

LAS ESCALAS Y LA FUNCIONALIDAD DE LOS GRADIENTES

Patricio RUBIO ROMERO
Salvador CARBO AYRA
Universidad de Barcelona

RESUMEN: Se intenta llamar la atención a nivel metodológico acerca de la no conveniencia de seguir utilizando, a nivel de las escalas micro y topoclimáticas, los convencionales gradientes térmicos. La razón del porqué de efectuar una revisión o más bien renovación metodológica, al menos en el marco de los estudios o informes de la climatología aplicada o pragmática, es que calculados los índices de error (entre mediciones reales y valores deducidos a partir del gradiente $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m.}$) se llega en algún caso al valor 326 %.

ABSTRACT: Due to big errors found on practic climatology studies, we try to emphasize to the scale question refered to thermic gradients.

INTRODUCCIÓN.

El transecto de estudio se encuentra situado en la comarca del Ripollès (Girona), concretamente en la vertiente sur de la Serra Cavallera porque en este sector se pasa rápidamente de los 720 metros de altitud a los 2.039 metros (cima más alta de esta sierra, el Taga) en unos pocos kilómetros de buena pista forestal. La orientación general del transecto es de unos 25° E. y la pendiente media del sector inferior se desarrolla en torno a un 6,3%, mientras que en la parte alta (1.620 metros hasta los 2.039 m.) es de unos 33,5%. En este último sector, al igual que en gran parte de la comarca y en tipos climáticos similares las nieblas son relativamente frecuentes durante todo el invierno (por ej. en diciembre se llega a un promedio de 6 días de niebla). Se debe destacar en todo caso que dichas nieblas se desarrollan normalmente sobre los 1.500 metros de altitud (durante las subidas de medición como mucho la niebla descendió a los 1.300-1.400 metros). Como se vera más adelante estos meteoros finos incidiran de un modo importante en el diseño final del gradiente térmico efectivo que presentamos en los siguientes apartados.

También, queremos destacar que en la actualidad de cara a potenciar una climatología aplicada, la de las escalas topoclimáticas o microtopoclimáticas, debemos aplicar el principio teórico de los gradientes sólo en el sentido filosófico pero no en el de la medida efectiva. En este sentido cabe recordar los aportes realizados por Marr en 1960 donde claramente se explican los niveles de detalle e interacción con otros elementos climáticos que debe tener un estudio a nivel topoclimático, por ej. en cuanto a los gradientes temperatura y sus relaciones con los tipos de cubierta, vientos, etc.. Knoch (1963) posteriormente se dedica a elaborar de un modo más intensivo los criterios de Marr y establece las interacciones y los rangos y escalas entre los cuales debe fluctuar y elaborarse la información topoclimática básica. Posteriormente también en algunos trabajos como los efectuados en Pensilvania por Chang (1968) se ve claramente la infuncionalidad de los gradientes, porque dichos estudios ponen en evidencia la existencia de una atmósfera estándar solo en el área de elevación anterior a la "zona caliente" o "zona termal" definida por Geiger en 1965.

Entre otras ideas en estos investigadores nos dicen que para estar más cerca de la realidad siempre se deben medir valores, para conseguir que el grado de abstracción -reflejo de un poco serio empirismo deductivo- de las constantes desaparezca y nuestros estudios climáticos adquieran validez en el sentido pragmático y se integren plenamente en la realidad de los trabajos aplicados que nos demanda la sociedad en la que vivimos. Además, se ha de tener en cuenta que a la hora de hacer estudios aplicados, es necesario siempre utilizar mediciones puntuales para construir la base de información de las escalas grandes (planes de ordenación territorial, informes ambientales, etc.) y reservar las constantes para las escalas pequeñas utilizadas en los estudios globales (fines didácticos, culturales, etc.). En definitiva, para poder integrarnos plenamente en las nuevas demandas de nuestra disciplina, debemos dejar de construir las falsas ilusiones espaciales-térmicas que representan las isotermas, sobre todo en los mapas de escalas 1:5.000 a 1:25.000, solo contruidos con el apoyo del trazado de unas curvas de nivel y los datos meteorológicos (simples medias por lo general) de una estación cercana georeferenciados o proyectados a la altitud para la cual se deduce el supuesto valor real.

MATERIALES Y MÉTODO.

Durante los meses de octubre a diciembre de 1992, y de abril a junio de 1993 se efectuaron diversas subidas de medición de temperatura cada 100 metros de ascenso, con un termómetro digital y paralelamente también se registro la

presión con un barómetro aneroide. La serie de mediciones se realizó entre los años 1992 y 1993 de acuerdo al siguiente calendario:

Octubre	de las 10h.30' a las 12h.40'
Noviembre	de las 14h.45' a las 16h.45'
Noviembre	de las 11h.00' a las 12h.40'
Diciembre	de las 11h.30' a las 13h.15'
Diciembre	de las 13h.15' a las 15h.00'
Abril	de las 10h.30' a las 12h.40'
Mayo	de las 14h.50' a las 17h.00'
Mayo	de las 11h.00' a las 13h.10'
Junio	de las 11h.15' a las 13h.00'
Junio	de las 13h.00' a las 14h.45'

Con los valores brutos de las mediciones de temperatura se efectuó una serie de cálculos, o más bien promedios cada 100 m de altitud cuyo resultado se expuso en unas tablas; tales como las del coeficiente de variación parcial, el coeficiente de variación global con respecto a la base y el índice percentual de error. Con respecto a los valores de campo correspondientes a la presión atmosférica sólo se ha realizado el cálculo del coeficiente de variación parcial, puesto que en una primera aproximación se vio que era una variable que registraba unos promedios con unas subrutinas muy claras, es decir, al parecer el comportamiento responde claramente a una constante. Paralelamente al diseño de estas tablas se recogió información sobre los días de niebla de la estación de La Molina sobre una serie media de 23 años. En este punto debemos destacar que son los únicos datos de este tipo que se han podido encontrar en los sectores más próximos a la zona de estudio.

RESULTADOS.

En la figura 1 se intenta reflejar la distribución real del coeficiente de variación parcial de la temperatura siempre con respecto a un registro real realizado 100 metros más abajo y además se puede correlacionar de un modo gráfico (para reconocer de un modo directo sin encubrimiento estadístico) dichos valores reales con la expresión vectorial de la recta de la constante del gradiente térmico teórico de $0,6^{\circ}\text{C}$ cada 100 metros. A nivel general el menor gradiente térmico se registra en la parte baja y media y el mayor gradiente en las zonas altas del transecto. De este modo en dicha figura podemos observar como hasta los 1.520 metros (inclusive) predomina un gradiente de cociente menor, o sea, más cercano a unas temperaturas positivas en la mayor parte de las mediciones, puesto que hay un gran predominio de masas forestales. Tal vez de una manera

mas clara la explicación se encuentra en que la cubierta vegetal actúa como un regulador térmico, puesto que tiene un menor albedo, atrapa la irradiación terrestre, frena el viento, etc.. La única excepción de esta zona la encontramos a los 1.220 metros, dado que las mediciones de este punto se georeferencian en una zona de exposición más bien de umbría y porque además por su orientación (igual a la de la Serra Cavallera) el viento es más constante, por lo cual esta área se encuentra muy ventilada. A partir de los 1.620 metros el gradiente es mayor, tal vez debido a que la vegetación arbórea prácticamente desaparece y también el relieve circundante no es lo suficientemente elevado como para interceptar cierta circulación de aire regional. Por otra parte contribuye a esta diferenciación de los valores de los gradientes el hecho de que la nieve, presente de una manera importante sólo en Invierno y principios de la Primavera, se acumule con una cierta regularidad a partir de los 1.620 metros. La acción de los pequeños mantos nivales estacionales - más bien depósitos nivales en laderas de umbría de geometría cóncava- se debe a que ellos tienen un mayor albedo y además consumen buena parte de la radiación solar para los procesos de fusión sin que la temperatura sensible aire se beneficie de ello.

En el gráfico en cuestión se pueden observar algunos casos de inversión térmica muy claros, concretamente a los 1.220 metros y a los 1.420 metros. En la primera medición realizada (octubre de 1992) había una persistente niebla baja que se desarrollaba fundamentalmente por debajo de los 1.420 metros; por lo cual en esta ocasión registramos un brusco salto positivo de las temperaturas, de los 9.0°C (1.320 m.) pasamos a los 16.2°C (1.420 m.). Una situación meteorológica semejante lo encontramos en la octava medición (mayo de 1993), en la que se pasa de los 15.0°C (1.120 m.) a los 23.7°C (1.220 m.), pero se ha de añadir que en durante esta subida de medición a partir de los 1.420 metros apareció un segundo nivel de niebla, el cual volvió a bajar las temperaturas. Razón por la cual podemos inferir que en los tipos climáticos de nuestras latitudes el papel que lleva a cabo la niebla en relación a las temperaturas hace inaplicable a la realidad, dicho de una manera ciertamente drástica, los valores obtenidos a partir de las constantes de los gradientes teóricos.

En la figura 2 estos valores tan extremos, causados por las condiciones meteorológicas propias del tipo climático en análisis, aparecen gráficamente bastante moderados puesto que aquí se ha representado la dispersión altitudinal de los promedios de los coeficientes de variación global con respecto a la base, es decir, los valores de cada punto se estiman en función de la temperatura registrada en la primera muestra. Este coeficiente se calculo mediante la suma de los coeficientes de variación parcial de los registros anteriores (las mediciones

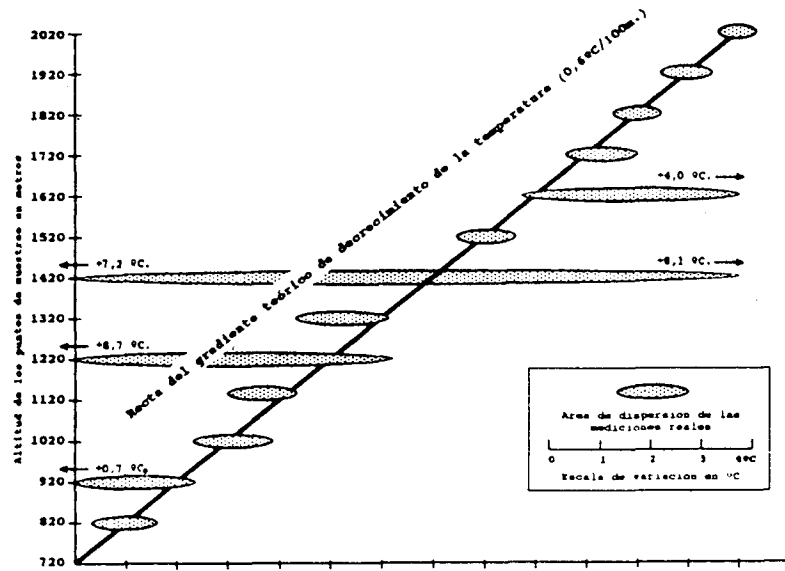


Figura 1: Dispersión altitudinal de los coeficientes de variación parcial calculados con respecto al punto de medición anterior

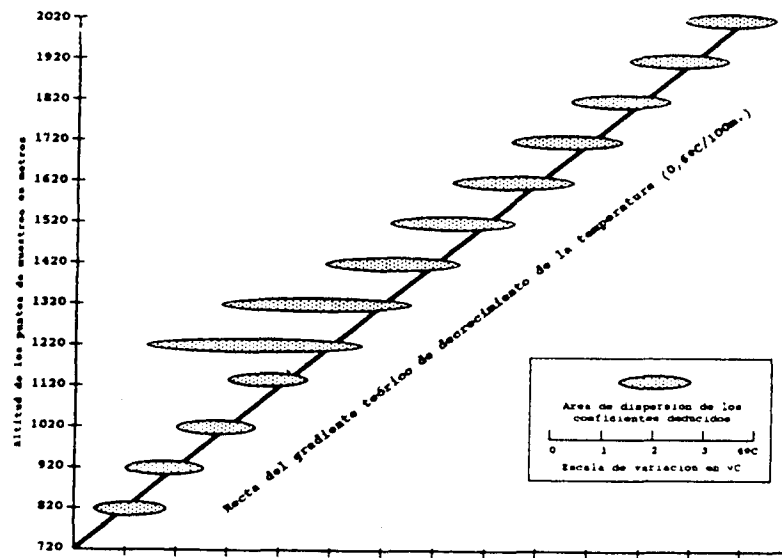


Figura 2: Dispersión altitudinal de los promedios de los coeficientes de variación global corregidos con respecto a la base.

de las altitudes inferiores) más el de la medición que estemos calculando, promediado todo ello por el número de mediciones realizadas en dicha altitud. Por lo tanto los valores que se reflejan en este gráfico tienen un buen grado de abstracción, aunque si los cotejamos visualmente con la recta del gradiente teórico se consigue una falsa idea de que los valores reales validan la recta en cuestión. Además, el hecho de que existan dos valores positivos tan elevados a los 1.220 metros y a los 1.420 metros hace que los valores correspondientes a esas dos mediciones con inversión se mantengan bastante elevados a partir de esas altitudes y por lo cual aquí no se refleja tan claramente esa diferencia que hemos realizado entre la parte baja y media (con un gradiente menor) y la parte alta (con un gradiente mayor).

En el cuadro 1 se presentan los sentenciadores datos de un índice percentual de error obtenidos de la relación del coeficiente de variación global con respecto a la base con los valores de la temperatura que debiera tener cada punto según la estimación de un gradiente teórico de $0,6^{\circ}\text{C}$ cada 100 metros de altitud. Como se puede ver en este cuadro, en determinadas mediciones se obtienen unos índices de error muy elevados, que en casos extremos llegan al 204,7% en la primera serie de tomas e incluso al 326% en la octava serie. También es cierto que encontramos valores muy bajos, como por ej. en la tercera (7%) y sexta serie (6,8%) pero en todo caso en una primera aproximación podemos inferir que el promedio general de error es bastante alto sobre un 40%.

Dada la importancia de la alteración de los gradientes durante los días de niebla, los datos para la única serie disponible (1958-1980) se presentan a continuación:

ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
5,9	5,1	6,0	5,5	4,5	3,3	1,5	2,5	4,5	5,5	5,6	6,0

Del análisis global de estas medias la idea que podemos extraer es que los meses con más días de niebla son (en orden decreciente) diciembre, marzo, enero, noviembre y febrero, o sea, los meses de invierno, mientras que en los meses de verano es cuando este fenómeno es menos frecuente (por lo tanto, las inversiones térmicas serán más frecuentes en invierno). Se ha de destacar que estos promedios no dan unos valores demasiado altos teniendo en cuenta que en determinados años se han registrado valores mucho más altos, como por ej. 17 días en el enero de 1979, o muchos otros registros de 11 o 12 días en diversos años.

Finalmente, en el cuadro 2 se refleja de un modo clara la rutina de

CUADRO 1.

alt	oct	nov	nov	dic	dic	abr	may	may	jun	jun
2020	115.4	61.1	12.8	7.7	12.8	7.7	37.2	39.7	34.8	17.9
1920	125.0	62.1	11.1	8.3	12.5	8.3	38.9	41.6	43.0	16.6
1820	133.3	65.0	9.1	9.1	12.1	7.6	39.4	42.4	50.0	13.6
1720	148.3	61.1	8.3	6.6	11.6	5.0	43.3	46.6	58.3	10.0
1620	164.8	56.2	5.5	5.5	11.1	3.7	44.4	50.0	66.6	7.4
1520	183.3	54.0	6.2	6.2	12.5	4.1	20.8	56.2	83.3	2.1
1420	204.7	54.7	7.1	4.7	11.9	2.4	26.2	61.9	88.1	2.4
1320	22.2	55.5	5.5	5.5	11.1	2.8	33.3	280.5	88.9	2.8
1220	22.3	63.3	3.3	10.0	13.3	3.3	40.0	326.6	76.6	30.0
1120	29.1	50.0	0.0	12.5	12.5	8.3	54.1	20.8	95.8	29.1
1020	22.2	61.1	5.5	16.6	16.6	11.1	72.2	16.6	94.4	27.7
920	16.6	50.0	0.0	25.0	8.3	8.3	100.0	25.0	108.3	41.6
820	16.6	66.6	16.6	33.3	16.6	16.6	66.0	16.6	0.0	50.0
med	92.6	58.5	7.0	11.6	12.5	6.9	47.4	78.8	68.3	19.3

Cuadro 1: Indices percentuales de error del gradiente teórico calculados con respecto a los coeficientes de variación parcial

decrecimiento altitudinal del coeficiente de variación parcial de la presión atmosférica. Como ya se ha dicho si la intención de este trabajo en parte responde a la idea de olvidar la aplicación de gradientes en los estudios de microclimatología y la presión atmosférica nos muestra unos valores estándares de decrecimiento de $-9,7$ milibares cada 100 metros de altitud con valores extremos de -8 y -11 , cualquier otro análisis de los datos de la muestra o interpretación de los mismos sobra.

CONCLUSION.

La primera conclusión que podemos extraer es que gran parte de las mediciones efectuadas no se aproximan al $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m.}$ teórico, aunque existen algunas excepciones y además se ha de recordar que en la parte baja y media el

CUADRO 2.

alt	oct	nov	nov	dic	dic	abr	may	may	jun	jun	
2020	9	10	10	10	9	10	10	10	10	9	
1920	10	10	11	10	10	10	9	10	10	10	
1820	8	9	9	9	9	10	10	10	10	9	
1720	10	10	10	10	10	9	10	9	10	10	
1620	10	10	9	10	8	10	9	10	9	9	
1520	8	10	11	10	11	9	11	10	10	10	
1420	9	8	10	9	9	10	10	9	10	10	
1320	10	10	8	10	10	10	10	10	10	10	
1220	9	9	10	10	10	10	11	9	10	10	
1120	10	11	10	9	10	10	10	10	10	10	
1020	9	10	9	10	9	10	11	10	10	9	
920	11	10	9	10	11	10	11	9	9	10	
820	10	8	9	10	9	11	10	9	10	10	
med	9.5	9.6	9.6	9.8	9.6	9.9	10.2	9.6	9.8	9.7	
Cuadro 2: Coeficientes de decrecimiento parcial											
de la presión atmosférica en mb.											

gradiente es menor al de la parte alta, razón por la cual si se quiere establecer un gradiente general al menos hay que diferenciar en primer lugar altitudinalmente dos constantes. Tal vez dichas constantes se pueden establecer a través de unos índices de corrección según el tipo de cubierta como los expresados por HUTCHINS (1975). El gradiente térmico es una función refleja también del factor tiempo (Lee, 1969), en este caso de estudio es claramente mayor al mediodía-atardecer que por la mañana, tal como lo demuestran a modo de ej. los valores siguientes:

*Segunda medición (14h.45'-16h.45'): $-0.95^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

*Octava medición (11h.00'-13h.00'): $-0.36^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

A nivel estacional podemos reafirmar lo expresado por VIERS (1975), acerca de que en las latitudes medias el gradiente es máximo en primavera y mínimo

al final de otoño e inicio de invierno (a causa del factor introducido por la nieve), nuestros valores dicen que la media de octubre y noviembre es de $-0,46^{\circ}\text{C}/100\text{ m.}$, mientras que la media de abril y mayo es $-0,57^{\circ}\text{C}/100\text{m.}$.

Entre los elementos meteorológicos además de las nieblas, el viento también es un elemento que puede alterar de forma significativa el gradiente. Todas las mediciones efectuadas con una intensidad del viento considerable registran un gradiente mayor al teórico o como mucho lo igualan (van desde $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m.}$ hasta $-1.1^{\circ}\text{C}/100\text{m.}$); el aire se comporta como los corrientes de un fluido hecho por el cual hay que intentar calcular la razón de la mezcla -o tan solo el cociente de intercambio energético- del aire convectivo de las vertientes con el la atmósfera libre.

En definitiva, establecer un gradiente es una función compleja, el valor matemático de los tratados de climatología es una cosa mas bien producto de la teoría del comportamiento de una atmósfera estándar y la realidad otra, por lo tanto es necesario situarnos más cerca de la realidad si queremos hacer una climatología pragmática. Tal vez, el gradiente estándar de temperatura básica de la región lo podríamos deducir de un modo teórico si aplicáramos la siguiente relación:

$$0,6^{\circ}/100\text{m.} + \text{index corrección según tipo de cubierta/}$$

$$(\text{= integral de A y B})$$

donde A: niebla

B: ventilación

lo cual también implica añadir un alguna parte la función factor tiempo.

REFERENCIAS.

- BARRY, R., (1981), *Mountain weather and climate*. Methuen. Londres.
- CHANG, M. T., (1968), *Watershed thermal climates and water loss prediction*. Thesis Pennsylvania State Univ.
- GEIGER, R., (1965), *The climate near the ground*. Harvard Univ. Press. Cambrigde.
- HUTCHINS, R. et al., (1975), *The influence of soils and microclimate on vegetation of forestal slopes in Eastern Kentucky*. Soil Science 121 (4). New York.
- KONCH, K., (1963), *Die landdesklimaaufnahme*. DWD. offenbach. Berlin.
- LEE, R., (1969), *Latitude, elevation and mean temperature in the Northeast*.

Annal. Geogr. 21 (4). New York.

MAAR, R., (1960), *Geländeklimatische untersuchung in raum südlich von Basel*.
Basler beiträge zur geographie, heft 12. Basel.

VIERS, G., (1975), *Climatología*. Oikos-Tau, Vilassar de Mar.