

José Quereda Sala

EXPERIENCIAS SOBRE PROCESOS TERMICOS EN EL SUELO *

(*) Queremos manifestar aquí nuestra más viva gratitud a las entidades y empresas que con ayuda económica han hecho posible las investigaciones emprendidas. Son aquéllas, la Excm. Diputación Provincial de Castellón, Productos Químicos y Petróleos del Mediterráneo S.A., Cámara Oficial Sindical Agraria, Mutua Industrial y la Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación.

Su colaboración nos ha permitido disponer de un teletermógrafo YUMO, con seis bandas de registro continuo y precisión de 0'25° C.

INTRODUCCION

La superficie del suelo es considerada con frecuencia, por los geofísicos, como una superficie de discontinuidad térmica. No obstante más que de una verdadera superficie, se trata de una delgada película o capa, de hasta 5 ó 10 cm. de espesor, donde el gradiente es extremadamente elevado. Como consecuencia de esos notables gradientes, la capa superficial de las rocas experimenta en su masa esfuerzos mecánicos y cambios de estado físico que están en la base de potentes fenómenos morfológicos. De ahí el interés con que geógrafos, geólogos, físicos e ingenieros han emprendido el estudio de los mecanismos que constituyen la termodinámica especial de esa capa externa de los suelos. La complejidad de este dominio, es la causa de que, si bien los primeros estudios sistemáticos datan de la tercera década de nuestro siglo, todavía pueda considerarse un campo virgen para la investigación, especialmente en sus aplicaciones a la morfología¹.

LA TEMPERATURA DEL SUELO:

Calentamiento y enfriamiento

Es conocido que la radiación interna del globo es constante, si bien casi insignificante. Sus 47 calorías gramo por cm² y por año apenas representan una dos milésima parte de la radiación externa. Por ello, la temperatura del suelo y del subsuelo dependerá de la temperatura en la superficie rocosa, cuyos factores conviene precisar. Estos factores actúan en sentido opuesto determinando ganancias o pérdidas caloríficas.

Las ganancias o acumulaciones de calorías mediante las que *el suelo se calienta* proceden fundamentalmente de flujos de calor externos y cuya fuente por excelencia es la radiación solar directa, así como la indirecta recibida a través del resto de la masa celeste.

1. TRICART, J. y CAILLEUX, A., *Le modèle des régions périglaciaires*, *Traité de Géomorphologie*, 1967, pág. 72.

Actúan además dos aportaciones externas, la de calor conductivo traído por masas de aire alógenas y la de los cambios de estado físico de la materia con carácter exotérmico: condensación o congelación de la humedad (figura 1). Ambos aportes, aunque sensibles, tienen efectos mucho más débiles.

Por el contrario, el suelo experimenta pérdidas caloríficas y, en consecuencia, *enfriamiento*, por tres mecanismos: convección, evaporación o fusión y especialmente por radiación oscura o irradiación. En el contacto con la superficie topográfica nacen incesantemente corrientes convectivas ya que su temperatura difiere de la del aire. Asimismo es también el suelo quien proporcionará las cantidades de calor necesarias para el cambio de estado del agua que contiene, evaporando o fundiendo. En cuanto a la irradiación del suelo, es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta y por ello más fuerte de día que de noche, si bien durante el día es compensada y superada por la radiación del sol y del cielo.

Pero con todo, esta compleja interacción de factores todavía podría considerarse simple, si sobre ella no actuasen otros dos factores de gran importancia. El primero es el vapor de agua de la atmósfera y su presión, que constituye esencialmente un filtro de malla selectiva ya que mientras deja pasar las radiaciones solares cortas, retiene e impide la pérdida al espacio exterior de las irradiaciones terrestres de gran longitud de onda. Al mismo tiempo emite la radiación solar recibida. Pero, y este es el segundo factor de importancia, el enfriamiento y calentamiento de la superficie del suelo serán siempre función de su capacidad calorífica (producto de la masa por el calor específico) y de su conductibilidad. Ambas propiedades aumentan con el grado de humedad. Así, los suelos secos se calentarán y enfriarán infinitamente más rápidos que los suelos húmedos. Pero, siempre, los suelos aparecerán como malos conductores e incluso, cuando son absolutamente secos, como reservorios no despreciables de energía².

Así, el aire y el suelo evolucionan, desde el punto de vista térmico, según ritmos absolutamente diferentes; la superficie del suelo, medio poco compacto y a menudo seco, se calentará y enfriará rápidamente en cuanto se altere el equilibrio entre la energía recibida y la difundida. La superficie constituye pues, en la distribución vertical de las temperaturas, una discontinuidad fundamental que debe tenerse siempre presente como uno de los factores geográficos más generales.

2. GUILLIEN, YVES, "Get et dégel du sol: les mecanismes morphologiques". *Information Géographique*, 1949, pág. 105.

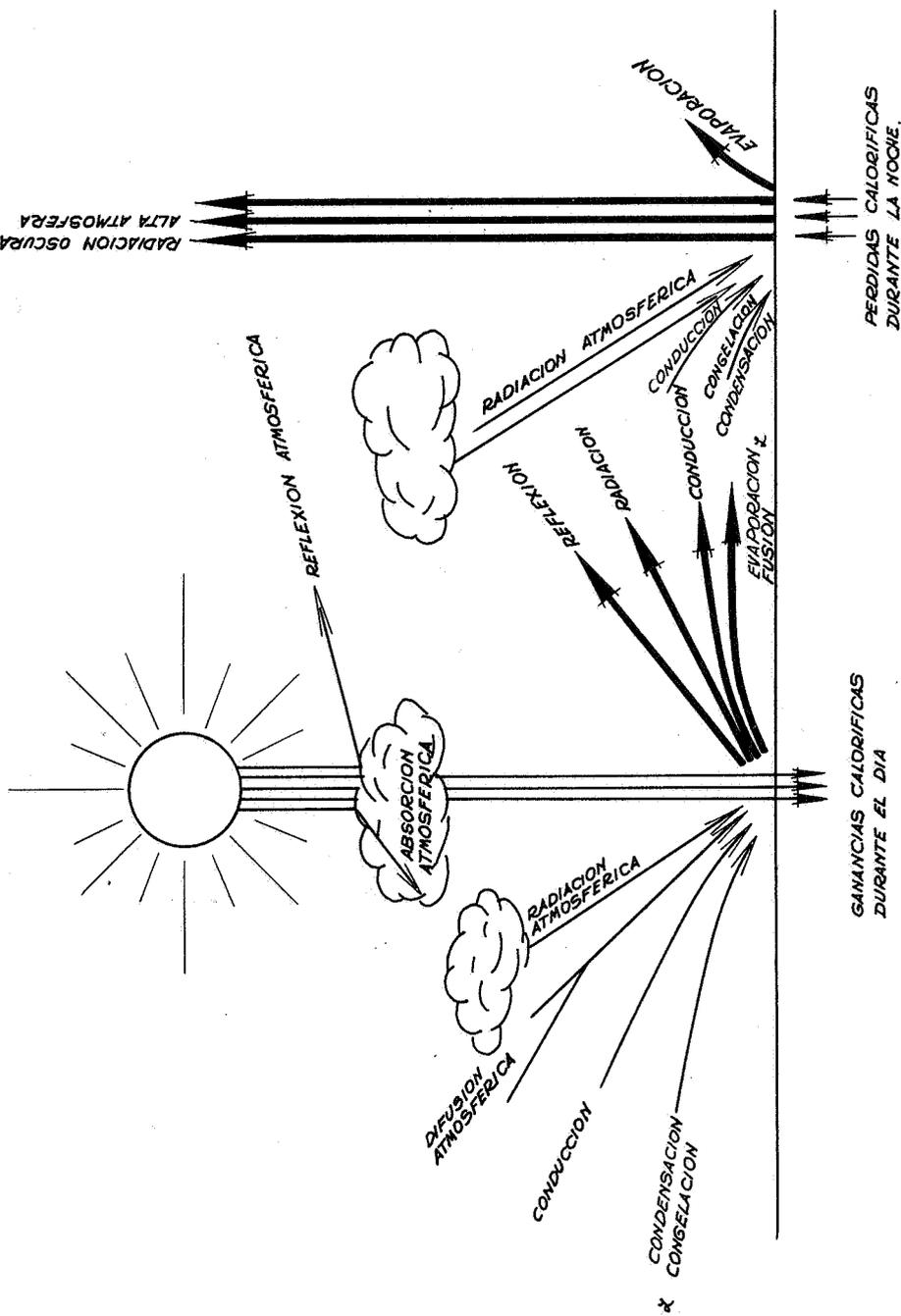


FIGURA 1. — Los factores e intercambios térmicos del suelo.

LA TEMPERATURA DEL SUELO Y LA RADIACION SOLAR

El estudio comparativo de las cantidades de calor recibidas por el suelo y de las variaciones térmicas de éste es particularmente sugestivo. Los datos de los elementos climatológicos así relacionados los hemos obtenido en el observatorio de Levante en Valencia. La radiación solar, en unidades calorías-gramo por centímetro cuadrado y por minuto, abarca el período de 1973 a 1976. Frente a ella, los valores térmicos utilizados como término de comparación, no son los del propio suelo, cuya determinación no se realiza, sino los del aire. No obstante, habida cuenta que el caldeoamiento del aire en las proximidades del suelo está en función del mismo, las relaciones establecidas son válidas (figura 2).

Como podemos observar, la temperatura y la radiación solar varían en el mismo sentido con sólo un pequeño desplazamiento: el mínimo término no se produce hasta enero-febrero y el máximo en agosto. Sin embargo, sus variaciones no son proporcionales atendiendo a la relación R/T . En efecto, la temperatura T que caracteriza un cierto estado térmico del suelo, es la resultante de dos acciones principales que se oponen, una debida a la misma radiación solar que aporta calorías, la otra a la irradiación nocturna que significa pérdidas caloríficas. En estas condiciones, teóricamente, la relación R/T debería ser máxima en diciembre y mínima en julio, es decir en la época de los solsticios y correspondiéndose con las duraciones máximas y mínimas de la irradiación nocturna. Pero en la realidad el máximo se observa en abril y el mínimo en diciembre. El retraso del máximo se explica fácilmente³ por el hecho de que el aporte de calorías en el momento del solsticio de invierno es muy débil mientras la irradiación nocturna es intensa, de tal modo que el suelo no llega a su punto térmico más bajo hasta abril, si bien la radiación solar aumenta desde enero, con lo que la separación entre R y T es máxima en esta época. Pero con el rápido aporte de calorías y la reducción de la irradiación nocturna, este retraso tiende a anularse y así la relación R/T disminuye. A partir de agosto, la energía solar disminuye más rápidamente que la temperatura y la relación R/T continúa decreciendo hasta diciembre. En este momento, la radiación nocturna es superior, el aporte diario de calorías es cada vez más débil y el suelo continúa enfriándose mientras que, a partir de diciembre R comienza a crecer. De ello resulta una variación inversa de la relación R/T .

3. GESLIN, M. H. "La temperature du sol". *La Meteorologie*, janvier 1935, pág. 9.

R. CALGRAMO CM² minuto

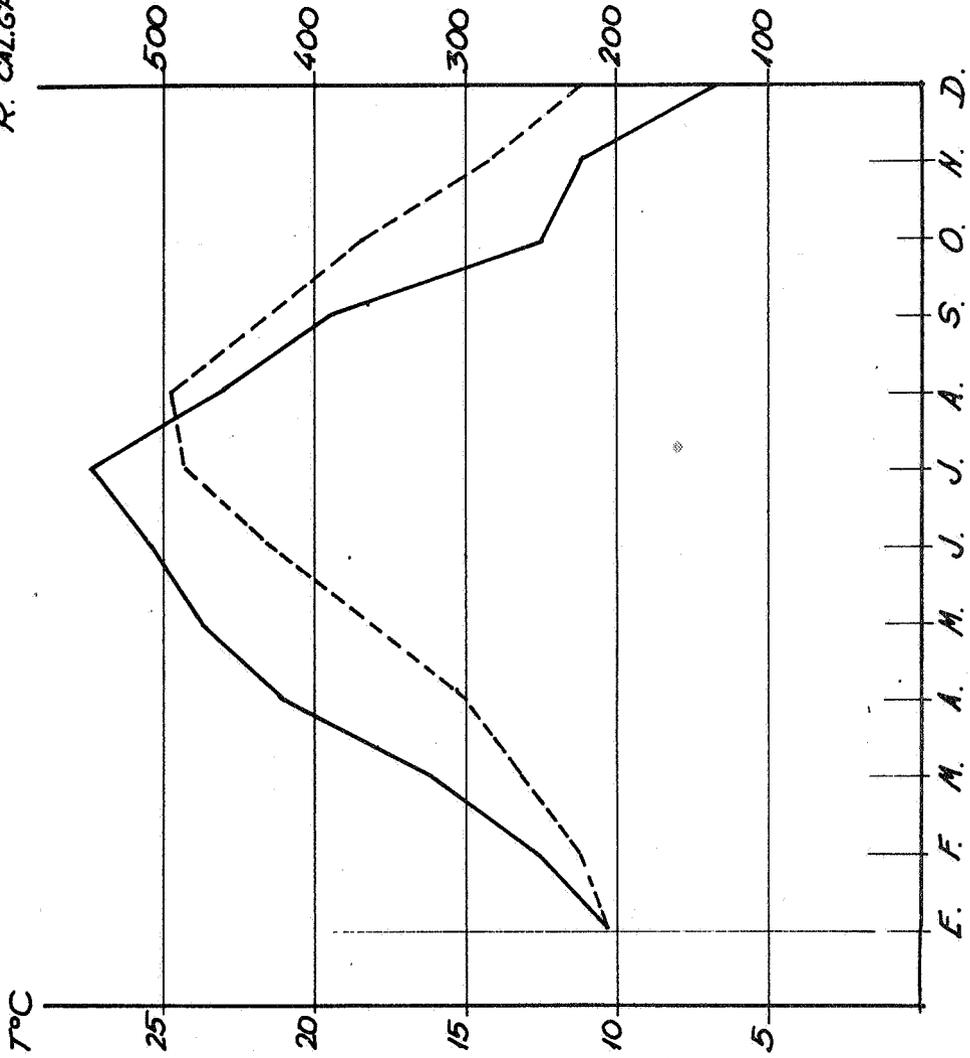


FIGURA 2. — Evolución anual de la Radiación solar y la Temperatura.

— T.
- - - R.

Tal y como demuestra la gráfica 3, pueden distinguirse dos fases en la variación de temperatura de las capas superficiales del suelo: una fase cálida en la que el gradiente térmico se dirige de arriba a abajo y una fase fría en la que el gradiente está orientado de abajo a arriba. Estas dos fases son evidentes observando las temperaturas medias mensuales del subsuelo en el observatorio de Levante. Prácticamente desde marzo-abril hasta agosto se produce el gradiente desde arriba, en cambio entre septiembre y febrero el gradiente térmico aparece dirigido de abajo a arriba.

$T^{\circ}\text{C}$

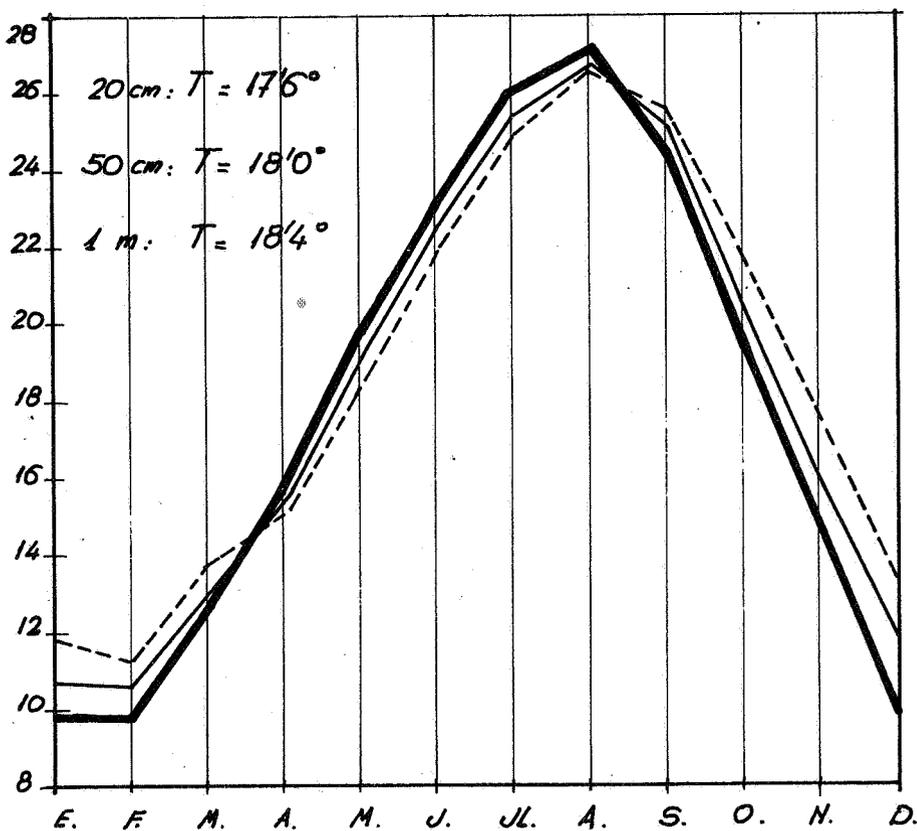


FIGURA 3.—Evolución térmica del subsuelo. Observ. de Levante. Valencia, 1973-1976.
 ————— 20 cm. ————— 50 cm. - - - - - 1 cm.

CUADRO I

TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES DEL SUBSUELO

MESES	0'20 m.		0'50 m.		1'0 m.	
	Temp.	Oscil. diaria	Temp.	Oscil. diaria	Temp.	Oscil. diaria
Enero	9'5	1'2	10'7	0'2	11'7	0'2
Febrero	9'7	1'3	10'3	0'2	11'2	0'4
Marzo	12'6	1'5	12'8	0'2	12'7	0'3
Abril	15'8	2'0	15'6	0'2	15'2	0'2
Mayo	19'7	2'0	19'2	0'2	18'4	0'3
Junio	23'1	1'8	22'6	0'2	22'0	0'3
Julio	26'1	1'7	25'5	0'1	25'0	0'3
Agosto	27'1	1'6	26'7	0'2	26'6	0'3
Septiembre	24'5	1'5	25'2	0'2	25'6	0'5
Octubre	19'4	1'1	20'5	0'2	21'8	0'3
Noviembre	14'6	0'9	16'0	0'2	17'4	0'3
Diciembre	9'9	0'5	12'0	0'2	13'4	0'2
MEDIA	17'6	1'4	18'0	0'2	18'4	0'3

La gráfica pone igualmente de manifiesto otro fenómeno. La temperatura media anual aumenta en profundidad, pasando de 17° al aire libre a 18'4° a 1 m. de profundidad, en función del gradiente geotérmico, que es muy elevado en esa capa superficial de la corteza terrestre.

Dentro de esta termodinámica anual se inscribe otra mucho más importante para los procesos morfológicos que es la evolución diurna de la temperatura en la superficie del suelo. Este proceso es el reflejado en la figura 4. En ella podemos observar que las curvas descritas por la Radiación solar y la temperatura del suelo son semejantes si bien con un ligero desplazamiento o retraso. Así, el máximo de radiación se produce a las 13 horas, mientras que el máximo término de superficie se produce a las 14 horas, una hora después.

La gráfica desprende la acción positiva de la radiación solar, ya que el suelo se calienta tanto más cuanto mayor es la radiación incidente. Pero por otra parte, el retraso que experimenta el régimen térmico del suelo, pone de manifiesto que la radiación no es el único factor térmico de la superficie. Sin duda, la causa de ese

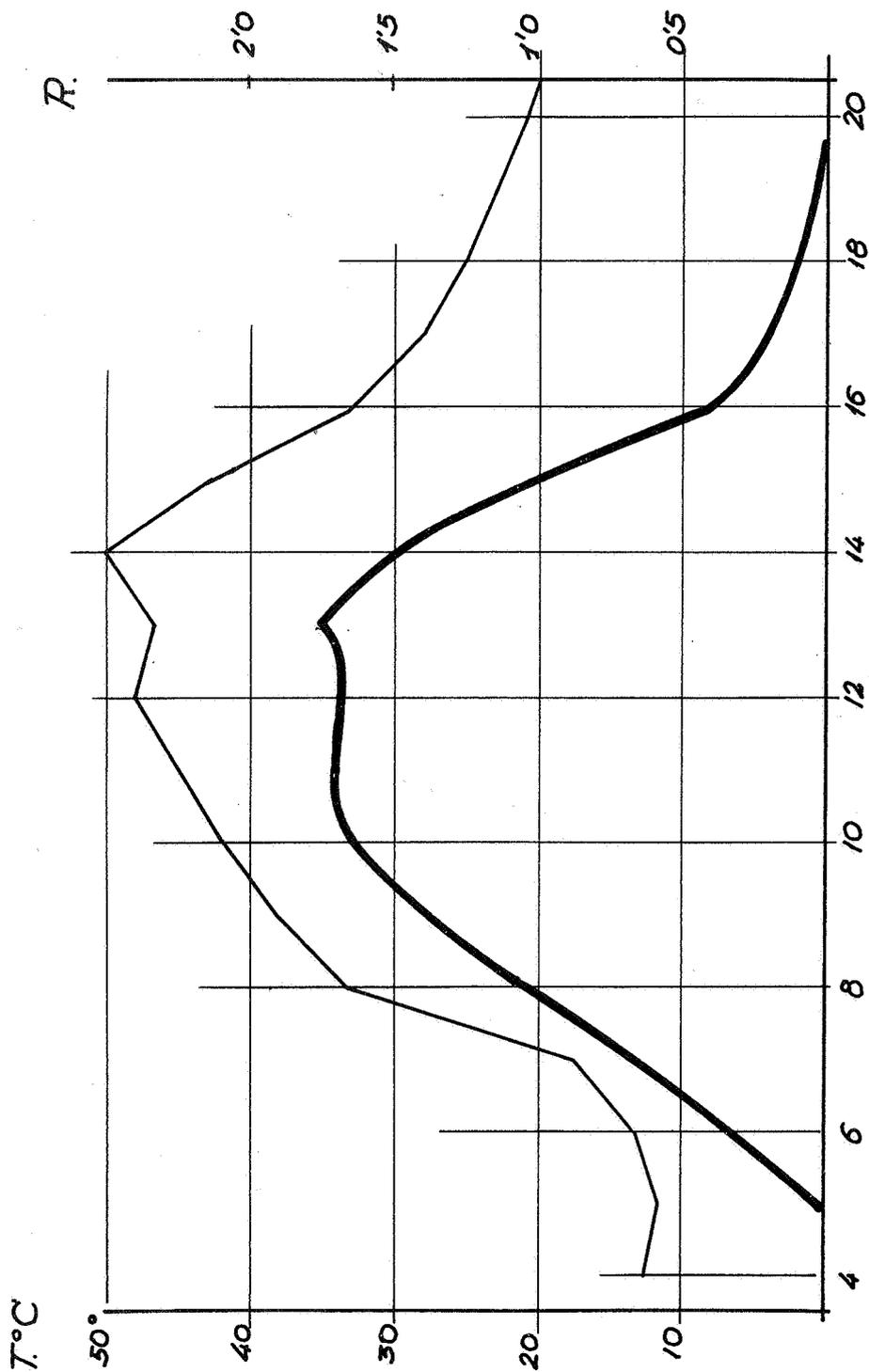


FIGURA 4. — La radiación solar y la evolución térmica diurna. Estación Fitopatológica de Almazora (Castellón). Día 11 del V de 1977.
 — Radiación — Temperatura

desplazamiento de las curvas está ligada a la presencia de humedad. Durante la noche su presencia aumenta el calor específico del suelo y por ello éste experimenta débilmente la fuerte incidencia de la radiación entre las cinco y las siete horas. Hasta tanto no se ha realizado la evaporación y la superficie está desecada, el aumento permanece moderado. De este modo, reducidas las pérdidas y disminuido el calor específico del suelo, éste alcanza su máximo con un desplazamiento respecto a la insolación. A partir de las 14 horas en que las ganancias alcanzan el punto más elevado, las mayores pérdidas por oblicuidad, conducción y convección, invierten el sentido de la curva.

Asimismo, la gráfica pone de manifiesto cómo a partir de las nueve horas se produce una disminución de la eficacia relativa de la radiación global a medida que aumenta la intensidad del aporte de calorías. El mayor aumento térmico del suelo se produce desde que sale el sol hasta las nueve de la mañana, en que la temperatura superficial ha pasado de 11,5° a las 5 horas a 38° a las 9 horas, con una recepción de 175 calorías gramo. Por el contrario, durante el período comprendido entre las 9 y las 13 horas, la insolación aporta 360 calorías gramo y sin embargo, la elevación térmica del suelo sólo se eleva a los 50°, es decir 12° con respecto al nivel térmico alcanzado a las 9 horas, mientras que a esa misma hora se había producido una elevación de casi 27 grados.

Este fenómeno de un calentamiento mucho más débil a partir de las 9 horas es consecuencia de un rápido aumento de las pérdidas caloríficas, a causa de los movimientos convectivos del aire. A las nueve horas, bajo la intensa acción radiactiva, la superficie del suelo próxima ya a los 40° está exageradamente más caliente que la atmósfera, dotada de una gran capacidad diatermal⁴. En estas condiciones la convección aumenta notablemente y disipa en el aire cantidades de calor cuya importancia relativa crece con respecto a la misma radiación. A mayor abundancia, es en este período cuando las pérdidas por conducción de la superficie hacia el interior del suelo aumentan rápidamente ya que el gradiente térmico del suelo alcanza muy pronto valores elevados. Con ello una gran parte del calor recibido en superficie desciende hacia las capas más profundas, lo que tiende a limitar más el calentamiento superficial.

Por medio de esos procesos de disipación de las calorías recibidas en superficie, se realiza la ley de moderación del suelo. Esta ley por otra parte es general a todos los sistemas naturales comportando equilibrios y cuyo enunciado puede ser así: "cuando un

4. GODARD, M. "Temperature du sol et radiation solaire". *Ann. Agronom.* 1944, pág. 438.

sistema en equilibrio está sometido a una acción exterior que tiende a deformarlo, las modificaciones resultantes de esta deformación tienden a oponerse a la continuidad de la acción⁵.

En resumen, el suelo, que aparece como un medio mal conductor del calor, posee una cierta aptitud a regularizar su temperatura. El suelo se opone a las variaciones térmicas bruscas y esta resistencia crece rápidamente con la profundidad.

LAS AMPLITUDES TERMICAS EN EL SUELO

A través de todas las bandas registradas en nuestras experiencias, hemos podido observar que la amplitud de las variaciones térmicas es diferente en el aire y en la superficie del suelo. Estas diferencias obedecen a dos signos: uno, el positivo, en el que la superficie se calienta y se enfría más que el aire y otro, negativo, con reacciones inversas. En el cuadro II se reflejan los valores térmicos obtenidos entre los días 7 y 11 de mayo de 1977 en la estación Fitopatológica de Almazora (Castellón). El registro al aire libre se ha obtenido a 65 cm. de altura, para alejarlo de los movimientos turbulentos de la convección.

CUADRO II

	Aire	Superficie	
Día 7 :	máxima	26°	43°
	mínima	10°	12°
	oscilación	16°	31°
Día 8 :	máxima	26°	44°
	mínima	11°	12°
	oscilación	15°	32°
Día 9 :	máxima	28°	46°
	mínima	10°	11°
	oscilación	18°	35°
Día 10:	máxima	25°	46°
	mínima	10°	12°
	oscilación	15°	34°
Día 11:	máxima	28°	50°
	mínima	12°	13°
	oscilación	16°	37°

5. DEMOLON, A. *La dynamique du sol*. Dunod. Paris, 1932, pág. 47.

La semejanza de datos a lo largo de esos cinco días se explica por una situación barométrica que ha ido adquiriendo constancia en ellos. Según observamos en la fig. 5, el Anticiclón de las Azores ha ido cobrando extensión, hasta formar una banda zonal de altas presiones sobre el Atlántico oriental, España y N. de Africa. Con ello la circulación responde a flujos zonales W - E, en los que las altas presiones desvían el paso de las borrascas que sólo afectan a la Europa occidental sobre el paralelo 42 ó 43°.

Todo ello se conjuga para que las amplitudes superficiales dupliquen a las del aire, revelándonos que en superficie y con tiempo soleado son siempre superiores. En estas circunstancias de tiempo, la amplitud del suelo es máxima por el efecto de la fuerte radiación solar directa, que calienta grandemente el suelo y por el efecto de la considerable irradiación nocturna. Esta última no es detenida por un vapor de agua, muy escaso en este tipo de tiempo, de donde el gran enfriamiento nocturno.

Esta mayor amplitud superficial ya se aprecia incluso en las condiciones adoptadas en Peñagolosa, donde la temperatura al aire se registró a sólo 2 cm. sobre el suelo. Los datos obtenidos fueron los siguientes.

CUADRO III

	2 cm.	superficie
Día 14-II-77		
máxima	10°	13°
mínima	— 8°	— 6°
oscilación	18°	19°
Día 15-II-77		
máxima	8°	12°
mínima	— 9°	— 8°
oscilación	17°	20°

A pesar de que la turbulencia anula prácticamente esa pequeña separación de 2 cm., ya es sensible la mayor amplitud en superficie. Una amplitud que es precisamente más grande el día 15, en que la situación más anticiclónica se opone a la del día 14 con cielo cubierto y sólo 4 horas de sol en Castellón. Las temperaturas medias diarias revelan asimismo que el suelo está más cálido que el aire, 2'5° en ambos días de observación. En la menor amplitud de las mínimas debe influir el aporte de calorías suministrado por los efectos de congelación de la humedad superficial.

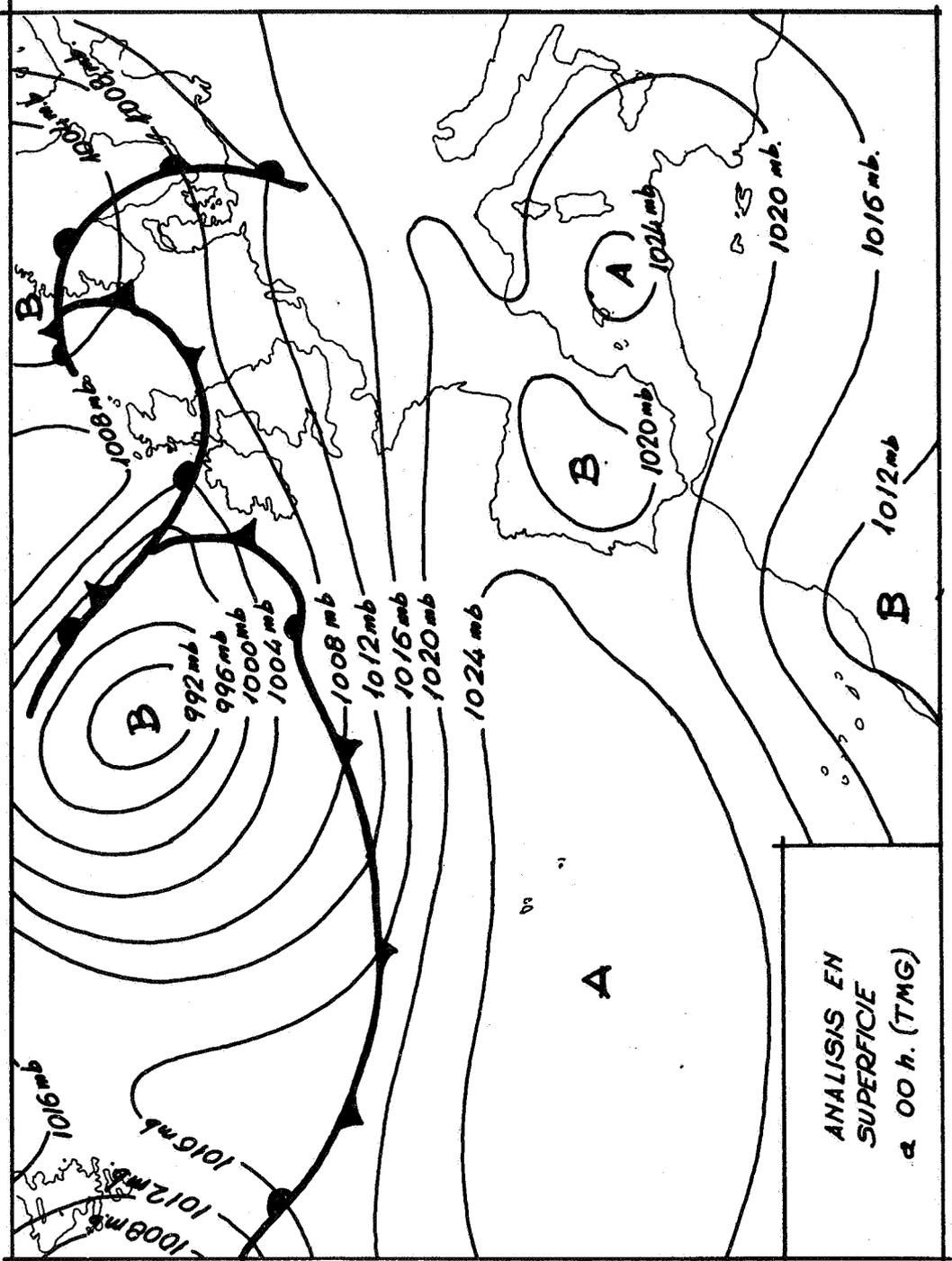


FIGURA 5. — Situación isobárica de superficie, el 11-V-1977. El intenso caldeamiento peninsular genera una baja térmica superficial, y por ello no frontogénica, en el interior de esa banda de altas prestaciones.

LA TEMPERATURA EN EL INTERIOR DEL SUELO

El rasgo más característico de todas las gráficas elaboradas, es que la temperatura del interior de los suelos traduce, con amortiguamiento, los contrastes térmicos creados en la superficie rocosa.

En el cuadro I hemos podido observar cómo a 20 cm. de profundidad la oscilación térmica diaria se ha reducido a poco más de un grado. Pero precisando más este efecto, los perfiles elaborados (figuras 6 y 7) muestran que el mayor amortiguamiento de la onda diurna se opera en los primeros dos centímetros bajo la superficie.

Este elevadísimo gradiente de la capa superficial de 0 a 2 cm. se explica por dos razones. Por un lado es en esa película donde la compacidad de la estructura es menor. El suelo se opone a las bruscas variaciones térmicas y esta resistencia aumenta rápidamente con la profundidad.

Estas resistencias y los consiguientes amortiguamientos de las ondas térmicas diurnas en superficie, pueden ser medidas por la relación entre las amplitudes de la onda térmica observadas entre dos niveles equidistantes. Así, los valores obtenidos oscilan entre 2'5 de superficie a 2 cm. y sólo 2'0 entre los 2 y los 10 cm.

En los perfiles anteriores es posible observar una neta disimetría, ya que el amortiguamiento se debe especialmente al rápido descenso de las máximas. Sobre ellos actúa un gradiente máximo, cuyos valores oscilan en nuestras experiencias entre 4'5 y 9'5° por cm. En cambio para los mínimos, los valores de gradiente obtenidos oscilan entre 1 y 1'5° por cm.

La causa de estos fenómenos podemos buscarla en los efectos de desecación que se producen en las horas de mayor elevación térmica, aumentando todavía más la mala conducción superficial. Además hemos de tener en cuenta, que es en este mismo periodo del día cuando, según hemos apreciado anteriormente, se registran los mayores aumentos de las pérdidas caloríficas a través de los movimientos convectivos del aire. En estas horas de máxima insolación, la diferenciación térmica entre superficie y atmósfera aumenta y asimismo la convección. Ella disipa en el aire diversas cantidades de calor que se pierden para las capas más profundas.



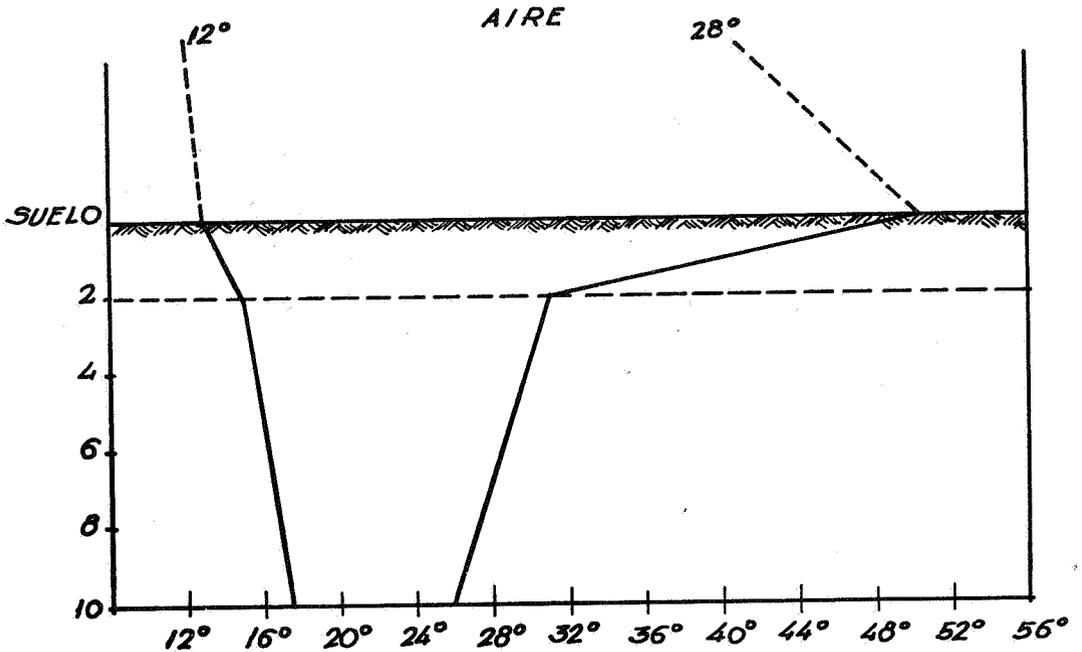


FIGURA 6.—Perfiles de las temperaturas máxima y mínima, observadas en el aire, superficie, 2 y 10 cm. Datos experimentados en la Estación Fitopatológica de Almazora (Castellón). 11-V-1977.

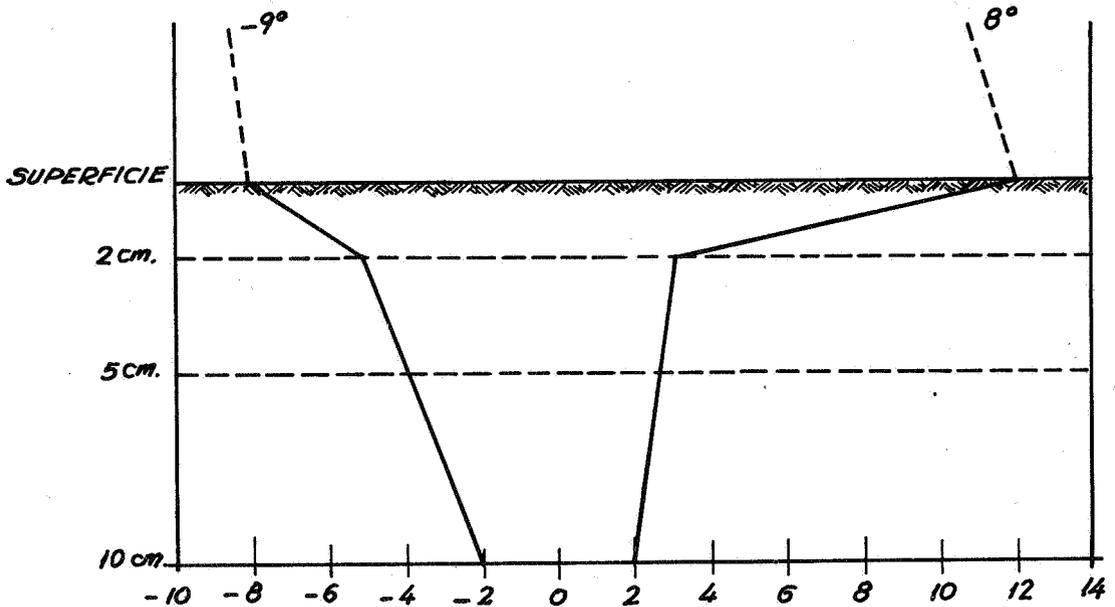


FIGURA 7.—Cima de Penyagolosa, 14-II-1977.

INFLUENCIA DE LOS CAMBIOS DE ESTADO

Durante los días 11 a 16 de febrero de 1977, hemos tratado de observar la transmisión térmica en profundidad con valores absolutos muy distintos a los obtenidos en Castellón. A tal efecto hemos trasladado nuestro dispositivo instrumental a la cima de Penyagolosa, 1.815 m., suponiendo los lógicos valores bajo cero, dada la época.

Durante estos días, los registros simultáneos, controlados por lecturas directas⁶, nos han permitido precisar el proceso de enfriamiento del suelo durante cortos períodos diarios de helada. Al mismo tiempo ello nos ha puesto en evidencia el destacado papel que juegan los fenómenos de congelación en las transmisiones térmicas de profundidad.

De los datos obtenidos ofrecemos el diagrama correspondiente al día 15-II-1977 (fig. 8). De él se desprende que las puntas o temperaturas externas no penetran en el suelo a sus horas normales, contrariamente a lo que sucede en el aire y en superficie.

Como podemos observar, mientras la superficie y el nivel de 2 cm. ofrecen curvas semejantes con el amortiguamiento debido en profundidad, en cambio la curva del nivel 10 cm. no ofrece paralelismo en detalle. No obstante, en el conjunto de la evolución diurna sigue el mismo régimen de superficie, si bien con un amortiguamiento notablemente y especialmente con un gran desplazamiento.

La temperatura a 10 cm. de profundidad, entre las 4 y las 10 horas se mantuvo a 0°, mientras en los niveles de superficie descendía a — 8° y — 5°. Estos mismos niveles a partir de las 10 horas comenzarán a elevar la temperatura que a las 12 ya es positiva y a las 14 horas alcanza el máximo térmico con 14 grados, momento en que, por el contrario, a 10 cm. de profundidad se acusa con — 0'5 grados el mínimo diurno, no alcanzando su máximo hasta cuatro horas después que en superficie. Durante un período semejante de cuatro horas de duración, entre las 12 y las 16, la superficie ha deshelado notablemente, mientras que a 10 cm. persiste el estado de congelación.

La explicación de estos fenómenos se halla en la ley de los cambios de estado físico, la cual sostiene que la temperatura perma-

6. Este control directo ha sido realizado por los alumnos del seminario de climatología. Mi reconocimiento por las "inclemencias" soportadas en la cumbre de Peñagolosa a Puig Fenollosa, T.; Olucha Montins, F.; Ferrer Prats, P.; Torres González, F.; Ferreres Saura, P.; Francés Camus, J. M., Calvo Cases, A.; Llombart Bou, J.; Iturralde Pachés, C. y Blasco Blasco, M.

T°C

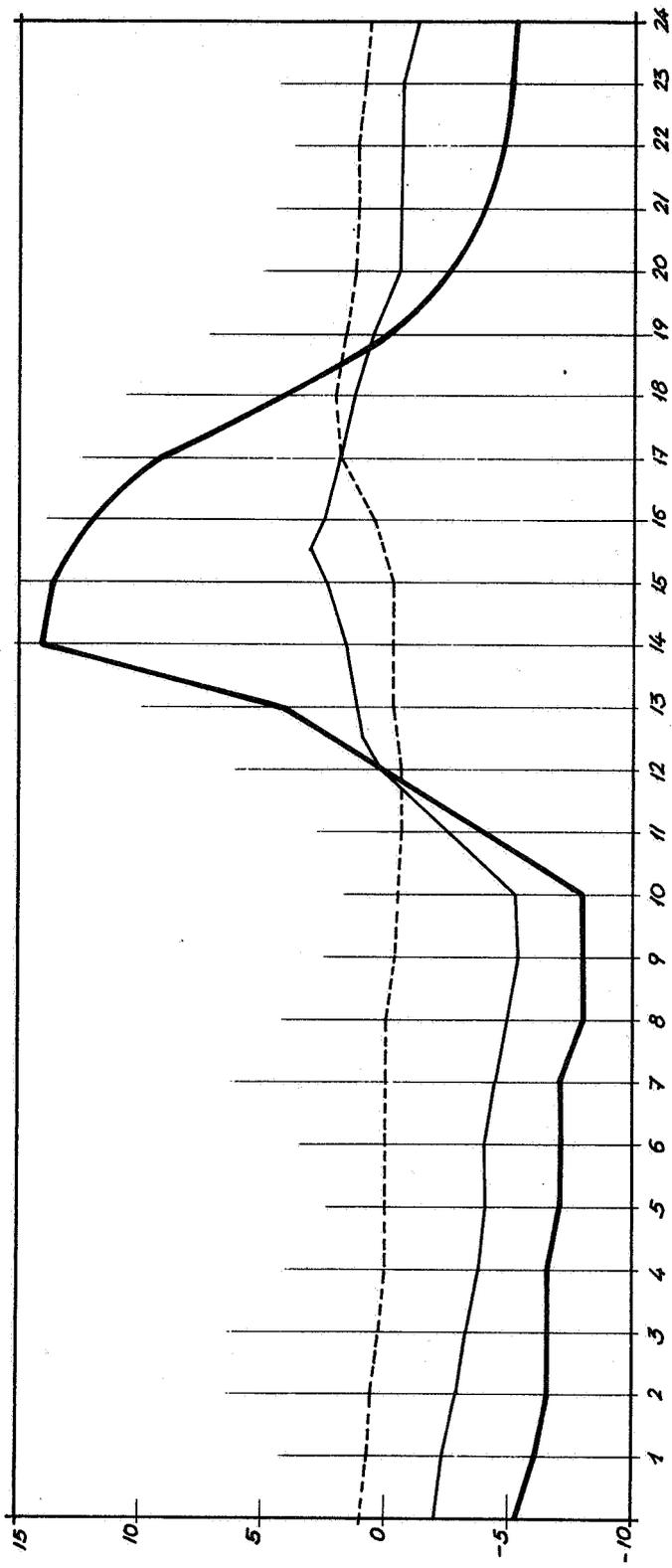


FIGURA 8. — Influencia de los cambios de estado físico en las transmisiones térmicas del subsuelo. Peryagolosa, 15-II-1977.

nece constante tan largo tiempo como el cambio de estado tarda en completarse. En este proceso interviene la cantidad de agua que siempre existe en el suelo; así, cuando la temperatura desciende a 0 grados, esta cantidad de agua se congela y la temperatura cesa de descender en tanto que dura la solidificación. Este tiempo suele prolongarse por el hecho de que las capas del suelo comunican entre ellas y que el vapor se condensa en las más frías. Mientras dura este proceso de congelación, las capas más profundas están resguardadas contra la propagación de la helada; una vez ha concluido el cambio de estado, el suelo experimenta, aunque amortiguadas, las oscilaciones térmicas de superficie. Asimismo, durante el deshielo, el retraso al calentamiento es todavía más acusado ya que las cantidades de calor que vienen de la superficie deben emplearse durante un tiempo en producir la fusión de la capa congelada, cuya riqueza en agua se ha acrecentado a expensas de las capas más profundas durante el período de enfriamiento.

Uno de los papeles de la humedad del suelo es pues el de formar en la capa superior una especie de pantalla en la que, como consecuencia de los cambios de estado del agua que contiene, la propagación del calor en profundidad no se realiza normalmente⁷.

CONCLUSION

En las páginas anteriores, reflejo de las experiencias llevadas a cabo, hemos tratado ante todo de delimitar, con más o menos precisión, ese dominio superficial en cuyo seno se operan procesos térmicos específicos. Como resultado de los mismos, ese mismo dominio se ve afectado por potentes esfuerzos mecánicos y cambios de estado físico que están en la base de importantes fenómenos morfológicos. Sus huellas permanecen en el cuadro pleistocénico heredado de las provincias morfológicas mediterráneas y en la actualidad inscriben en él formas vivas.

Como etapa previa para el conocimiento de estas formas, era de todo punto necesario delimitar el complejo dominio en cuyo seno se operan los mecanismos que los engendran. Las experiencias realizadas nos han situado ante una delgada capa que, para los efectos termoclásicos y periglaciares del paisaje mediterráneo en que hemos trabajado, no desciende más allá de los 10 e incluso de los 5 cm. de profundidad.

7. CHARLES, M., BRAZIER, E. et EBLE, L. "Sur une particularité de la transmission de la chaleur dans le sol". *C. R. des séances de l'Acad. d'Agric.* 1935, pág. 815.

Al mismo tiempo, hemos podido constatar que ese delgado dominio no es un medio homogéneo e isótropo en el que la propagación térmica se realice, con exactitud, según la teoría de Fourier. Por el contrario, esta capa superficial del suelo, asociación de un soporte mineralógico y de un complejo coloidal, tiene una composición heterogénea y variable en extremo. Dentro de esa composición y variabilidad destaca la presencia del agua. Este elemento actúa como una charnela en la que convergen incesantemente importantes fenómenos de condensación, congelación y evaporación, poniendo en juego cantidades de calor que se superponen a las proporcionadas en superficie por la radiación solar.

Esta es la vasta tarea experimental que se abre ante el domicilio geomorfológico analizado. Hoy la experimentación ya es posible en los procesos de detalle, principalmente por medio de la reducción de los tiempos muertos que existen en la dinámica natural⁸.

8. TRICART, J., "Etude expérimentale du probleme de la gélivation". *Biuletyn Peryglacjalny, Lodz*, 1956, n.º 4, pág. 285.