

PCT MAC 2007-2013
Acrónimo: CLIMAIMPACTO
Tasa FEDER: 85 %

e

EVALUACIÓN DEL CALENTAMIENTO GLOBAL EN TENERIFE



29/07/2011

Tendencias desde 1944 en las temperaturas
máximas y mínimas anuales

*PROYECTO CLIMAIMPACTO (MAC/3/CI59) DEL PROGRAMA DE COOPERACIÓN TRANSNACIONAL
MADEIRA-AZORES-CANARIAS 2007-2013 (COFINANCIACIÓN FEDER)*

JOSÉ L. MARTÍN
JOSÉ BETHENCOURT
EMILIO CUEVAS-AGULLÓ

 Gobierno de Canarias
Agencia Canaria de Desarrollo
Sostenible y Cambio Climático

Evaluación del calentamiento global en Tenerife

TENDENCIAS DESDE 1944 EN LAS TEMPERATURAS MÁXIMAS Y MÍNIMAS ANUALES

JOSÉ L. MARTÍN*, JOSÉ BETHENCOURT* & EMILIO CUEVAS-AGULLÓ**

* AGENCIA CANARIA DE DESARROLLO SOSTENIBLE Y CAMBIO CLIMÁTICO. OBSERVATORIO DE DESARROLLO SOSTENIBLE. C/. ZARATE Y PENICHER, 5. 38017 SANTA CRUZ DE TENERIFE. ISLAS CANARIAS. ESPAÑA

JMARESQ@GOBIERNODECANARIAS.ORG

** IZAÑA ATMOSPHERIC RESEARCH CENTER (AEMET) 38071 SC DE TENERIFE, SPAIN

Resumen

Se estudia la evolución de las temperaturas en diferentes altitudes y orientación de la isla de Tenerife a través de las tendencias en las medias de las máximas y las mínimas de 21 estaciones termométricas. Se obtienen series de referencia por sectores y una serie global representativa de la Isla de Tenerife, según la cual la temperatura muestra una tendencia de crecimiento significativa estadísticamente de $0,09 \pm 0,04$ °C/década. Las temperaturas crecen preferentemente en la noche ($0,17$ °C $\pm 0,04$ °C/década) mientras que en el día están más estabilizadas, en consecuencia, la amplitud térmica entre el día y la noche se reduce. Por zonas, el calentamiento se muestra mucho más intenso en las cumbres que en cualquier otro sector por debajo de la capa de inversión térmica entre los 600 y los 1.400 m de altitud, y está más atenuado a medida que nos acercamos a la costa. El aumento de las temperaturas en barlovento es más importante que en sotavento y podría estar relacionado con un aumento en la nubosidad en la fachada norte de la isla. El calentamiento general de la isla es menor que el que se da en tierra en otras regiones en la latitud entre 24 y 44°N, asemejándose más al observado en esta misma zona para los registros oceánicos (Sea Surface Temperature -SST-). La insularidad es posiblemente la principal explicación de comportamiento, de hecho en las cumbres de la isla, donde el efecto atemperante del océano y el impacto de los cambios registrados en los estratocúmulos son menores, el calentamiento es más intenso ($0,14 \pm 0,07$ °C/década) y equivalente a los valores medios de hemisferio norte.

INTRODUCCIÓN

El calentamiento global es un hecho constatado en todo el mundo. La temperatura terrestre del planeta se ha elevado $0,74 \pm 0,18$ °C, medidos a partir de la tendencia lineal entre 1906 y 2005, a un ritmo en la segunda mitad de este período el doble que la del primero ($0,13 \pm 0,03$ °C/década vs. $0,07 \pm 0,02$ °C/década) (IPCC, 2007). Sin embargo, este crecimiento no sucede simultáneamente en todos los lugares, pues es más acusado en el hemisferio norte que en el hemisferio sur (Jones, 1994; Jones et al., 1982, 2011), y se nota más en los polos que en las regiones tropicales (Root, et al., 2003). Desde 1979, el incremento en la superficie terrestre ha sido más del doble que en la superficie marina ($0,27$ °C/década frente a $0,13$ °C/década).

Este óptimo conocimiento de la tendencia de las temperaturas a nivel global contrasta con cierto desconocimiento a nivel regional, particularmente en islas oceánicas, donde los estudios climatológicos que implican a una amplia variedad de registros termométricos son puntuales (vg. Yue & Hashino, 2003; Giambelucá et al., 2008; Trueman & d'Ozouville, 2010). Sin embargo, la importancia de las islas es crucial por la vulnerabilidad de sus ecosistemas al cambio climático (Loope & Giambellucá, 1998; Sperling et al. 2004) y por constituir una red mundialmente distribuida de observatorios sobre los efectos del calentamiento global (Petit & Prudent, 2008). Al mismo tiempo, las islas oceánicas montañosas constituyen verdaderos laboratorios naturales donde realizar estudios de tendencias a diferentes altitudes, desde la capa de mezcla marina a la tropósfera libre, que se pueden extrapolar a grandes regiones en las que no hay apenas observaciones, como sucede en nuestro caso con el Atlántico subtropical.

El clima de Canarias está fuertemente condicionado por la insularidad y su posición geográfica subtropical cercana al continente africano, lo cual influirá en la manera de manifestarse del calentamiento global. Varios estudios han constatado un aumento de temperaturas en el último siglo (Oñate y Pou, 1996), sin embargo, hasta ahora el calentamiento no ha sido cuantificado con exactitud. Sperling et al., (2004) señalaron una posible consecuencia del mismo en la altitud de las nubes durante los meses de verano y Sanroma et al. (2010), estudiaron el efecto del oscurecimiento/abrillantamiento global en dos estaciones termométricas de Tenerife. Los últimos autores estimaron que el calentamiento en el último siglo debía estar en torno a 1°C.

Por otro lado, la geometría morfológica de Tenerife con un amplio gradiente altitudinal y laderas enfrentadas al Ecuador en un caso y a los polos en otro, hace que esta isla sea muy propicia para investigar los cambios en la temperatura en distintas situaciones. Muchos modelos climáticos sugieren una amplificación del calentamiento global en la alta montaña (Diaz & Bradley, 1997; Pepin & Seidel, 2005; Pepin & Lundquist, 2008), y hacen mención a destacado papel de la topografía en la evolución tendencial de las temperaturas (Pepin & Norris, 2005). El clima es producto del equilibrio entre la influencia de las advecciones de masas de aire libre y la radiación superficial inducida por factores locales y regionales, por lo que la presencia de nubes, la orientación de las laderas, la distinta intensidad y frecuencia de los vientos, o la cercanía al mar juegan un papel fundamental en la temperatura.

El objeto de este trabajo es, en primer lugar, cuantificar de forma precisa la magnitud del calentamiento en Tenerife y en las diferentes partes de su geografía, teniendo en cuenta las diferencias de altitud y orientación. En segundo lugar, determinar cómo se comportan las temperaturas máximas y mínimas a lo largo del tiempo y su influencia en la amplitud térmica, que como es sabido se considera un indicador del calentamiento global (Braganza et al. 2004). Finalmente, en tercer lugar, poner en perspectiva la magnitud del calentamiento en relación a las

mediciones globales de la temperatura en la superficie marina (SST) y terrestre (TST) en el hemisferio norte. La elección de Tenerife obedece a su imponente orografía que permite estudios en entornos climáticos y medioambientales muy diferentes, desde el nivel del mar hasta cumbres representativas de las condiciones de troposfera libre.

LA ISLA DE TENERIFE

Las Islas Canarias se localizan en el sector oriental del Atlántico Norte, aproximadamente entre los 27° y 29° de latitud norte y los 14° y 18° de longitud Oeste (fig. 1). A pesar de su proximidad al continente africano tiene un clima muy distinto del que le correspondería por latitud, gracias a la potente influencia de los vientos alisios del noreste asociados al anticiclón de las Azores (Font, 1956; Marzol, 2001). Tenerife es la isla central del archipiélago (27°60' – 28°35' N; 16°05'- 16°55'W) y también la mayor y más alta. Tiene forma piramidal, con una altura máxima de 3.717 m.a.s.l. y una superficie de 2.340 Km². El norte es más húmedo que el sur, sobre todo en las medianías, donde el influjo de los vientos alisios da lugar a la frecuente aparición de una capa de estratocúmulos conocida localmente como “mar de nubes” (sea cloud), normalmente entre los 800 y los 1.540 m.a.s.l. El techo de este mar de nubes viene definido por una capa de inversión térmica de altitud y potencia variable estacionalmente (Font, 1956; Dorta, 1996).

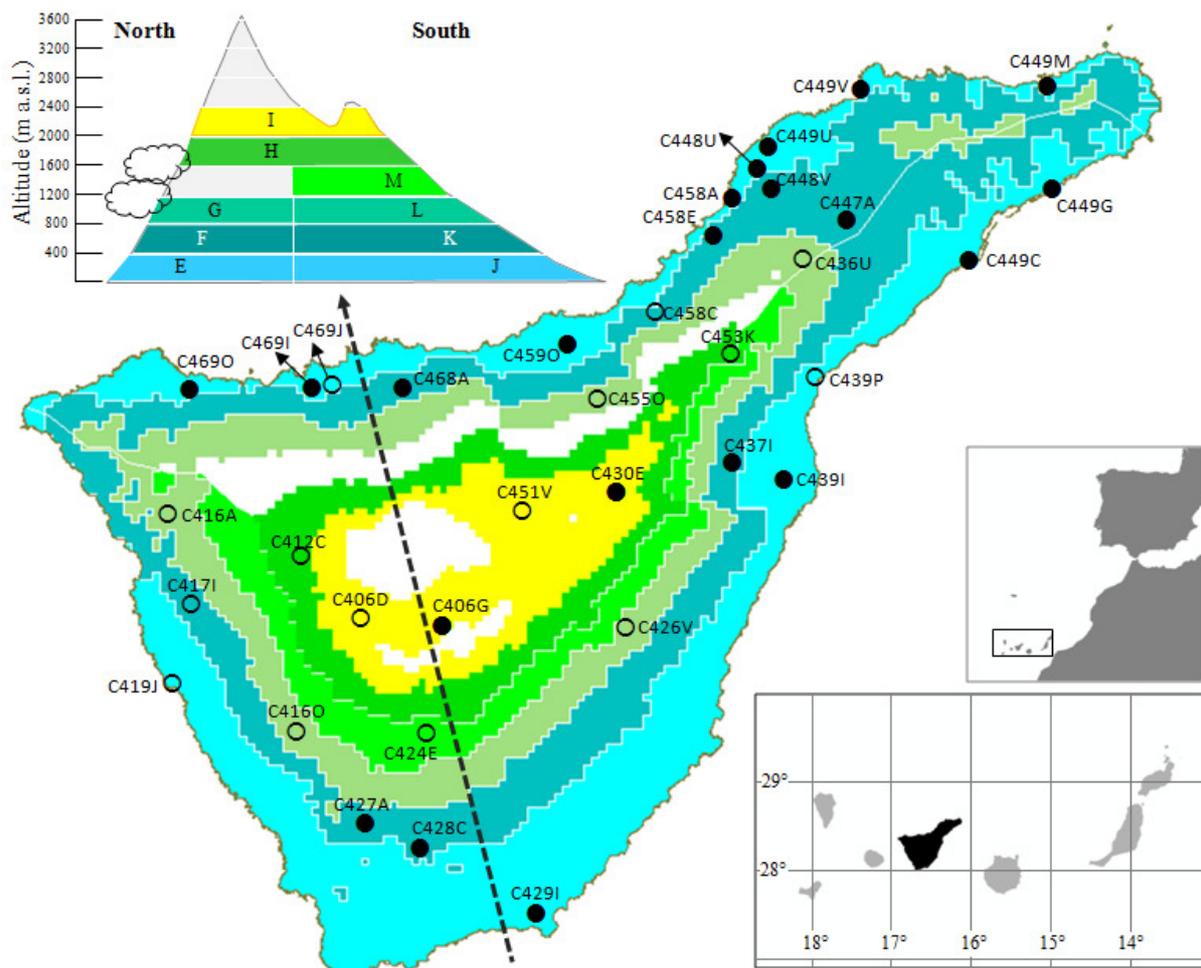


Fig. 1. Localización geográfica de las estaciones analizadas. Punto negro: estaciones utilizadas para construir series de referencia zonales. Círculo hueco: estaciones tenidas en cuenta solo para ajuste y corrección de las restantes series.

METODOLOGÍA

Para la consecución de nuestros objetivos hemos intentado abarcar la mayor variabilidad climática posible y optimizar la calidad de los datos mediante un tratamiento estadístico enfocado a detectar tendencias. Aunque en Tenerife hay muchas estaciones meteorológicas, la mayoría han empezado a operar en las últimas décadas. Tras un análisis en función de su localización en altitud y orientación, la longitud de las series y la complementariedad entre estaciones, se escogieron las 36 de la tabla I. Todas están gestionadas por la Agencia Estatal de Meteorología.

Para analizar las tendencias se aplicó un método orientado a corregir los valores anómalos (outliers) y ajustar las inhomogeneidades. Los datos diarios se agruparon por meses a partir de los cuales se calculó la media anual de las máximas (diurnas) y la media anual de las mínimas (nocturnas).

Corrección de valores anómalos

Para disminuir el efecto de los valores extremos u erróneos en la tendencia central se enfatizó el ejercicio de corrección de valores anómalos (outliers). Se eliminaron los valores más dispares (outliers extremos) que eran mayores que el tercer cuartil más tres veces el recorrido intercuartílico (IQR), en el caso de las temperaturas por encima de la mediana, o menores que el primer cuartil menos tres veces IQR, en el caso de las temperaturas por debajo de la mediana. Como IQR es sensible a la longitud de la serie (Peterson et al., 1998), también se consideraron outlier extremos los valores mayores a la media más tres veces la desviación estándar o menores que la media menos tres veces la desviación estándar (Guttman & Quayle, 1990; Peterson et al., 1998).

Cuando la diferencia estaba entre 1,5 y 3 IQR el outlier se catalogaba como sospechoso, y se buscaba eliminar la sospecha interpolando a partir de los datos de otra serie con la cual hubiera una correlación aceptable ($\geq 0,8$) (González-Rouco, et al., 2001). En todo caso se buscó que los segmentos correlacionados estuvieran emparejados, fueran continuos, se localizaran adyacentes al outlier y tuviera al menos diez años de longitud. La interpolación se hizo ajustando el outlier al valor de la temperatura para ese año en la serie de referencia, corregido según el diferencial de medias entre los segmentos correlacionados. El nuevo dato así obtenido se aceptaba cuando representaba una aproximación al estadístico central y se rechazaba en caso contrario.

Los meses sin datos y los que estaban ocupados por un outlier eliminado intentaron rellenarse según el mismo sistema utilizado para interpolar en los casos de outliers sospechosos. Cuando esto no fue posible o cuando de la interpolación resultaba un outlier extremo, el dato se dejó en blanco.

Homogenización de las serie

Las series se homogenizaron mediante el test estándar de homogeneidad de Alexanderson (Standar Normal Homogeneity Test =SNHT) (Alexanderson, 1986; Alexanderson & Moberg, 1997) o el test de Pettitt (1979), en función del grado de normalidad obtenido. La comprobación de normalidad de las series mensuales de cada estación se hizo mediante el non-parametric K-S test (Lilliefors, 1967).

Sólo se ajustaron aquellas inhomogeneidades no refrendadas en otras series cercanas. Se buscó correlacionar cada tramo inhomogéneo con sectores de otras series libres de inhomogeneidad. En los casos de alta correlación ($\geq 0,8$), se entendió que se trataba de una variación natural y no se

hicieron cambios. Cuando la correlación era baja y/o no podía observarse un cambio similar en otra serie, se buscó la homogenización. La pobre correlación con otras series en los sectores homogéneos obligó a recurrir a homogenizaciones absolutas en casi todos los casos. Éstas se acometieron con ajustes progresivos hacia la media de la serie en el dato inhomogéneo y reiteración del test hasta hacer desaparecer las distintas inhomogeneidades que se iban detectando. El avance de la homogenización se monitorizó con la función de von Neumann (Rodríguez-Barrera et al., 1999).

Para los test de normalidad y homogeneidad se utilizó el software AnClim de Stepanek (2007). SNHT sólo señala la primera inhomogeneidad que encuentra (Khaliq & Ouarda, 2007), de modo que la reiteración del test cada vez que se introducía un cambio resultó particularmente necesaria. Finalmente, para determinar si los cambios realizados durante la homogenización podían alterar significativamente la serie original se aplicó el test de Levene (Levene, 1960), que resulta adecuado para este fin (Morales et al., 2004).

Análisis de tendencia

Para el análisis de las tendencias hay varios métodos posibles: media simple, método de la primera diferencia (Peterson et al., 1998), método de las anomalías climáticas (Jones et al., 1982; Jones & Hulme, 1996) y anomalías asociadas a estaciones de referencia sopesadas mediante distancia (Hansen et al., 1987; 1999). Hemos recurrido al método de las anomalías climáticas, de modo que el primer ejercicio consistió en fijar el período base de referencias. Teniendo en cuenta que para el cálculo base de las anomalías es recomendable al menos un período de 30 años (WMO, 1996; Aguilar et al., 2003) y que según Jones et al. (1982) éste no debe tener más de un tercio de vacíos, identificamos como base los años entre 1970 y 1999.

Para todas las series de anomalías se calculó la correspondiente regresión lineal y su grado de significación según el test de rangos de Spearman (Sneyers, 1975), tal y como recomienda Morales et al., (2004). Siempre que en la construcción de la serie de referencia intervenía más de una estación, se construía una serie promedio de anomalías a la cual se le aplicaba la aproximación desarrollada por Osborn et al. (1997) para corregir el sesgo de la varianza asociado al distinto número de estaciones intervinientes cada año.

ESTACIONES TERMOMÉTRICAS ANALIZADAS

Las estaciones termométricas utilizadas abarcan las diferentes zonas climáticas de la isla (fig. 1). Solo se utilizaron 21 de las 36 estaciones trabajadas en la construcción de series de referencia, las demás sirvieron de soporte en las correlaciones hechas durante el proceso de rellenado de vacíos, corrección de *outliers* o refrendado de inhomogeneidades (tabla I).

Para la construcción de series de referencia se agruparon las estaciones de similares características en cuanto a altitud y la orientación. Se identificaron 4 sectores en la fachada norte (barlovento), cuatro en la fachada sur (sotavento) y dos en las cumbres, cada uno con un mismo rango altitudinal de 400 m. También se construyeron series de referencia agrupando varios sectores, en cuyo caso las anomalías obtenidas del promediado entre sectores se sopesaron en función de sus superficies respectivas (tabla II).

Las estaciones de los sectores entre los 800 m.a.s.l. y los 2.000 m.a.s.l. resultaron ser demasiado cortas para permitir análisis tendenciales, de modo que sólo se utilizaron como soporte en los ajustes realizados en las restantes. Las estaciones más largas estaban en sectores que abarcaban

desde mediados de los setenta en un caso (sector K entre 400 y 800 m Sur) y de los cuarenta en los otros (sectores: J, 0-400 m Sur; E, 0-400 m Norte; F, 400-800 m Norte; I, 2.000-2.400 m en las cumbres). Los datos así agrupados por sectores permitieron construir la serie de referencia general de la isla y tres series de referencia zonales: una para la fachada norte, desde la costa hasta los 800 m de altura (barlovento: series E+F), otra similar para la fachada sur (sotavento: serie J+K) y otra para el sector de cumbres entre los 2.000 y los 2.400 m de altitud (serie I).

La Fig. 1 muestra la distribución geográfica de las series según las distintas bandas altitudinales. La serie de referencia de barlovento se obtuvo al ajustar varianzas y promediar según sus respectivas superficies las dos series de referencia E y F. Cada una de ellas se construyó a su vez a partir del promediado y ajuste de varianzas de las estaciones que incluían. Lo mismo se hizo con las series J y K de la fachada sur. La serie de cumbres (I) resultó del promediado y ajuste de varianzas de las estaciones incluidas en dicha banda. La serie de referencia de la isla se obtuvo al promediar nuevamente las cinco series de referencia E, F, J, K e I, después de ajustar sus varianzas.

Las series analizadas tienen una longitud muy variable y a menudo muestran discontinuidades internas (Tabla III), pero la agrupación realizada en una misma banda altitudinal permitió obtener series de mejor calidad. Cuando los datos de distintas bandas se agruparon para obtener series de referencia según una misma orientación y/o altitud, la calidad mejoró todavía más y pudieron conseguirse series más largas y continuas que en casi todos los casos abarcaron desde mediados de los años cuarenta hasta la actualidad (ver series E, F, J, K, I en tabla III).

RESULTADOS

Se añadieron 1.002 datos mensuales en las 432 series de media de máximas (36 estaciones x 12 meses) y las 432 de la media de mínimas, tomando como referente la serie mensual mejor correlacionada. La mayor parte de estas incorporaciones se hicieron en los meses de febrero y marzo. En cuanto a las 21 estaciones utilizadas para la obtención de las series de referencia finales, se detectaron inhomogeneidades de salto en 73 series de máximas y 134 de mínimas. Un 34% de las primeras y un 50% de las segundas no se corrigieron por corresponderse con falsas inhomogeneidades refrendadas en otras series climáticas. En el caso de las máximas, la mayoría de las inhomogeneidades se concentraron en los meses de julio, agosto y septiembre, mientras que en las mínimas éstas se repartieron similarmente en todos los meses. Las series de referencia del norte de la isla (E+F) mostraron muchas más inhomogeneidades en las mínimas que las del sur (J+K) y la de cumbres (I), y la serie E fue la que más inhomogeneidades registró. En las series 449G de San Andrés y C447A de los Rodeos se hicieron sendas homogenizaciones relativas a partir de tramos homogenizados de C468A (Guancha-Asomada) y C449C (Santa Cruz), respectivamente.

La evolución de las anomalías con respecto al período base 1970-1999 de las temperaturas medias de la serie de referencia global de la isla, compuesta por las series E, F, J, K, I, con la pertinente corrección de varianzas y sopesado geográfico, registró una tendencia positiva de crecimiento **entre 1944 y 2010 de $0,09 \pm 0,04 \text{ }^\circ\text{C}$** ($\alpha = 0,01$) por década (tabla IV). La anomalía térmica media para 2010 resultante de la correlación lineal de dichas anomalías entre 1944 y 2010 fue $0,32 \pm 0,16 \text{ }^\circ\text{C}$ mayor que el período base, pero la anomalía media de los últimos diez años registró un valor $0,40 \pm 0,16 \text{ }^\circ\text{C}$ por encima de la temperatura media del período base. La tendencia mostró un incremento todavía más acusado en el período 1970-2010: de $0,18 \pm 0,09 \text{ }^\circ\text{C}$ por década (fig. 2a). Si comparamos la temperatura media de los diez años

más recientes (2001-2010) con la temperatura media de los 10 años más antiguos (1944-1953), el incremento fue de seis décimas ($0,60 \pm 0,30 \text{ }^\circ\text{C}$).

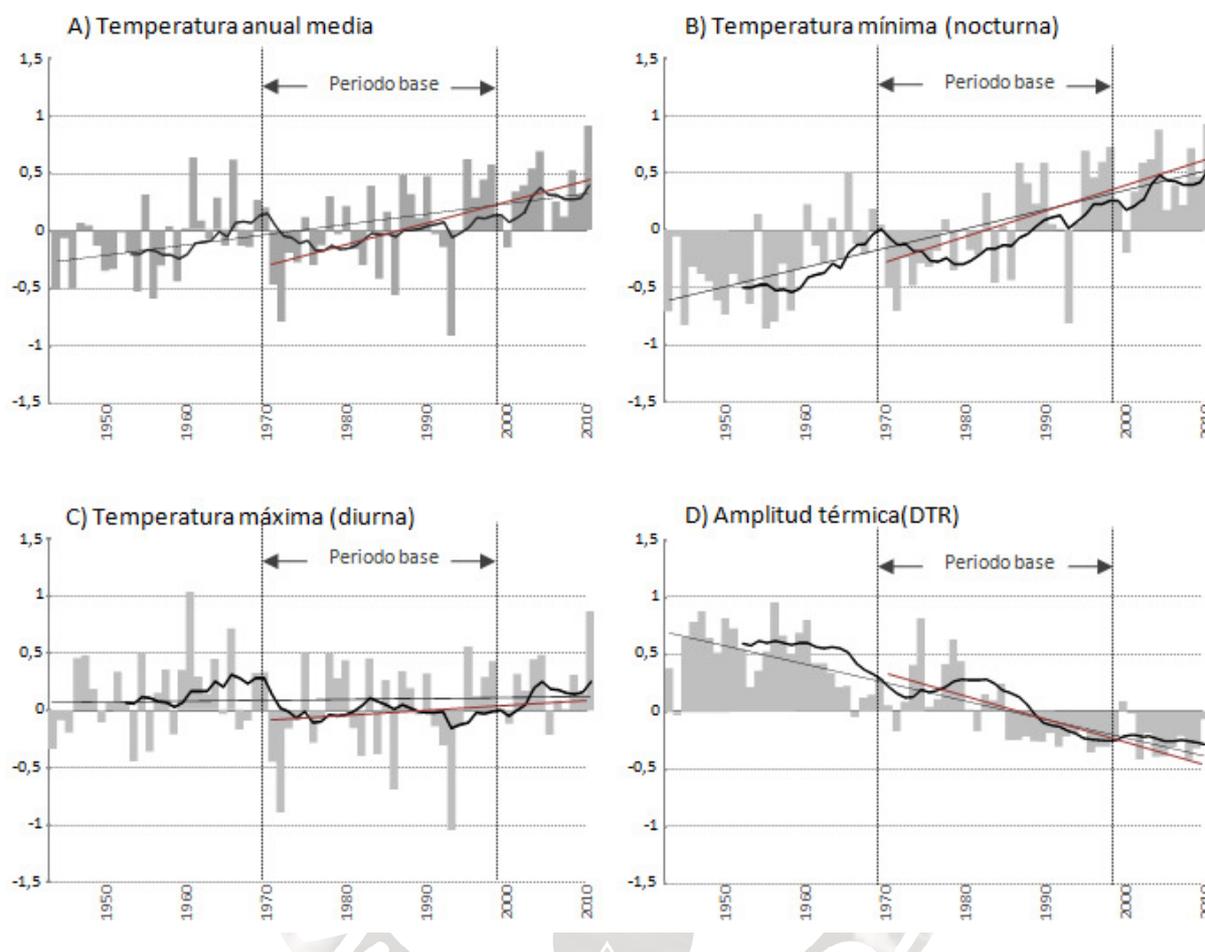


Fig. 2. Tendencia en la evolución anual de las temperaturas en Tenerife. Ver gráficas a mayor detalle al final

Considerando el conjunto de la isla **el aumento de la temperatura se produce desde 1944 en todas las estaciones, aunque es más uniforme en otoño e invierno** (tabla V). En las partes de la isla bajo el mar de nubes el calentamiento es más intenso en otoño e invierno y no es significativo en primavera, mientras que sobre el mar de nubes la elevación de la temperatura se ha producido en todas las estaciones, pero sobre todo en verano, otoño e invierno.

A partir de 1970 el calentamiento se intensifica **principalmente en invierno y primavera**, hasta el punto de ser más intenso en estas estaciones que en verano y otoño (fig. 3). El calentamiento en primavera ocurre con mayor intensidad en las cumbres, donde la temperatura media de los últimos 10 años ha llegado a ser prácticamente $1 \text{ }^\circ\text{C}$ más alta que la media del período base. La temperatura en primavera a crecido en las cumbres, desde 1970, a un ritmo de $0,46 \pm 0,26 \text{ }^\circ\text{C}/\text{década}$.

Las medias de las máximas y de las mínimas tuvieron un comportamiento asimétrico (fig. 2). Mientras las máximas se mostraron fluctuante sin una tendencia definida, **las mínimas**

manifestaron una tendencia media de crecimiento entre 1944 y 2010, de $0,17 \pm 0,04$ °C por década ($\alpha = 0,01$), que sólo se vio interrumpido por cierto enfriamiento en los años setenta. A consecuencia de ello, la temperatura media de las mínimas estimada para 2010 resultante de la regresión lineal desde 1944, estuvo $0,51 \pm 0,16$ °C por encima de la media de las mínimas en el período base. La anomalía media de las mínimas de los últimos diez años también resultó ser superior a la del período base ($0,53 \pm 0,04$ °C). Este ritmo de crecimiento en las mínimas se ha acentuado notablemente en las cuatro últimas décadas, período en el cual alcanzó la tasa de $0,26 \pm 0,09$ °C por década. La variabilidad climática, medida como la diferencia entre los treinta años más recientes y los treinta más antiguos, también aumentó (fig. 4,5).

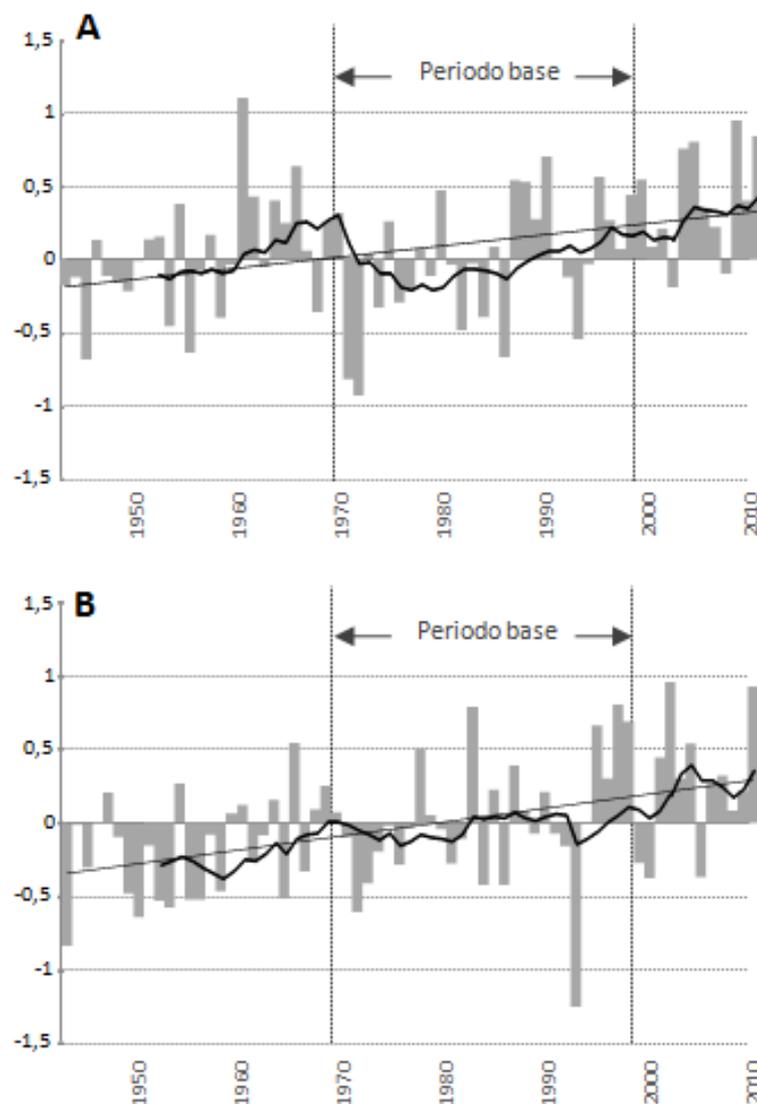


Fig. 3. Tendencia en la evolución semestral de la temperaturas. A) Primavera (MAM) y verano (JJA). B) Otoño (SON) e invierno (DJF)

El aumento de las temperaturas medias mínimas y el estancamiento de las máximas tiene como consecuencia una **apreciable disminución de la amplitud térmica** (Diurnal Temperature

Range =DTR). La tendencia de reducción entre 1944 y 2010 fue de $-0,17 \pm 0,04$ °C por década ($\alpha = 0,01$), acrecentada a partir de 1970 hasta $-0,39 \pm 0,13$ °C/década. La DTR en 2010 resultante de la regresión lineal entre el 1944 y 2010 fue $0,38^\circ\text{C} \pm 0,11$ °C menor que en el período base. Es de resaltar que la DTR media de los diez años más recientes (2001-2010) resultó ser $0,85 \pm 0,33$ °C menor que la DTR de los diez años más antiguos (1944-1953).

Las tendencias se comportaron de diferente manera en las cumbres y en las cotas bajas (Tabla IV). Mientras en las cumbres las máximas y las mínimas crecían ambas de forma significativa, en las fachadas de barlovento y sotavento por debajo de los 800 m de altitud las máximas apenas mostraban tendencia alguna y eran las mínimas las que experimentan un ascenso estadísticamente significativo de $0,22 \pm 0,05$ °C/década y $0,18 \pm 0,06$ °C/década, respectivamente. El análisis de las series más recientes, considerando solo el período desde 1970, muestra una pauta similar, aunque con un calentamiento más notable en las cumbres, algo menos intenso en barlovento y menor todavía en sotavento. La principal diferencia está en la disminución de la DTR bajo los 800 m como resultado de una importante asimetría en el crecimiento de las máximas y las mínimas, la cual está muy acentuada en barlovento, mientras que en la cumbres se mantiene estable (Tabla IV).

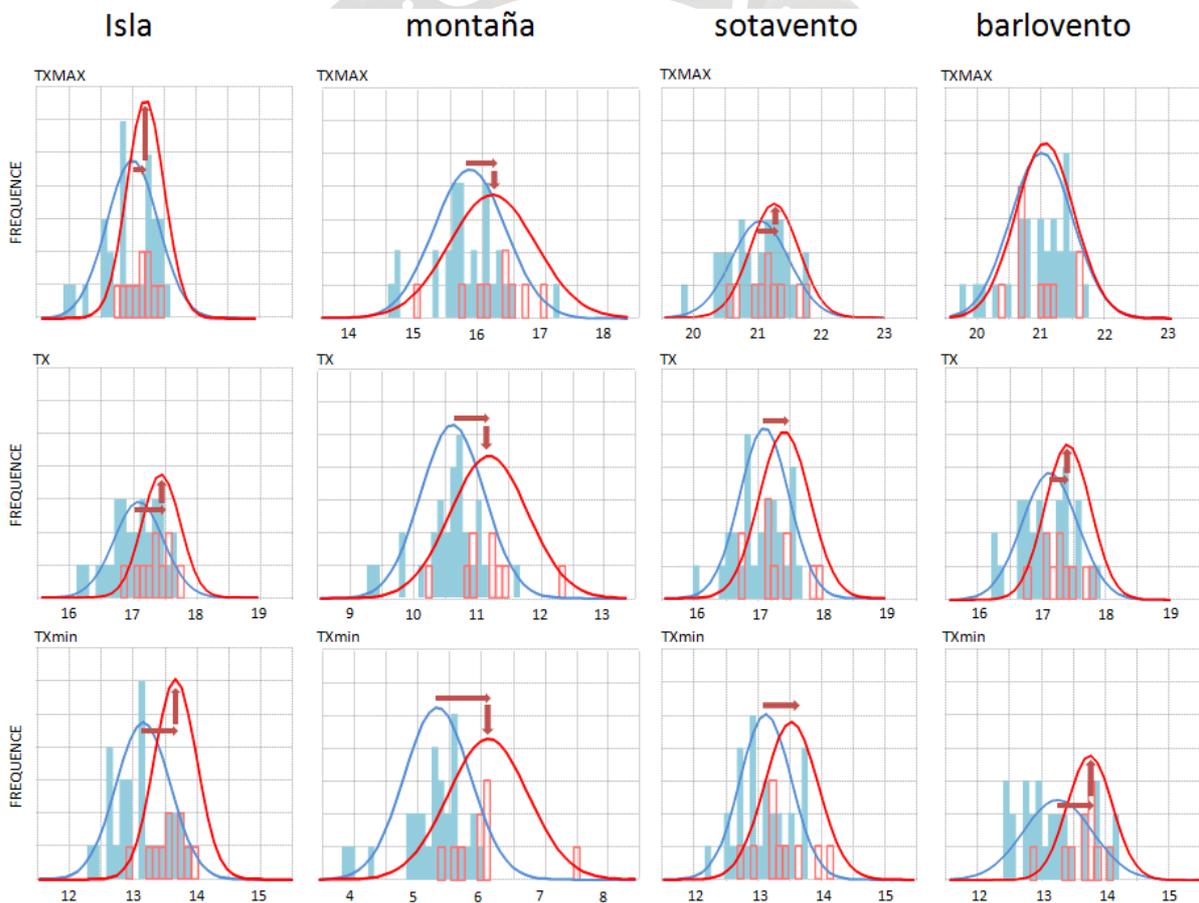


Fig. 4a. Distribución normalizada de las temperaturas y frecuencia por intervalos de $0,5^\circ\text{C}$, en la isla, la alta montaña, las laderas de barlovento y las de sotavento, comparando los datos del período reciente 2000-2010 (rojo) con el período antiguo 1970-1999 (azul).

La **variabilidad climática tiende de forma general a aumentar** en todos los sectores (fig. 4), pero especialmente en las estaciones por debajo de los 800 m.a.s.l., de modo que cuando se comparan los datos de los últimos treinta años (1981-2010) con los de los treinta años más antiguos de los sectores de barlovento y sotavento (1944-1953) se aprecia un incremento palpable en la cantidad de meses cálidos y un detrimento en la cantidad de meses fríos. Los mayores cambios en la variabilidad se dan en la fachada sur, donde a pesar de que la temperatura ha subido menos que en la fachada norte, la variabilidad casi que se ha duplicado. En las cumbres la situación es distinta pues aunque la variabilidad aumenta en las mínimas, disminuye en las máximas. El cambio en las máximas implica una disminución en los valores más moderados de las máximas, pero no un aumento en los valores cálidos más extremos.

Los cambios en la DTR son más marcados en barlovento que en sotavento o en las cumbres: en el período 1944-2010 fue de $-0,26 \pm 0,05$ °C/década y en el período 1970-2010, $-0,30 \pm 0,11$ °C/década. Mientras que la contracción de la DTR en el período 1944-2010 en la ladera sur fue aproximadamente de una décima de grado ($-0,11 \pm 0,04$ °C/década), a partir de 1970 se acercó a las tres décimas ($-0,29 \pm 0,18$ °C/década), asemejándose al registro de la ladera norte ($-0,30 \pm 0,11$ °C/década).

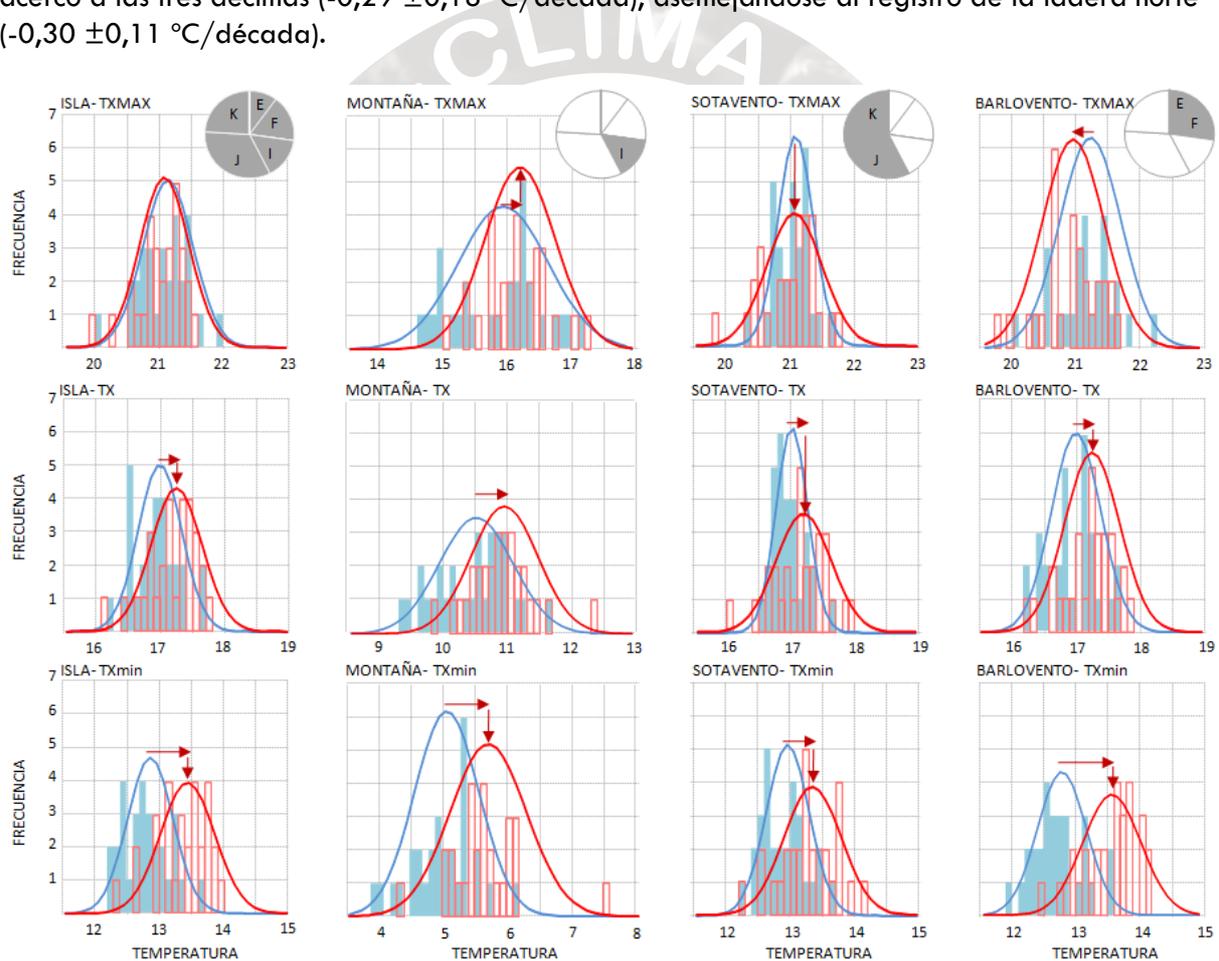


Fig. 4b. Distribución normalizada de las temperaturas y frecuencia por intervalos de 0,5°C, en la isla, la alta montaña, las laderas de barlovento y las de sotavento, comparando los datos del período reciente 2081-2010 (rojo) con el período antiguo 1944-1953 (azul). El diagrama de tarta indica la superficie proporcional de la isla afectada, y las flechas los cambios observados.

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN

Los datos obtenidos muestran una evolución de las temperaturas coincidente con la pauta global observada en el hemisferio norte (Wild, 2009; Easterling et al., 1997). La figura 2a muestra como tras un calentamiento en los años sesenta vino un enfriamiento en los setenta que, una vez finalizado, dio paso al calentamiento actual. El enfriamiento de los setenta coincide con el oscurecimiento global (global dimming) de insolación reducida que ha sido descrito a nivel mundial por el exceso de emisiones sulfurosas (Liepert, 2002; Smith et al., 2011) y cuya presencia en Canarias ya fue constatado por Sanroma et al (2010), y el ligero enfriamiento de comienzo de los noventa coincide con el ensombrecimiento del cielo debido a las cenizas emitidas por la erupción del Pinatubo.

Una de las pautas más notables en la tendencia es **el calentamiento de la última década, el más intenso de todo el período**. Esta época coincide con un progresivo aumento en la transparencia atmosférica (recent brightening) desde mediados de los ochenta, lo cual se ha confirmado con las mediciones en el Observatorio astronómico de El Roque de los Muchachos en la isla de La Palma (Sanroma et al. 2010). Esto es congruente con la hipótesis de que el calentamiento real podría ser más pronunciado de lo que parece y sólo en los últimos tiempos, cuando el oscurecimiento global se ha visto atenuado, ha empezado a apreciarse en mayor intensidad (Andreae et al., 2005; Stoot, 2008).

Otra pauta sobresaliente es la evolución diferencial en las tres zonas señaladas de la isla, cumbres, ladera norte y ladera sur. El calentamiento en las cumbres es el doble que en las zonas bajas, y aunque es más intenso en las mínimas también se manifiesta en las máximas. Este hecho ya fue detectado por Oñate y Pou (1996) y coincide con lo observado en muchas otras regiones del planeta (Easterling et al., 1997; Stone & Weaver, 2002; Brunet et al., 2007), incluyendo islas tropicales como Hawaii (Giambeluc et al., 2008). La siguiente zona en importancia en cuanto a la magnitud del calentamiento es la ladera de barlovento donde el crecimiento se concentra íntegramente en las temperaturas nocturnas. Esta asimetría está también presente en sotavento pero aquí el aumento de las mínimas es menos intenso que en barlovento. La asimetría en la evolución de las temperaturas por debajo de la zona de inversión térmica entraña una notable disminución de la DTR y constituye un comportamiento también observado en otras regiones montañosas (Giambeluc et al., 2008; Weber et al., 1994; Pepin & Norris, 2005).

Los cambios en la DTR se asocian a menudo a variaciones en el forzamiento de las nubes bajas en la parte inferior de la tropósfera y la humedad del suelo (Dai et al., 1999; Stone & Weaver, 2002, 2003). En Tenerife, el mayor descenso en la DTR ocurre en la ladera norte, donde los vientos alisios forman el característico mar de nubes (estratocúmulos) a barlovento.

Desafortunadamente sabemos poco acerca los posibles cambios tendenciales en la intensidad y frecuencia de las nubes en Canarias. Sperling et al., (2004) establecieron la hipótesis de que el límite inferior del mar de nubes podría estar perdiendo altura en verano, y recientes descubrimientos de la expansión hacia los polos de la célula de Hadley relacionada con la constancia y frecuencia de los vientos del noreste (Hu & Fu, 2007; Seidel et al., 2008) podría incidir en la circulación de los alisios y afectar al mar de nubes. Los registros de **nubosidad** en la estación C447A (Rodeos) comienzan en 1961 y **muestran una incremento significativo** desde entonces de $9,24 \pm 3,3$ días nubosos/década (fig. 5).

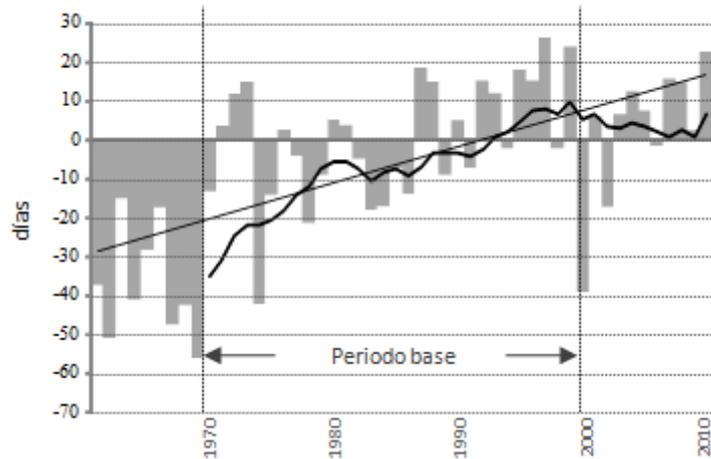


Fig. 5. Nubosidad en la estación C447 (Rodeos). Número de días con nube al año en relación al número medio de días con nubes en el período base 1970-1999.

Si segregamos los datos de la fachada de barlovento en las dos series a distintas altitudes, de costa (E) y medianías (F), se constata que el crecimiento asimétrico de las temperaturas nocturnas y la disminución de la DTR son mayores en las medianías (400-800 m), coincidiendo con parte del ámbito de variación del mar de nubes. El estancamiento de las máximas en esta zona es consistente con un aumento de la nubosidad que podría disminuir la insolación y evitar el ascenso de las temperaturas máximas por el día. Al mismo tiempo, el aumento de las mínimas estaría favorecido por la barrera que las nubes ejercerían para impedir que la radiación infrarroja procedente del suelo escapara a la atmósfera durante la noche. A pesar de que el oscurecimiento debido a las nubes no parece ser tan importante en Canarias como en otras regiones del globo (Jensen et al., 2008), Klein y Hartmann (1993) lo estimaron en -30 W/m^2 para el mes de julio, cuando las nubes bajas de los alisios se manifiestan con mayor intensidad y en niveles más bajos (Font, 1956). En la costa las temperaturas solo manifiestan una tendencia al alza a partir de los setenta, sin que llegue nunca a ser tan acusada como en las medianías.

Cuando el aumento de la temperatura se acompaña de un incremento en la variabilidad, la frecuencia de días cálidos es mayor todavía, lo cual ha sido descrito como una consecuencia del cambio climático global (Folland et al., 2001). Esto es lo que sucede en las estaciones por debajo de la capa de inversión térmica tanto en barlovento como en sotavento. El comportamiento ligeramente distinto de los sectores de cumbres evidencia de nuevo que aquí el régimen climático es diferente al del resto de la isla. En las cumbres el sistema climático evoluciona muy influido por la circulación global (large scale circulation), mientras que bajo la inversión térmica, y especialmente en la fachada norte, el clima está más afectado por la circulación local donde la proximidad al mar y los vientos alisios tienen más protagonismo. La influencia oceánica se nota por la disminución en la intensidad del calentamiento en los sectores costeros frente a los de medianías, tanto en barlovento como en sotavento, mientras que la importancia de los alisios queda patente en el mayor calentamiento a barlovento que en sotavento (Tablas V y VI). En concordancia con lo argumentado por Pepin & Lundquist (2008), las laderas enfrentadas al ecuador (equatorward slopes) muestran un calentamiento menor que las enfrentadas a los polos

(poleward slopes), y en líneas generales, el calentamiento es mayor cuanto menor es la temperatura media del sector considerado.

Quedaría por resolver en qué medida el calentamiento observado puede deberse al efecto isla de calor derivado del aumento de la urbanización, puesto que Tenerife ha experimentado en las últimas décadas una apreciable expansión urbana en los primeros 400 m de altitud. Dos consideraciones contribuyen a restar importancia al posible efecto de calentamiento urbano: 1) las zonas de mayor expansión urbana son precisamente las que registran menor calentamiento, posiblemente debido a la proximidad del mar y a la buena ventilación ocasionada por el régimen de alisios; y 2) salvo la estación C449C (Santa Cruz) todas las demás se ubican en aéreas naturales o rurales, donde el aumento de calor debido al crecimiento urbano es intrascendente.

Cuando se compara el calentamiento registrado en Tenerife con la serie de referencia de GHCN (Global Historical Climate Network) del GISS para las latitudes 24°-44° (tabla VI) se aprecia que es un 30% menor en el período 1944-2010, y casi un 40% en el período 1970-2010. El calentamiento de Tenerife bajo la capa de inversión es todavía menor y en sotavento es la mitad del promedio de las estaciones terrestres globales situadas en la latitud 24°-44° N. En las cumbres, en cambio, ocurre lo contrario, el calentamiento parece ser más intenso, tanto si consideramos el período 1944-2010 como 1970-2010, lo cual es congruente con lo observado en otras regiones montañosas del mundo (Pepin & Lundquist, 2008).

El calentamiento observado en Tenerife se asemeja más al detectado en el modelo global del GISS para la latitud 24°-44° N, con datos conjuntos de temperatura del aire sobre tierra y sobre mar. Según éste la temperatura debería aumentar a un ritmo de 0,08°C/década en el período entre 1944 y 2010, y de 0,16°C/década en 1970-2010 (tabla VI), y nuestros datos muestran que el crecimiento es mayor en las estaciones por encima de la inversión térmica, similar en las estaciones a barlovento bajo la inversión térmica, y un poco menor en las estaciones a sotavento bajo la inversión térmica. Por otro lado, las estimas de estaciones puramente oceánicas del GISS (Rayner et al. 2003), son muy parecidas a las que hemos obtenido en Tenerife bajo la zona de inversión térmica (0-800 m). The SST NCEP Reanalysis Produced at NOAA/ESRL PSD de dos celdas situadas, una al norte (28.5-29.5N / 17-16W) y otra al sur de la isla de Tenerife (26.5-27.5N/ 16-15W), indican un calentamiento de $0,1 \pm 0,05$ °C/década durante el periodo 1948-2010. Es una tasa equivalente a la media de la isla de Tenerife, mas similar al valor registrado bajo el mar de nubes que sobre el mar de nubes. Además, la diferencia entre los datos de las celdas marinas al norte y sur de la isla respectivamente, es similar a la existente entre las estaciones terrestres a barlovento y sotavento. La tendencia de la SST aumenta a partir de 1970 hasta $0,28 \pm 0,08$ °C/década asemejándose más a los valores registrados de las temperaturas medias en las cumbres y de las mínimas en las laderas de barlovento.

CONCLUSIÓN

Nuestro análisis sugiere una pauta clara en el comportamiento de las tendencias anuales en la isla de Tenerife. Por un lado, el calentamiento global se manifiesta en la isla de forma más suave que la media del hemisferio norte, y se equipara mas al calentamiento asociado a los registros de la superficie del mar en Canarias. Por otro lado, es más relevante en las cumbres, donde opera preferentemente el régimen climático de circulación global, que en las zonas de costa y medianías donde el sistema climático está muy influido por el océano y la presencia de los vientos alisios. De hecho, en las cumbres el calentamiento observado es similar al valor medio registrado por las estaciones termométricas terrestres del hemisferio norte, pero cuanto más nos aproximamos a la

costa más se suaviza, sobre todo en las temperaturas máximas, que prácticamente llegan a estancarse.

El calentamiento global se refleja en Tenerife principalmente por un incremento en las temperaturas mínimas en una suerte de evolución asimétrica de las temperaturas que tiene en la fachada norte su mejor demostración. Como consecuencia de ello la DTR se reduce: de forma más intensa en barlovento, donde el aumento en la nubosidad es posiblemente la principal explicación; y de manera menos aparente, aunque significativa estadísticamente, en sotavento, debido probablemente al calentamiento en la superficie del mar.

Es preciso realizar más análisis relacionados con las variaciones tendenciales en la frecuencia, intensidad y orientación de los alisios y cómo ello está influyendo en la formación del mar de nubes en la fachada norte de la isla. Futuros estudios enfocaran nuestros trabajos hacia la evolución tendencial mensual y estacional de las temperaturas, por su importancia climática y particular trascendencia en la formación y estructura de los ecosistemas terrestres, como demostró el estudio preliminar de Sperling et al. (2004). Tenerife alberga una biodiversidad genuina de alto valor, buena parte de la cual está directamente ligada a la supervivencia del bosque nuboso de la laurisilva, de modo que los cambios en la frecuencia, intensidad y estacionalidad de las nubes en barlovento tienen gran influencia en el mantenimiento de este ecosistema forestal.

BIBLIOGRAFIA

- Aguilar, E., I. Auer, M. Brunet, T. C. Peterson, & J. Wieringa. 2003. Guidelines on Climate Metadata and Homogenization. WCDMP Guidelines Series, WMO/TD n° 1186, P. Llansó (ed.), 50 pp., Geneva
- Alexandersson, H. A. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6, 661–675.
- Alexandersson, H. & Moberg. 1997. A Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. *Int. Journal of Climatology*, 17: 25-34.
- Braganza, K., D.J. Karoly & J.M. Arblaster. 2004. Diurnal temperature range as an index of global climate change during the twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 31. L13217 (1 de 4). doi: 10.1029/2004GL019998
- Andreae, M. O., Ch. D. Jones & P. M. Cox .2005. Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. *Nature*, 435:1187-1190
- Brunet, M., P.D. Jones, J. Sigro, O. Daladié, E. Aguilar, A. Moberg, P.M. Della.Marta, D. Lister, A. Walther & D. López. 2007. Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005. *Journal of Geophysical Research*, 112: D12117 doi: 10.1029/2006JD008249
- Dai, A., K.E. Trenberth & T.R. Karl. 1999. Effects of clouds soil moisture, precipitation and water vapor on diurnal temperature range. *Journal of Climate*, 12: 2451-2473.
- Diaz, H. F., & R. S. Bradley.1997. Temperature variations during the last century at high elevation sites. *Climatic Change*, 36: 253– 279.
- Dorta, P. 1996. Las inversiones térmicas en Canarias. *Investigaciones geográficas*, 15: 109-124
- Easterling, D.R., B. Horton, P.D. Jones, T.C. Peterson, T.R. Karl, D.E. Parker, M.J. Salinger, V. Razuvayev, N. Plummer, P. Jamason & C.K. Folland,C.K. 1997. A new look at maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277: 364-367
- Folland, C. K., et al. 2002. Observed climate variability and change, in *Climate Change 2001*. En J. T. Houghton et al. (eds.) "The Scientific Basis—Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change", pp. 99 – 181, Cambridge Univ. Press, New York.
- Font, I., 1956. *El Tiempo Atmosférico en las Islas Canarias*. Servicio Meteorológico Nacional (INM),

Serie A (memoria No. 26). 95 pp.

- Giambelluca, T.W., H.F. Diaz, & M.S.A. Luke. 2008. Secular temperature changes in Hawai'i. *Geophysical Research Letters*, 35, L12702, doi:10.1029/2008GL034377.
- González-Rouco, J.F., J.L. Jiménez, V. Quesada & F. Valero. 2001. Quality control and homogeneity of precipitation data in the southwest of Europe. *Journal of Climate*, 14: 964-978.
- Guttman, N.B. & R.G. Quayle. 1990. A review of cooperative temperature data validation. *Journal of atmospheric and Oceanic Technology*, 7: 334-339
- Hansen, J., R. Ruedy, J. Glascoe & Mki. Sato .1999. GISS analysis of surface temperature change, *Journal of Geophysical Research*, 104: 30997-31022
- Hansen, J. , R. Ruedy, M. Sato & K. Lo. 2010. Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, 48, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345.
- Hu Y. & Q. Fu. 2007. Observed poleward expansion on the Hadley circulation since 1979. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 7: 9367-9384
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science basis: Summary for Policy Makers*. <http://www.ipcc.ch>.
- Jensen, M. P., A. M. Vogelmann, W. D. Collins, G. J. Zhang, & E. P. Luke. 2008. Investigation of Regional and Seasonal Variations in Marine Boundary Layer Cloud Properties from MODIS Observations. *Journal of Climate*, 21: 4955–4973.
- Jones, P.D. 1994. Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and an update to 1993. *Journal of Climate*, 7; 1794-1802
- Jones, P.D. & M. Hulme. 1996. Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: Methods and illustrations. *International Journal of Climatology*, 16: 361-377
- Jones, P.D., D.E. Parker, T.J. Osborn and K.R. Briffa. 2011. Global and hemispheric temperature anomalies –land and marine instrumental records. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. doi: 10.3334/CDIAC/cli.002
- Jones, P., T. Wigley & P. Kelly. 1982. Variations in Surface Air Temperatures: Part 1. Northern Hemisphere, 1881–1980. *Monthly Weather Review*, 110(2): 59–70.
- Khaliq, M. N. & T. Ouarda. 2007. On the critical values of the standard normal homogeneity test (SNHT), *International Journal of Climatology*, 27: 681-687.ç
- Klein, S. A. & D. L. Hartmann: 1993, The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*, 6: 1588-1606
- Levene, H. 1960. Robust tests for equality of variances. In Ingram Olkin, Harold Hotelling et al (Edts.) "Contributions to Probability and Statistics: Essays in Honor of Harold Hotelling", Stanford University Press, pp. 278-292
- Liepert, B.G. 2002. Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophysical Research Letters*, 29(10): 1421, doi:10.1029/2002GL014910.
- Lilliefors, H.W. 1967. On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance Unknown. *Journal of the American Statistical Association*, 62(318): 399-402.
- Loope , L.L. & T.W. Giambelluca. 1998. Vulnerability of Island Tropical Montane Cloud Forests to Climate Change, with Special Reference to East Maui, Hawaii. *Climatic Change*, 39(2-3): 503-517.
- Marzol, M.V. 2001. El Clima. En J.M. Fernández-Palacios & J.L. Martín-Esquivel (edts.) "Naturaleza de las Islas canarias. Ecología y conservación". Publicaciones Turquesa, Santa Cruz de Tenerife. 87-93 pp.
- Morales, C.G., M.T. Ortega, J.L. Labajo & A. Piorono. 2004. Recent trends and temporal behavior of termal variables in the region of Castilla-León (Spain). *Atmosfera*: 71-90
- Oñate, J.J. & A. Pou. 1996. Temperature variations in Spain since 1901: a preliminary analysis. *International Journal of Climatology*, 16: 805-815.
- Osborn, T.K., K.R. Briffa & P.D. Jones. 1997. Adjusting variance for sample-size in tree-ring

chronologies and other regional mean time series. *Dendrochronologia*, 15: 89-99

Pepin, N.C. & J.D. Lundquist. 2008. Temperature trends at high elevations: patterns across the globe- *Geophysical Research Letters*, 35 L14701, doi: 10.1029/2008GL034026

Pepin, N.C. & J.R. Norris. 2005. An examination of the differences between surface and free-air temperature trend at high-elevation sites: Relationships with cloud cover, snow cover, and wind. *Journal of Geophysical Research*, 110, D24112, doi: 10.1029/2005JD006150

Pepin, N. C., & D. J. Seidel .2005. A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations. *Journal of Geophysical Research*, 110, D03104, doi: 10.1029/2004JD005047.

Pettitt, A.N. 1979. A nonparametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, 28: 126-135.

Petit J. & G. Prudent. 2008. *Climate Change and Biodiversity in the European Union Overseas Entities*. UICN, Brussels. 178 pp.

Peterson, T.C., R. Vose, R. Schmoyer & V. Razuvaev. 1998. Global historical climatology network (GHCN) quality control of monthly temperature data. *International Journal of Climatology*, 18: 1169-1179

Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V, Rowell, D.P., Kent, E.C. and Kaplan, A., 2003: Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871-2000. *Journal of Geophysical Research*, 108, 4407

Rodríguez-Barrera, R.R., M.C. Llasat & J. Martín-Vide. 1999. *Análisis de series temporales en climatología: modelización y homogeneidad*. Universitat de Barcelona. ISBN 84-8338-125-7

Root T.L., J.T. Price, K.R. Hall, S.H. Schneider, C. Rosenzweig & J.A. Pounds. 2003. Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature*, 421, 57–60.

Sanroma, E., E. Palle & A. Sánchez-Lorenzo. 2010. Long-term changes in insolation and temperatures at different altitudes. *Environmental Research Letters*, 5: 1-6

Seidel, D.J., Q.Fu, W.J. Randel & T.J. Reichler. 2008. Widening of the tropiocal belt in a changing climate. *Nature Geoscience*, 1(1): 21-24

Smith, S.J., J. van Aardenne, Z. Klimont, R.J. Andres, A. Volke & S. Delgado Arias. 2011. Anthropogenic sulfur dioxide emissions: 1850-2005. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11: 1101-1116

Sneyers, R. 1975. Sobre el análisis estadístico de las series de observaciones. OMM, Nota técnica 143. OMM-Nº 415. Geneva.

Sperling, F.N., R. Wasingthon & R.J. Wittaker. 2004. Future climate change of the subtropical north Atlantic: Implications for the cloud forests of Tenerife. *Climatic Change*, 65(1-2): 103-123

Stepanek, P. 2007. AnClim - software for time series analysis (for Windows). Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, Masaryk University, Brno. 1.47 MB.

Stone, D.A. & A.J. Weaver 2002. Daily maximum and minimum temperature trends in a climate model. *Geophysical Research Letter*, 29(9): 1356. GL014556

Stone, D. & A. Weaver. 2003. Factors contributing to diurnal temperature range trends in twentieth and twenty-first century simulations of the CCCma coupled model. *Climate Dynamics*, 20: 435-445.

Stott, P.A., Ch. Huntingford, Ch.D. Jones & J.A. Kettleborough. 2008. Observed climate change constrains the likelihood of extreme future global warming. *Tellus* 60(1): 76–81

Trueman, M. & N. d'Ozouville. 2010. Characterizing the Galapagos terrestrial climate in the face of global climate change- *Galapagos Research*, 67: 26-37

Weber, R.O., P.Talkner & G. Stefanicki. 1994. Asymmetric diurnal temperature change in the Alpine region. *Geophysical Research Letters*, 21(8): 673-676

Wild, M. 2009. Global dimming and brightening: a review. *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D16, doi:10.1029/2008JD011470

World Meteorological Organization (WMO). 1996. *Climatological normals (CLINO) for the period 1961-1990*. Geneva, Pub. 847, 768 pp.

Yue, S. & M. Hashino. 2003. Temperature trends in Japan: 1900-1996. Theoretical and Applied Climatology, 75: 15-27



TABLA I. características geográficas de las series analizadas. El recuadro negro indica qué estaciones se utilizaron para construir series de referencia. El recuadro hueco (rojo) se corresponde con las estaciones utilizadas únicamente para corregir outliers, rellenar gaps o refrendar inhomogeneidades

STATION	X	Y	Z	LOCALITY	WINDWARD			SUMMIT		LEEWARD		
					E	F	G	H	I	J	K	L
C449U (50)	-16,387222	28,528333	107	Valle Guerra	■							
C459O (66)	-16,534722	28,411111	112	Jardín Botánico, P. Cruz	■							
C469O (76)	-16,805056	28,357222	95	Los Silos	■							
C448U (43)	-16,388056	28,512778	291	Valle Guerra	■							
C449M (48)	-16,214444	28,5575	272	Taganana	■							
C449V (51)	-16,37	28,524722	258	Tejina	■							
C458A (60)	-16,419444	28,496111	310	Tacoronte	■							
C469I (74)	-16,707556	28,361389	230	Icod	■							
C469J (75)	-16,712556	28,356944	230	Icod	□							
C448V (44)	-16,389167	28,506389	478	Garimba		■						
C458C (61)	-16,472222	28,426944	428	Victoria		□						
C458E (62)	-16,432222	28,471111	455	Sauzal		■						
C447A (39)	-16,330278	28,4775	616	Rodeos		■						
C468A (71)	-16,649167	28,372222	572	Guancha, Asomada		■						
C436U (27)	-16,374722	28,439722	905	Esperanza			□					
C455O (56)	-16,489722	28,354167	1080	Aguamansa			□					
C453K (53)	-16,433056	28,394722	1811	Gaitero				□				
C412C (3)	-16,723056	28,265278	1858	Cumbre-Samara				□				
C406D (1)	-16,681389	28,2128	2121	Cumbre-Tauce					□			
C406G (2)	-16,626111	28,224167	2150	Cumbre-Parador					■			
C451V (52)	-16,566111	28,304722	2107	Portillo					□			
C430E (26)	-16,499722	28,308056	2367	Cumbre-Izaña					■			
C419J (9)	-16,816667	28,184167	86	Playa San Juan						□		
C429I (23)	-16,560556	28,0475	59	Sur earport						■		
C439I (33)	-16,383056	28,318056	115	Güímar						■		
C439P (34)	-16,361389	28,38	56	Caletillas						□		
C449C (45)	-16,255278	28,463056	31	Santa Cruz						■		
C449G (46)	-16,183889	28,496667	20	San Andrés						■		
C428C (20)	-16,638989	28,082778	435	Arona							■	
C427A (18)	-16,636667	28,154444	670	Arona							■	
C437I (29)	-16,415556	28,333889	565	Añavingo							■	
C417I (7)	-16,789778	28,236111	715	Guía, Chío							□	
C416A (5)	-16,816944	28,296667	902	Stgo. Teide								□
C416O (6)	-16,727222	28,152778	910	Taucha								□
C426V (17)	-16,681389	28,098889	922 m	Arico Bueno								□
C424E (16)				Vilafior								□

(■) series principales, utilizadas para construir agrupaciones representativas de los tres sectores considerados (norte, sur, cumbre). (□) Series que solo se utilizaron como referente de las principales a los efectos de rellenar gaps, corregir outliers o refrendar inhomogeneidades.

Tabla II. Superficie de las diferentes zonas estudiadas

Serie E	12.955 has.
Serie F	21.489 has.
Serie I	19.200 has.
Serie J	42.555 has
Serie K	30.393 has



TABLA IV. Tendencia en la evolución anual de las anomalías en diferentes sectores de Tenerife.

		TX	TXmax	TXmin	DTR
Isla de Tenerife					
	1944-2010 °C/dec	0,09±0,04**	0,01±0,05	0,17±0,04**	-0,17±0,04**
	1975-2010 °C/dec	0,17±0,09**	0,09±0,10	0,26±0,09**	-0,39±0,19**
	Temp. lineal 2010	0,32±0,16**	0,13±0,18*	0,51±0,16**	-0,38±0,11**
	Anomalie 2001-10	0,40±0,22**	0,26±0,24*	0,53±0,21**	-0,27±0,12**
Barlovento, bajo el mar de nubes					
- Serie E	1944-2010 °C/dec	-0,02±0,06	-0,02±0,07	-0,02±0,07	-0,11±0,08
	1975-2010 °C/dec	0,13±0,13*	0,00±0,17	0,26±0,14**	-0,25±0,17**
	Temp. lineal 2010	0,06±0,22	-0,04±0,28	0,15±0,27	-0,20±0,32
	Anomalie 2001-10	0,24±0,24*	-0,01±0,20	0,49±0,30*	-0,47±0,28*
- Serie F	1944-2010 °C/dec	0,13±0,05**	0,06±0,06	0,33±0,05**	-0,41±0,06**
	1975-2010 °C/dec	0,16±0,1**	0,08±0,31	0,3±0,1**	-0,29±0,12
	Temp. lineal 2010	0,39±0,19**	-0,03±0,24	0,78±0,20**	-0,84±0,23**
	Anomalie 2001-10	0,31±0,30**	0,18±0,36*	0,45±0,22**	-0,27±0,42**
Serie E+F	1944-2010 °C/dec	0,08±0,05**	0,08±0,05**	0,08±0,05**	0,08±0,05**
	1975-2010 °C/dec	0,16±0,10**	0,16±0,10**	0,16±0,10**	0,16±0,10**
	Temp. lineal 2010	0,28±0,18**	0,28±0,18**	0,28±0,18**	0,28±0,18**
	Anomalie 2001-10	0,31±0,26**	0,31±0,26**	0,31±0,26**	0,31±0,26**
Sotavento, bajo el mar de nubes					
Serie J	1944-2010 °C/dec	0,09±0,05**	0,02±0,05	0,15±0,05**	-0,13±0,04**
	1975-2010 °C/dec	0,13±0,10**	0,06±0,11	0,19±0,10**	-0,29±0,18**
	Temp. lineal 2010	0,30±0,18**	0,19±0,20	0,42±0,19**	-0,23±0,17**
	Anomalie 2001-10	0,39±0,22**	0,45±0,24**	0,34±0,23**	-0,11±0,16**
Serie K	1944-2010 °C/dec				
	1975-2010 °C/dec	0,17±0,1**	0,13±0,12*	0,2±0,1**	-0,07±0,08
	Temp. lineal 2010				
	Anomalie 2001-10	0,39±0,22**	0,45±0,19*	0,34±0,23**	0,11±0,16**
Serie J+K	1944-2010 °C/dec	0,06±0,04**	0,01±0,05	0,12±0,04**	-0,11±0,04**
	1975-2010 °C/dec	0,13±0,10**	0,06±0,11	0,19±0,10**	-0,29±0,18**
	Temp. lineal 2010	0,24±0,16**	0,10±0,18	0,39±0,17**	-0,29±0,14**
	Anomalie 2001-10	0,34±0,29**	0,25±0,22*	0,42±0,30**	-0,17±0,12**
Alta montaña, sobre el mar de nubes					
Serie I	1944-2010 °C/dec	0,14±0,07**	0,10±0,08*	0,18±0,06**	-0,08±0,06**
	1975-2010 °C/dec	0,31±0,12**	0,29±0,14**	0,32±0,14**	-0,03±0,12
	Temp. lineal 2010	0,52±0,25**	0,42±0,30*	0,62±0,24**	-0,20±0,22**
	Anomalie 2001-10	0,60±0,52**	0,42±0,55*	0,78±0,55**	-0,37±0,36**

* 95% confianza, ** 99% confianza

TABLA V. Tendencia en la evolución estacional de las anomalías en diferentes sectores de Tenerife.

	Spring	Summer	Autumn	Winter
Tenerife Island				
1944-2010 °C/dec	0,07±0,07*	0,07±0,06**	0,1±0,06**	0,1±0,07**
1975-2010 °C/dec	0,23±0,14**	0,19±0,15*	0,14±0,13**	0,14±0,15*
Temp. lineal 2010	0,48±0,28*	0,32±0,24**	0,30±0,22**	0,31±0,26**
Anomalie 2001-10	0,48±0,28**	0,37±0,55**	0,42±0,36**	0,32±0,61**
Windward slope below sea				
1944-2010 °C/dec	0,05±0,08	0,08±0,07*	0,11±0,06**	0,1±0,07**
1975-2010 °C/dec	0,2±0,16**	0,15±0,17*	0,11±0,15*	0,16±0,14*
Temp. lineal 2010	0,27±0,29	0,24±0,27*	0,27±0,23**	0,33±0,26**
Anomalie 2001-10	0,36±0,29*	0,23±0,49*	0,31±0,41**	0,36±0,45**
Leeward slope below sea cloud				
1944-2010 °C/dec	0,05±0,06	0,07±0,07*	0,08±0,06**	0,07±0,06*
1975-2010 °C/dec	0,16±0,13*	0,17±0,17*	0,11±0,14*	0,08±0,15
Temp. lineal 2010	0,26±0,24	0,28±0,27*	0,26±0,22**	0,20±0,23*
Anomalie 2001-10	0,37±0,28	0,38±0,53*	0,41±0,34**	0,23±0,45*
Mountain above sea cloud				
1944-2010 °C/dec	0,15±0,14*	0,14±0,08**	0,11±0,09**	0,16±0,13*
1975-2010 °C/dec	0,46±0,26**	0,28±0,18**	0,26±0,17**	0,22±0,25*
Temp. lineal 2010	0,71±0,53*	0,53±0,29**	0,38±0,35**	0,47±0,49*
Anomalie 2001-10	0,99±0,72*	0,51±0,27**	0,50±0,69**	0,39±0,91*

* 95% confianza, ** 99% confianza

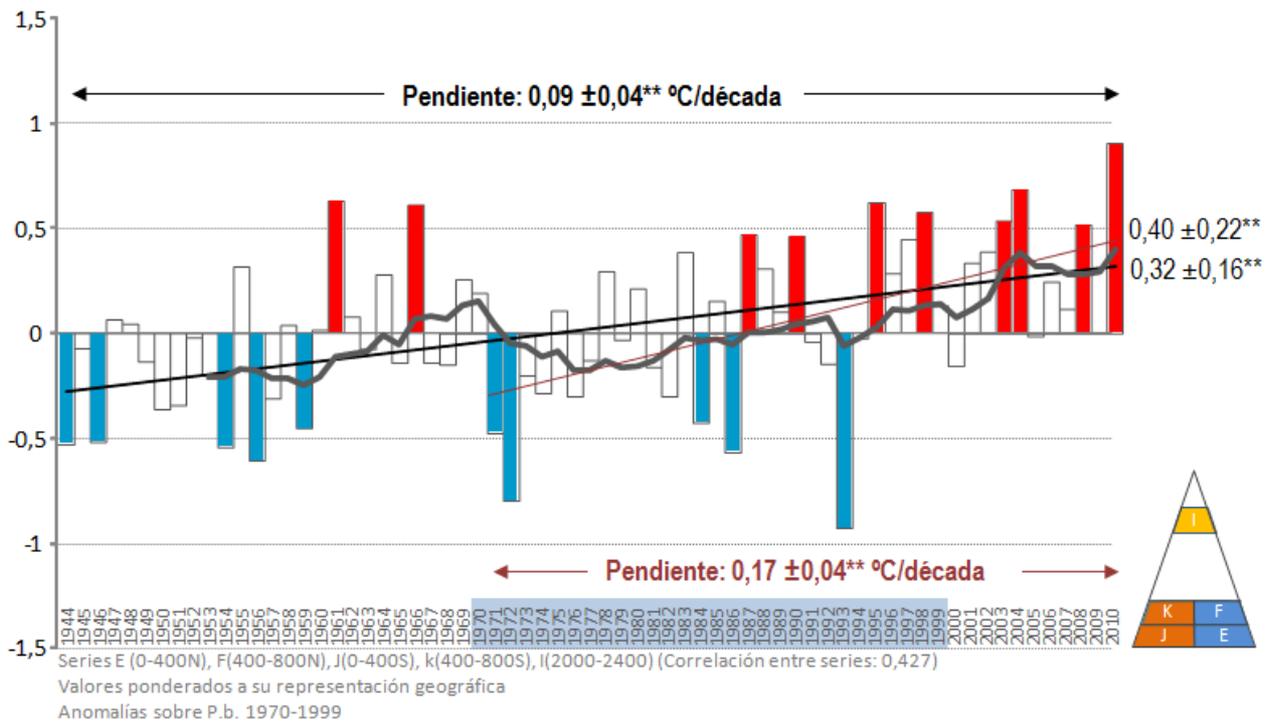
Tabla VI. Evolución de la temperatura media en diferentes zonas del Hemisferio Norte.

ESTIMACION	AUTOR	AMBITO	PERÍODO	
			1944-2010	1970-2010
GHCN02 North Hemisphere*	GISS	TST	0,14 °C/dec	0,29 °C/dec
GHCN02 North Hemisphere*	GISS	TST + SST	0,10 °C/dec	0,24 °C/dec
GHCN02 24-44 °N*	GISS	TST	0,13 °C/dec	0,27 °C/dec
GHCN02 24-44 °N*	GISS	TST + SST	0,08 °C/dec	0,16 °C/dec
HadCrut. North Hemisphere	Hadley Centre	TST + SST	0,10 °C/dec	0,21 °C/dec
HadCrut. North Hemisphere	Hadley Centre	SST	0,07 °C/dec	0,16 °C/dec
Tenerife Island	CADSCC	TST	0,09°C/dec.	0,18 °C/dec
Mountain -Tenerife Island	CADSCC	TST	0,14 °C/dec	0,31 °C/dec
Windward -Tenerife Island	CADSCC	TST	0,08 °C/dec	0,16 °C/dec
(Leeward -Tenerife Island	CADSCC	TST	0,06 °C/dec	0,13 °C/dec

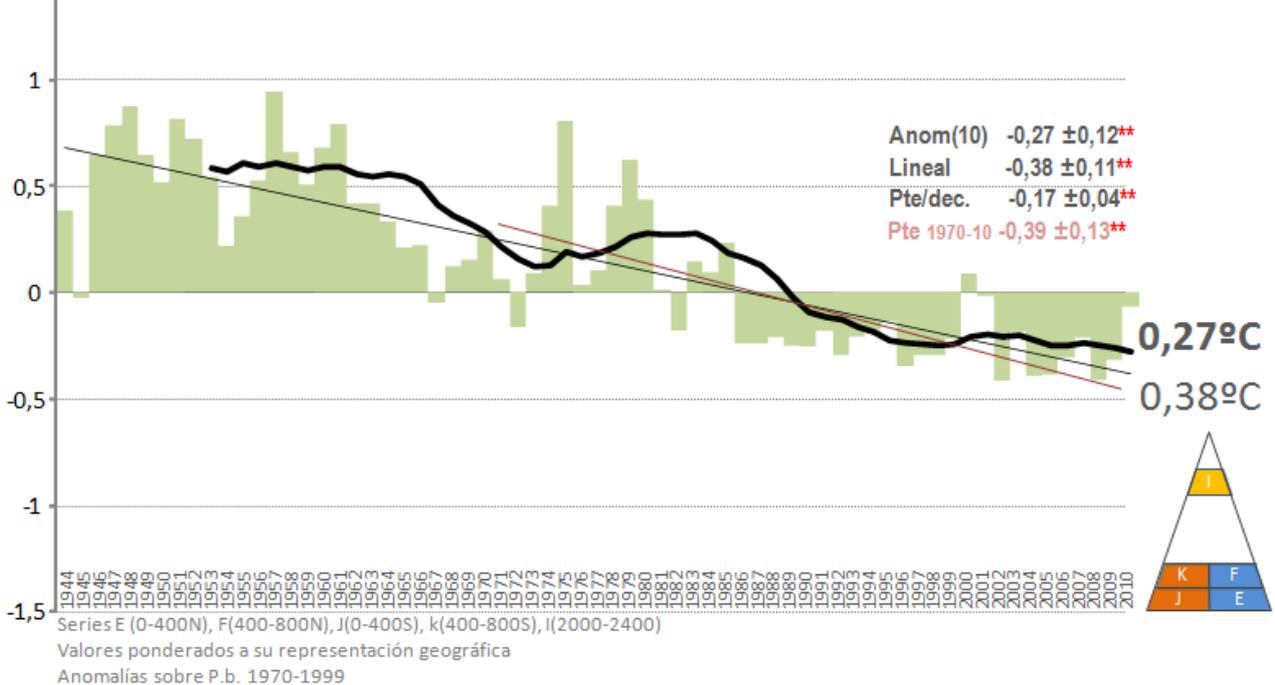
* <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/> ** <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>



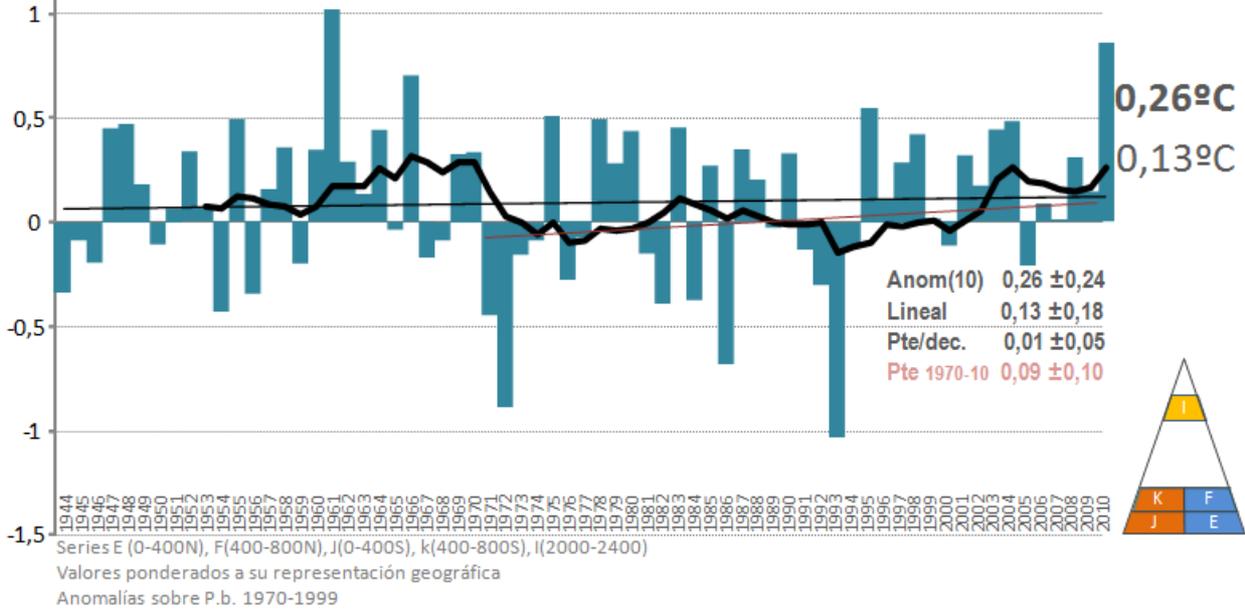
TEMPERATURA MEDIA ANUAL



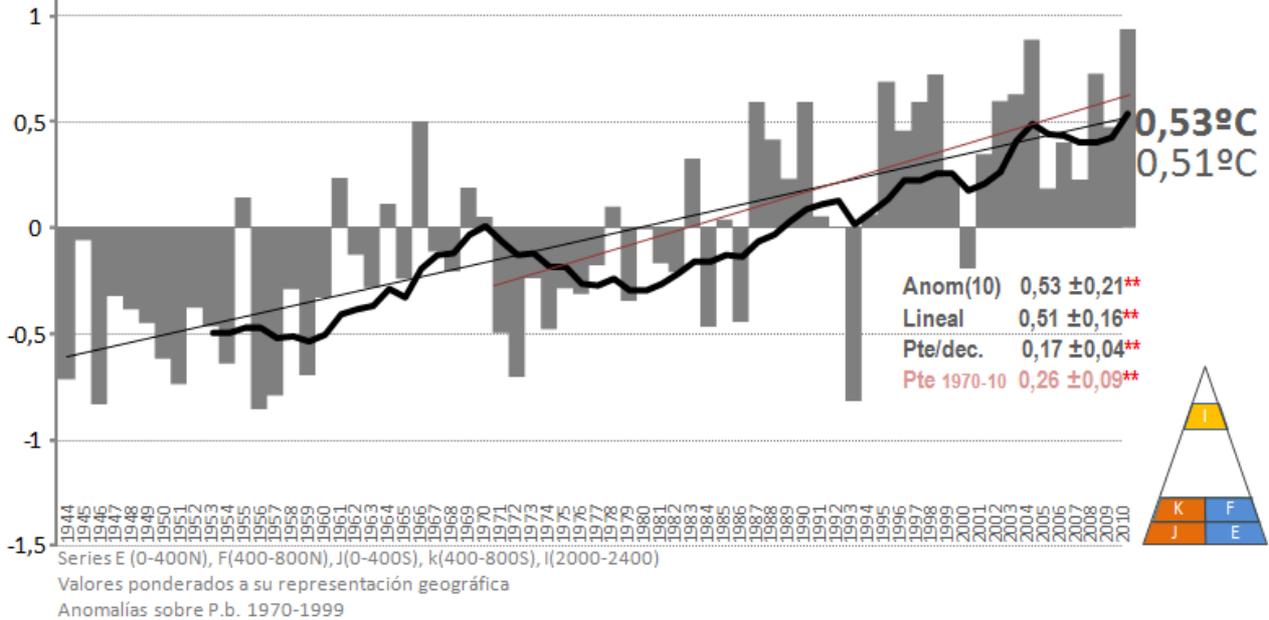
AMPLITUD TÉRMICA



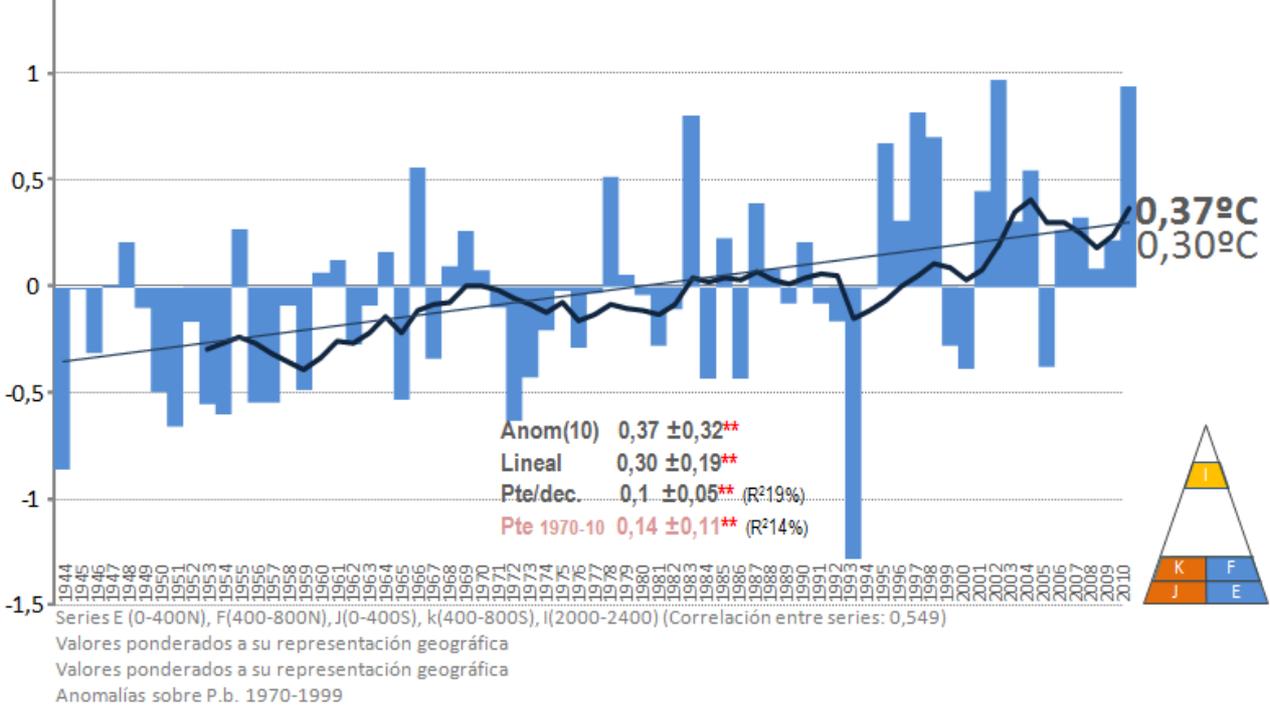
MEDIA DE LAS MÁXIMAS



MEDIA DE LAS mínimas



MEDIA-OTOÑO+INVIERNO



MEDIA-PRIMAVERA+VERANO

