

UNA EVALUACION DE LAS TEMPERATURAS MEDIAS SEculares DURANTE EL ULTIMO MILENIO A PARTIR DE LAS DESVIACIONES DEL GRADIENTE GEOTERMICO

Artemio Cuenca Payá
y Michael J. Walker

RESUMEN

Mediante una ligera modificación de las ecuaciones propuestas por Cermak (1971), con la que se filtra el «ruido de fondo» en las desviaciones de los gradientes, se determinan las temperaturas medias seculares entre los siglos XI y XIX, inclusive, a partir de los registros de Birch (1948) en las minas del Calumet (Illinois). Se detecta el Pequeño Optimo Climático en el siglo XII y la culminación de la Pequeña Edad del Hielo en el XIV. Algunas diferencias con los resultados obtenidos por Cermak para Kapuskasing (Canadá) pueden interpretarse en función del cambio de latitud y del índice de continentalidad entre las estaciones de registro.

INTRODUCCION.— Birch (1948), recogiendo y sintetizando una serie de ideas de autores anteriores, plantea la posibilidad de estudiar temperaturas antiguas partiendo de los gradientes geotérmicos medidos en minas y sondeos. Su método consistía en establecer unas curvas patrón para la variación de esos gradientes basadas

en distintas hipótesis de alteraciones de la temperatura en superficie y duración de esas fluctuaciones, por lo que las variables en juego eran tantas que, en la práctica, su utilidad quedaba muy dudosa.

Posteriormente Cermak (1971) mejora notablemente el método en cuanto a permitir una determinación directa de las paleotemperaturas a partir de las medias del gradiente geotérmico sin necesidad de curvas patrón ni de modelos. Así calcula las variaciones térmicas ocurridas en los sondeos de Kapuskasing y Hearst (Canadá) a latitudes respectivas de $49^{\circ} 25'N$ y $40^{\circ} 41'N$, junto al límite Sur de la Bahía de Hudson.

En el presente trabajo, los autores utilizan la metodología básica de Cermak pero eliminando los agrupamientos estadísticos de éste y aplicando una corrección a los gradientes para eliminar la influencia de ondas térmicas anteriores al intervalo de tiempo estudiado. No disponiendo de medidas directas efectuadas con este propósito en España, se han ensayado las utilizadas por Birch (ver Tabla 1) y procedentes de las minas de la Cuenca del Calumet (Illinois, USA) a una latitud de $40^{\circ} N$, similar a la que puede considerarse como media de la Península Ibérica, pero la extrapolación de resultados a la zona del Levante Español es problemática debido al carácter más continental de Illinois; de hecho la diferencia en las temperaturas medias estivales de ambas regiones es próxima a $3^{\circ}C$, mientras que la misma para las invernales alcanza $9^{\circ}C$, siendo en ambos casos superiores las del Levante que las del Estado USA.

También es necesario señalar que aunque los resultados obtenidos durante los dos últimos años estudiando gradientes geotérmicos en perfiles de suelos y comparando los resultados con las medidas directas de temperatura en superficie son francamente alentadores, es la primera vez que se intenta aplicar a un periodo de tiempo para el que no existe registros directos de temperaturas y, por lo tanto, las conclusiones deben contemplarse con la máxima prudencia, máxime si se tiene en cuenta que el proceso de «filtrado» de ondas todavía es rudimentario y no permite una eliminación total del «ruido de fondo».

METODOLOGIA. — La base del método consiste en considerar a la Tierra como un medio semiinfinito cuya constante de difusión térmica es k . En este modelo, una variación de temperatura T en la

superficie respecto a una temperatura de referencia TR, ocurrida en el intervalo de tiempo limitado por t^a y t^b , contados hacia atrás desde el presente, originará a la profundidad z un cambio de temperatura $\Delta T(z)$ dado por:

$$\Delta T(z) = T \left[\frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{u_a} e^{-u^2} du - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{u_b} e^{-u^2} du \right] \quad (1)$$

en la que $u_a = z(4kt_a)^{-1/2}$; $u_b = z(4kt_b)^{-1/2}$

Para variaciones sucesivas en la superficie, y puesto que la dispersión y velocidad de las ondas térmicas vienen influenciadas por la duración de la perturbación, el $T(z)$ medido en profundidad será la suma de las fluctuaciones inducidas por cada onda individual, pudiéndose poner la (1) bajo la forma deducida por Cermak (O. cit., p. 9):

$$\Delta T(z) = \sum T^i P^i \quad (2)$$

siendo P^i el término entre corchetes de (1) con los diferentes valores de t^a y t^b , lo que permite calcular las variaciones de temperatura en superficie, T^i , mediante

$$T^i = p_{ij} \Delta T(z^i) \quad (3)$$

siempre que puedan medirse las $\Delta T(z^i)$.

Las filas de la matriz formada por las p_{ij} suman, en el límite tn cuando n tiende a infinito, la unidad, puesto que desde cero a tn las integrales de Gauss que intervienen en (1) dan la sucesión:

$$A(0) - A(1) + A(1) - A(2) + A(2) - \dots - A(n) = 1 - A(n) \quad (4)$$

ya que con $t_a = 0$ se tiene $\frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\infty} e^{-u^2} du = 1$

La matriz de las p_{ij} cumple por tanto las condiciones de estocástica y sus elementos pueden asimilarse a la «probabilidad» de existencia de la temperatura T^j a la profundidad z^i . Esto lleva a que si

en lugar de considerar un límite de tiempo para el cual $A(n) = 0$, se centra el intervalo investigado dentro de límites menores, hay que corregir los $\Delta T(z^i)$ medidos mediante aplicación del factor de «memoria» $1 - A(n)$ de (4).

RESULTADOS. — En la práctica, cuando el grado de la matriz de (3) es elevado, conviene resolver el sistema de una forma progresiva hacia atrás en el tiempo mediante matrices de grados 3 ó 4 como máximo, pues salvo que se utilicen ordenadores de alta capacidad la eliminación de decimales falsea los resultados. Este es el método aquí seguido.

También es necesario señalar que las medidas en las minas de Calumet se realizaron a principios del presente siglo, por lo que se toma ese momento como t_0 y el primer intervalo calculado es el que cubre el siglo XIX. En estas condiciones las temperaturas absolutas calculadas se deducen de la temperatura de referencia T^R medida hace ocho décadas aproximadamente; en el apartado siguiente se indicarán las posibles correcciones para una estimación respecto a las temperaturas actuales.

La T^R para Calumet, obtenida por extrapolación hasta $z = 0$ de la recta de regresión del gradiente geotérmico «normal», es de $4,65^\circ\text{C}$, mientras que la temperatura media del suelo es $6,83^\circ\text{C}$; las variaciones respecto a ambas se exponen en la Tabla 2, siendo ΔT^R la desviación respecto a la temperatura de referencia, y ΔT^0 la desviación respecto a la temperatura media del suelo.

COMENTARIOS. — En la figura 1 se han representado las ΔT^R aquí obtenidas comparándolas con las de Cermak para Kapuskasing. Para este último el Pequeño Óptimo Climático se extiende entre los siglos IX y XIII en la latitud 50°N , mientras que en la Cuenca del Calumet dicho periodo cálido es más corto; en ambos casos la ΔT^R es la misma. Un descenso término se inicia en Calumet durante el siglo XIII, alcanzando su máximo en el XIV con un ΔT^R de $-1,78^\circ\text{C}$ e iniciándose una lenta recuperación que no se estabiliza hasta el siglo XVIII. En Kapuskasing la caída de temperatura es más lenta y la onda más larga, alcanzando un máximo de $-1,1^\circ\text{C}$ entre los años 1500 y 1800 aproximadamente; después, durante el siglo XIX hay una recuperación rápida que continúa en el XX (no representada en la figura).

Como puede apreciarse hay coincidencia en cuanto a la existencia de un periodo cálido (Pequeño Optimo Climático) durante la Baja Edad Media, con valores absolutos de temperatura sensiblemente iguales para las dos localidades. También aparece la época fría (Pequeña Edad del Hielo) pero ahora con una diferencia próxima de $0,7^{\circ}\text{C}$ entre los dos diagramas. Lo que ya no presenta una coincidencia manifiesta es la época en que se producen ambos fenómenos y su duración, pero puede pensarse que Kapuskasing se encuentra a una latitud 10° superior y abierto a la Bahía de Hudson, lo que proporciona elementos oceánicos al clima además de que durante la fase fría debió quedar cubierto de nieve durante todo o gran parte del año actuando ésta como capa aislante que frenaría la propagación hacia el subsuelo de las temperaturas extremas (véase discusión en Cermak, p. 6); esto también explicaría el largo «palier» frío de Kapuskasing frente al aumento térmico progresivo de Illinois ya que un periodo corto de deshielo estival crearía una onda térmica cuya velocidad de propagación será mucho más rápida que la generada por el largo intervalo de nieves y de suelos helados, quedando por tanto enmascarada como «ruido de fondo» en los registros térmicos de mayor profundidad. Solo en las postrimerías de la Pequeña Edad del Hielo, cuando el número de días de suelo con temperatura superior a 0°C equilibró aproximadamente a los de características invernales, la onda cálida entra en el registro y se produce el brusco aumento del ΔT^{R} entre 1800 y 1900; todavía en la actualidad, la temperatura media mensual es igual o inferior a 0°C de Noviembre a Abril, quedando por debajo de -15°C en Diciembre, Enero y Febrero. En Illinois, con un clima más continental y menor número de días de nive y helada, la propagación de ondas térmicas hacia el subsuelo fue más regular, lo que se traduce en ese registro escalonado y con picos definidos.

Como ya se indicó anteriormente, las diferencias de temperatura en los siglos estudiados respecto a la de Illinois en la época de realizarse las medidas, y que se exponen en la Tabla 2 (columna ΔT^{O}) necesitan ciertas correcciones. Desde entonces la temperatura media del planeta se ha elevado y ésto es puesto claramente de manifiesto en Kapuskasing donde se registra un incremento de $1,56^{\circ}\text{C}$ entre 1930 y 1970 aproximadamente. Sería aventurado propugnar que las diferencias de la Tabla 2 se incrementen en ese valor, pero al menos sí parece probable que esas diferencias deban

considerarse como desviaciones **mínimas** respecto a la temperatura actual. Cuando los programas de trabajo actualmente en curso dentro de la Provincia de Alicante comiencen a dar fruto será llegado el momento de ajustar con mayor precisión todos esos datos que ahora se dan con carácter provisional y para un territorio tan lejano.

TABLA 1

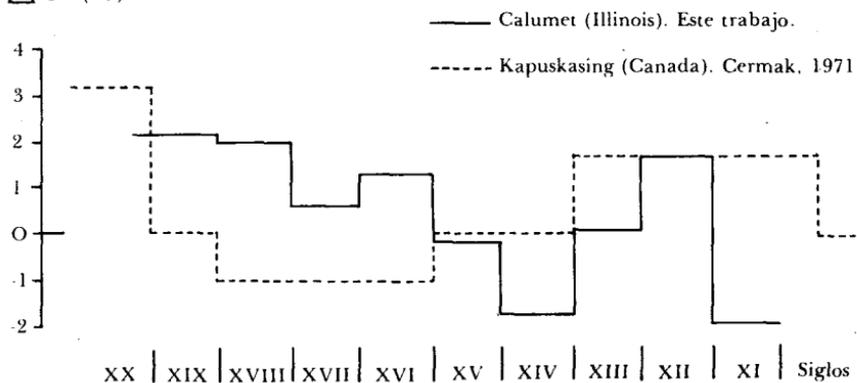
PROFUNDIDAD (m)	TEMPERATURA (°C)
0	6,83
150	8,83
300	10,94
450	13,28
600	15,67
750	18,17
900	20,80
1.050	23,50
1.200	26,22
1.350	28,89
1.500	31,61
1.650	34,28

TABLA 2

SIGLO	ΔT^R (°C)	ΔT^O (°C)
XIX	2,15	- 0,03
XVIII	1,96	- 0,22
XVII	0,49	- 1,69
XVI	1,22	- 0,96
XV	- 0,28	- 2,46
XIV	- 1,78	- 3,96
XIII	0,07	- 2,11
XII	1,56	- 0,62
XI	- 1,91	- 4,09 (1)

(1) El valor absoluto de esta temperatura puede no ser significativo por la dificultad de filtrar una onda de corto periodo a esa profundidad.

ΔT^R ($^{\circ}\text{C}$)



BIBLIOGRAFIA

- Birch, F. 1948. - *Am. J. Sci.* n- 246, pp. 729-760.
Cermak, V. 1971. - *Palaeogeography, Palaeoclim., Palaeocol.*, 10, pp. 1-19.