 4) Los edificios están formados por células con aire cálido inmovilizado y de mayor retraso en su enfriamiento nocturno.
- 5) Los materiales de construcción urbana, más densos, son hipertérmicos y de una capacidad calorífica mayor que la de los integrantes del suelo natural.
- 6) Frente a una activa transpiración vegetal en el entorno rural, la evaporación física y pérdida de calorías en el interior de las ciudades es tanto más reducida cuanto que lo es el viento.
- 7) La cúpula o atmósfera de contaminación que cubre las ciudades contiene más eficazmente la radiación de onda larga y calor urbano.

La complejidad de todos esos procesos energéticos asociados al gran crecimiento de los núcleos urbanos en las últimas décadas, paralelamente al gran interés que suponen para la correcta interpretación de las series térmicas largas, precisamente las registradas en observatorios de ubicación urbana, justifica la necesidad de un riguroso análisis de los mismos. En consecuencia, el presente análisis ha sido desarrollado sobre dos fundamentos: el tratamiento estadístico de las series climáticas temporales con las mejores técnicas actuales y la teledetección de los procesos térmicos reales a través de la imaginería infrarroja del NOAA. Ambos métodos han mostrado conclusiones ciertamente concluyentes sobre la existencia e importancia de los procesos térmicos generados por el crecimiento de las ciudades.

LA EVOLUCIÓN DE LAS TEMPERATURAS

Nos hallamos ante la cuestión clave de la hipótesis del cambio climático. A este fin el análisis de la evolución térmica ha sido efectuado bajo dos criterios fundamentales: una homogeneización rigurosa de todas las series térmicas y una comparación exhaustiva entre observatorios "urbanos" y observatorios "rurales". En este orden de tratamiento estadístico se ha aplicado el método o test de Alexandersson (1986) y Alexandersson y Moberg (1997) para la homologación y eventual corrección de las series térmicas. Esta técnica, comenzada a desarrollar en la Europa nórdica, está llamada a ofrecer resultados prometedores y, en todo caso, a validar los resultados de tratamiento con métodos o tests más simples como los empleados hasta ahora.

Los observatorios y los datos

Los datos utilizados para este análisis estadístico corresponden a la red de observatorios meteorológicos de la Región de Murcia y de la Provincia de Alicante, territorios que cuentan con una buena red de observatorios (33) con series de longitud mayor a cincuenta años. En conjunto esta red comprende 3 estaciones de primer orden y 30 de segundo orden (Figura 2). Los datos de base (I.N.M., Instituto Nacional de Meteorología) han sido las medias mensuales de las temperaturas medias mínimas y máximas.

Dado que la validez de toda conclusión sobre la evolución del clima depende de la calidad de los datos, todas las series utilizadas han debido ser sometidas a un cierto número de operaciones de control. La primera etapa de tratamiento de los datos ha consistido

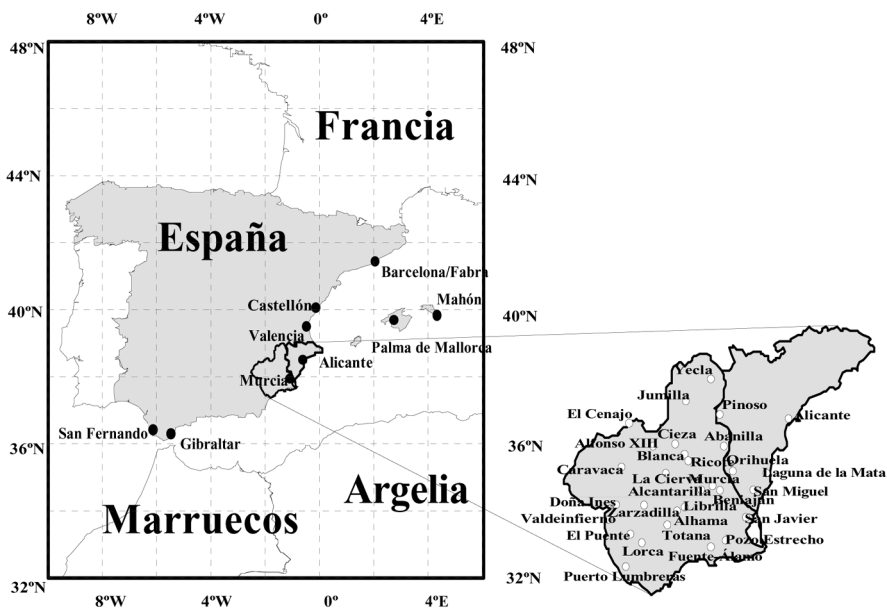


Figura 2. Mapa de los principales observatorios de la Región de Murcia y Provincia de Alicante utilizados en este estudio.

en testear la continuidad y coherencia espacial de las medias térmicas mensuales con reconstitución de los valores inexistentes por ausencia o pérdida. Asimismo, los valores que no estaban comprendidos en el intervalo de confianza al 99 % han sido rechazados. Todos estos valores, ciertamente poco numerosos y en ningún caso superiores al 3 % de la longitud de serie, han sido reconstituidos con la ayuda de una interpolación simple con las medias de los observatorios más próximos y de mejor coeficiente de correlación, $r > 0.7$.

En una segunda fase, las series climáticas establecidas han sido sometidas a un control de homogeneidad. En este orden de conocimiento, un tratamiento inicial mediante los tests de homogeneidad interna (métodos de secuencias y de Helmert) y los tests de homogeneidad relativa han permitido considerar que la mayor parte de las series no eran aleatorias. En consecuencia todas las series utilizadas han sido sometidas a un cierto número de operaciones de control de homogeneidad y corrección de heterogeneidades. Las técnicas utilizadas se han basado en la metodología expuesta por Alexandersson (1986) y Alexandersson y Moberg (1997). Una metodología que recogiendo las mejores innovaciones estadísticas proporciona, hoy por hoy, una de las mejores aproximaciones al problema de tratamiento de las series climáticas temporales.

En este último test, método de Alexandersson, una serie es definida como homogénea con relación a una serie sincrona de referencia si las diferencias o ratios entre observaciones simultáneas constituyen una serie de números aleatorios. Para ello es obligado definir una serie de referencia. Esta serie debe imperativamente presentar caracteres de homogeneidad y buena correlación con la serie estudiada. No obstante, si bien es fácil encontrar para cada observatorio a testear un observatorio próximo presentando una buena correlación con la serie estudiada, resulta por el contrario delicado caracterizar la homogeneidad interna de cada serie. Ello obliga a calcular una serie media de referencia con las diferentes series y en la que las heterogeneidades queden difuminadas.

Ciertamente, aquí podría radicar una debilidad del método. En efecto, el procedimiento consiste en promediar series homogéneas o no, esperando atenuar el efecto de las rupturas en las series no homogéneas, que desgraciadamente son la mayor parte. Si ello permite la mayor parte del tiempo detectar las rupturas de homogeneidad sobre la serie en test, es preciso no olvidar que los coeficientes correctores deducidos de la serie de diferencias o ratios están sesgados. El corregir una serie a partir de otra serie de referencia implica generalmente la igualación de las tendencias de la serie corregida y de la serie de referencia. De este modo, si no se está seguro de la calidad de la serie de referencia, lo que es *a priori* el caso, los resultados pueden ser falseados. Es por ello por lo que hemos adoptado una precaución. Esta es la de eliminar del cálculo de referencias las series claramente no homogéneas con coeficiente de correlación menor de 0.7. Obvio es señalar que la red de observatorios mostrada en la figura 2 ha cumplido con esta cautela.

Una referencia específica a cada observatorio es así calculada. El cálculo consiste en una media ponderada mediante los cuadrados de los coeficientes de correlación a fin de que cada serie tenga el peso específico que le corresponda en la configuración de la serie de referencia. De este modo se forma una serie con las diferencias (temperaturas) o con los coeficientes (precipitaciones) entre los valores a testear y los de referencia. En esta serie, que es normalizada, el test trata de descubrir un cambio con respecto a la media. Para cada paso de tiempo, mes o año, un valor de test es calculado y comparado al valor crítico para una confianza dada. En caso de sobrepasar este valor crítico se considera que existe heterogeneidad. La fecha más probable de ruptura de homogeneidad corresponde al valor máximo del test (Figura 3).

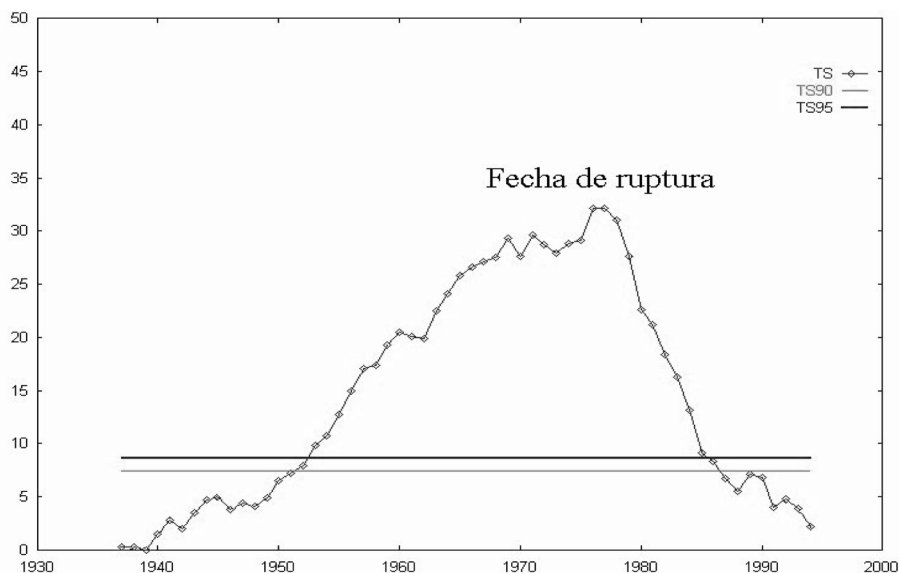


Figura 3. Ejemplo de gráfico del método de Alexandersson: TS, test estadístico sobre la serie de diferencias de Jumilla (Murcia). Las líneas horizontales representan el intervalo de confianza al 90 y al 95 % del test.

Este test, como los otros más convencionales, nos ha permitido considerar que una gran parte de las series no eran aleatorias. Por ello hemos procedido a la corrección de heterogeneidades para disponer de la suficiente calidad en las series para garantía de las conclusiones de tendencia.

En esta tercera fase, la más laboriosa, todas esas rupturas de homogeneidad han sido corregidas a partir de la fecha mostrada por el test de Alexandersson. Sin embargo es preciso señalar que, en la mayor parte de los casos, se han verificado y confirmado tales rupturas mediante el histórico de cada uno de los observatorios, sin menoscabo de las ignorancias para las que el test está precisamente concebido. El periodo que se considera heterogéneo es el que está situado antes de la fecha de ruptura. El método utilizado para la corrección de las heterogeneidades ha consistido en establecer la diferencia entre la media del período en la serie a corregir y la media del periodo en la serie homogénea y de sumar esa diferencia a los valores de la serie a corregir. Para calcular la media se ha utilizado la fórmula propuesta por Alexandersson y Moberg (1997). Los coeficientes de correlación entre las series tratadas de las temperaturas medias deben mostrar una buena conexión, $r > 0.7$.

Resultados del análisis: La evolución secular de las temperaturas en la Región de Murcia y Provincia de Alicante

La evolución de la temperatura media anual muestra una apreciable tendencia de calentamiento climático (Figura 4). Esta tendencia media regional ha alcanzado valores de

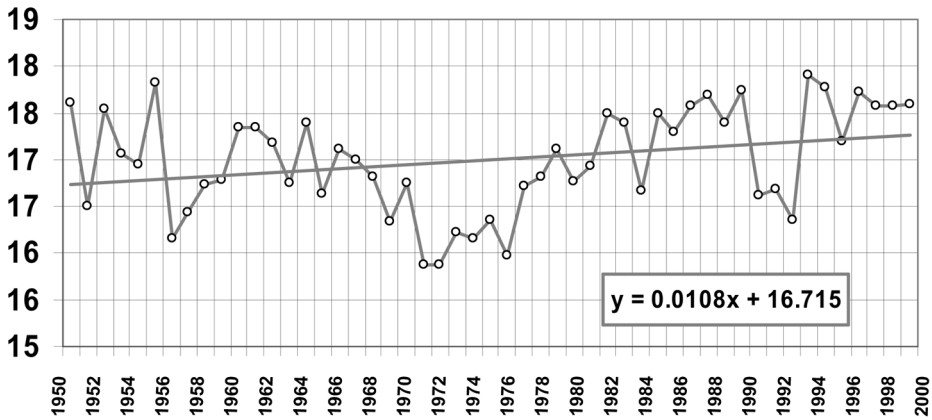


Figura 4. Evolución de la temperatura media anual como promedio de la Región de Murcia y Provincia de Alicante.

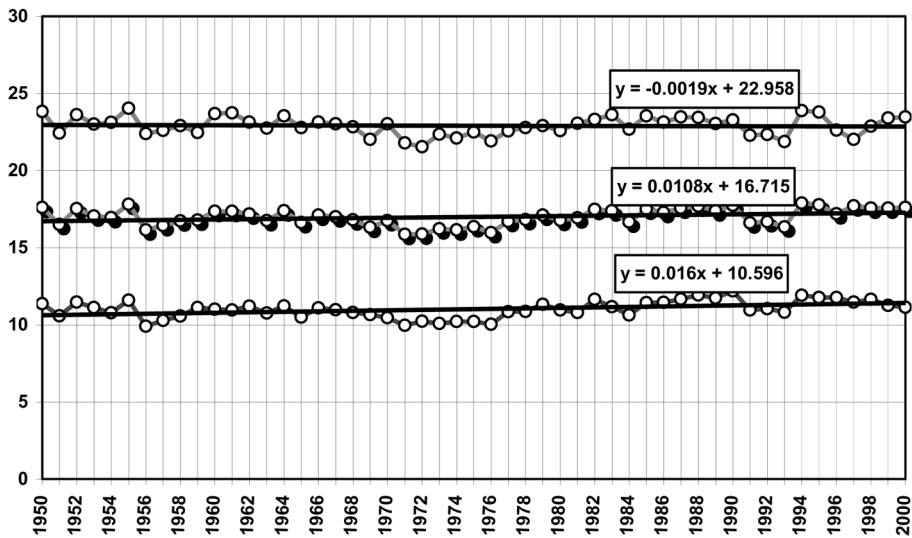


Figura 5. Evolución y tendencia de las temperaturas medias anual, máxima y mínima en los observatorios de la Región de Murcia y de la Provincia de Alicante. Fuente: I.N.M. y elaboración propia.

0.5 °C a lo largo de la segunda mitad del siglo XX. Sin embargo, tanto los diferentes valores entre observatorios como la diferencia de comportamiento entre las temperaturas máximas y las mínimas sugieren una heterogeneidad de calentamiento y, consecuentemente, algunas incertidumbres y reflexiones.

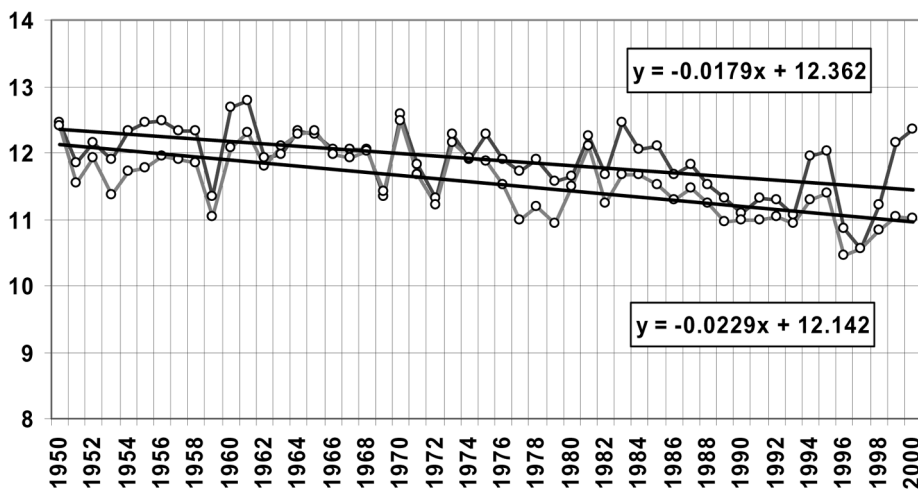


Figura 6. La reducción de las amplitudes medias diarias ha sido una constante a lo largo de la segunda mitad del siglo XX. Una reducción que ha sido más intensa en las grandes ciudades (curva inferior).

A este respecto, y tras el complejo y laborioso proceso de homogeneización y corrección de heterogeneidades, podemos estimar que una parte de esa elevación de la temperatura, 0.5°C sobre la segunda mitad del siglo XX, podría resultar del efecto urbanización. Un efecto que se manifiesta progresiva y acumulativamente ya que los observatorios han sido absorbidos paulatinamente por la expansión de las ciudades. El resultado de este proceso bien puede venir reflejado en el hecho de que toda la elevación térmica se ha venido produciendo exclusivamente en las temperaturas mínimas, con un valor de 0.8°C a lo largo del periodo 1950-2000 (Figura 5). La evolución de las temperaturas máximas, con -0.2°C , igualmente durante la segunda mitad del siglo XX, apenas ha mostrado tendencia alguna y en todo caso ésta sería de enfriamiento.

Consecuentemente, los contrastados comportamientos de las temperaturas máximas y mínimas se han traducido en una reducción de la amplitud térmica diaria media (Figura 6).

Este proceso viene además evidenciado por el hecho de que simultáneamente a esa mayor reducción de la amplitud térmica diaria, la elevación de las temperaturas registrada en los 3 observatorios enclavados en urbes de más de 100.000 habitantes (Murcia, Elche y Alicante) ha sido mayor que en el resto de los observatorios (Figura 7). De este modo, y durante la segunda mitad del siglo XX, la temperatura de los observatorios urbanos se ha elevado 0.6°C , mientras que la de los observatorios rurales tan sólo habría ascendido 0.4°C . En consecuencia, esta diferencia permite concluir que la verdadera "elevación natural" de la temperatura, corregida del efecto urbanización, podría ser más reducida de lo que los actuales modelos preconizan.

Ciertamente que este proceso puede ser debido también, como señalan algunos autores, al aumento de la nubosidad. Sin embargo, de recurrir a esta causa, deberá explicarse por qué ese aumento de nubosidad sólo se ha producido durante los periodos nocturnos o de temperaturas mínimas. Un proceso que ciertamente no ha sido posible verificar. El

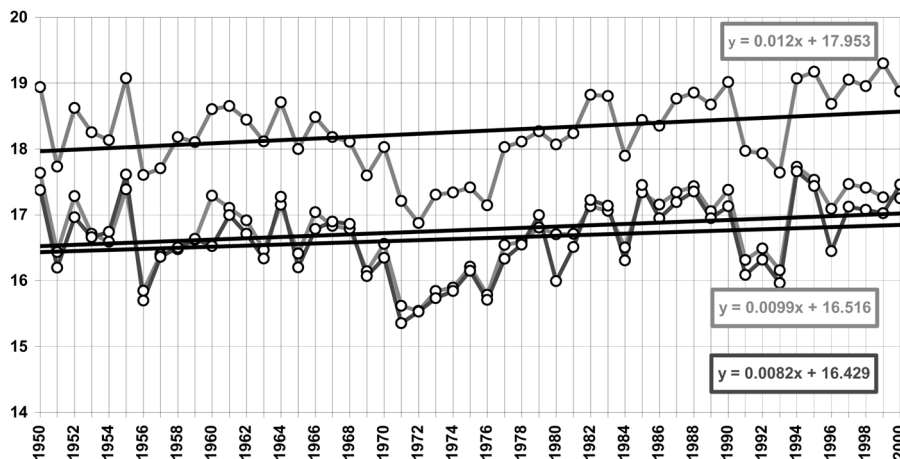


Figura 7. Evolución y tendencia de la temperatura media anual en los observatorios urbanos de Murcia, Elche y Alicante, así como en los restantes observatorios "más rurales" (De 80.000 a 20.000 y menores de 20.000 habitantes) Fuente: I.N.M. y elaboración propia.

efecto de calor urbano permanece pues como un auténtico talón de Aquiles de las actuales estimaciones sobre las tendencias y valores del calentamiento climático. La evolución térmica del observatorio de Murcia resulta paradigmática en este orden de conocimientos.

La historia del observatorio meteorológico de Murcia ha proporcionado una buena experiencia sobre los procesos térmicos asociados al crecimiento de las ciudades. Experiencia que, en síntesis, ha permitido "substraer" la influencia de calor urbano que podría venir afectando a los termómetros del observatorio. El observatorio, creado en 1869, se trasladó en 1954 desde el Instituto Alfonso X a la Universidad, donde permaneció catorce años hasta su nuevo traslado a Vistabella en 1967. En Vistabella permanece hasta 1984 en que se traslada a la villa de Guadalupe, si bien el I.N.M. ha mantenido el observatorio de Vistabella de modo que las observaciones vienen siendo simultáneas. Los traslados iniciales, especialmente el de 1967 desde la Universidad, en el centro urbano, a Vistabella en el exterior, quedan reflejados en el gran retraso y amortiguamiento de los efectos urbanos sobre las temperaturas registradas (Figura 8). Cuando estos efectos, que ya se comenzaban a registrar, podrían haberse dejado sentir más intensamente el observatorio es desplazado (1967) hacia una periferia abierta junto al río Segura, Vistabella. En cualquier caso, la aportación urbana queda de manifiesto en la evolución seguida por las temperaturas mínimas en el observatorio de Vistabella y la crisis que experimentan con el traslado al nuevo observatorio situado en la localidad vecina de Guadalupe. Una aportación que, insensible en las temperaturas máximas, se acusa bruscamente en el notable descenso de las temperaturas mínimas desde 1985, año del traslado a Guadalupe. Es además muy significativo que el mismo observatorio de Guadalupe esté registrando una elevación progresiva de las temperaturas mínimas en los últimos años. Un signo que igualmente viene a mostrar que ese $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ de aumento térmico "natural" estimado sobre el valor de tendencia de los observatorios "rurales" también podría estar afectado artificialmente.

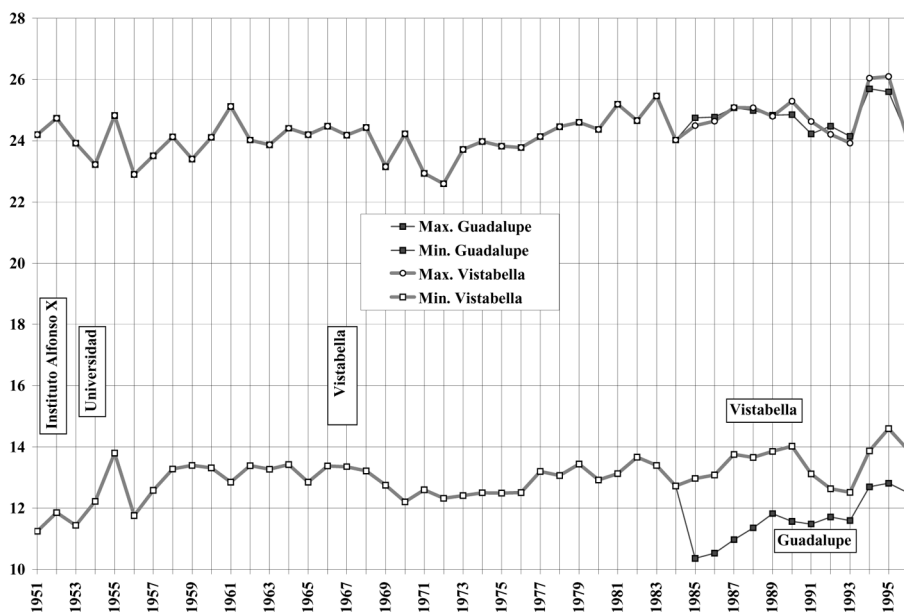


Figura 8. Evolución de las temperaturas máximas y mínimas del observatorio de Murcia en sus diversas ubicaciones. Fuente: I.N.M. y elaboración propia.

En consecuencia, asumiendo que el calentamiento de los observatorios “rurales” fuese la tendencia natural del clima en la región mediterránea española, el valor del mismo habría sido de tan sólo 0.4°C durante la segunda mitad del siglo XX. No obstante, todavía sería precisa una matización al hecho de asumir ese valor como representativo del calentamiento natural puro. En efecto, bajo el epígrafe o calificativo de “rurales” estamos englobando observatorios enclavados en aglomeraciones de más de 10.000 habitantes y con fuerte crecimiento urbanístico. Consecuentemente, en ese valor de calentamiento de 0.4°C a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, también podría estar camuflando algún valor de efecto urbano, tal y como ha mostrado la evolución térmica del observatorio de Guadalupe. En todo caso, este aumento parece compatible con el aumento previsto por los modelos globales más moderados según las emisiones de GEIs futuras (SRES).

LA DETECCIÓN DEL EFECTO TÉRMICO URBANO A TRAVÉS DE LAS IMÁGENES NOAA

Probablemente una de las aplicaciones más interesantes de la teledetección esté siendo la concerniente al campo meteorológico. En este sentido y dado que en la naturaleza todo está gobernado por lo térmico, la génesis de los principales procesos meteorológicos aparece vinculada a la variabilidad espacial y temporal de la temperatura superficial del planeta. En consecuencia, no cabe duda de que sobre el complejo puzzle de sustancias que componen la superficie planetaria, el contraste de los espacios urbanos sobre el resto puede constituir uno de los campos más relevantes de la teledetección.

En este orden de conocimientos y ante la importancia que el efecto de calor urbano puede estar teniendo en esos "ruidos" que encierran las series de temperatura, hemos procedido a resaltar el proceso mediante las imágenes de satélite. Las imágenes utilizadas en el presente trabajo proceden del satélite NOAA. Estos satélites de la serie NOAA funcionan en pares, pasando dos veces al día sobre el mismo lugar y con una resolución temporal de 12 horas. Situados a una altitud media de 833 Km, poseen una resolución espacial de 1 x 1 Km (1.1 Km píxel en el nadir). Esta serie de satélites TIROS-NOAA, activa desde 1970, esta equipada del sensor AVHRR de alta resolución desde 1978 (NOAA-5). Actualmente están operativos los de la serie KLM (1998) que va desde el NOAA-15 al NOAA-17, si bien todavía el NOAA-12, en órbita, sigue enviando imágenes. De ellos, los satélites con numeración par cruzan el ecuador a las 7.30 y a las 19.30 horas, mientras que los de numeración impar lo hacen a las 2.30 y a las 14.30 horas. El período orbital es de 102 minutos y consecuentemente 14.1 órbitas diarias.

El sensor que transportan los satélites actuales es el AVHRR/3 (Advanced Very High Resolution Radiometer), cuyos filtros proporcionan información multispectral en el rango del visible al infra-rojo térmico mediante seis canales. Los canales 1 (0.58 a 0.68 mm), y 2 (0.725 a 1.10 mm) recogen datos del albedo de 0 a 25 %. El canal 3 (1.6 mm) utiliza la primera mitad de su rango dinámico (3A) para detectar el albedo de 0 a 12.5 %. La segunda mitad del canal 3 (3B) se comparte con un canal en el infra-rojo próximo (3.7 mm). Finalmente, los canales 4 y 5 filtran el infrarrojo térmico (en 10.8 y 11.5 mm) respectivamente y son los especialmente utilizados para extraer información acerca de las temperaturas.

La adquisición de la citada imagería se ha realizado en el laboratorio de Climatología de la Universitat Jaume I, mediante estación DARTCOM y antena rotatoria de recepción que permite el seguimiento de los satélites desde que su elevación sobre el horizonte es de tan sólo 2°. La temporalidad es de una imagen cada 3 horas aproximadamente. La calibración y navegación de las imágenes se realiza siguiendo las indicaciones de la NOAA KLM User's guide, integradas en el software SIAMIV. La calibración transforma los valores de las cuentas digitales originales de las imágenes en valores de albedo para los canales del visible, y temperatura de brillo o radiancia para los canales en el infrarrojo.

Tras esta adquisición, es preciso tratar la información contenida en las imágenes mediante una corrección del efecto que la atmósfera provoca sobre las energías electromagnéticas propagadas en su seno. De este modo, para obtener temperaturas de la superficie terrestre es necesario procesar las imágenes debidamente calibradas mediante esta corrección de efecto atmosférico. El método utilizado en el presente trabajo ha consistido en:

1. Eliminar aquellos píxeles cubiertos o contaminados por nubes mediante una serie de máscaras. Estas máscaras han sido construidas a partir de la información obtenida con diversos test de nubosidad (SAUNDERS y KRIEBEL, 1988) y la metodología varía según se trate de imágenes diurnas (con bandas en el visible) o nocturnas (sin el rango del visible disponible).
2. Estimación de la emisividad: ésta depende de la composición, la rugosidad y el contenido de humedad de cada superficie y varía con las condiciones de observación, la longitud de onda, la resolución del píxel y el ángulo de observación. Esta estimación

es fundamental para calcular la temperatura del suelo. El procedimiento para medir la emisividad de las distintas superficies está basado en los umbrales del índice ND-VI (Normalized Difference Vegetation Index), que puede ser fácilmente calculado mediante la información de los satélites Landsat (bandas 3 y 4 del sensor TM) y Spot (bandas 2 y 3 del sensor multiespectral) o mediante el método desarrollado por Sobrino y Raissouni (2000). Este es un método semi-empírico que se basa en la introducción de parámetros efectivos considerando una superficie dada como constituida por una mezcla de suelo desnudo y vegetación (SOBRINO *et al.*, 1990).

3. Aplicación del algoritmo de temperatura o asignación de píxeles mediante un algoritmo de máxima verosimilitud. La radiación infrarroja emitida llega al sensor atravesando la atmósfera, donde parte de la energía es absorbida por diferentes componentes atmosféricos, especialmente por el vapor de agua. La radiancia que llega al sensor se traduce en unos valores de temperatura menores de los que de verdad se emiten desde el suelo. Para corregir este desfase se utiliza una técnica llamada *split-window* o ecuación bicanal en el intervalo de 10 a 12.5 mm. La base de esta ecuación es que la atenuación atmosférica que sufre la radiancia emitida es proporcional a la diferencia entre las radiancias medidas desde satélite de la misma superficie realizadas simultáneamente en dos canales térmicos distintos, sujetos a distinta absorción atmosférica (MCMILLIN, 1975). La ecuación de *split-window* desarrollada por Sobrino y Raissouni (2000), que utiliza la radiancia de los canales 4 y 5 del NOAA junto con medidas de emisividad y vapor de agua ha sido la utilizada en el presente estudio.

$$T_4 + (1.4 + 0.32 (T_4 - T_5)) (T_4 - T_5) + 0.83 + (57 - 5W) (1 - \epsilon) - (161 - 30W) \Delta \epsilon$$

donde T_4 y T_5 son las temperaturas aparentes en esos canales y ϵ la emisividad.

4. Por último, la asignación de píxeles se muestra mediante una tabla de colores apropiada a la leyenda de cada imagen para el rango de valores en °C.

Todo este tratamiento ha permitido discriminar el estado térmico de la superficie seleccionada en los momentos críticos del proceso de generación de calor urbano. Esta superficie seleccionada corresponde a la región mediterránea española y su elección ha estado basada en los criterios de disponer de un buen análisis estadístico del fenómeno y de la buena información sobre la estructura de un espacio donde la conurbación forma un eje entre el mar y la zona rural. Las imágenes ponen constantemente de manifiesto la existencia de ese foco de calor que representan las áreas urbanizadas y de actividad humana. Especialmente en la imagerie nocturna y de madrugada es cuando la asignación algorítmica de temperatura en los píxeles se muestra más nítida y contrastada. En cambio, las imágenes obtenidas durante los períodos diurnos y con máxima insolación son poco contrastadas entre espacios urbanos y rurales habida cuenta de la bajísima capacidad conductora de los suelos y consecuentemente de la notable elevación térmica que pueden experimentar durante los períodos de mayor incidencia solar. De este modo, los efectos térmicos de suelos extraordinariamente secos y con vegetación baja o rala pueden ser de la misma o superior magnitud a los provocados por las celdas de aire que componen los espacios urbanos.

Este es el caso ilustrado en la figura 9 y correspondiente al día 5 de agosto de 2003. En la imagen se puede observar la perfecta delimitación de las áreas urbanizadas a tenor de

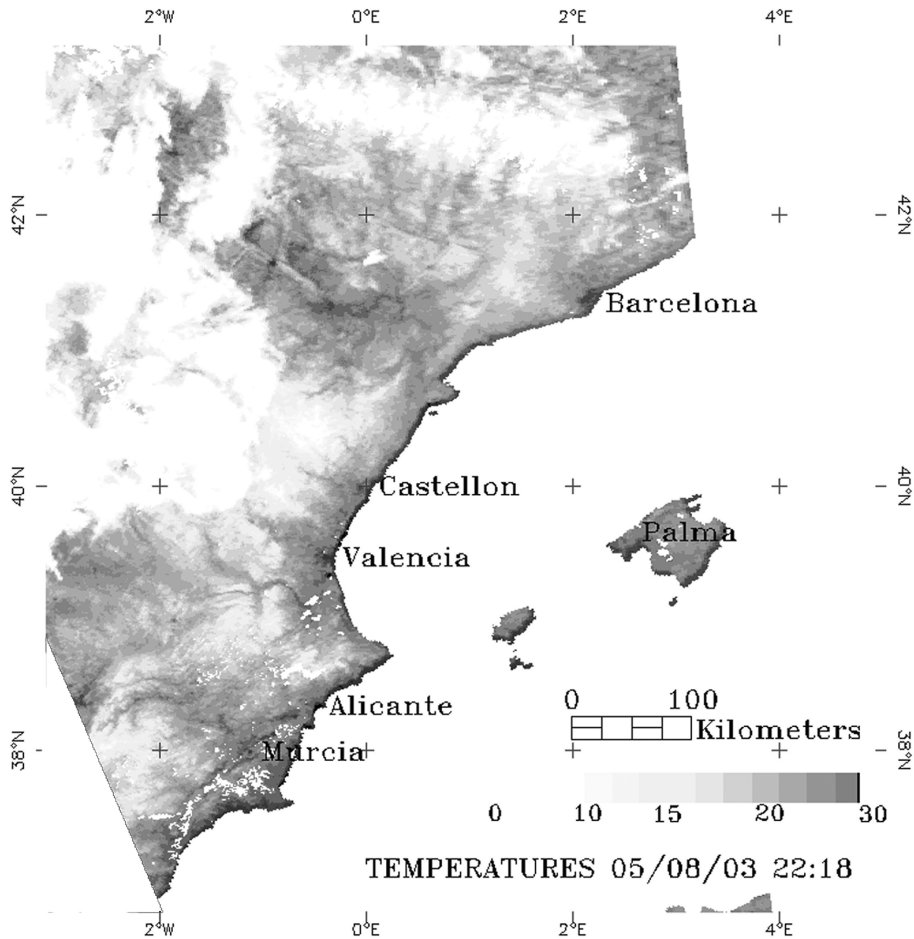


Figura 9. Imagen NOAA, día 5-VIII-2003. Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I.

los píxeles más cálidos. La notable conurbación litoral y su concentración de actividades se manifiestan en esos valores térmicos de 30 °C a comienzos del período nocturno y que contrastan netamente con el entorno rural con notables gradientes térmicos. La imagen NOAA pone igualmente de manifiesto que las grandes ciudades de Barcelona y Valencia dilatan más estas células de calor, fenómeno también visible sobre la bahía de Palma de Mallorca.

En cambio en la imagen de la figura 10, correspondiente al mismo día aunque durante el período de máxima insolación, la asignación algorítmica de píxeles muestra el intenso caldeoamiento de áreas interiores semiáridas y continentalizadas. Es por ello por lo que los procesos urbanos apenas son discernibles estadísticamente sobre las temperaturas máximas.

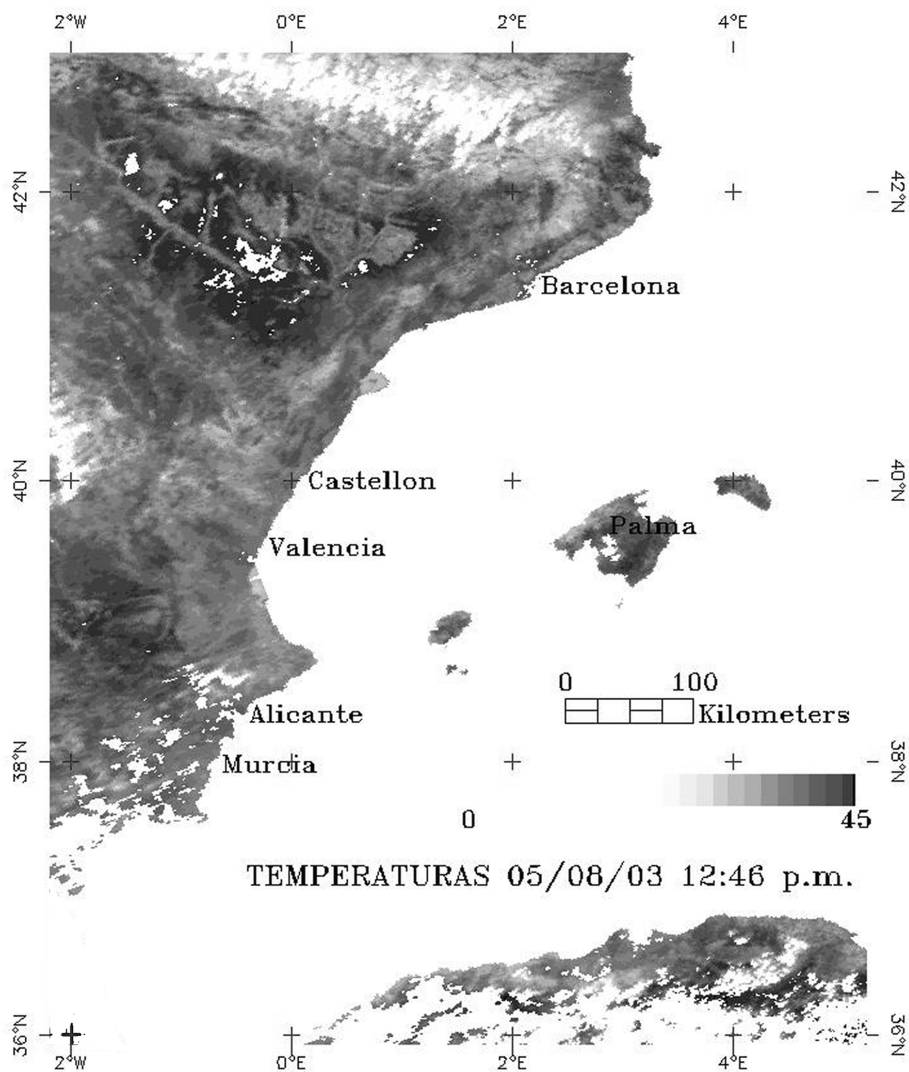


Figura 10. Imagen NOAA, día 5-VIII-2003. Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I.

La siguiente imagen (Figura 11) viene a representar un estado intermedio en el proceso de calentamiento superficial correspondiendo a los momentos iniciales del proceso de insolación. Las áreas urbanas y toda la conurbación litoral aparecen netamente diferenciadas por su temperatura cálida y próxima a los 30 °C. No obstante el proceso de calentamiento de los suelos ya comienza a destacarse a un lado y otro del valle del Ebro en Monegros y desierto de Calanda, así como en el área interior de la isla de Mallorca. Los

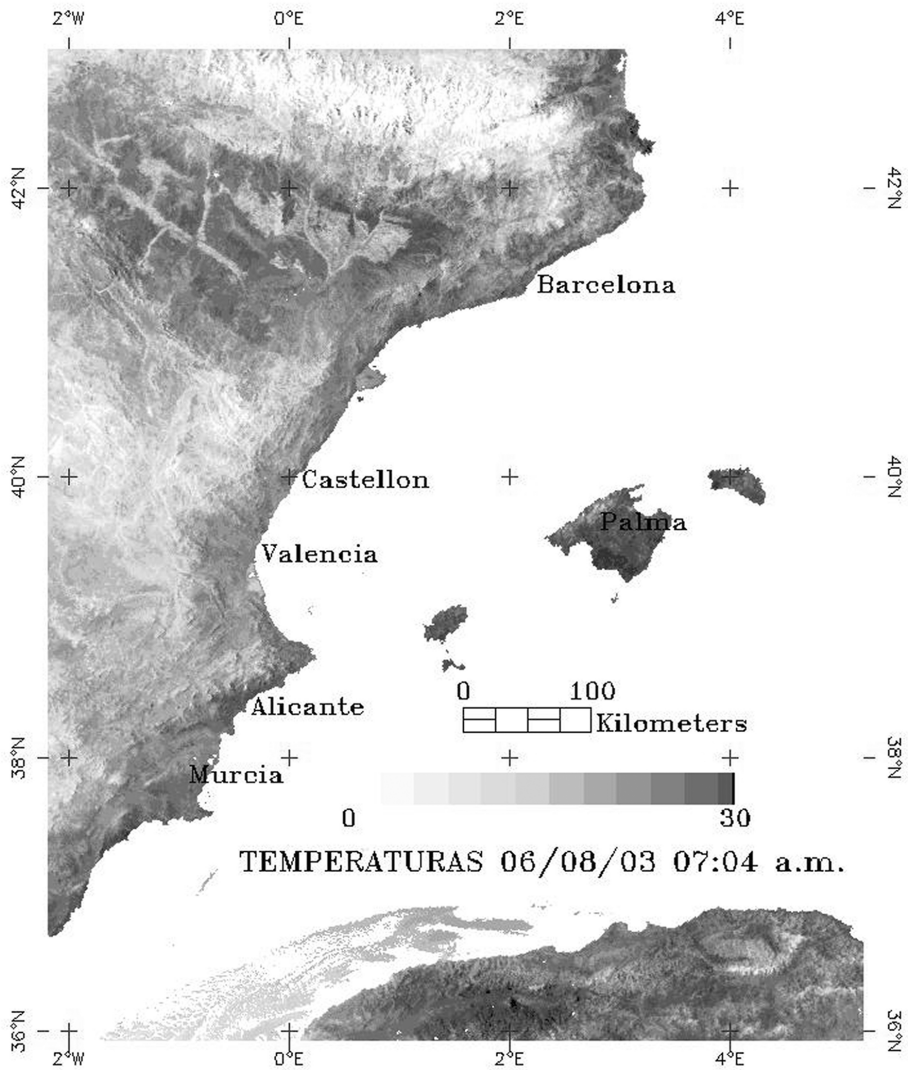


Figura 11. Imagen NOAA, día 6-VIII-2003. Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I. El infrarrojo permite destacar el contraste entre la conurbación litoral y las zonas rurales si bien algunas áreas continentalizadas traducen el intenso calentamiento provocado por los altos valores de radiación solar.

valores de radiación solar fueron notablemente elevados durante el verano de 2003. En la estación universitaria y a la hora de la imagen se alcanzaban 1020 Wm^{-2} .

Todos estos procesos pueden ser igualmente observados sobre imágenes correspondientes al mes de septiembre de 2003. Así, en la figura 12, captada en el anochecer del día

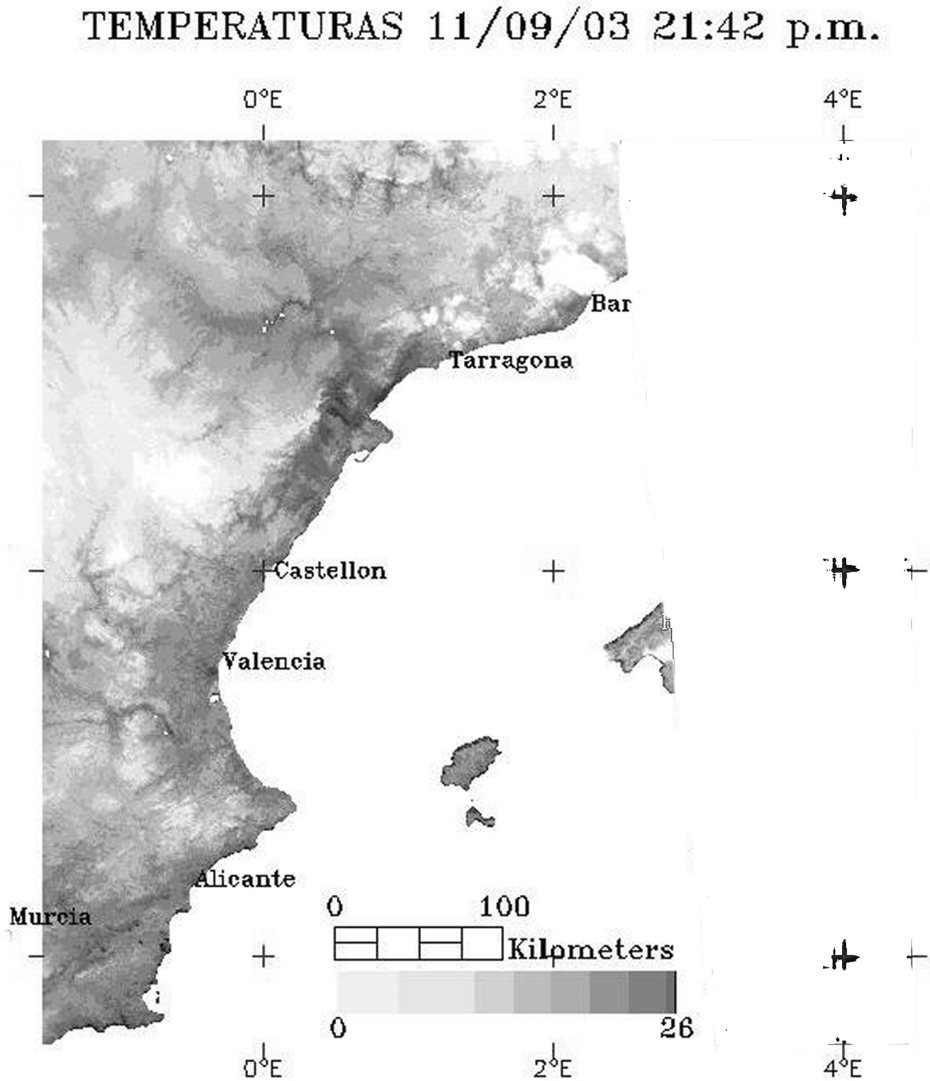


Figura 12. Imagen NOAA, día 11-IX-2003. Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I. Aunque los contrastes son menos acusados que durante el mes de agosto, al anochecer del día 11 de septiembre todavía es posible destacar la acumulación de calor sobre las áreas urbanas y de actividad.

11, el efecto de acumulación de calor sobre las áreas urbanizadas y de actividad todavía es perceptible si bien el valor térmico, máximos de 26 °C, acusa ya un descenso respecto a los valores similares del mes de agosto. En esta figura es posible observar el área urbana de Valencia y algo menos destacadas las áreas de Alicante y Murcia.

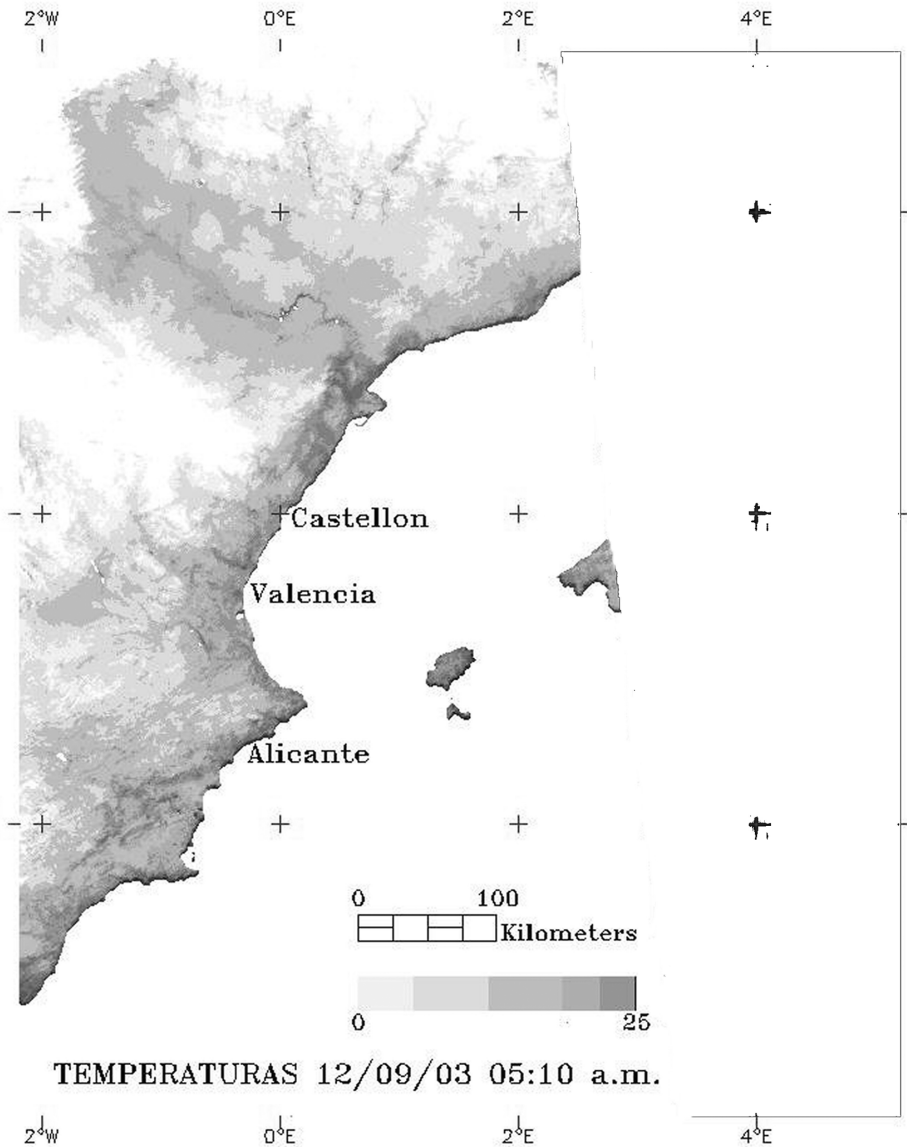


Figura 13. Imagen NOAA correspondiente al día 12-IX-2003 (Laboratorio de Climatología, Universitat Jaume I) y en la que es perceptible la fina localización del efecto de calor urbano sobre la conurbación litoral.

En la secuencia de imágenes de las figuras 13 y 14, correspondientes al día 12 de septiembre y con tan sólo un intervalo de poco más de dos horas, es posible observar que el campo térmico obtenido en el momento de las temperaturas mínimas, poco antes de la

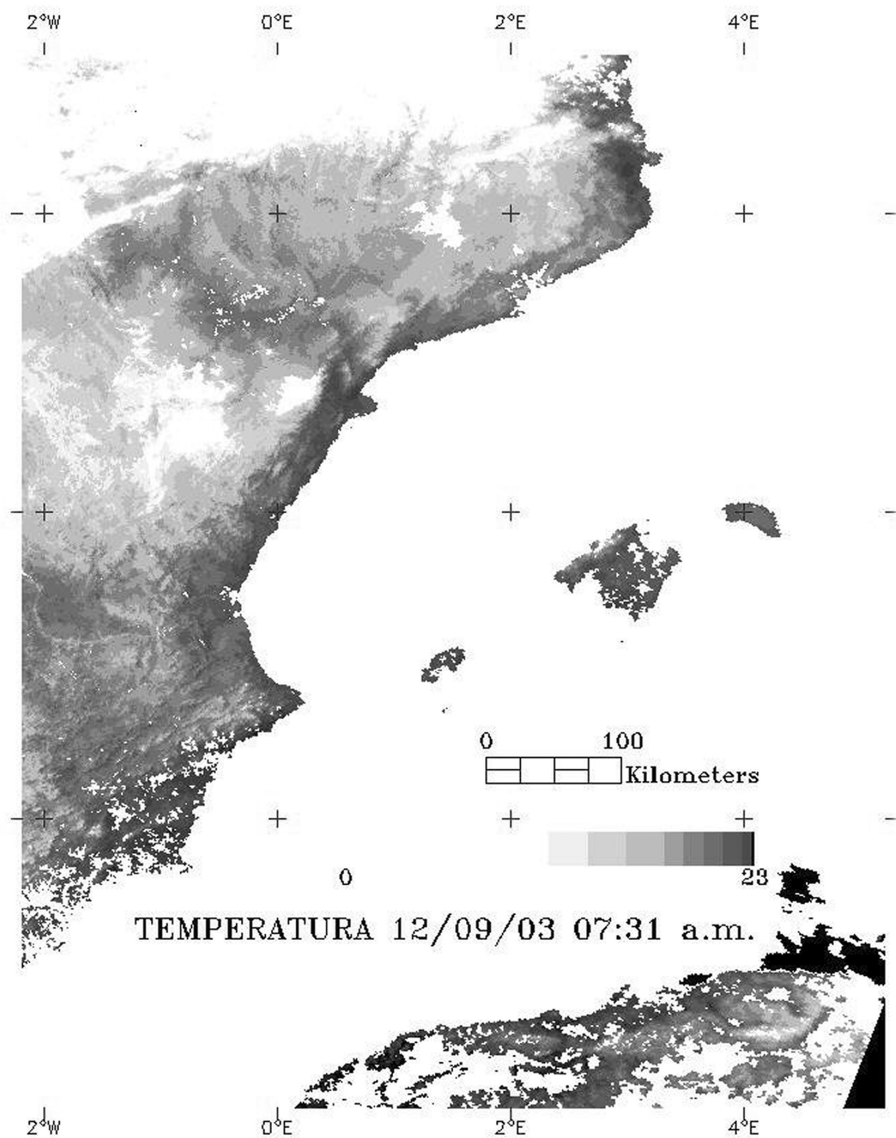


Figura 14. Imagen NOAA correspondiente al día 12-IX-2003. El efecto de calor urbano, aunque debilitado todavía permite trazar el área cubierta por la conurbación litoral.

salida del sol, todavía destaca una delgada conurbación litoral de calor sobre las áreas urbanas y de actividad litoral. En cambio, poco después de la salida del sol, tan sólo algunos puntos del sector turístico de La Marina (Alicante) y de Murcia señalan con sus 26 °C

el máximo foco de calentamiento y contrastes. El resto de la conurbación mantiene efectos menos acusados sobre el litoral de Valencia y Castellón.

RESULTADOS

El fenómeno de la "isla de calor" provocado por las ciudades constituye un auténtico talón de Aquiles en los análisis sobre la evolución de las temperaturas. Minimizado su efecto por algunos autores, otros enfatizan su valor. El presente trabajo pone de manifiesto la naturaleza e importancia de este proceso sobre la región mediterránea española a través de la imaginería infrarroja del NOAA. Las imágenes han mostrado la relevancia del fenómeno y sus principales características. La principal de ellas es el notable efecto sobre las temperaturas mínimas. La segunda es que su intensidad es proporcional al volumen y extensión de las áreas urbanizadas y actividades humanas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEXANDERSSON. H. (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. *International Journal of Climatology*, 6, 661-675
- ALEXANDERSSON. H., and MOBERG, A. (1997): Homogenization of swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology*, 17, 25-34
- BODEN T. A., KAISER D. P., SEPANSKI R. J., STOSS F. W. (eds.). (1994): *Trends '93: A compendium of data on global change*. ORNL/CDIAC-65. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. 984 pp.
- EASTERLING, D. R. and PETERSON, T. C. (1992): Techniques for detecting and adjusting for artificial discontinuities in climatological time series: a review. 5th International Meeting on Statistical Climatology, June 22-26, 1992, Toronto, pp. 128-132
- JONES P.D., WIGLEY T.M.L., BRIFFA K.R. (1994): Global and hemispheric temperature anomalies-land and marine instrumental records. pp. 603-608; in BODEN T. A., KAISER D. P., SEPANSKI R. J., STOSS F. W. (eds.): *Trends '93: A compendium of data on global change*. ORNL/CDIAC-65. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. 984 pp.
- KELLY P. M., JONES P. D., WIGLEY T. M. L., BRADLEY R. S., DÍAZ H. F., GOODESS, C. (1985): The extended Northern Hemisphere surface air temperature record: 1851-1984. *Preprints, Third Conf. on Climate Variations and Symp. on Contemporary Climate; 1850-2100*, Boston, Amer. Meteor. Soc., 23-24
- LAMARQUE Ph., JOURDAIN S. (1994): Élaboration de longues séries climatologiques homogènes pour l'étude de l'évolution climatique. *La Météorologie*, 8^e série, 7, 61-69
- LEE, D. O. (1992): Urban warming?-An analysis of recent trends in London's heat island. *Weather*, 47, 2, 50-56
- MCMILLIN, L.M. (1975): Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, 80, 5113-5117
- MOBERG, A. and ALEXANDERSSON. H. (1997): Homogenization of swedish temperature data. Part II: Homogenized Gridded Air Temperature compared with a subset of Global

- Gridded Air Temperature since 1861. *International Journal of Climatology*, 17, 35-54
- PETERSON, T. C. and EASTERLING, D. R., (1994): Creation of homogeneous composite climatological reference series. *International Journal of Climatology*, 14, 671-679
- QUEREDA J. (1992): Significant Warming Trend in the Spanish Mediterranean. *Weather*, pp. 274-275
- QUEREDA J., MONTON E. (1994): *¿Hacia un cambio climático?*. Universidad Jaume I, 27 pp.
- SAUNDERS, R.W. and KRIEBEL, K.T. (1988): An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 9, pp. 123-150
- SNEYERS, R. (1975): *Sur l'analyse statistique des séries d'observations*. Note technique n° 143, Organisation Météorologique Mondiale, Genève, 192 pp.
- SOBRINO, J.A. and RAISSOUNI, N. (2000): Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, 353-363
- VINNIKOV K. Ya., GROISMAN P. Ya., LUGINA K. M. (1994): Global and hemispheric temperature anomalies from instrumental surface air temperature records. pp. 615-627. BODEN T. A., KAISER D. P., SEPANSKI R. J., STOSS F. W. (eds.): *Trends '93: A compendium of data on global change*. ORNL/CDIAC-65. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. 984 pp.
- WILSON H., HANSEN J. (1994): Global and hemispheric temperature anomalies from instrumental surface air temperature records. pp. 609-614; in BODEN T. A., KAISER D. P., SEPANSKI R. J., STOSS F. W. (eds.): *Trends '93: A compendium of data on global change*. ORNL/CDIAC-65. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. 984 pp.