

UNIVERSIDAD DE VALENCIA
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS

ESTUDIO DE LAS MEDIDAS RADIOMETRICAS REALIZADAS DESDE
SATELITES ARTIFICIALES. APLICACION A LA AGROMETEOROLOGIA

Memoria presentada por
VICENTE CASELLES MIRALLES
para optar al grado de
Doctor en Ciencias Físicas

UMI Number: U603073

All rights reserved

INFORMATION TO ALL USERS

The quality of this reproduction is dependent upon the quality of the copy submitted.

In the unlikely event that the author did not send a complete manuscript and there are missing pages, these will be noted. Also, if material had to be removed, a note will indicate the deletion.



UMI U603073

Published by ProQuest LLC 2014. Copyright in the Dissertation held by the Author.
Microform Edition © ProQuest LLC.

All rights reserved. This work is protected against
unauthorized copying under Title 17, United States Code.



ProQuest LLC
789 East Eisenhower Parkway
P.O. Box 1346
Ann Arbor, MI 48106-1346

UNIVERSIDAD DE VALENCIA
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS
BIBLIOTECA
N.º Registro <u>3305</u>
Fecha <u>27.10.1986</u>
SIGNATURA <u>T.D/91</u>
C. D. U.

b 16869667

i 19162923

D. JOAQUIN MELIA MIRALLES, Profesor Adjunto de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad de Valencia,

CERTIFICA: Que la presente memoria, "Estudio de las medidas radiométricas realizadas desde satélites artificiales. Aplicación a la agrometeorología" ha sido realizada bajo mi dirección en el Departamento de Termología de esta Facultad por D. Vicente Caselles Miralles y constituye su Tesis Doctoral para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Y, para que conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmo el presente certificado en Valencia, a dieciocho de abril de mil novecientos ochenta y tres.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'J. Melia', is written above a solid horizontal line that serves as a signature bar.

D. VICENTE GANDIA GOMAR, Catedrático de Termología y Director del Departamento de Termología de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad de Valencia,

CERTIFICA: que habiendo sido nombrado Ponente de la memoria realizada por D. Vicente Caselles Miralles de título "Estudio de las medidas radiométricas realizadas desde satélites artificiales. Aplicación a la agrometeorología" para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas, ha examinado dicha memoria y ratifica su autorización para que sea presentada por el interesado ante la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad de Valencia.

Y para que conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmo el presente certificado en Valencia a dieciocho de abril de mil novecientos ochenta y tres.

A handwritten signature in black ink, appearing to read "V. Gándia", with a long horizontal flourish extending to the right.

A ELENA

Deseo expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que de una forma u otra han hecho posible con su ayuda, la realización del presente trabajo.

En primer lugar, al Dr. D. Vicente Gandía Gomar, a quien expreso mi gratitud por su constante apoyo e interés demostrado en el tema, sin los cuales no hubiese sido posible la realización de este trabajo.

Es un placer para mi expresar el más profundo agradecimiento al Dr. D. Juan de la Rubia Pacheco, por el apoyo y consejos prestados.

Muy especialmente al Dr. D. Joaquín Meliá Miralles, a quien agradezco tanto su inestimable labor de dirección, como la ayuda y ánimos que como amigo me ha prestado, en todas las dificultades surgidas en las diferentes fases de esta Tesis.

Asimismo expreso mi reconocimiento al Dr. D. Demetrio Segarra Gomar quien, primero como profesor y después como amigo, despertó en mí el espíritu de investigador y la vocación universitaria.

Al Centro de Informática de la Universidad de Valencia, especialmente a su Director, Dr. D. Isidro Ramos, y a los compañeros Enrique Vidal y Marcelino Vicens por la confección de los programas de cálculo.

Al Centro Meteorológico de Levante por las facilidades com----
cedidas en la obtención de los diferentes datos de las estacio-
nes meteorológicas. Y al Instituto Nacional de Meteorología por
la gentil cesión de los radiosondeos.

Al Instituto Geográfico Nacional expreso mi agradecimiento,, ,
tanto por la ayuda prestada, como por la cesión desinteresada de
las cintas del satélite H.C.M.M.

Al Profesor Francis Cambou y la Embajada Francesa en Espa-
ña, por su inestimable contribución en mi etapa de formación.

A los miembros de los Departamentos de Edafología y Geo-
grafía, por la ayuda prestada en la solución de los diferentes
problemas específicos.

A D. José M. de la Cruz, N.P.O.C. Español, tanto por su im----
terés demostrado en el tema, como por la gran ayuda prestada, y
en especial por la utilización del equipo PERICOLOR 1.000, para
confeccionar las diferentes fotografías que aparecen en esta
Memoria.

En general agradezco la ayuda prestada por todos los com-
pañeros del Departamento de Termología, y en particular a Dña.
Soledad Gandía Franco por su continuo estímulo y apoyo.

I N D I C E

INDICE	Página
INTRODUCCION	1
CAPITULO PRIMERO	
MEDIDA "IN SITU" DE LA TEMPERATURA	9
I.1.- Introducción	11
I.2.- Criterios que debe reunir una estación microclimática para utilizarse en Tele- detección	14
I.2.1.- Lugar de ubicación	15
I.2.2.- Mantenimiento	16
I.3.- Selección de las estaciones del I.N.M.	16
I.4.- Red de estaciones E.M.E.R.A.T.	21
I.5.- Otras medidas de temperatura en la zona	28
CAPITULO SEGUNDO	
VALOR DE LA EMISIVIDAD EN LA ZONA ESTUDIADA. CO- RRECCION DE LA TEMPERATURA	31
II.1.- Introducción	33
II.2.- Emisividad efectiva	40
II.3.- Influencia de la geometría de observación	44
II.4.- Mapa de emisividades de la zona de estudio	46
II.5.- Importancia de la corrección de la emisivi- dad	52
CAPITULO TERCERO	
LA CORRECCION ATMOSFERICA	61
III.1.- Introducción	63
III.2.- Métodos de cálculo	65
III.2.1.- Modelo RADTRA	69

	Página
III.2.1.1.- Estratificación de la atmósfera	70
III.2.1.2.- Cálculo de los pará- metros medios de ca- da capa	75
III.2.1.3.- Cálculo del coeficien- te de absorción para cada capa	77
III.2.2.- Modelo WINDOW	82
III.2.3.- Modelo KORR	85
III.2.4.- Modelo lineal	87
III.3.- La corrección atmosférica en nuestra zona .	90
III.3.1.- Modelo aplicable	91
III.3.2.- Tratamiento de los radiosondeos disponibles	94
III.4.- Corrección atmosférica para el 7 de Julio de 1978	99
 CAPITULO CUARTO	
TRATAMIENTO DIGITAL DE LAS IMAGENES UTILIZADAS . . .	107
IV.1.- Introducción	109
IV.2.- Técnicas de visualización y realce mediante operaciones puntuales	111
IV.3.- Sistema de tratamiento digital de imágenes desarrollado	117
IV.4.- Necesidad del registrado de las imágenes digitales	120
IV.5.- Técnicas de registrado	122

	Página
IV.6.- Registrado de las imágenes utilizadas . . .	126
 CAPITULO QUINTO	
REPRESENTATIVIDAD DE LAS MEDIDAS DE TEMPERATURA	
APARENTE REALIZADAS EN ZONAS CON VEGETACION . . .	131
V.1.- Introducción	133
V.2.- Estudio del problema de la representatividad	141
V.3.- Correlación entre la temperatura aparente y la temperatura medida "in situ"	146
V.4.- Calibrados de las imágenes térmicas del 7 de Julio de 1978	157
V.5.- Construcción y calibrado de la imagen de di- ferencia de temperaturas del 7 de Julio de 1978	165
 CAPITULO SEXTO	
MAPA DE LA INERCIA TERMICA DE LA ZONA AGRICOLA	
VALENCIANA	171
VI.1.- Introducción	173
VI.2.- Métodos de cálculo de la inercia térmica .	177
VI.2.1.- Medida directa	177
VI.2.2.- Resolución de la ecuación de conducción de calor en el suelo.	182
VI.2.3.- Utilización de la teledetección.	186
VI.3.- Modelo de Price	187
VI.4.- Construcción de una imagen de inercia térmica aparente	200
VI.5.- La imagen de albedos aparentes	205
VI.6.- Corrección de la imagen de inercia tér- mica aparente	212

	Página
CONCLUSIONES	221
BIBLIOGRAFIA	229

I N T R O D U C C I O N

Los estudios realizados en el campo de la meteorología y de la climatología han merecido desde antiguo una constante atención tanto del científico como de la sociedad, debido sin duda a la enorme importancia que el tema encierra.

Es bien conocido que cuanto sucede en la biosfera está fuertemente determinado por la climatología de la región. Por ello se han realizado numerosos esfuerzos para mejorar y aumentar el conocimiento de las características de la capa atmosférica más próxima al suelo, desarrollándose así, la micrometeorología y la microclimatología.

Si bien la importancia del tema ha sido reconocido desde antiguo, la instrumentación necesaria para su estudio ha experimentado una lenta evolución hasta hace tan sólo unos pocos años. La utilización de estaciones de medida situadas en satélites artificiales ha permitido que en muy poco tiempo se realicen avances tecnológicos espectaculares y del mayor interés práctico.

La resolución sobre el terreno relativamente alta, la visión en conjunto de zonas de gran extensión y la frecuencia de cobertura considerablemente elevada de una zona determinada, hacen de los satélites artificiales un medio de la mayor utilidad para el conocimiento de las propiedades térmicas de la superficie del suelo, y en especial de su inercia térmica. La cual nos proporciona la resistencia que presenta el sistema suelo-vegetación a cambiar su temperatura. Y que a partir de ella se pueden deducir parámetros meteorológicos de un gran interés para zonas agrícolas, como son la humedad del suelo, la evapotranspiración, etc.

El avance logrado desde las primeras fotografías aéreas tomadas a bordo de globos aerostáticos, hasta los modernos sistemas de barrido multiespectral situados en los satélites artificiales, se ha conseguido gracias a un importante desarrollo tecnológico, que en unos pocos años ha puesto en fase operativa una complicada instrumentación de medida, control y cálculo.

Tras unos primeros años de desbordante optimismo, se ha ido alcanzando un mejor conocimiento de las posibilidades y limitaciones que presentan las técnicas de teledetección.

Una de las primeras y más importantes dificultades encontradas en numerosos campos de investigación, radica en relacionar las características reflexivas y radiativas de un sistema, con los procesos de cualquier índole, físicos, químicos, biológicos, etc., que los determinan. Para resolver estas y otras dificultades semejantes se ha llegado a la conclusión que son ne-

cesarias medidas "in situ"; realizadas mediante técnicas instrumentales en las que la muestra está en "contacto material" con el instrumento de medida, para ser contrastadas con las medidas obtenidas por teledetección, en las que la muestra está en "interacción física" con el instrumento de medida.

Pensamos que las medidas suministradas por teledetección deben considerarse complementarias de las realizadas "in situ" y viceversa.

El objetivo principal de esta memoria ha sido introducir en nuestra Universidad la teledetección para el estudio de la agrometeorología, considerando el enorme interés de la actividad agrícola en la Comunidad Valenciana.

Conocedores de las numerosas facetas que intervienen en un campo tan amplio como es el de la agrometeorología, nos hemos centrado en el estudio de la temperatura junto al suelo. A pesar de ello nos hemos visto obligados a ocuparnos de temas muy diversos, pero que son insoslayables si se quiere tener un conocimiento completo de los factores que condicionan el campo de temperaturas junto al suelo. La aplicación de las técnicas de teledetección requieren por parte del investigador una preparación en distintos campos de la ciencia que no abarca su titulación universitaria.

Hemos intentado ajustarnos tanto en la terminología empleada como en los sistemas de unidades utilizados a las normas in-

ternacionales. No obstante esto no ha sido posible en todos los casos, bien por no disponer de los correspondientes términos en castellano o bien algunos símbolos y unidades son ya generalmente aceptados en teledetección.

En este primer estudio trataremos de correlacionar las temperaturas obtenidas, utilizando las técnicas radiométricas desde satélites artificiales y las que se obtienen "in situ", por medio de medidas termométricas, realizadas en lugar representativo. Por ello es de todo punto imprescindible que se seleccionen las estaciones de medida en el propio suelo, trabajo que hemos llevado a cabo en el primer capítulo de esta memoria.

Para llevar a cabo el presente trabajo hemos elegido el satélite H.C.M.M. (Heat Capacity Mapping Mission), por ser el que posee mayor resolución de cuantos realizan medidas de temperatura. Sus principales características orbitales e instrumentales vienen descritas en los trabajos de N.A.S.A.(1979), Bohse y otros (1979) y Caselles(1980).

Dos son las principales correcciones que hay que realizar a los valores de temperatura que proporcionan los satélites artificiales, antes de poder dar una interpretación cuantitativa: la corrección debido a la presencia de un medio absorbente y emisor como es la atmósfera, y la corrección debido a que los valores de temperatura proporcionados por el satélite se han obtenido suponiendo que la superficie del suelo se comporte como un cuerpo negro, lo cual no es rigurosamente cierto.

En primer lugar y a lo largo del capítulo II, nos ocuparemos de estudiar la corrección debido a la emisividad propia de la superficie terrestre en el intervalo de los 10,5-12,5 μm , en el que trabaja el radiómetro del satélite y dejaremos para el capítulo III el estudio y discusión de la corrección atmosférica.

Además, la interpretación de los valores de temperatura obtenidos desde satélites artificiales se complica, ya que es difícil correlacionar estos valores con las características térmicas del sistema radiante, debido entre otras razones a la heterogeneidad del mismo. Surge en estas condiciones la dificultad de determinar la posible existencia de un nivel de referencia representativo de la temperatura que caracterice al sistema radiante, para localizar en él las medidas "in situ". Este es el problema que nos plantearemos en el capítulo V.

Hemos de hacer notar que este trabajo se ha llevado a cabo sin la instrumentación específicamente adecuada, para realizar un tratamiento digital de las imágenes de temperatura y albedo que proporcionan los satélites artificiales. Tan sólo hemos puesto a punto las funciones de realce y visualización imprescindibles para realizar este trabajo. De ello damos cuenta en el capítulo IV.

En la actualidad, la incorporación de nuevos sensores que permiten explotar otros sectores del espectro electromagnético (microonda y rayos gamma), la utilización de las técnicas del

laser y el radar, la construcción de satélites tripulados (Spacelab) y el creciente desarrollo experimentado por las técnicas de análisis e interpretación de los datos suministrados, hace pensar que las próximas décadas constituyan la era de la tele-detección.

CAPITULO I

MEDIDA "IN SITU" DE LA TEMPERATURA

I.1.- INTRODUCCION

El problema de la medida de la temperatura de la superficie del suelo es sin duda uno de los más difíciles e importantes del conjunto de las observaciones meteorológicas.

Cualquier sensor colocado sobre la superficie del suelo tiene unas características (conductividad térmica, capacidad calorífica, contenido en humedad, etc.) diferentes al sistema del que se pretende medir su temperatura. Y por consiguiente, la medida de la temperatura utilizando técnicas termométricas debe realizarse con grandes precauciones. El sensor ideal sería el que tuviera idénticas propiedades térmicas que el sistema del que se quiere determinar su temperatura, y además se pudiera colocar en perfecto contacto térmico con él.

La medida de la temperatura realizada utilizando un radió-

metro elimina algunas de estas dificultades ya que, por ejemplo, tiene la ventaja de no estar afectada por los problemas mencionados en el párrafo anterior. Por el contrario introduce nuevos inconvenientes, ya que queda limitada principalmente por la dificultad de conocer la emisividad verdadera de la superficie del suelo y por la absorción de la radiación entre el suelo y el sensor.

Las diferencias entre los valores de temperatura obtenidos usando los dos tipos de técnicas, han sido ampliamente estudiados por Tanner (1963), Conaway y Van Bavel (1966), Fuchs y Tanner (1966,1968), Fuchs y otros (1967), Jackson e Idso (1969) y McGinnes y Aronson (1971).

Uno de los principales objetivos de la presente Memoria es tratar de buscar la correlación entre las temperaturas obtenidas, utilizando la técnica radiométrica, desde el satélite H.C.M.M. y las que se obtienen "in situ", por medio de medidas termométricas, prestando una especial atención a aquellos aspectos que, como la emisividad o la absorción atmosférica, tienen una mayor repercusión en la medida radiométrica de la temperatura.

El objetivo principal de este capítulo es dar cuenta de la investigación realizada sobre las distintas medidas de temperatura que de forma rutinaria se llevan a cabo en nuestra zona de estudio, en orden a su posible aplicación en teledetección.

La interpretación de las medidas radiométricas de temperatura que proporcionan los satélites artificiales, tales como el H.C.M.M., sólo es posible, como se pone de manifiesto en los trabajos que hemos realizado con anterioridad en este campo (Caselles,1980)(Caselles y otros,1981), si se toman al mismo tiempo y en el propio suelo medidas de temperatura que sirvan para corregir las proporcionadas por los satélites.

No obstante, la validez de estas correcciones depende, en gran parte, del grado de representatividad de la ubicación de las estaciones de medida "in situ" y de la exactitud con que se realicen las medidas de temperatura en ellas. (Lintz y otros, 1976)(Hardy,1980b).

Debe tenerse en cuenta que las medidas "in situ" de temperatura pueden no ser utilizables para su contraste con las medidas radiométricas, ya que éstas en realidad nos están dando un valor medio de la zona observada mientras que las medidas "in situ" tienen un carácter puntual.

Por ello, es de todo punto imprescindible estudiar las medidas de temperatura "in situ", que se realizan en la zona de estudio, al objeto de conocer su aplicabilidad en teledetección.

I.2.- CRITERIOS QUE DEBE REUNIR UNA ESTACION MICROCLIMATICA PARA UTILIZARSE EN TELEDETECCION

En este primer trabajo hemos restringido la zona de estudio a la región levantina, que abarca la provincia de Valencia, el tercio norte de la de Alicante y la mitad sur de la de Castellón. La extensión de esta zona es aproximadamente de 30.000 km².

La restricción de nuestro estudio sólo a esta zona, se ha hecho atendiendo exclusivamente a una razón de tipo práctico. La información que nos proporcionan los satélites, cintas compatibles con ordenador, se ha tratado usando un ordenador corriente, que no está preparado para este tipo de tratamiento, por lo que para zonas mayores, éste se hace excesivamente laborioso y lento. Por otra parte, la inclusión del resto de la Comunidad Valenciana no era previsible que aportara resultados diferentes a los que se obtienen exclusivamente con la zona elegida.

Como estaciones de medida "in situ" disponemos de la red de estaciones meteorológicas que posee el Instituto Nacional de Meteorología (I.N.M.) en la zona, así como de la red de estaciones de medida y registro automático de temperatura (EMERAT) que ha instalado en ella el Departamento de Termología. No obstante la ubicación de estas estaciones se estableció con criterios distintos a los que se necesitan en teledetección.

La selección de estas estaciones la hemos realizado aplicando las normas que establece la Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.) (Doorenbos, 1976) a nuestro caso particular, en el que queremos comparar los datos registrados en ellas, con las medidas radiométricas de temperatura realizadas desde satélites artificiales. A partir de estas normas, hemos adoptado dos criterios de selección, que hacen referencia, uno a la representatividad del lugar donde se halla ubicada cada estación y otro, al mantenimiento que se realiza en cada una por parte del observador o responsable de la misma.

I.2.1.- LUGAR DE UBICACION

A nuestros efectos, la ubicación de la estación será adecuada, siempre que la medida de temperatura que se realice en ella se pueda considerar como representativa de una zona extensa, por lo que no deberán existir en ella cambios acusados de la pendiente topográfica y estar libre de obstrucciones, caminos, rios, o demás accidentes topográficos que puedan alterar ostensiblemente la homogeneidad térmica de la zona (Geiger, 1965). El lugar de ubicación deberá ser homogéneo en cuanto al tipo de cobertura vegetal y a la naturaleza del suelo.

Por otra parte, la extensión de esta zona ha de ser como mínimo del tamaño del "pixel" (elemento de superficie para el

cual los satélites obtienen un valor medio de temperatura), para que el valor de temperatura que en ella se realice sea comparable al valor obtenido por el satélite. Para el caso particular del H.C.M.M. la resolución sobre el terreno es de 500 m x 500 m.

I.2.2.- MANTENIMIENTO

Como segundo criterio de selección, hemos utilizado el mantenimiento que realiza el responsable de cada estación, el cual se pone de manifiesto en el estado general de la estación y en el esmero con que realiza las observaciones correspondientes. Por ello es interesante conocer al responsable de cada estación.

En función de este mantenimiento hemos eliminado aquellas estaciones cuyas medidas pudieran no ser fiables.

I.3.- SELECCION DE LAS ESTACIONES DEL I.N.M.

Para aplicar correctamente los criterios de selección a la red de estaciones que posee en la zona el Instituto Nacional de Meteorología, así como para conocer su localización exac-

ta en un mapa topográfico, hemos tenido que visitar cada una de las estaciones que la componen.

La clasificación de las estaciones se ha realizado en tres categorías. A la primera categoría pertenecen las estaciones que siendo representativas poseen un mantenimiento adecuado. A la segunda categoría las que si bien son representativas poseen un mantenimiento regular; por consiguiente, se podrán utilizar siempre que se haga con precaución. Y a la tercera categoría pertenecerán las que o bien no son representativas o se mantienen de forma inadecuada.

A partir de los datos tomados en la visita realizada a cada una de las estaciones, recogidos utilizando un estadillo como el que damos en la página siguiente, hemos confeccionado un fichero de las estaciones que posee el Instituto Nacional de Meteorología en la zona.

En él anotábamos, en primer lugar, los datos de la estación así como los del responsable de la misma. Estos datos que inicialmente se obtuvieron del Centro Meteorológico de Levante, fueron comprobados y puestos al día. En segundo lugar, tomábamos las características del emplazamiento de la estación, haciendo un pequeño croquis de su situación. En tercer lugar, realizábamos un "test" al responsable de la estación, con el fin de obtener una idea del cuidado y mantenimiento que recibe la estación. También tomábamos nota de la proporción de cobertura vegetal, dato necesario para calcular la emisividad efectiva de

cada estación (dadas en la tabla II.5), y cualquier otro dato que pudiera ser de interés.

A partir de las anotaciones en los estadillos, hemos confeccionado la Tabla I.1 en la que para cada estación visitada damos los siguientes datos:

- 1.- coordenadas U.T.M. (I.M.E.C.,1977), obtenidas de un mapa topográfico a escala 1/50.000.
- 2.- altura sobre el nivel del mar a que se encuentra el emplazamiento de la estación.
- 3.- mantenimiento realizado: bueno (B) o regular (R)
- 4.- categoría: 1ª) representativa y mantenimiento adecuado.
2ª) siendo representativa el mantenimiento que recibe es regular
3ª) no representativa o de mantenimiento inadecuado
- 5.- otras medidas de variables meteorológicas que se realizan en ella:

LL: precipitación, medida con un pluviómetro

V: recorrido del viento, medido con un anemómetro de cazoletas

H: humedad relativa, registrada con un termohigrógrafo

EV: evaporación, medida con un evaporímetro Piché

T_s: temperatura del suelo, medida con un termómetro de mercurio.

- 6.- tipo de horario que sigue el observador en sus cambios semanales: hora oficial (O) y hora solar (S).
- 7.- cultivo predominante en las proximidades (1 km²) de la estación. El significado de las letras es el siguiente:

I: cultivo de invernaderos

S: cultivo de secano (almendros, vid ...)

F: frutales

H: huerta

N: naranjo

L: limonero

Ni: níspero

A: arrozales

Como resultado de esta selección se ha obtenido una red de 33 estaciones, 20 de las cuales son de primera categoría y 13 de segunda, que utilizaremos en los estudios de los capítulos siguientes como red de estaciones de medida "in situ" de la temperatura. Esta red la hemos representado en el mapa de la figura I.1.

I.4.- RED DE ESTACIONES E.M.E.R.A.T

Desde diciembre de 1978, el Departamento de Termología viene manteniendo una red de estaciones microclimáticas de medida y registro automático de temperatura en la región valenciana. Si bien la ubicación de estas estaciones ha variado con el tiempo,

Nombre estación	Latitud U.T.M.	Longitud U.T.M.	Altura (m)	Categoría	Otros datos	Tipo hora	Tipo cultivo
Alberique.....	4334,1	710,8	60	2*	LL	S	I
Alcalalf.....	4293,2	757,6	220	2*	LL	S	S
Alcira.....	-	-	-	3*	-	-	-
Almansa.....	4306,6	664,5	720	1*	LL,H	S	F
Almusafes.....	4352,4	723,5	20	1*	LL	O	H
Antella.....	4331,4	708,5	100	1*	LL	O	N
Arañuel.....	-	-	-	3*	-	-	-
Ayora.....	4325,6	661,0	680	1*	LL,H,EV	S	F,S
Benifairó.....	4326,9	734,1	20	1*	LL	O	N
Bàtera.....	4388,6	720,2	120	1*	LL	O	N
Callosa de Ensarriá	4281,8	750,8	180	1*	LL,H	S	L,Ni
Carcagente.....	4332,1	720,7	40	1*	LL,H V,T	S	N,Ni
Cofrentes.....	-	-	-	3*	-	-	-
Corbera.....	4338,3	726,5	60	2*	LL	S	N
Cotes.....	4326,2	708,4	60	2*	LL	S	N
Cullera.....	4344,7	737,8	0	1*	LL	S	N
Gata.....	4297,8	769,2	60	1*	LL	S	N
Liria.....	4393,4	701,2	220	2*	LL	S	F
Llaurí.....	4335,1	732,8	60	1*	LL	O	N
Moncofar.....	4409,8	742,7	20	2*	LL,H	S	N
Morella.....	-	-	-	3*	-	-	-

Tabla I.1.- Características de las estaciones del I.N.M. revisadas. La precisión con que se dan la longitud y la latitud es de $\pm 0,1$ unidades U.T.M. (0,1 km) y la altura es de ± 20 m.

Nombre estación	Latitud U.T.M.	Longitud U.T.M.	Altura (m)	Categoría	Otros datos	Tipo hora	Tipo cultivo
Ondara.....	4302,8	761,9	30	1*	LL	S	N
Pedreguer.....	-	-	-	3*	-	-	-
Pego.....	-	-	-	3*	-	-	-
Picaña.....	4367,1	720,6	30	1*	LL	O	N
Piles.....	4314,5	749,8	0	1*	LL,H	O	N
Puzol.....	4388,5	730,5	30	1*	LL	S	N
Rafelcofer.....	4313,5	745,4	40	2*	LL	O	N
Ribarroja.....	4380,1	712,7	60	2*	LL	S	N,F
Silla "Ganal".....	-	-	-	3*	-	-	-
Silla "J.A.V.".....	-	-	-	3*	-	-	-
Silla "Albudor"....	4357,4	721,8	20	1*	LL,H,EV	O	N
Sueca.....	4347,2	731,6	10	1*	LL	S	A
Sumacárcel.....	4328,7	706,1	80	1*	LL	O	N
Teresa de Cofrentes	-	-	-	3*	-	-	-
Tormos.....	4299,2	755,8	100	2*	LL	O	N
Turís.....	4363,3	704,5	200	2*	LL,V	S	F
Villafamés.....	4445,4	751,4	280	2*	LL	O	S
Villafranca del Cid	-	-	-	3*	-	-	-
Villarreal"C.C.A.".	4425,7	745,1	60	1*	LL,V,H	O	N
Villarreal"Perona".	4427,8	742,0	90	1*	LL,H	S	N
Villarreal"Plane.".	4418,5	745,8	20	2*	LL	O	N
Villavieja.....	4417,3	739,4	140	2*	LL,H	O	N
Viver.....	-	-	-	3*	-	-	-

Tabla I.1.- (Continuación)

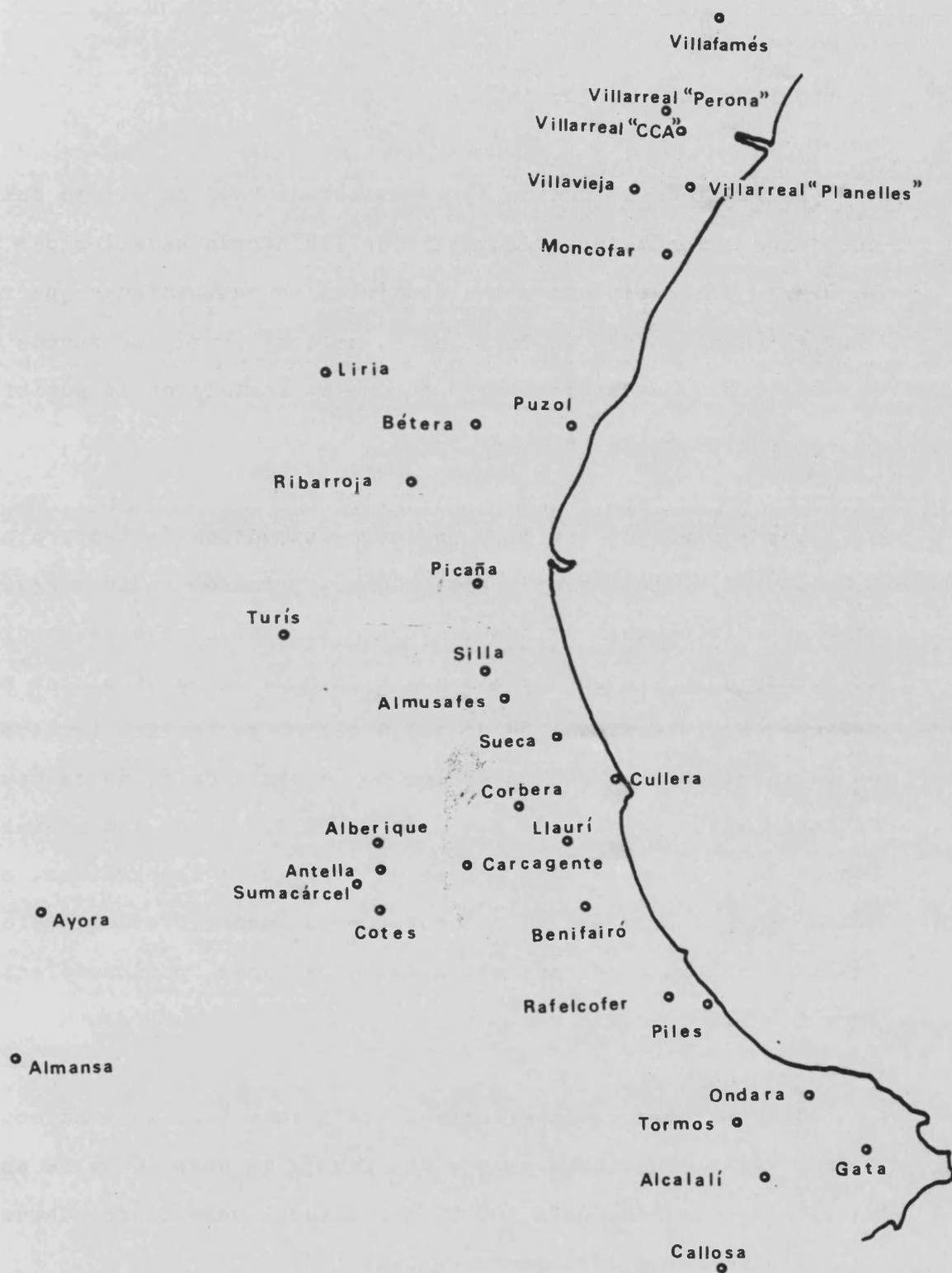


Figura I.1.- Mapa de la zona de estudio en el que se ha representado la ubicación de las estaciones del I.N.M. seleccionadas.

su número nunca ha sido inferior a diez.

El lugar de ubicación de estas estaciones, se eligió con criterios agronómicos que cumplieran las normas establecidas por la O.M.M. y ajustándose a las distintas investigaciones que realiza el Departamento de Termología, pero al igual que sucede con las del I.N.M. no se consideró cuando se instalaron su posible aplicación en teledetección.

Los equipos de medida y registro automático de temperatura E.M.E.R.A.T. (Caselles y otros, 1980a), permiten medir y registrar automáticamente la temperatura a distintos niveles, mediante sondas a termistores y almacenamiento de datos en cintas magnéticas. La interpretación de estas cintas se realiza igualmente de forma automática con un equipo de adquisición de datos Hewlett-Packard modelo 9825 A. Cada equipo E.M.E.R.A.T. de los instalados en la zona posee tres sondas para medir la temperatura, situadas a - 20, 0, y 150 cm respecto de la superficie del suelo. Realizan medidas de temperatura cada dos horas, con una precisión de ± 0.2 °C.

Como se observa en el mapa de la figura I.2, la zona ocupada por estas estaciones abarca una franja de unos 30 km de anchura a lo largo de unos 100 km del litoral valenciano; desde la Vall D'Uixó hasta Villanueva de Castellón.

Algunas de las estaciones, como es el caso de las que se colocaron en Moncada o en Villanueva de Castellón, aparecen

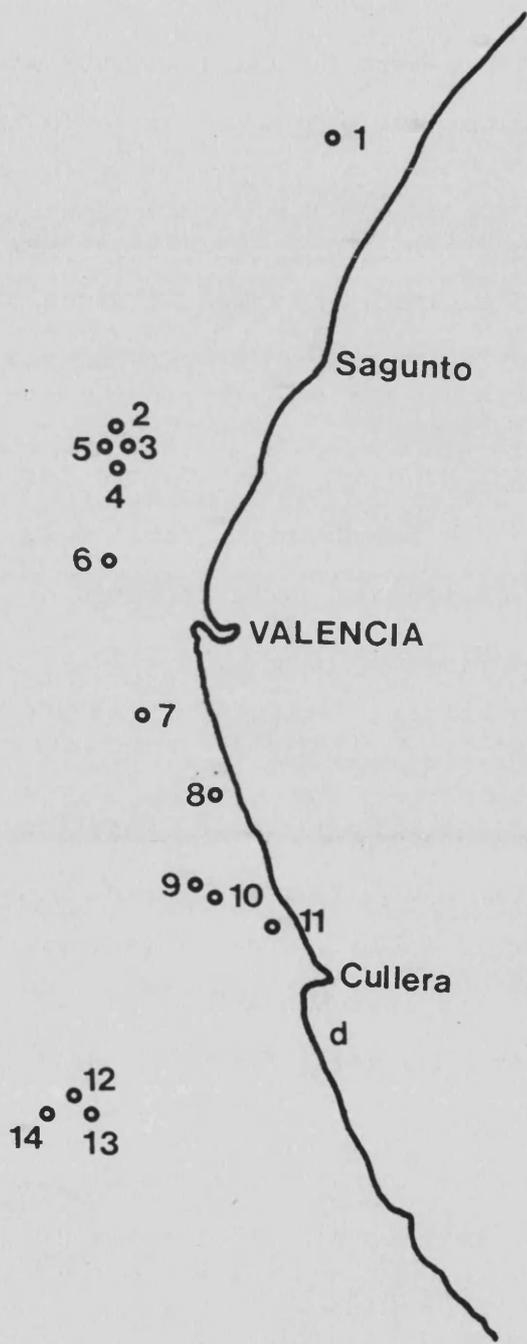


Figura I.2.- Ubicación de las estaciones E.M.E.R.A.T., que el Departamento de Termología ha instalado en la zona de estudio.

agrupadas dentro de una zona bastante homogénea y reducida, de acuerdo con sus objetivos de investigación primeros.

La ubicación de las estaciones, enumeradas en el mapa, se realizó en los siguientes términos municipales:

1: Vall D'Uixó

2-5: Moncada, en el Centro Regional para la Investigación y Desarrollo Agrario 0.7.

6: Burjasot, en la Facultad

7: Silla

8: Palmar, dentro de la Albufera

9-11: Sueca

12-14: Villanueva de Castellón

En la tabla I.2 damos las características y la localización de las estaciones E.M.E.R.A.T., de forma análoga a como se hizo para las del I.N.M.

Si bien son todas ellas de primera categoría, abarcan una zona de menores dimensiones que la que cubre la red de estaciones del I.N.M.

Nombre estación	Latitud U.T.M.	Longitud U.T.M.	Altura (m)	Categoría	Tipo de cultivo
Burjasot...	4376,3	722,0	0	1ª	S
Moncada....	4386,2	723,8	80	1ª	N
Palmar.....	4357,9	729,8	0	1ª	-
Silla.....	4362,8	724,5	0	1ª	N
Sueca.....	4347,2	731,6	0	1ª	H
Vall D'Uixó	4412,8	739,6	60	1ª	N
Argoleches.	4331,1	715,7	20	1ª	N
Huohera....	4325,9	713,5	60	1ª	N
Monteolivete	4328,1	716,2	20	1ª	N

Tabla I.2.- Localización y características de las estaciones instaladas por el Departamento de Termología en la zona de estudio.

I.5.- OTRAS MEDIDAS DE TEMPERATURA EN LA ZONA

Además de los datos de temperatura que se registran de forma sistemática, tanto por la red de estaciones de I.N.M. como por la red de estaciones E.M.E.R.A.T., existen otras medidas que se realizan sólo a determinadas horas del día y exclusivamente en determinados lugares, y que para nuestro objetivo son difícilmente utilizables ya que habría que extrapolar, lo cual no es aconsejable. A continuación, enumeramos las demás medidas de temperatura que se realizan en la zona de estudio.

En el observatorio de Valencia del I.N.M. se realizan medidas de la temperatura del suelo a 0,20 , 0,50 y 1,00 m, tres veces al día, a las 7,13 y 18 horas T.M.G.

En los observatorios que el Centro Meteorológico de Levante posee en Valencia, Alicante, Castellón, Teruel y Albacete, se mide la temperatura del aire a 15 cm sobre el suelo.

El Centro Meteorológico de Levante mide la temperatura del agua del mar y de la Albufera a las 12 horas T.M.G., aproximadamente, aunque no siempre en el mismo lugar.

En la Piscifactoría que posee I.C.O.N.A. en el Palmar se mide la temperatura del agua a una profundidad de unos 30 cm, a las 7,13 y 17 horas T.M.G.

En la estación de Sta. Cruz que posee el C.R.I.D.A. 0,7 en Moncada se registran las temperaturas del aire a 1,50 y 0,15 m sobre el suelo y las del subsuelo a 0,10 , 0,20 y 0,40 m debajo del suelo.

CAPITULO II

VALOR DE LA EMISIVIDAD EN LA ZONA ESTUDIADA.
CORRECCION DE LA TEMPERATURA.

II.1.- INTRODUCCION

La medida desde satélites artificiales de la radiación emitida por la superficie terrestre posee un gran interés, ya que nos permite conocer su temperatura. No obstante, dos son las correcciones que han de realizarse antes de poder dar una interpretación cuantitativa de los valores así obtenidos: la corrección debido a la presencia de un medio absorbente y emisor como es la atmósfera, que modifica la radiación emergente desde la superficie terrestre, y la corrección debido a que los valores de temperatura aparente proporcionados por el satélite se han obtenido suponiendo que la superficie terrestre se comportase como un cuerpo negro, lo cual no es rigurosamente cierto.

En primer lugar y a lo largo de este capítulo, nos ocuparemos de realizar la corrección debido a la emisividad propia de la superficie terrestre, en el intervalo espectral de los 10,5 - 12,5 μm , en el que trabaja el radiómetro del satélite, y dejare-

mos para el capítulo siguiente el estudio y discusión de la corrección atmosférica.

Como es de todos conocido (Aguilar,1982), la radiación emitida por un cuerpo, y en particular por la superficie terrestre, depende, además de la temperatura a que se encuentra, de su emisividad, que se define para cualquier cuerpo, como la razón entre la radiación emitida por éste en equilibrio térmico y la que emitiría un cuerpo negro a la misma temperatura (Becker y otros, 1981).

De este modo, puesto que los satélites miden la radiación emitida por la superficie terrestre, de una imagen digital de temperaturas obtenida desde un satélite podrán deducirse las temperaturas de la superficie terrestre, siempre que conozcamos el valor de la emisividad que debemos asignar a cada elemento de la imagen o "pixel". Por ello, es imprescindible conocer la emisividad de los diferentes tipos de suelo y de las distintas coberturas vegetales con la mayor precisión posible.

Para dar una idea cuantitativa de esta influencia, diremos que en la banda espectral de los 10,5 - 12,5 μm , es decir, donde se da la máxima emisión térmica, la variación relativa de la temperatura de la superficie, $\frac{\Delta T}{T}$, que se relaciona con la variación relativa de la emisividad, $\frac{\Delta \epsilon}{\epsilon}$, mediante la expresión (Becker,1980a):

$$\frac{\Delta T}{T} \approx \frac{1}{5} \frac{\Delta \epsilon}{\epsilon} \quad (\text{II.1})$$

Suponiendo que la temperatura de la superficie terrestre sea de 300 K, la ecuación (II.1) pasará a ser:

$$\Delta T \approx 60 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon} \quad (\text{II.2})$$

de donde se deduce que una imprecisión en la determinación de la emisividad del 1% se traduce en un error en la temperatura de 0,6 K.

La medida de la emisividad de un suelo no es fácil de realizar. La primera dificultad con que nos encontramos es que dicha medida no se puede efectuar en el laboratorio, ya que depende de la estructura, rugosidad, textura, temperatura, etc., del mismo, y por tanto tendremos que realizarla en el campo.

Por otra parte, si el suelo es homogéneo en cuanto a las características que definen su emisividad, ésta será relativamente fácil de determinar. Sin embargo, si se trata de una superficie formada por distintos tipos de suelo, tendremos que definir su "emisividad efectiva" en la que intervendrán las emisividades de las distintas partes, como veremos en el apartado II.2.

Una tercera dificultad en la medida de la emisividad efectiva, se presenta cuando la superficie del suelo está cubierta por vegetación, pues ahora, la emisividad efectiva variará con la geometría con que se realice la observación, ya que la proporción de suelo cubierto por la vegetación depende del ángulo

con que se observe la zona (Millard y otros,1980). Este punto lo veremos con detalle en el apartado II.3.

En la tabla II.1 damos una recopilación bibliográfica de los distintos valores de la emisividad para superficies homogéneas, obtenidos en observación perpendicular a la superficie, en la banda espectral de los 8-14 μm , en la que trabajan la mayoría de los radiómetros del infrarrojo térmico (Monteith,1972). A partir de estos resultados se observa que para los diferentes suelos, el valor de la emisividad depende de su composición mineral, variando desde 0,92 para las arenas, hasta 0,97 para las arcillas y limos, presentando algunos tipos de valores de hasta 0,85. Asimismo el valor de la emisividad varía con el contenido en agua del suelo, aumentando cuando lo hace éste. Las superficies vegetales presentan valores superiores, de 0,98 - 0,99.

Nosotros usaremos el concepto de emisividad efectiva y los valores dados en la tabla II.1, para realizar el cálculo de la emisividad de los "pixels" en los que se encuentran ubicadas las estaciones de medida "in situ", y para la construcción del mapa de emisividades de la zona, el cual dependerá de la geometría con que se realice cada observación.

Tipo de superficie	Emisividad	Referencia
Arena.....	0,85	Gates(1964)
Arena de cuarzo, gruesa y seca.....	0.914	Buettner y Kern(1965)
Arena de cuarzo, gruesa y húmeda...	0,936	" "
Arena de cuarzo, fina.....	0,928	" "
Arena seca.....	0,911	Buettner y otros(1967)
Arena húmeda.....	0,934	" "
Arena gruesa de varios colores....	0,985	Combs y otros(1965)
Arena de sflice...	0,895	Idso y Jackson(1969)
Arena seca.....	0,90	Gorodetskiy y Filippov(1968)
Arena con un conte- nido en agua de un		
0,7%	0,90	Fuch y Tanner(1968)
5,8%	0,92	" "
8,4%	0,94	" "
Suelo de marga arcillosa.....	0,980	Conaway y Van Bavel(1967)
Marga.....	{0,964 0,969	Idso y Jackson(1969)

Tabla II.1.- Emisividad, medida en observación normal a la superficie, para la banda espectral de los 8 - 14 μ m.

Tipo de superficie	Emisividad	Referencia
Agua.....	0,973	Davies y otros(1971)
Agua destilada....	0,980	Robinson y Davies(1972)
Agua pura.....	0,993	Buettner y Kern(1965)
Agua con una fina capa de aceite de petróleo.....	0,972	" "
Agua.....	0,9810	Becker y otros(1981)
Camino de hormigón	0,966	Buettner y Kern(1965)
Pavimento asfalto.	0,956	" "
Pavimento asfalto.	0,955	Lorenz(1966)
Ceniza negra.....	0,965	Combs y otros(1965)
Ceniza roja.....	0,98	" "
Grava gruesa.....	0,943	Lorenz(1966)
Grava dolomítica..	0,959	Buettner y Kern(1965)
Grava basáltica fina.....	0.952	Lorenz(1966)
Granito.....	0,898	Buettner y Kern(1965)
Basalto.....	0,934	" "
Dunita.....	0,892	" "
Dolomita.....	0,958	" "
Arenisca de silicio.....	0,935	" "
Arenisca roja.....	0,95	Combs y otros(1965)
Pizarra roja.....	0,985	" "
Arenisca amarilla.	0,97	" "

Tabla II.1.- (Continuación)

Tipo de superficie	Emisividad	Referencia
Arcilla sedimentada	{0,968 0,963	Idso y Jackson(1969)
Arcilla seca.....	0,966	Klaassen-Nieuwenhuis(1978)
Arcilla húmeda.....	0,974	" "
Arcilla húmeda.....	0,95	Gorodetskiy y Filippov(1968)
Hierba, cultivo denso.....	0,976	Fuch y Tanner(1966)
Hierba, sobre suelo arcilloso húmedo...	0,98	Gorodetskiy y Filippov(1968)
Hierba húmeda.....	0,988	Klaassen-Nieuwenhuis(1978)
Hierba.....	0,9890	Becker y otros(1981)
Cultivo de patata..	0,991	Klaassen-Nieuwenhuis(1978)
Césped, denso y bien cortado.....	0,973	Lorenz(1966)
Alfalfa,cultivo denso.....	0,976	Fuch y Tanner(1966)
Trigo maduro.....	0,992	Klaassen-Nieuwenhuis(1978)
Nieve.....	0,99	Gorodetskiy y Filippov(1968)

Tabla II.1.- (Continuación)

II.2.- EMISIVIDAD EFECTIVA

Desafortunadamente la superficie que cubre un "pixel" ($0,25 \text{ km}^2$ en la imagen H.C.M.M.) no es homogénea en cuanto a su emisividad se refiere para la mayoría de las zonas de Valencia, por lo que los valores recogidos en la tabla II.1 no podrán ser directamente aplicados. Será necesario por consiguiente introducir el concepto de emisividad efectiva que nos permitirá calcular la emisividad para estas superficies heterogéneas.

El concepto de emisividad efectiva lo han desarrollado recientemente Becker y sus colaboradores (Becker y otros, 1981). A continuación describiremos las bases físico-matemáticas de este concepto.

Supongamos que se observa un elemento de superficie, $d\Sigma$, desde un satélite en la dirección (θ, φ) , bajo un ángulo sólido $d\omega$, definido por su campo de visión instantáneo como se aprecia en la figura II.1.

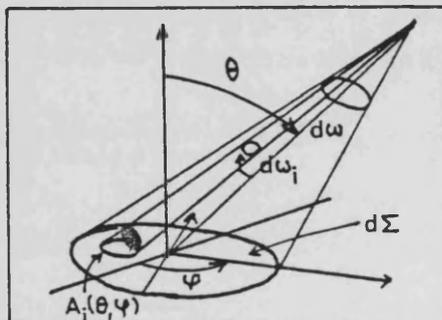


Figura II.1.- Sistema de observación desde el satélite (Becker, y otros, 1981)

Si admitimos que $d\Sigma$ está formado por N subelementos homogéneos, cada cual ocupando un área A_i y con una emisividad $\epsilon_{i\lambda}$ y una temperatura T_i . La radiación emitida por $d\Sigma$ se puede escribir como:

$$R_\lambda(\theta, \varphi) = \sum_{i=1}^N \epsilon_{i\lambda} P_i(\theta, \varphi) R_\lambda^\circ(T_i) \quad (\text{II.3})$$

donde $R_\lambda^\circ(T_i)$ es la radiación de un cuerpo negro a la temperatura T_i , dada por la fórmula de Planck (Aguilar, 1982):

$$R_\lambda^\circ(T_i) = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{e^{C_2/\lambda T_i} - 1} \quad (\text{II.4})$$

$$\text{donde } C_1 = 37418,44 \text{ W cm } \mu^4$$

$$C_2 = 14388,33 \mu\text{K}$$

$P_i(\theta, \varphi)$ es la función de partición del "pixel", dada por

$$P_i(\theta, \varphi) = \frac{A_i(\theta, \varphi)}{d\Sigma} = \frac{d\omega_i(\theta, \varphi)}{d\omega} \quad (\text{II.5})$$

que varia con la geometría de observación, pero en cualquier caso se cumple que

$$\sum_{i=1}^N P_i(\theta, \varphi) = 1 \quad (\text{II.6})$$

Las diferentes temperaturas T_i que hay en un pixel no son

muy distintas entre sí. Podemos definir una temperatura \tilde{T}

$$\tilde{T} = \sum_{i=1}^N P_i(\theta, \varphi) T_i \quad (\text{II.7})$$

siempre que $\frac{T_i - \tilde{T}}{\tilde{T}} < 10 \%$

Así podremos expresar, con una buena aproximación, la ecuación de radiación de Planck $R_\lambda^\circ(T_i)$ cerca del máximo de la emisión como (Becker y otros, 1981):

$$R_\lambda^\circ(T_i) \approx R_\lambda^\circ(\tilde{T}) \left[1 + 5 \frac{T_i - \tilde{T}}{\tilde{T}} \right] \quad (\text{II.8})$$

Es fácil demostrar ahora que la fórmula (II.3) puede escribirse como (Becker-Hechinger, 1978)(Becker, 1980b):

$$R_\lambda(\theta, \varphi) = \tilde{\epsilon}_\lambda(\theta, \varphi) R_\lambda^\circ(\tilde{T}) \left[1 + 5 h_\lambda(\theta, \varphi) \right] \quad (\text{II.9})$$

donde

$$\left\{ \begin{array}{l} \tilde{\epsilon}_\lambda(\theta, \varphi) = \sum_{i=1}^N P_i(\theta, \varphi) \epsilon_{i\lambda} \end{array} \right. \quad (\text{II.10})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} h_\lambda(\theta, \varphi) = \frac{\sum_{i=1}^N (T_i - \tilde{T}) P_i(\theta, \varphi) (\epsilon_{i\lambda} - \tilde{\epsilon}_\lambda)}{\tilde{\epsilon}_\lambda \tilde{T}} \end{array} \right. \quad (\text{II.11})$$

La temperatura y la emisividad efectiva que son características del pixel homogéneo equivalente, que vienen dadas por las expresiones (II.7) y (II.10) son significativas para definir la

temperatura radiométrica con una precisión de 0,5 K, si la ecuación

$$R_{\lambda}(\theta, \varphi) \approx \epsilon_{\lambda}(\theta, \varphi) R_{\lambda}^{\circ}(\tilde{T}) \quad (\text{II.12})$$

se satisface con una exactitud de al menos 1%. Esto conduce a que el factor de heterogeneidad, $h_{\lambda}(\theta, \varphi)$, debe satisfacer la desigualdad:

$$h_{\lambda}(\theta, \varphi) < 0,002 \quad (\text{II.13})$$

lo que generalmente es verdad.

Así cuando se quiera calcular la emisividad efectiva de la zona donde se tiene colocada una estación de medida "in situ", no tenemos más que aplicar la ecuación (II.10) de forma análoga a como se hace en la tabla II.2.

Utilizando las ecuaciones (II.7) y (II.10), podremos definir el complejo sistema radiante suelo-vegetación a partir de su temperatura efectiva y de su emisividad efectiva, determinadas por las temperaturas y emisividades de las distintas partes que forman el sistema. En el capítulo V discutiremos la representatividad de las medidas radiométricas de temperatura, pero teniendo en cuenta la ecuación II.7, resulta difícil asignar de forma inequívoca la temperatura efectiva de radiación del sistema a la de alguna de las partes del mismo.

Subelementos	ϵ	T(°C)	P _i
Agua	0,983	17	0,3
Suelo desnudo	0,8	35	0,2
Suelo cubierto	0,97	20	0,5
Parámetro efectivo	0,94	22,1	1,0
Factor de heterogeneidad	$h_{\lambda}(\theta, \rho) = 0,0017$		

Tabla II.2.- Ejemplo del cálculo de parámetros efectivos por el procedimiento de Becker (Becker y otros, 1981).

II.3.- INFLUENCIA DE LA GEOMETRIA DE OBSERVACION

Si el suelo no posee ningún tipo de cobertura vegetal la corrección debido a la emisividad no dependerá del ángulo de observación. Por el contrario si la superficie terrestre está cubierta de vegetación el problema se complica, pues ahora la temperatura "observada" será función de la proporción suelo-vegetación que "vea" y por consiguiente, la emisividad efectiva de cada parcela de terreno en la que se encuentra ubicada una estación de medida "in situ" variará de acuerdo con la geometría con que se realice la observación.

Así en observaciones bajo un determinado ángulo, el valor de la temperatura obtenida es superior a su valor real, ya que la emisividad de la vegetación es mayor que la de las demás coberturas. Siendo mayor la diferencia cuanto mayor es la inclinación de la observación (Millard y otros, 1980).

El valor de la corrección debido al ángulo con que se realiza la observación depende de que la cobertura vegetal esté uniformemente distribuida sobre la superficie del suelo o esté formando filas. En el primer caso, la corrección es mayor cuanto mayor es el ángulo de observación, y para una observación dada depende de la proporción de cobertura (Kimes, 1980). En el segundo caso la corrección se complica pues además depende de la orientación de las filas respecto a la órbita del satélite (Guyot, 1982) y del ángulo cenital, ya que no es lo mismo observar la zona sombría que la soleada (Fuchs y otros, 1967). Esta corrección se realiza teniendo en cuenta la relación entre el tamaño de los árboles y su anchura (Jackson y otros, 1979) o la separación entre árboles (Sutherland y Bartholic, 1977); de forma que para un campo de naranjos en plena producción la influencia de la geometría de observación es prácticamente nula.

La influencia de la vegetación-distribución regular en una imagen del satélite H.C.M.M., que posee una resolución sobre el terreno de 500 m x 500 m, es prácticamente despreciable. Mientras que el ángulo con que se realice la observación sí que tiene importancia; ya que no es lo mismo que observe nuestra zona verticalmente que con un ángulo de 30°, pues en este último ca-

so la densidad de cobertura puede llegar a aumentar en un 50% (Kimes y otros,1980).

II.4.- MAPA DE EMISIVIDADES DE LA ZONA DE ESTUDIO

El cálculo de la temperatura del suelo que se realiza de una forma general a partir de las medidas tomadas desde satélites artificiales, se lleva a cabo suponiendo que la superficie terrestre se comporte como un cuerpo negro, lo que como hemos dicho no es cierto. Por tanto es necesaria efectuar la correspondiente corrección, debido a los diferentes valores que presenta la emisividad en la zona que se desea estudiar.

Para realizar esta corrección, será necesario construir un mapa digital de las emisividades de la zona, con el objeto de corregir los valores de temperatura correspondientes a cada pixel. Este mapa lo determinaremos a partir de un mapa de ocupación del suelo y de un mapa geológico de la zona. Del mapa de ocupación del suelo, obtendremos la densidad de cobertura vegetal, y del geológico el tipo de suelo; con lo cual, utilizando el concepto de emisividad efectiva y los valores de la tabla II.1 podremos obtener un mapa de emisividades, que no será único ya que variará con la geometría de observación. Por tanto, para corregir cada imagen, necesitaremos previamente calcular el mapa de emisividades correspondiente a la observación con que se ha obtenido la

información de nuestra zona de trabajo.

A partir de los mapas geológicos de la zona, proporcionados por el Instituto Geológico y Minero de España (1972) y el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (Albareda, 1968), y con la ayuda del Profesor J. Sánchez, del Departamento de Edafología de la Facultad de Farmacia, hemos identificado, de acuerdo con los valores dados en la tabla II.1, cuatro clases de suelos con emisividades diferentes, que denominaremos como tipo 1, tipo 2, tipo 3 y tipo 4, con emisividades de 0,92 , 0,94 , 0,96 y 0,97 , respectivamente. Los suelos que constituyen cada uno de estos tipos vienen dados en la tabla II.3.

El mapa de la figura II.2, nos proporciona la distribución de los 4 tipos de suelos en nuestra zona de estudio. Este mapa constituye un primer intento de aproximación al problema, pudiéndose considerar como un mapa semicuantitativo de emisividades.

Consideramos que en un futuro se debe perfeccionar este mapa, teniendo en cuenta las recientes investigaciones geológicas que se están llevando a cabo en nuestra zona, por los Departamentos de Edafología de la Facultad de Farmacia y Geología de la Facultad de Biológicas, y el Instituto de Agroquímica y Tecnología de Alimentos.

Asimismo, a partir del mapa de distribución de suelos publicado por la Diputación de Valencia (1981) hemos construido de acuerdo con el criterio dado en la tabla II.4, el mapa de

Tipo	Materiales geológicos	Emisividad
1	arenas de playa, depósitos cuaternarios recientes, depósitos fluviales recientes y suelos aluviales	0,92
2	glacis y terrazas antiguas; rodano; margas carbonatadas; calizas, dolomías y arcillas cretáceas o jurásicas; cuarcitas; detrítico; depósitos aluviales interiores	0,94
3	margas arcillosas, calizas arcillosas, limos, arcillas sabulosas, calizas moladas, margas calcáreas carniolas y dolomías, pizarras arcillosas, arcillas rojas, arenisca roja	0,96
4	Keuper, arcillas miocenas, turberas	0,97

Tabla II.3. - Clasificación de los materiales geológicos de la zona, de acuerdo con el valor de su emisividad.

densidad de cobertura dado en la figura II.3, suponiendo observación perpendicular al suelo.

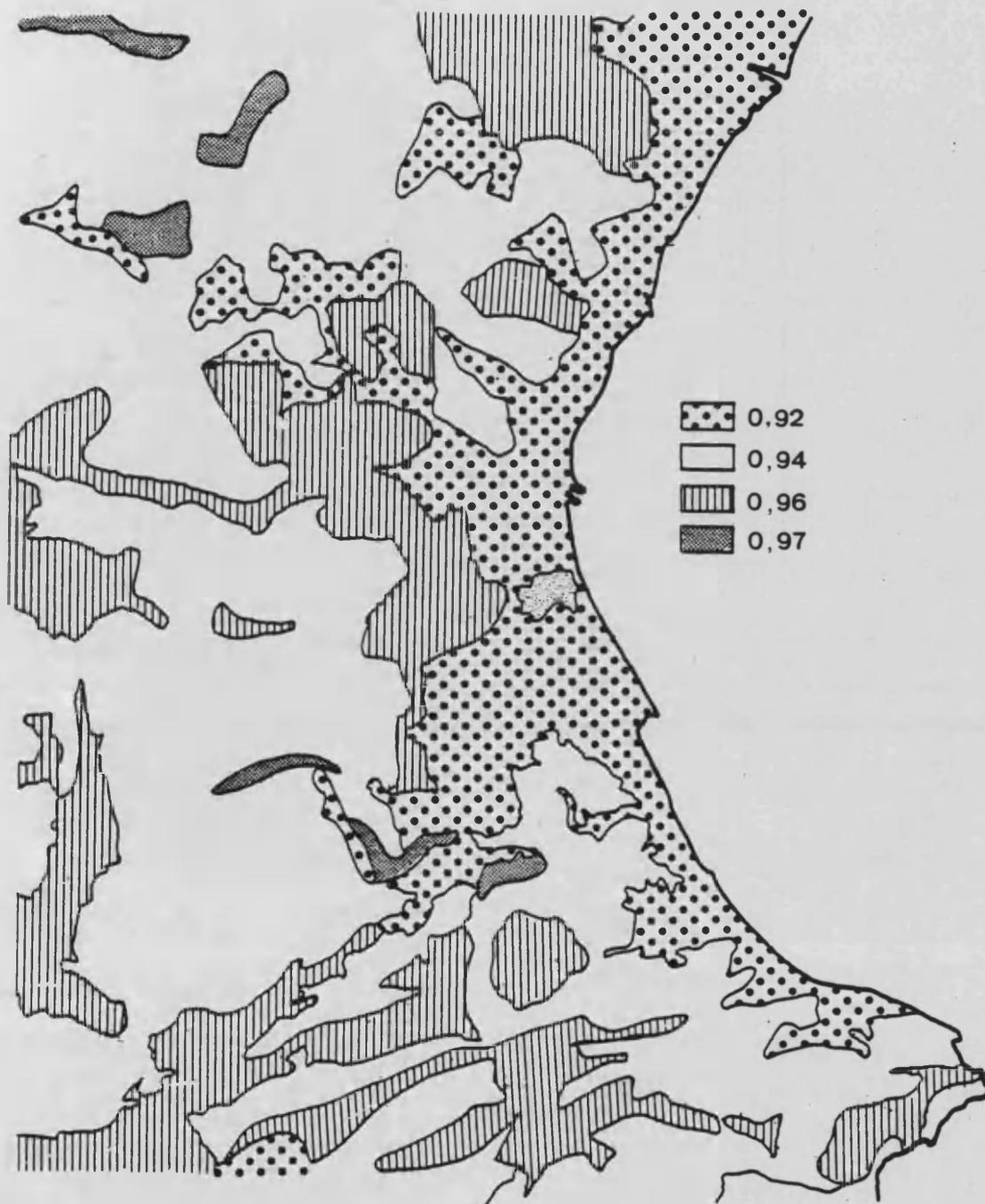


Figura II.2.- Mapa de emisividades de los distintos suelos que constituyen la zona de estudio.

Tipo de cobertura vegetal	Densidad de cobertura (%)
Naranjales.....	80
Huerta.....	50
Arboles de secano.....	50
Cereales de secano.....	90
Arrozales.....	90
Viña.....	50
bosque y matorral.....	70

Tabla II.4.- Clasificación de la cobertura vegetal de acuerdo con su densidad de cobertura.

La superposición de los mapas de las figuras II.2 y II.3, debe realizarse para cada imagen digital, ya que como hemos dicho, la proporción de cobertura vegetal varía con la geometría con que se obtiene la información de la zona de estudio. Obteniendo así para cada imagen un mapa de emisividades de la zona de estudio, que nos permite corregir sus correspondientes temperaturas aparentes.

La operación de superposición de los dos mapas, se podrá llevar a cabo de forma inmediata utilizando un ordenador, con tal de que ambos mapas se digitalicen previamente.

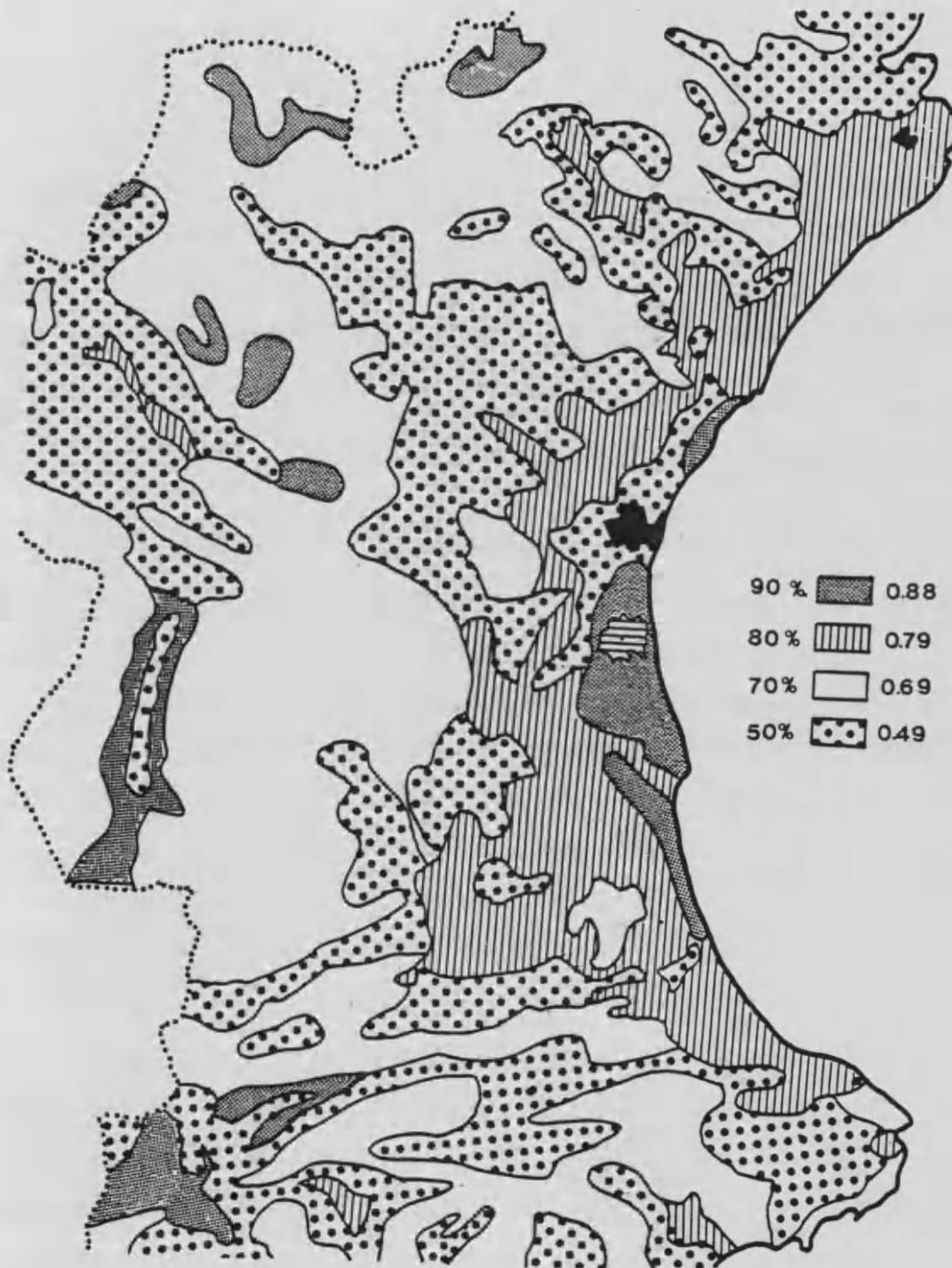


Figura II.3..- Mapa de emisividad de las distintas coberturas vegetales que se dan en la zona de estudio.

Por otra parte, utilizando los criterios descritos en este apartado, podemos asignar a cada una de las estaciones de medida de temperatura "in situ", un valor de emisividad, de forma que se puedan corregir las medidas de temperatura que proporciona el satélite para cada una de ellas. En la tabla II.5 damos los valores de emisividad de las estaciones agrometeorológicas que posee el Instituto Nacional de Meteorología en la zona de estudio, suponiendo que la observación se realice perpendicular al suelo.

II.5.- IMPORTANCIA DE LA CORRECCION DE LA EMISIVIDAD

Para tener una idea cuantitativa de la importancia de la corrección, debido a los valores de emisividad que se dan en nuestra zona, para los distintos tipos de suelos y cobertura vegetal, hemos construido las gráficas de la figura II.4, en la que representamos la variación de la temperatura corregida ($^{\circ}\text{C}$), para cada uno de los 4 tipos de emisividad que se dan en ella (0,92 , 0,94 , 0,96 , 0,97 y 0,98), frente a las temperaturas con emisividad 1, $T_{\epsilon=1}$ ($^{\circ}\text{C}$). Con el objeto de que cada una de estas relaciones nos permita corregir las temperaturas de la correspondiente zona.

Los valores de temperatura corregida, T_{ϵ} , se obtienen utilizando el procedimiento siguiente: a partir de la temperatura

Nombre de la estación	Tipo de suelo	Densidad cobertura vegetal(%)	emisividad
Alberique.....	3	50	0,967
Alcalalí.....	2	50	0,958
Almansa.....	3	50	0,967
Almusafes.....	1	50	0,949
Antella.....	2	80	0,970
Ayora.....	2	50	0,958
Bonifairó.....	1	80	0,967
Bétera.....	2	80	0,970
Callosa de Ensarriá...	4	80	0,977
Carcagente.....	1	80	0,967
Corbera.....	1	80	0,967
Cotes.....	2	80	0,970
Cullera.....	1	80	0,967
Gata.....	1	50	0,949
Liria.....	4	50	0,975
Llaurí.....	2	65	0,964
Moncofar.....	1	80	0,967
Ondara.....	1	80	0,967
Picaña.....	1	65	0,958
Piles.....	1	80	0,967
Puzol.....	1	80	0,967
Rafelcofer.....	1	80	0,967
Recatí.....	1	50	0,949
Ribarroja.....	2	65	0,964
Silla "Albudor".....	1	80	0,967
Sueca.....	1	80	0,967
Sumacárcel.....	3	70	0,972
Tormos.....	1	80	0,967
Turis.....	4	50	0,975
Villafamés.....	1	50	0,949
Villarreal "C.C.A."...	1	80	0,967
Villarreal "Perona"...	1	80	0,967
Villarreal "Planelles"	1	80	0,967
Villavieja.....	3	80	0,974

Tabla II.5.- Valores de la emisividad correspondiente a las estaciones meteorológicas, suponiendo observación perpendicular.

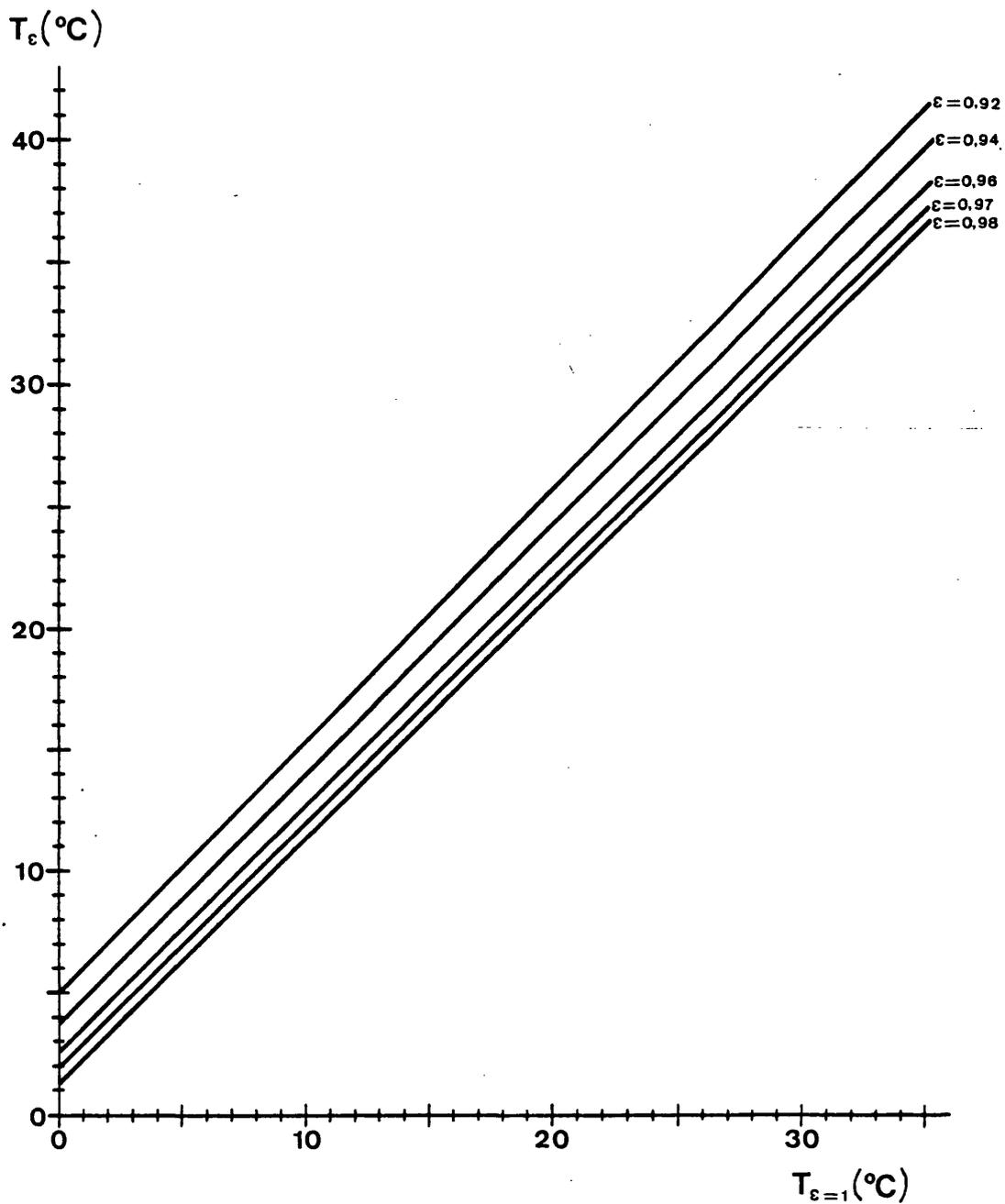


Figura II.4.- Variación de la temperatura corregida de la emisividad, T_ϵ , en función de la temperatura con emisividad 1, $T_{\epsilon=1}$, para los cinco distintos valores de emisividad que se dan en nuestra zona.

proporcionada por el satélite, el cual supone que la radiación que le llega corresponde a un cuerpo negro ($\varepsilon = 1$), se deduce aplicando la función de radiación de Planck, la radiación que le llega; a continuación se divide esta radiación por la emisividad real del suelo ($\varepsilon \neq 1$) y se obtiene la temperatura corregida, aplicando la relación de Planck en sentido inverso. En la relación de Planck se toma como longitud de onda la equivalente al intervalo de los 10,5-12,5 μm , que es de 11,3356 (Rangaswamy y Subbarayudu, 1978).

A partir de las gráficas de la figura II.4, se observa claramente que la corrección debida a la emisividad, obedece a una variación lineal con el valor de la temperatura para emisividad 1. Para los cinco valores de las emisividades estudiadas se obtienen las relaciones siguientes:

$$T_{\varepsilon = 0,98} = 1,01 T_{\varepsilon = 1} + 1,2 \quad (\text{II.14})$$

$$T_{\varepsilon = 0,97} = 1,01 T_{\varepsilon = 1} + 1,8 \quad (\text{II.15})$$

$$T_{\varepsilon = 0,96} = 1,02 T_{\varepsilon = 1} + 2,4 \quad (\text{II.16})$$

$$T_{\varepsilon = 0,94} = 1,03 T_{\varepsilon = 1} + 3,6 \quad (\text{II.17})$$

$$T_{\varepsilon = 0,92} = 1,04 T_{\varepsilon = 1} + 4,9 \quad (\text{II.18})$$

Y para la corrección debido a la emisividad, $C_{\varepsilon} (^{\circ}\text{C})$, en función de las temperaturas sin corregir, $T_{\varepsilon=1} (^{\circ}\text{C})$, las relacio-

nes obtenidas son las siguientes:

$$C_{\epsilon = 0,98} = 0,01 T_{\epsilon = 1} + 1,2 \quad (\text{II.19})$$

$$C_{\epsilon = 0,97} = 0,01 T_{\epsilon = 1} + 1,8 \quad (\text{II.20})$$

$$C_{\epsilon = 0,96} = 0,02 T_{\epsilon = 1} + 2,4 \quad (\text{II.21})$$

$$C_{\epsilon = 0,94} = 0,03 T_{\epsilon = 1} + 3,6 \quad (\text{II.22})$$

$$C_{\epsilon = 0,92} = 0,04 T_{\epsilon = 1} + 4,9 \quad (\text{II.23})$$

Como se observa a partir de estas expresiones matemáticas y de las gráficas de la figura II.5, para una emisividad dada, la corrección es insignificante entre distintas temperaturas, ya que las pendientes son próximas a la unidad. Para todo valor de la emisividad, la cantidad que sumamos a la temperatura con $\epsilon = 1$ para corregirla es diferente, siendo mayor cuanto más difiere la emisividad de la unidad. Por cada 1% de variación relativa de la emisividad se tendrá que sumar 0,6 °C a la temperatura del satélite, aproximadamente.

A modo de ejemplo, damos en la tabla II.6 los resultados de la corrección de la imagen nocturna del 7 de julio de 1978 calculada para algunas de las estaciones del I.N.M. Se considera que el ángulo de observación, para esta imagen, es nulo.

Ajustando la temperatura del satélite corregida de la emi-

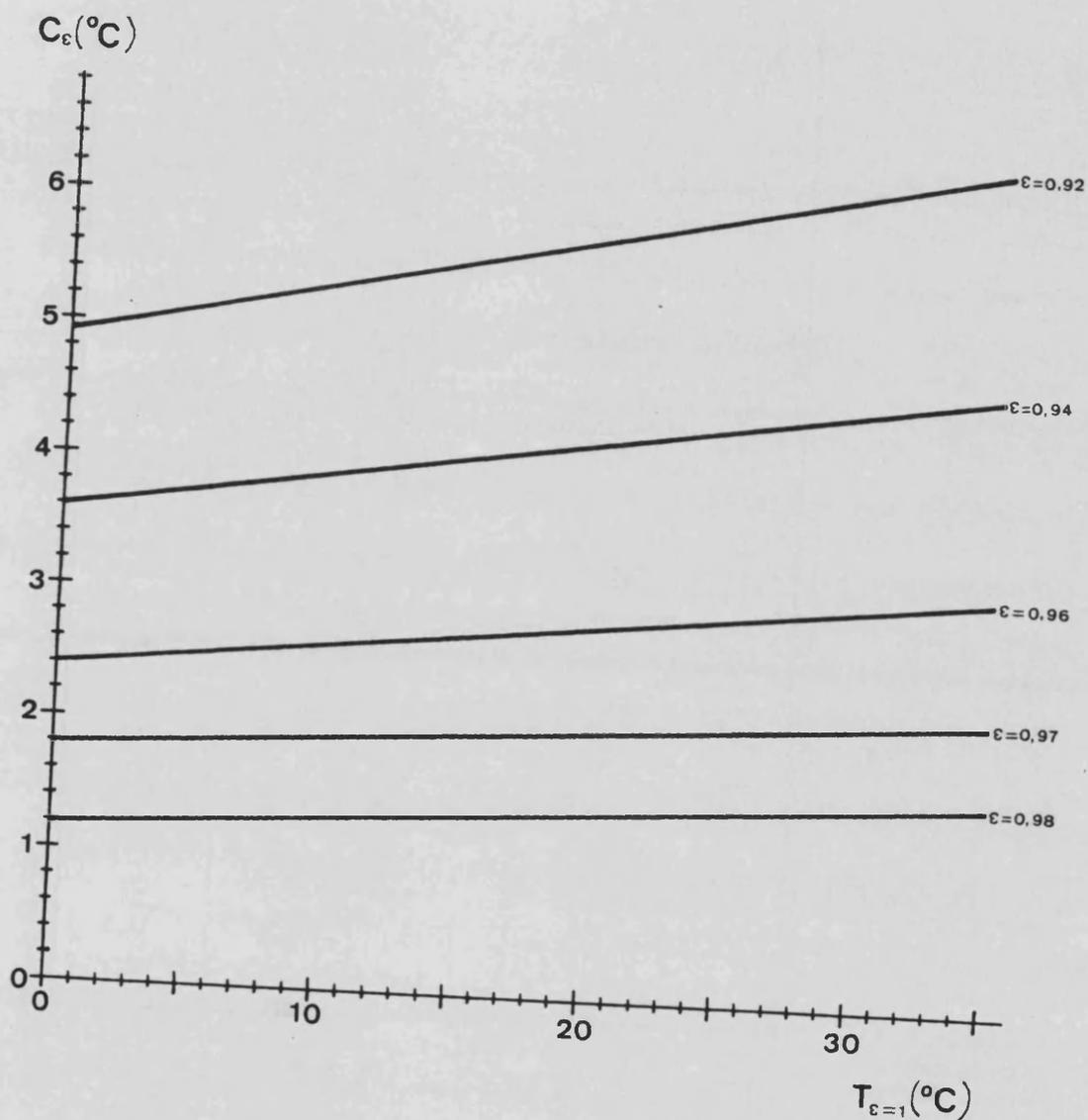


Figura II.5. - Variación de la corrección debido a la emisividad, C_ϵ , en función de la temperatura sin corregir, $T_{\epsilon=1}$, para cinco valores distintos de emisividad que se dan en la zona de estudio.

Nombre de las estaciones	T _{sat} (°C)	T _{sat} ^E (°C)	T _{I.N.M.} (°C)
Ayora.....	4,8	7,4	12,0
Almansa.....	5,6	7,6	11,8
Ribarroja.....	6,2	8,4	13,8
Alcalalf.....	7,4	10,1	13,9
Liria.....	7,1	8,7	14,0
Picaña.....	7,4	10,6	14,8
Puzol.....	7,9	10,0	13,0
Villarreal "Perona".....	7,7	9,8	13,2
Bétera.....	8,2	10,1	15,2
Callosa de Ensarriá.....	8,3	9,7	13,5
Moncofar.....	8,2	10,3	14,0
Gata.....	8,5	11,8	13,8
Silla "Albudor".....	8,6	10,7	13,7
Tormos.....	8,6	10,7	14,5
Rafelcofer.....	9,0	11,1	15,2
Villarreal "C.C.A.".....	8,9	11,0	15,6
Cullera.....	9,1	11,2	16,0
Corbera.....	9,1	11,2	16,2
Cotes.....	8,9	10,7	16,2
Piles.....	9,2	11,3	14,3
Sumacárcel.....	9,4	11,2	16,0
Carcagente.....	9,4	11,5	17,0
Alberique.....	9,6	11,7	16,2
Benifairó.....	9,6	11,7	15,3
Antella.....	10,1	12,0	14,8
Sueca.....	11,6	13,7	16,4

Tabla II.6.- Temperatura proporcionada por el satélite durante su paso nocturno el día 7 de julio de 1978: iniciales, T_{sat}, corregidas de la emisividad del suelo, T_{sat}^E, y proporcionada por las garitas meteorológicas, T_{I.N.M.}. Se estima que tanto las temperaturas aparentes corregidas como las registradas "in situ" vienen afectadas de un error de ±0,5°C.

sividad, T_{sat}^{ϵ} ($^{\circ}\text{C}$), con la temperatura registrada "in situ", $T_{I.N.M.}$ ($^{\circ}\text{C}$), se obtiene la siguiente relación:

$$T_{I.N.M.} = 0,74 T_{sat}^{\epsilon} + 6,8 \quad r = 0,75 \quad (\text{II.24})$$

donde r es el coeficiente de correlación lineal. Este ajuste se ha representado en la figura II.6.

Si se compara esta relación con lo que se obtiene al correlacionar directamente la T_{sat} ($^{\circ}\text{C}$) con la $T_{I.N.M.}$ ($^{\circ}\text{C}$), que es la siguiente:

$$T_{I.N.M.} = 0,76 T_{sat} + 8,2 \quad r = 0,79 \quad (\text{II.25})$$

donde r es el coeficiente de correlación lineal, esta ecuación viene representada también en la figura II.6.

Se observa que son dos rectas prácticamente paralelas y que se diferencian en que la ordenada en el origen es 1.4°C mayor en una que en la otra, como consecuencia de la corrección debido a la emisividad, que es de $1,9^{\circ}\text{C}$ en término medio, ya que nuestra zona de estudio viene caracterizada por una emisividad de $0,97$ como se deduce a partir de los valores dados en la tabla II.5. Así los calibrados que se hacen en los capítulos siguientes, utilizando las medidas de temperatura del satélite sin corregir de la emisividad, serán válidos solamente para las zonas de emisividad $0,97$, que por otra parte son la mayoría. Para las zonas con emisividad distinta, habría que hacer una corrección adicional.

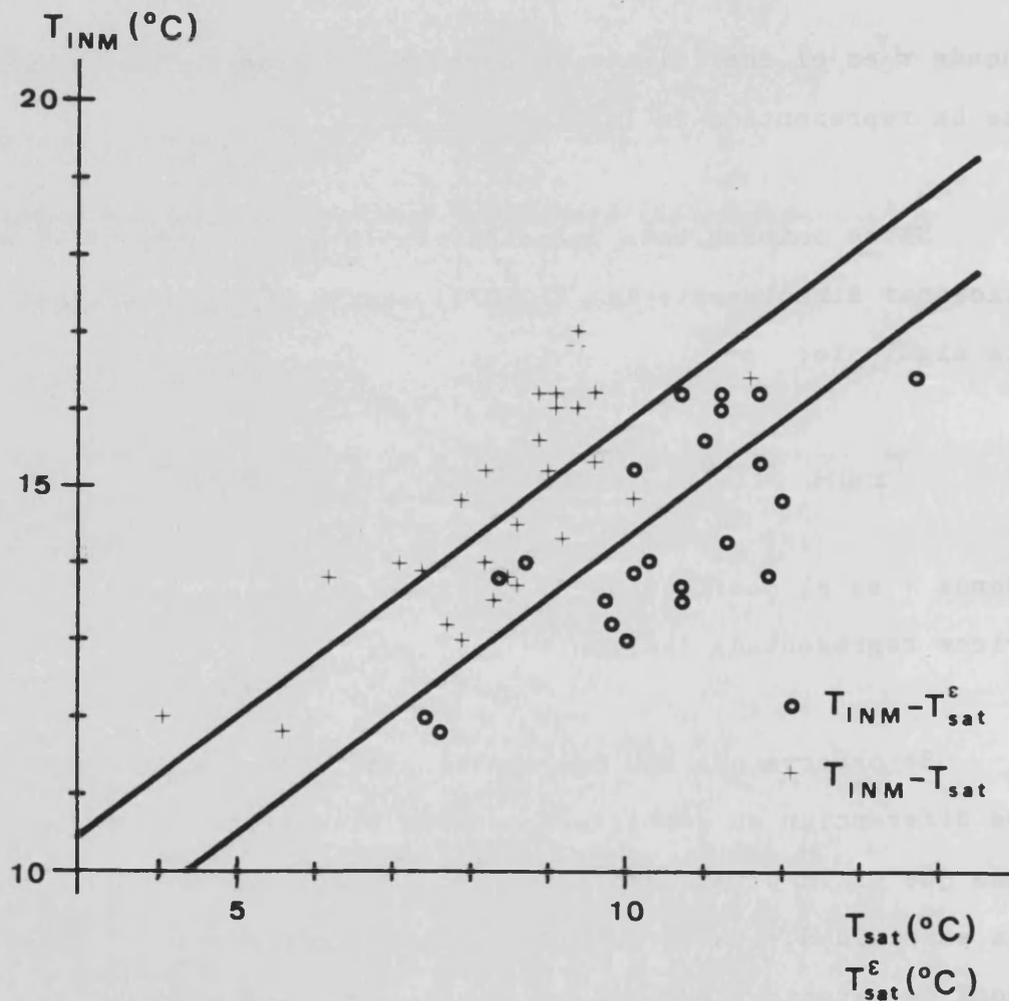


Figura II.6.- Correlaciones entre las temperaturas registradas "in situ" $T_{I.N.M.}$ ($^{\circ}C$), con la proporcionada por el satélite, T_{sat} ($^{\circ}C$), y con éstas corregidas de la emisividad, T_{sat}^E ($^{\circ}C$), para el paso nocturno del satélite el día 7 de julio de 1978.

CAPITULO III

LA CORRECCION ATMOSFERICA

III.1.- INTRODUCCION

En este capítulo se trata el problema de la atenuación sufrida por la señal que llega al satélite, como consecuencia de haber atravesado la atmósfera.

Nos ocuparemos solamente de la corrección de la señal infrarroja térmica, que aunque débil no es despreciable. Y no aplicaremos corrección en el visible-infrarrojo próximo, pues en este intervalo de longitudes de onda la atmósfera se comporta como un medio prácticamente transparente, siendo la corrección atmosférica muy débil, como han puesto de manifiesto recientemente diferentes investigaciones (Descamps y otros,1982),(Park y Deering, 1982), (Mekler y Kaufman,1982),(Dias y otros,1981,1982),(Maracci, 1979).

En primer lugar, en la sección III.2, compararemos entre sí

los diferentes modelos de corrección atmosférica del infrarrojo térmico que recoge la bibliografía, con objeto de estudiar el resultado de aplicar uno u otro a las imágenes de temperatura aparente de nuestra zona, obtenidas por el satélite H.C.M.M.

A continuación, en el apartado III.3.1, veremos que la aplicación de un determinado modelo depende de la finalidad que persegamos al corregir del efecto de la atmósfera. Si lo que pretendemos es corregir una única imagen pueden utilizarse modelos menos precisos, puesto que la comparación entre los valores de temperatura de dicha imagen vendrá afectada sistemáticamente del mismo error. Pero si por el contrario, lo que buscamos es comparar imágenes entre sí, deberemos usar un modelo que tenga en cuenta adecuadamente la corrección debida al ángulo de observación. Sólo en el caso de que queramos conocer el valor de la corrección atmosférica con gran precisión, usaremos un modelo en el que se considere, además del valor del ángulo de observación, el valor exacto del coeficiente de absorción atmosférico, y no haga la hipótesis de suponer que la radiación que llega al satélite es monocromática.

Además, en la sección III.3.2, estudiaremos el problema de la extrapolación de los radiosondeos llevados a cabo por el Instituto Nacional de Meteorología en Madrid-Barajas y Palma de Mallorca a Valencia, pues en Valencia no se realizan radiosondeos.

Y por último, en la sección III.4, aplicaremos la corrección atmosférica a la imagen de temperaturas aparentes del 7 de julio

de 1978 y veremos que la corrección atmosférica es lineal con la temperatura del suelo. Y obtendremos el valor del coeficiente de transmisión que presenta la atmósfera a la radiación infrarroja, en el intervalo espectral de los 10,5-12,5 μ m, durante un día despejado, en función lógicamente del modelo utilizado.

III.2.- MÉTODOS DE CÁLCULO

La determinación de la temperatura de la superficie de la Tierra la realiza el satélite H.C.M.M. a partir de las medidas de la radiación terrestre, en la banda de longitud de onda comprendida entre los 10,5 y los 12,5 μ m, que le llegan después de atravesar la atmósfera.

Es evidente, no obstante, que estas medidas no pueden conducirnos directamente al conocimiento de la temperatura de la superficie del suelo, ya que la presencia de la propia atmósfera perturba la radiación emitida por el suelo. De ahí el nombre de temperatura aparente, que hemos dado a la medida de temperatura que realiza el satélite.

Y por ello será imprescindible, si queremos utilizar las temperaturas aparentes como temperaturas de la superficie del suelo, corregir la perturbación que introduce la atmósfera.

La escasa opacidad que presenta la atmósfera en la región de los 10,5-12,5 μ m, hace que la temperatura "observada" por el satélite sea ligeramente menor que la temperatura real de la superficie. En esta región del espectro la absorción por el vapor de agua es muy superior a la de los demás componentes atmosféricos (Deepak y otros,1980), como claramente se aprecia en la figura III.1, excepto para atmósferas contaminadas y calimas (Bignell y otros,1963).

Así, la corrección debido a la atenuación atmosférica de las medidas del satélite se podrá estimar a través de la integración numérica de la ecuación de transferencia radiativa para una atmósfera compuesta exclusivamente por vapor de agua. Y tratar la atenuación causada por la existencia de aerosoles como un factor correctivo a los valores así obtenidos (Hess,1959).

La solución general de la ecuación de la transferencia radiativa a través de la atmósfera, que hemos esquematizado en la figura III.2, viene dada (Campbell,1980),(Chandrascklar, 1960) por:

$$I(\nu)_m = I_0(\nu) e^{-\int_{m=0}^m k(\nu, m) dm} + \quad (1) \quad (III.1)$$

$$+ \int_{m=0}^m k(\nu, m) B(\nu, m) e^{-\int_{m'=m}^m k(\nu, m') dm'} dm \quad (2)$$

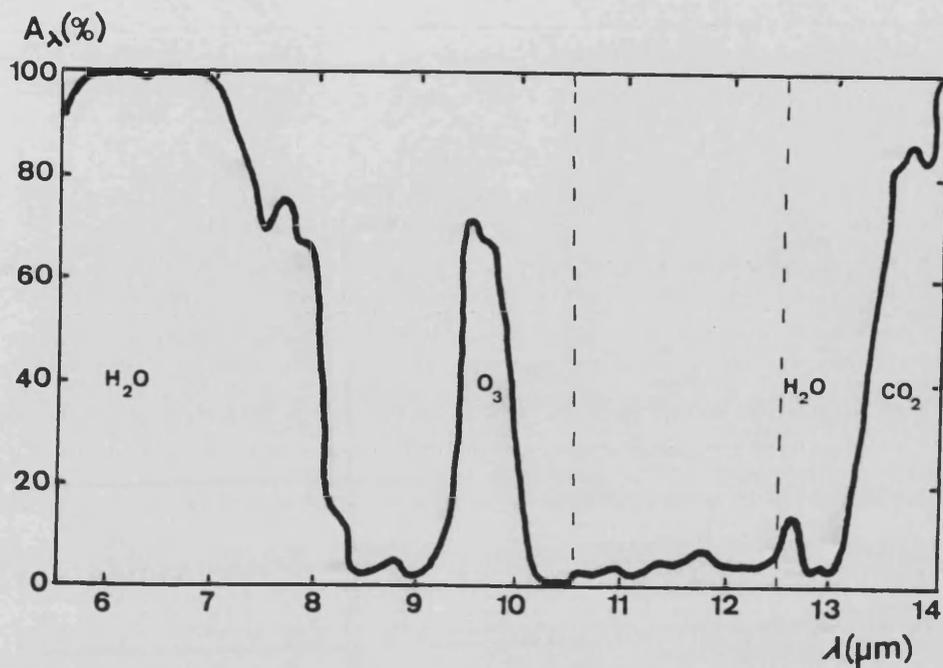


Figura III.1.- Detalle del espectro de absorción de la atmósfera, en el que hemos señalado, por medio de una línea a trazos, la región espectral en la que el satélite mide la radiación procedente de la Tierra.

donde $I(\nu)_m$ representa la radiación emergente

(1) es la parte transmitida de la radiación incidente,

$I_0(\nu)$, que se obtiene con sólo aplicar la ley de

Beer (Fleagle y Businger, 1963)

y (2) es la parte emitida, suponiendo que la atmósfera

se comporte como un cuerpo gris (Houghton, 1977)

Si suponemos, como hemos dicho, que la atmósfera está compuesta sólo de vapor de agua, la expresión (III.1) se transforma en la ecuación de transferencia radiativa a través de la ca-

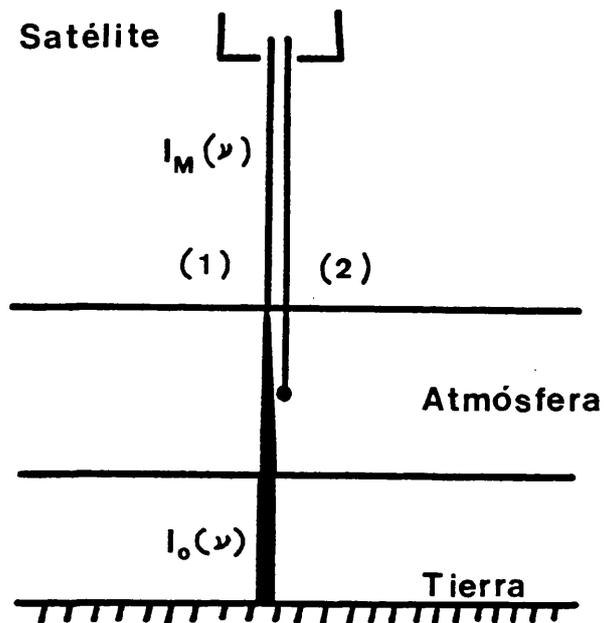


Figura III.2.- Esquema aclaratorio de la ecuación de transferencia radiativa a través de la atmósfera (Caselles, 1980).

pa que contiene el vapor de agua atmosférico, sin más que tomar:

$k(\nu, m)$ como el coeficiente de absorción del vapor de agua para la frecuencia, ν , correspondiente a la longitud de onda comprendida entre los 10,5 y los 12,5 μm , y $B(\nu, m)$ como la función de Planck de la radiación de un cuerpo negro.

donde m representa la masa del vapor de agua.

La solución numérica de la ecuación III.1 no es posible, ya que las funciones $k(\nu, m)$ y $B(\nu, m)$ no se conocen, puesto que el vapor de agua sufre continuas variaciones locales (Donn, 1978). Para resolver dicha ecuación se utilizan diferentes modelos, que describiremos en el apartado siguiente, los cuales permiten transformarla en otra expresión más simple, cuya solución se obtenga sin más que sustituir en ella los datos de temperatura, presión, humedad relativa y altitud geopotencial que proporcionan los radiosondeos meteorológicos.

III.2.1.- MODELO RADTRA

Este modelo, desarrollado por Rangaswamy y Subbarayudu (1978), consiste en dividir horizontalmente la atmósfera en suficientes capas delgadas, en las que podamos tomar el valor medio para las variables $k(\nu, m)$ y $B(\nu, m)$. Así la ecuación (III.1) para cada capa se podrá escribir, suponiendo que la radiación espectral en la banda de los 10,5-12,5 μm se puede considerar como monocromática con una longitud de onda de 11,3356 μm , (Cogan y Willard, 1974) como:

$$I_n = I_{n-1} e^{-k_n M_n} + B_n (1 - e^{-k_n M_n}) \quad (\text{III.2})$$

donde M_n representa la masa del vapor de agua para la capa n -ésima, y viene dada por

$$M_n = (\Delta h)_n \rho_{v_n} \quad (\text{III.3})$$

siendo $(\Delta h)_n$ el espesor de la capa n -ésima, y ρ_{v_n} el valor de la densidad del vapor de agua para ella.

I_{n-1} es la intensidad que entra en la capa n procedente de la $n-1$, y

I_n es la emergente de la n -ésima capa.

k_n es el coeficiente de absorción medio de la capa n -ésima.

B_n es la función de radiación de Planck, que depende del valor medio de la temperatura, de la capa n -ésima.

III.2.1.1.-ESTRATIFICACION DE LA ATMOSFERA

La división de la atmósfera en suficientes estratos horizontales, se hace partiendo de los valores de presión, P , que proporciona el radiosondeo y generando entre cada dos de los niveles iniciales, obtenidos a partir de los datos del radiosondeo, unos niveles secundarios de acuerdo con la siguiente regla:

Si	$P > 800 \text{ mb}$	toma	$P = 10 \text{ mb}$
Si	$500 < P \leq 800 \text{ mb}$	toma	$P = 25 \text{ mb}$
Si	$400 < P \leq 500 \text{ mb}$	toma	$P = 50 \text{ mb}$
Si	$300 < P \leq 400 \text{ mb}$	toma	$P = 100 \text{ mb}$
Si	$P \leq 300 \text{ mb}$	se supone que la humedad relativa es cero.	

Como ejemplo, en la tabla III.1 mostramos la estratificación que hemos realizado de la atmósfera a partir de los datos iniciales del radiosondeo utilizado por Price (1980b) que aparecen señalados con un asterisco. Los valores de temperatura, presión de vapor y altura geopotencial correspondientes a los niveles auxiliares de presión se obtienen, suponiendo la aproximación hidrostática, tomando una variación lineal de la temperatura virtual con la altura geopotencial y una variación exponencial de la presión de vapor con la altura geopotencial entre dos puntos de medida adyacentes del radiosondeo, utilizando el siguiente procedimiento:

A partir de los valores de temperatura proporcionados por el radiosondeo, se determinan sus correspondientes valores virtuales, sin más que aplicar la ecuación (Morán, 1944):

$$T_v = \frac{T}{1 - 0,379 \frac{e}{P}} \quad (\text{III.4})$$

P(mb)	T(K)	T _v (K)	e(mb)	h(mgp)
1.030*	297,2	300,0	24,9	0
1.020	296,6	299,3	24,1	80
1.010	295,9	298,5	23,1	171
1.000	295,2	297,7	22,3	263
990	294,5	297,0	21,6	343
980*	293,8	296,2	20,7	435
970	293,4	295,7	20,2	522
960	292,9	295,2	19,7	609
950	292,4	294,7	19,2	696
940	291,9	294,1	18,6	800
930*	291,4	293,6	18,1	889
920	290,9	293,0	17,3	986
910	290,5	292,5	16,7	1.068
900	289,9	291,9	16,1	1,166
890	289,4	291,3	15,4	1.264
880*	288,9	290,7	14,8	1,362
870	288,3	290,1	14,2	1.460
860	287,8	289,5	13,6	1.558
850	287,2	288,9	13,0	1.655

Tabla III.1.- Valores iniciales proporcionados por el radiosondeo utilizado por Price (1980b), señalados por un asterisco, y los valores generados a partir de éstos.

P(mb)	T(K)	T _v (K)	e(mb)	h(mgp)
840	286,7	288,3	12,5	1.753
830*	286,1	287,7	12,0	1.859
820	285,7	287,1	10,7	1.967
810	285,3	286,6	9,7	2.057
800	284,8	286,0	8,7	2.165
775	283,6	284,5	6,6	2.435
750*	282,3	283,0	5,0	2,708
725	281,0	281,6	4,0	2.991
700	279,7	280,2	3,3	3.274
675	278,3	278,7	2,6	3.578
650	276,9	277,2	2,1	3.881
625	275,3	275,6	1,7	4.205
600*	273,8	274,0	1,3	4.532
575	271,6	271,8	1,0	4.869
550	269,4	269,5	0,8	5.222
525	267,0	267,1	0,6	5.589
500	264,5	264,6	0,4	5.972
450	259,3	259,3	0,2	6.785
400	253,6	253,6	0,1	7.658
300*	240,0	240,0	0,0	9.753

Tabla III.1.- (Continuación)

donde T es la temperatura (K)

T_v es la temperatura virtual (K). Se llama temperatura virtual de una masa de aire húmedo, la temperatura del aire seco que, a la misma presión, tiene la misma densidad.

e es la presión del vapor de agua.

p es la presión atmosférica.

A continuación, se calculan los valores de la temperatura virtual de los niveles generados, T_{v_i} , a partir de los valores de presión de dicho nivel, p_i , y de los valores de presión, p_1 y p_2 , y temperatura virtual T_{v_1} y T_{v_2} , de los dos niveles adyacentes del radiosondeo, de acuerdo con la expresión (Rangaswamy y Subbarayudu, 1978):

$$T_{v_i} = \frac{T_{v_2}}{\left(\frac{p_i}{p_1}\right)^{\frac{\ln(T_{v_1}/T_{v_2})}{\ln(p_2/p_1)}}} \quad (\text{III.5})$$

Una vez determinados los T_{v_i} , podremos hallar las alturas geopotenciales correspondientes a partir de las alturas geopotenciales, H_1 , proporcionadas por el radiosondeo, de acuerdo con la relación:

$$H_i = H_1 + \frac{R}{GM} (T_{v_i} - T_{v_1}) \frac{\ln(p_2/p_1)}{\ln(T_{v_1}/T_{v_2})} \quad (\text{III.6})$$

donde $R =$ constante universal de los gases ($8.314,36 \text{ JK}^{-1} \text{ kmol}^{-1}$)

$$G = 9,800 \text{ m/s}^2$$

$$M = \text{peso molecular del aire seco (28,966 gr/mol)}$$

Obtenidas las alturas geopotenciales H_i , se determinan las presiones de vapor de cada nivel, e_i , a partir de los valores de los niveles del radiosondeo, e_1 y e_2 , de acuerdo con la expresión:

$$e_i = e_1 \exp \left[\left(\frac{H_i - H_1}{H_2 - H_1} \right) \ln \frac{e_2}{e_1} \right] \quad (\text{III.7})$$

Determinados los valores de la presión parcial (e_i), presión total (p_i) y temperatura virtual (T_{v_i}) de cada nivel generado, podemos determinar su temperatura (K), sin más que aplicar la definición de temperatura virtual dada por la ecuación (III.4):

$$T_i = T_{v_i} \left[1 - 0,379 \frac{e_i}{p_i} \right] \quad (\text{III.8})$$

III.2.1.2.- CALCULO DE LOS PARAMETROS DE CADA CAPA

Utilizando los valores de temperatura, T_1 y T_2 , presión; p_1 y p_2 , y presión de vapor, e_1 y e_2 , de dos niveles contiguos

del radiosondeo, se podrán determinar los valores medios de temperatura, \bar{T} , presión, \bar{p} , y presión de vapor, \bar{e} , de la capa homogénea que definen, sin más que suponer una disminución lineal de la temperatura con la altura y una disminución exponencial de la presión de vapor de agua con la altura dentro de cada capa. Así resultan las expresiones siguientes (Caselles, 1980):

$$\bar{T} = \frac{T_1 + T_2}{2} \quad (\text{III.9})$$

$$\bar{e} = \frac{1}{\cos \theta} \frac{e_1 - e_2}{\ln(e_2/e_1)} \quad (\text{III.10})$$

$$\bar{p} = \frac{p_1}{\left(\frac{T_{v_2}}{T_{v_1}} - 1\right)^{4,5}} \left[\left(\frac{T_{v_2}}{T_{v_1}}\right)^{4,5} - 1 \right] \quad (\text{III.11})$$

donde θ es el ángulo, respecto de la normal, con que observa el satélite cada punto de la superficie terrestre.

De esta forma, a partir de la ecuación (III.2), calculando k_n , B_n y M_n en función de los valores medios de presión, temperatura, humedad y espesor de cada capa, y partiendo de la intensidad de la radiación terrestre, I_0 , podremos por medio de un proceso reiterativo, calcular la intensidad de la radiación que después de atravesar la capa de vapor de agua que contiene la atmósfera llega al satélite. Y a partir de ella mediante la

inversión de la ecuación de Planck, podremos determinar la temperatura corregida.

III.2.1.3.- CALCULO DEL VALOR MEDIO DEL COEFICIENTE DE ABSORCION PARA CADA CAPA

De acuerdo con la experiencia de Bignell (Bignell,1970), el coeficiente de absorción másico para cada capa, k_n (cm^2/gr), se puede escribir como

$$k_n = f_1(T_n) k_1 \frac{p_n}{10^5} + f_2(T_n) k_2 \frac{e_n}{10^5} \quad (\text{III.12})$$

donde

$$f_1(T_n) = 1 - 0,005(303 - T_n) \quad (\text{III.13})$$

$$f_2(T_n) = 1 + 0,02(303 - T_n) \quad (\text{III.14})$$

siendo T_n la temperatura media de la capa n (K)

e_n la presión parcial media del vapor de agua de la capa n (mb)

p_n la presión media de la capa n (mb)

El valor de $0,10 \text{ cm}^2/\text{gr}$ para el coeficiente k_1 , obtenido

por Burch (Burch,1970), es aceptado universalmente, mientras que para el valor del coeficiente k_2 , se aceptan dos posibles valores: $3,2 \text{ cm}^2/\text{gr}$ (Burch,1970) y $10 \text{ cm}^2/\text{gr}$ (Bignell,1970).

El hecho de que se puedan tomar dos valores sustancialmente diferentes de k_2 , conduce a que los resultados de la corrección atmosférica utilizando uno u otro serán diferentes.

Así, por ejemplo, si aplicamos el modelo RADTRA al radio-sondeo de la tabla III.1 tomando como temperatura del suelo $297,2 \text{ K}$ y sustituimos k_2 por sus dos valores encontrados, se obtiene (tabla III.2) que la corrección atmosférica varía sustancialmente, como pone de manifiesto la figura III.3, en la que representamos la variación con la altura de la corrección atmosférica.

La corrección atmosférica total para $k_2 = 3,2 \text{ cm}^2/\text{gr}$ es de $3,1 \text{ K}$, mientras que para $k_2 = 10 \text{ cm}^2/\text{gr}$ es de $4,7 \text{ K}$. Una diferencia de $1,6 \text{ K}$ para una temperatura de $297,2 \text{ K}$.

A estos mismos resultados (figura III.4) ha llegado Nieuwenhuis (1980), quien, para un sondeo diferente al que hemos usado nosotros, calcula la corrección atmosférica, $\Delta T(\text{K})$, para dos temperaturas de la superficie de 300 y 315 K , usando el modelo RADTRA con los dos valores de k_2 : $3,2$ y $10,0 \text{ cm}^2/\text{gr}$.

Por consiguiente, se deduce, que la mayor fuente de error en la determinación de la corrección atmosférica, está asociada

P(mb)	T(K)	e(mb)	h(mgp)	RADTRA				WINDOW	
				$k_2 = 10$		$\bar{k}_2 = 3,2$		$k_2 = 10$	
				T_c (K)	ΔT (K)	T_c (K)	ΔT (K)	T_c (K)	ΔT (K)
1.030	297,2	25,0	0	297,2	0,0	297,2	0,0	297,2	0,0
980	293,8	20,8	435	296,9	0,3	297,0	0,2	296,8	0,4
930	291,4	18,1	889	296,0	1,2	296,6	0,8	296,0	1,2
880	288,9	14,8	1.362	295,1	2,1	296,0	1,2	295,2	2,0
830	286,1	12,0	1.859	294,2	3,0	295,5	1,7	294,3	2,9
750	282,3	5,0	2.708	293,3	3,9	294,9	2,3	293,4	3,8
600	273,8	1,3	4.532	292,7	4,5	294,3	2,9	292,7	4,5
300	240,0	0,0	9.753	292,5	4,7	294,1	3,1	292,4	4,8

Tabla III.2. - Valores de la temperatura corregida, T_c , y corrección atmosférica, ΔT , para los datos del sondeo de la tabla III.1, obtenidos aplicando los modelos RADTRA (con los dos valores posibles de k_2) y WINDOW (modelo que estudiaremos a continuación)

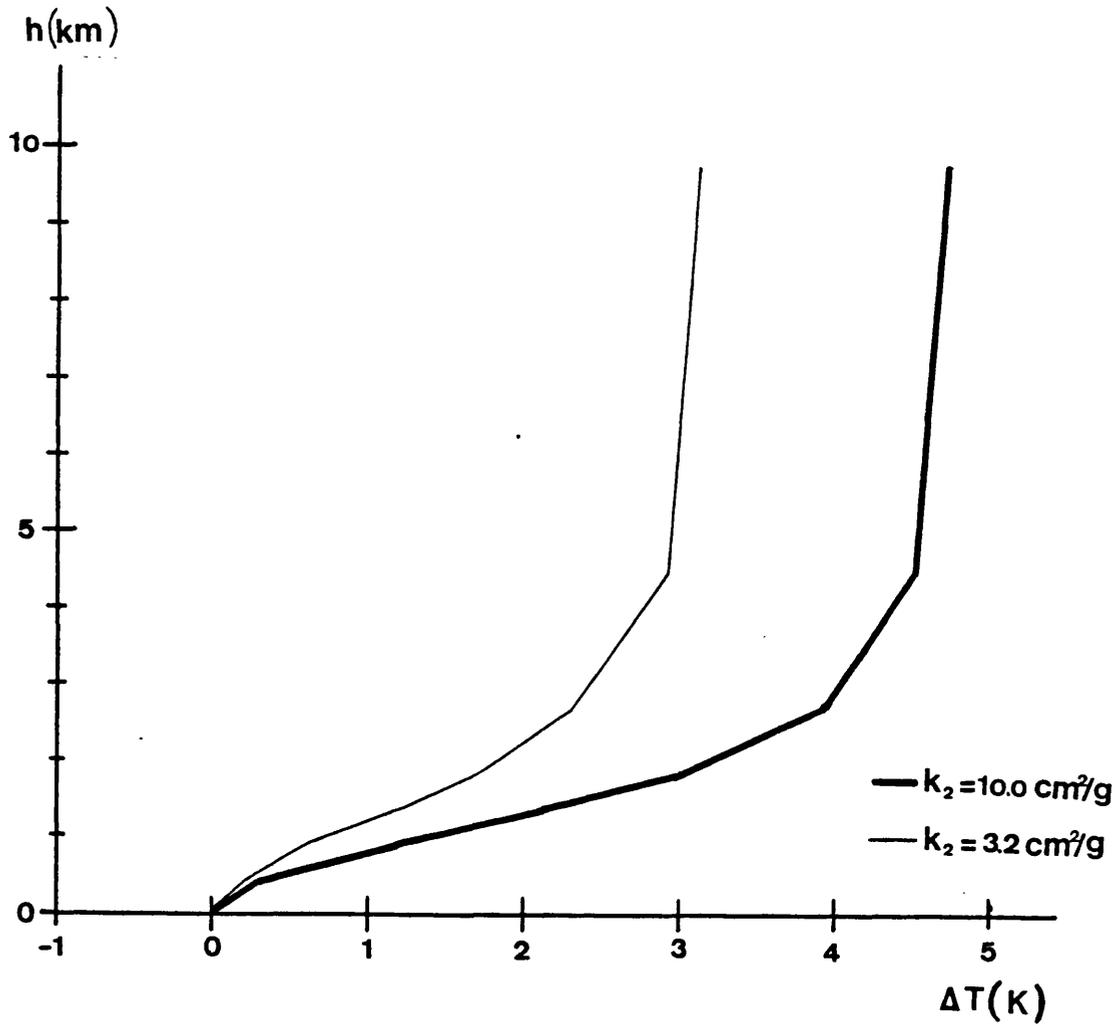


Figura III.3.- Variación con la altura, h , de la corrección atmosférica, ΔT , que se obtiene aplicando el modelo RADTRA a una temperatura del suelo de 297,2 K y los datos del radiosondeo de la tabla III.1.

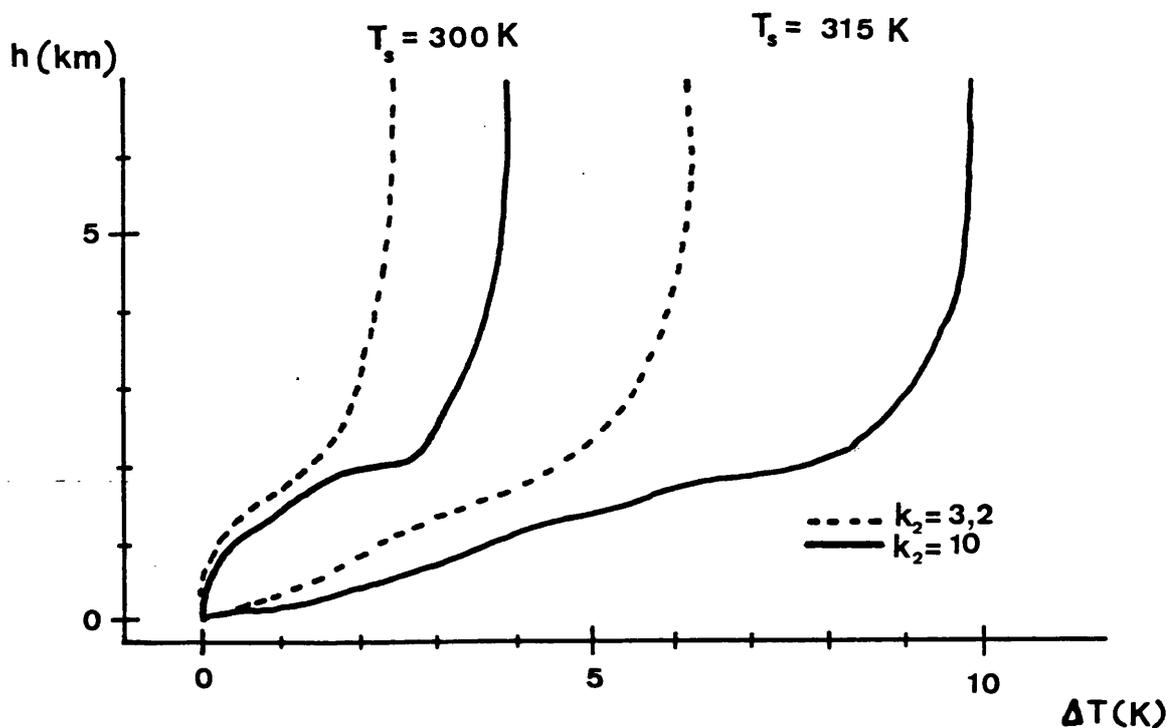


Figura III.4. - Variación de la corrección atmosférica, ΔT , con la altura, h , para dos temperaturas del suelo de 300 y 315 K (Nieuwenhuis, 1980)

al desconocimiento del valor del coeficiente de absorción para el vapor de agua en el intervalo de los 10,5 a los 12,5 μm . Esto se debe a la gran dificultad que presenta la realización de medidas exactas en el laboratorio para dicho coeficiente.

El hecho de utilizar uno u otro valor de k_2 , introduce diferencias mucho mayores en el valor de la corrección atmosférica que la aplicación de uno u otro modelo como veremos a continuación.

III.2.2.- MODELO WINDOW

El modelo WINDOW, desarrollado por Price (1980b), es el modelo RADTRA corregido de algunos errores que detectaron en él los usuarios del satélite H.C.M.M. Este modelo utiliza como k_2 el valor de $10 \text{ cm}^2/\text{gr}$.

Las discrepancias existentes entre los dos modelos, se refieren a la forma de dividir la atmósfera en estratos y al modo de determinar los valores de temperatura, presión de vapor y presión de los niveles generados a partir de los datos que proporciona el radiosondeo.

En el modelo WINDOW se supone una variación lineal de la temperatura y presión de vapor entre los niveles definidos por el radiosondeo. Así las ecuaciones (III.7) y (III.8) en este modelo pasan a ser

$$e_{i+1} = e_i + \frac{e_2 - e_1}{P_2 - P_1} (P_{i+1} - P_i) \quad (\text{III.15})$$

$$T_{i+1} = T_i + \frac{T_2 - T_1}{P_2 - P_1} (P_{i+1} - P_i) \quad (\text{III.16})$$

donde i e $i+1$ se refieren a dos niveles consecutivos generados entre dos niveles adyacentes del radiosondeo, representados por el 1 y el 2.

Estas diferencias son de poca importancia, como muestran los valores de la tabla III.2 (dada anteriormente), que son el resultado de aplicar el modelo RADTRA, con $k_2 = 10 \text{ cm}^2/\text{gr}$, y el modelo WINDOW al radiosondeo de la tabla III.1 para una temperatura de 297,2 K. Para este valor de la temperatura el modelo RADTRA ($k_2 = 10 \text{ cm}^2/\text{gr}$) proporciona una corrección atmosférica de 4,7 K, mientras que el WINDOW obtiene un valor de 4,8 K. La diferencia es prácticamente insignificante.

La geometría con que se realiza la observación es importante, ya que el camino óptico reconocido, y por tanto el espesor de atmósfera atravesado, es diferente según el valor del ángulo cenital θ con que el satélite observa cada punto de la superficie terrestre.

La influencia de la geometría de observación en el valor de la corrección atmosférica tiene lugar sólo para ángulos θ grandes. En las gráficas de la figura III.5 se observa que la corrección atmosférica es la misma, prácticamente, para ángulos θ menores de $13,6^\circ$, mientras que para $\theta = 30^\circ$ la temperatura corregida es 1 K mayor, en término medio, que para $\theta = 0^\circ$, para un radiosondeo dado.

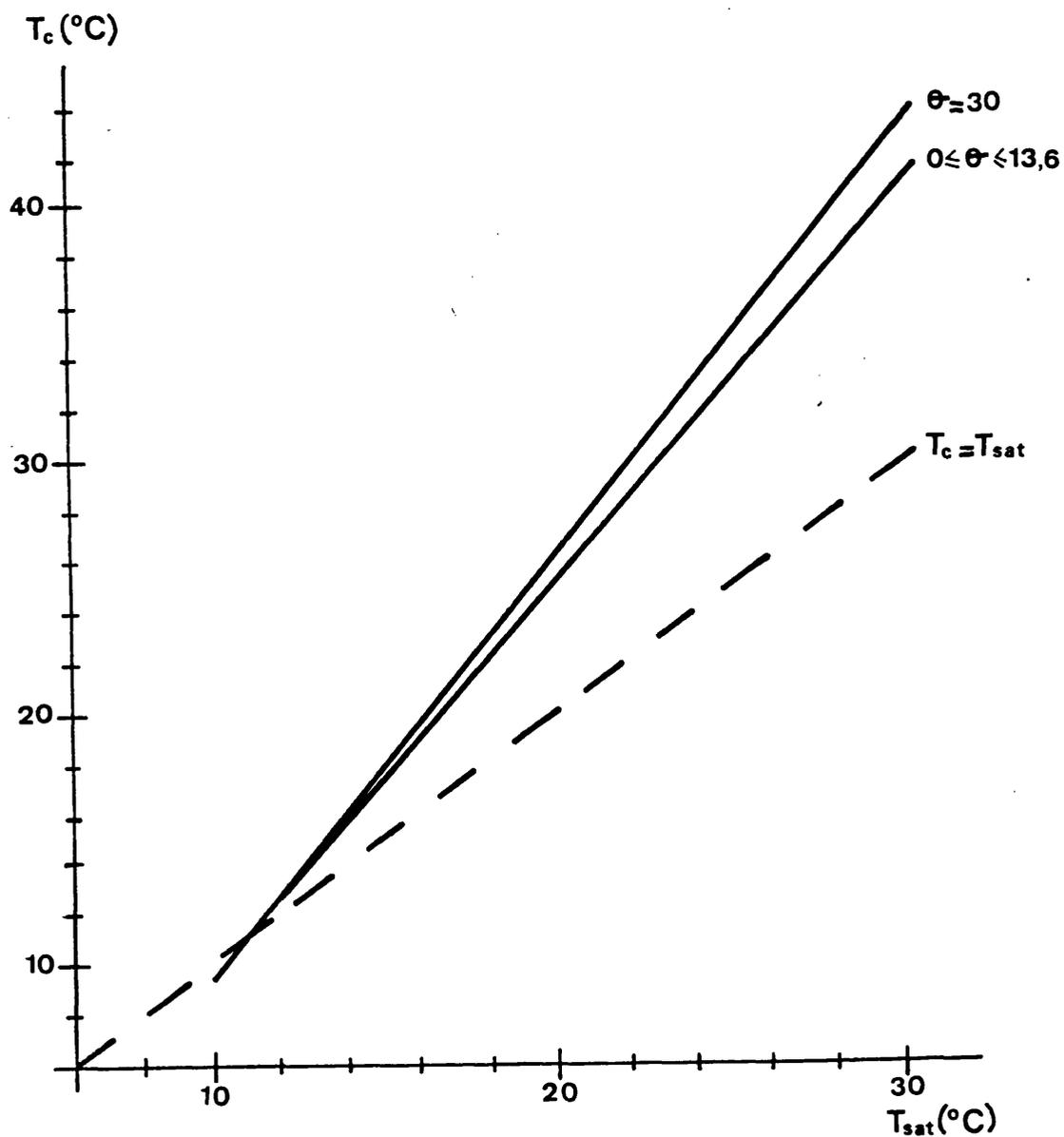


Figura III.5.- Representación de la temperatura corregida, T_c (°C), aplicando el modelo WINDOW a la temperatura del satélite, T_{sat} , para ángulos de observación diferentes (Wilmers-Wienert, 1981).

III.2.3.- MODELO KORR

Fue desarrollado por Wienert (1980) siguiendo básicamente el programa WINDOW, pero integrando la ecuación de transferencia radiativa (ecuación III.1) sobre el intervalo espectral de los 10,5 a los 12,5 μm . En los programas WINDOW y RADTRA la integración se hace suponiendo que la radiación espectral en esta banda equivale a una radiación monocromática de 11,3356 μm de longitud de onda.

En la figura III.6 hemos representado, para un ángulo de observación de 13,6°, los resultados obtenidos aplicando el modelo KORR y el WINDOW. Obsérvese que la diferencia entre ambos aumenta con la temperatura registrada por el satélite.

Las demás discrepancias existentes entre los dos modelos son de menor importancia, como lo pone de manifiesto la tabla III.3, en la que se representa para dos ángulos de observación diferentes, 0° y 30°, las temperaturas corregidas utilizando el modelo WINDOW y el KORR, suponiendo que se trata de un haz monocromático con la longitud de onda equivalente, $\lambda = 11,5 \mu\text{m}$.

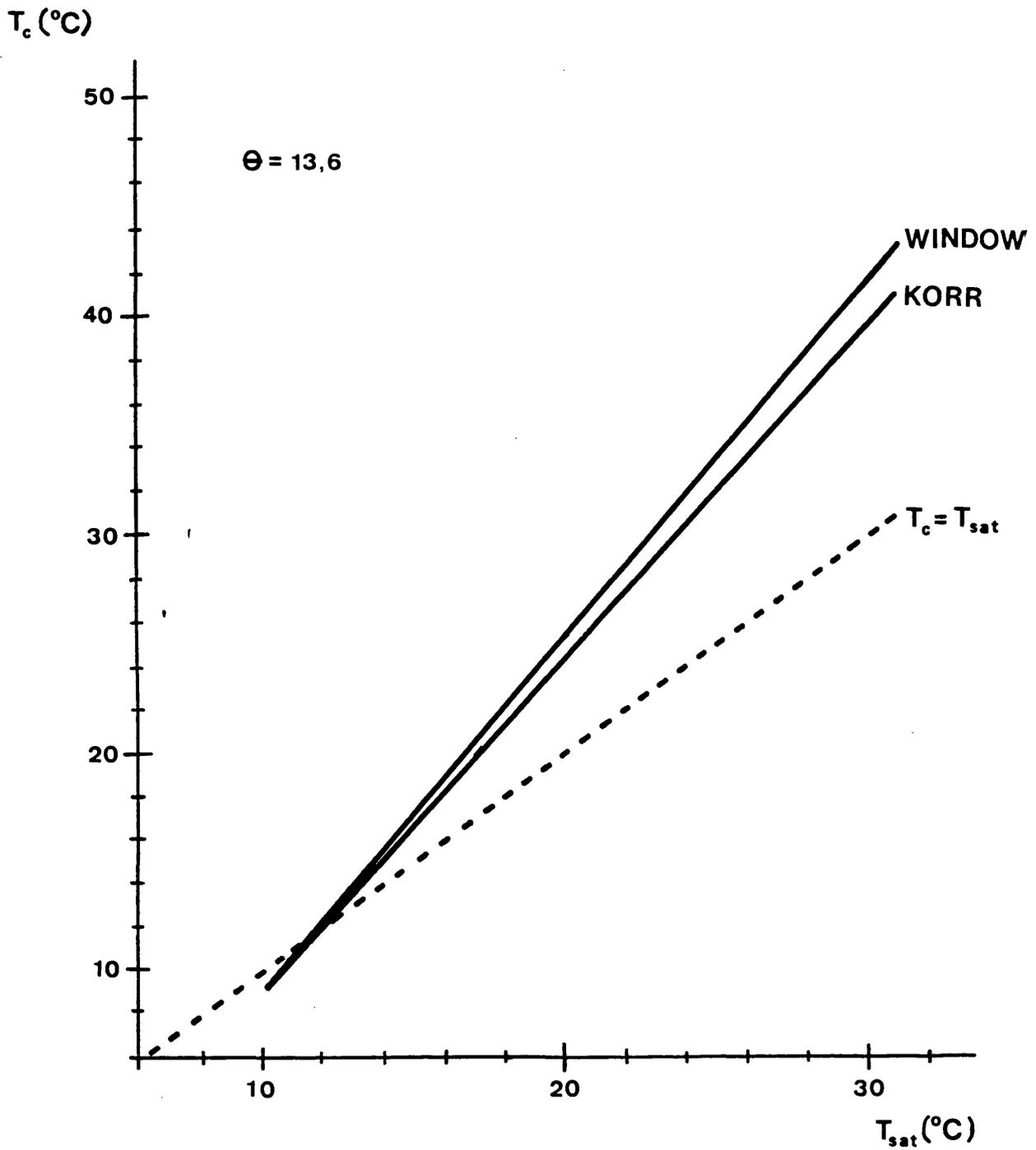


Figura III.6..- Representación de la temperatura corregida en función de la temperatura del satélite, aplicando los modelos KORR y WINDOW (Wilmers-Wienert, 1981).

T _{sat} (°C)	$\theta = 0^\circ$		$\theta = 30^\circ$	
	T(KORR)(°C)	T(WINDOW)(°C)	T(KORR)(°C)	T(WINDOW)(°C)
10	8,8	9,3	8,4	9,3
12	12,3	12,5	12,1	12,8
14	15,6	15,8	15,7	16,3
16	18,9	19,1	19,3	19,8
18	22,1	22,2	22,8	23,2
20	25,3	25,4	26,3	26,5
22	28,5	28,5	29,7	30,0
24	31,7	31,6	33,1	33,3
26	34,8	34,7	36,5	36,6
28	38,0	37,8	39,8	40,0
30	41,1	41,1	43,1	43,2
31	42,6	42,7	44,8	44,7

Tabla III.3.- Comparación de los resultados obtenidos aplicando el modelo KORR con $\lambda = 11,5 \mu\text{m}$ y el modelo WINDOW (Wilmers y Wienert,1981)

III.2.4.- MODELO LINEAL

Este modelo fue desarrollado por Becker (1978b). En él, la ecuación de transferencia radiativa, dada por la expresión (III.1),

se escribe, para una atmósfera supuesta formada exclusivamente por vapor de agua, tomando como variable de integración la altura, z , como:

$$I_{\nu} = \epsilon_{\nu} B_{\nu}(T_s) \tau_{\nu}(0, h, \theta) + \int_0^h B_{\nu}(T_z) \frac{\partial \tau_{\nu}}{\partial z} dz \quad (\text{III.17})$$

donde I_{ν} representa la radiación emergente de la atmósfera

T_s es la temperatura de la superficie terrestre

ϵ_{ν} es la emisividad espectral de la superficie terrestre

$B_{\nu}(T_s)$ es la función de radiación de Planck

τ_{ν} es el coeficiente de transmisión atmosférica debido al vapor de agua, que viene dado por:

$$\tau_{\nu}(z_1, z_2, \theta) = e^{-\int_{z_1}^{z_2} \frac{\alpha_{\nu}(z)}{\cos \theta} \rho(z) dz} \quad (\text{III.18})$$

donde $\alpha_{\nu}(z)$ es el coeficiente de absorción espectral del vapor de agua a la altura z .

$\rho(z)$ es la densidad del vapor de agua a la altura z

θ es el ángulo de observación del satélite

Becker linealiza esta ecuación, desarrollando el coeficiente de transmisión y la función de radiación de Planck y quedándose en términos de primer orden:

$$\tau_{\nu} \approx 1 - \int_{z_1}^{z_2} \frac{\alpha_{\nu}(z)}{\cos \theta} \rho(z) dz \quad (\text{III.19})$$

$$R_{\nu}(T) \simeq R_{\nu}(T_s^{\epsilon}) + (T - T_s^{\epsilon}) \left. \frac{\partial R_{\nu}}{\partial T} \right|_{T=T_s^{\epsilon}} \quad (\text{III.20})$$

donde T_s^{ϵ} representa la temperatura de la superficie corregida de la correspondiente emisividad, ϵ_{ν} .

Así, reemplazando τ y R por su valor aproximado en la ecuación III.17 y operando (Becker, 1978b) se obtiene:

$$T(h) \simeq T_s^{\epsilon} + \frac{A_{\nu} W(h)}{\cos \theta} \{ \tilde{T}(h) - T_s^{\epsilon} \} \quad (\text{III.21})$$

donde A_{ν} es el coeficiente de absorción medio para el vapor de agua contenido en la atmósfera.

$\tilde{T}(h)$ es la temperatura observada por el satélite

$W(h)$ representa el vapor de agua contenido en la atmósfera
es la temperatura efectiva del aire

Si aplicamos la ecuación (III.21) a dos "pixels" distintos, observados con el mismo ángulo θ , de los que conocemos su temperatura determinada por el satélite y la medida en el propio suelo, podremos obtener el producto $A_{\nu} W(h)$ sin más que operar:

$$T_1 = T_{s_1}^{\epsilon} + \frac{A_{\nu} W(h)}{\cos \theta} \{ \tilde{T}(h) - T_{s_1}^{\epsilon} \} \quad (\text{III.22})$$

$$T_2 = T_{s_2}^{\epsilon} + \frac{A_{\nu} W(h)}{\cos \theta} \{ \tilde{T}(h) - T_{s_2}^{\epsilon} \} \quad (\text{III.23})$$

restando y dividiendo por $T_{s_1}^e - T_{s_2}^e$ tendremos:

$$\frac{T_1 - T_2}{T_{s_1}^e - T_{s_2}^e} = 1 - \frac{A_p W(h)}{\cos \theta} \quad (\text{III.24})$$

Una vez obtenido $A_p W(h)$, si aplicamos la ecuación (III.21) a las temperaturas proporcionadas por el satélite obtendremos las temperaturas corregidas.

Este método, aunque muy simple, conduce a resultados bastante aceptables como muestra la gráfica de la figura III.8, en la que comparamos los resultados de este método con los obtenidos con el modelo RADTRA.

III.3.- LA CORRECCION ATMOSFERICA EN NUESTRA ZONA

La corrección atmosférica que realicemos en la zona de estudio dependerá, por una parte, del modelo que utilicemos y, por otra parte, de la representatividad del radiosondeo que apliquemos. Por ello, en este apartado estudiaremos la importancia que pueda tener la aplicación de uno de los modelos descritos en la sección III.2 a una zona como la nuestra, en la que no se realizan radiosondeos, y por tanto se deberá extrapolar los radiosondeos que lleva a cabo el Instituto Nacional de Meteorología en

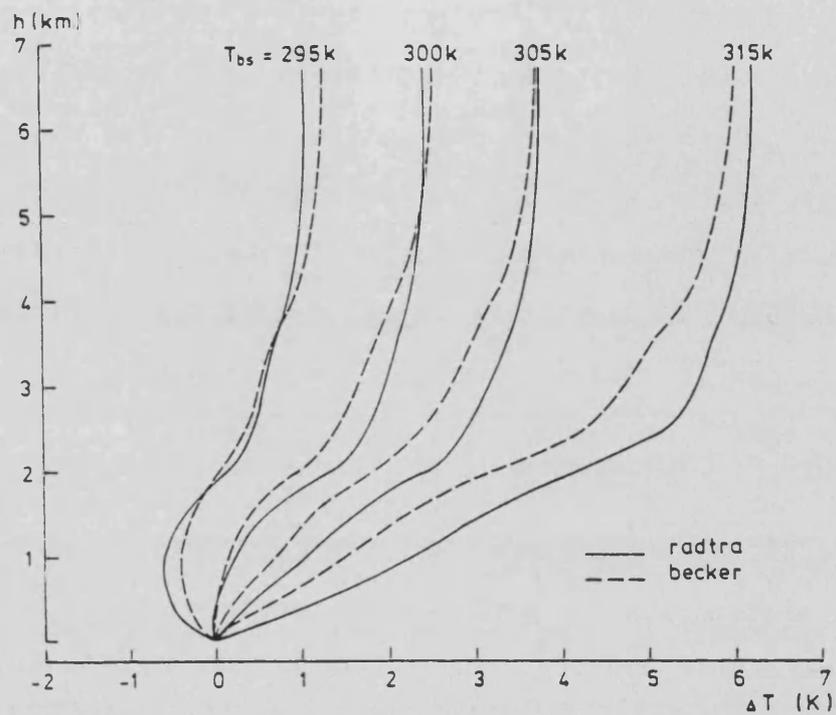


Figura III.8.- Corrección atmosférica (ΔT) obtenida aplicando el modelo RADTRA y el lineal de Becker.(Nieuwenhuis, 1980).

Palma de Mallorca o Madrid.

III.3.1.- MODELO APLICABLE

La aplicación de un determinado modelo de los descritos

en el apartado III.2, depende de la finalidad que persigamos al corregir del efecto de la atmósfera las temperaturas proporcionadas por el satélite. Puesto que, al aplicar uno de los modelos descritos anteriormente para determinar la corrección atmosférica se cometen errores sistemáticos, debidos al hecho de que el modelo utilizado tome un valor dado del coeficiente k_2 , o suponga que la radiación que le llega es monocromática con una determinada longitud de onda representativa.

Si lo que pretendemos es corregir una única imagen los errores sistemáticos tendrán menos importancia y no es crucial cual es el modelo elegido, puesto que la comparación entre los valores de dicha imagen vendrá afectada sistemáticamente del mismo error. Pero si por el contrario, lo que buscamos es comparar imágenes entre sí, deberemos usar un modelo que tenga en cuenta adecuadamente el ángulo θ con el que el satélite observa la zona de estudio, así como el valor del parámetro k_2 a utilizar. Sólo en el caso de que queramos conocer el valor de la corrección atmosférica con más exactitud usaremos un modelo en el que se considere además del ángulo θ , el valor exacto de k_2 y el hecho de que la radiación que llega al satélite no es monocromática.

Cuando utilicemos la corrección atmosférica para poder comparar imágenes de distintos días, con el objeto de determinar una función que corrija el desajuste del satélite H.C.M.M. (Caselles, 1980)(Caselles y otros, 1981)(Reiniger, 1981), el modelo que se utilice influirá en la precisión de la corrección del

desajuste.

Por otra parte, la estratificación de la atmósfera, dada en la sección III.2.1.1, no es necesario que se realice con estratos de un espesor tan fino. Como se observa a partir de la tabla III.4, en la que hemos representado los valores de temperatura corregida obtenidos usando los estratos iniciales del radiosondeo de la tabla III.1 y los resultados a que se llega dividiendo la atmósfera en tantas capas como propone el modelo RADTRA. Los resultados son completamente equivalentes.

P(mb)	T(K)	e(mb)	H(m)	T_c (K)	T_c^* (K)
1030 *	297,2	25,0	0	297,2	297,2
1020	296,6	24,1	80	297,2	
1010	295,9	23,1	171	297,1	
1000	295,2	22,3	263	297,1	
990	294,5	21,6	343	297,0	
980 *	293,8	20,8	435	296,8	269,9
970	293,4	20,2	522	296,7	
960	292,9	19,7	609	296,5	
950	292,4	19,2	696	296,4	
940	291,9	18,6	800	296,2	
930 *	291,4	18,1	889	296,0	296,0

Tabla III.4. - Temperatura corregida usando los estratos separados 50 mb unos de otros, T_c^* , y usando la división de 10 en 10 mb, T_c , para los datos del radiosondeo de la tabla III.1.

III.3.2.- TRATAMIENTO DE LOS RADIOSONDEOS DISPONIBLES

Como hemos visto en el apartado III.2, la corrección atmosférica se determina a partir de los datos de presión, temperatura y humedad que proporcionan los radiosondeos aplicando un determinado modelo.

La mayor dificultad con que nos encontramos al querer realizar la corrección atmosférica de los datos de temperatura que proporciona el satélite para la zona valenciana, es el hecho de que no se realicen radiosondeos en esta zona. Y que por tanto tengamos que estudiar la posibilidad de extrapolar los realizados por el Instituto Nacional de Meteorología en Madrid-Barajas o Palma de Mallorca.

La extrapolación a nuestra zona de uno de los radiosondeos, será posible siempre y cuando sean comparables las situaciones atmosféricas de ambos lugares. Por ello nos ayudaremos de la fotografía de la imagen digital obtenida por el satélite, en la que se observa la cobertura nubosa de los diferentes lugares, y de la situación atmosférica que nos proporciona diariamente el Instituto Nacional de Meteorología.

Como ejemplo y a modo ilustrativo, hemos representado en la figura III.9 la variación de la temperatura y de la presión de vapor con la presión para los radiosondeos de Madrid y Palma de Mallorca, tomados el día 2 de noviembre de 1978 a las 0 horas

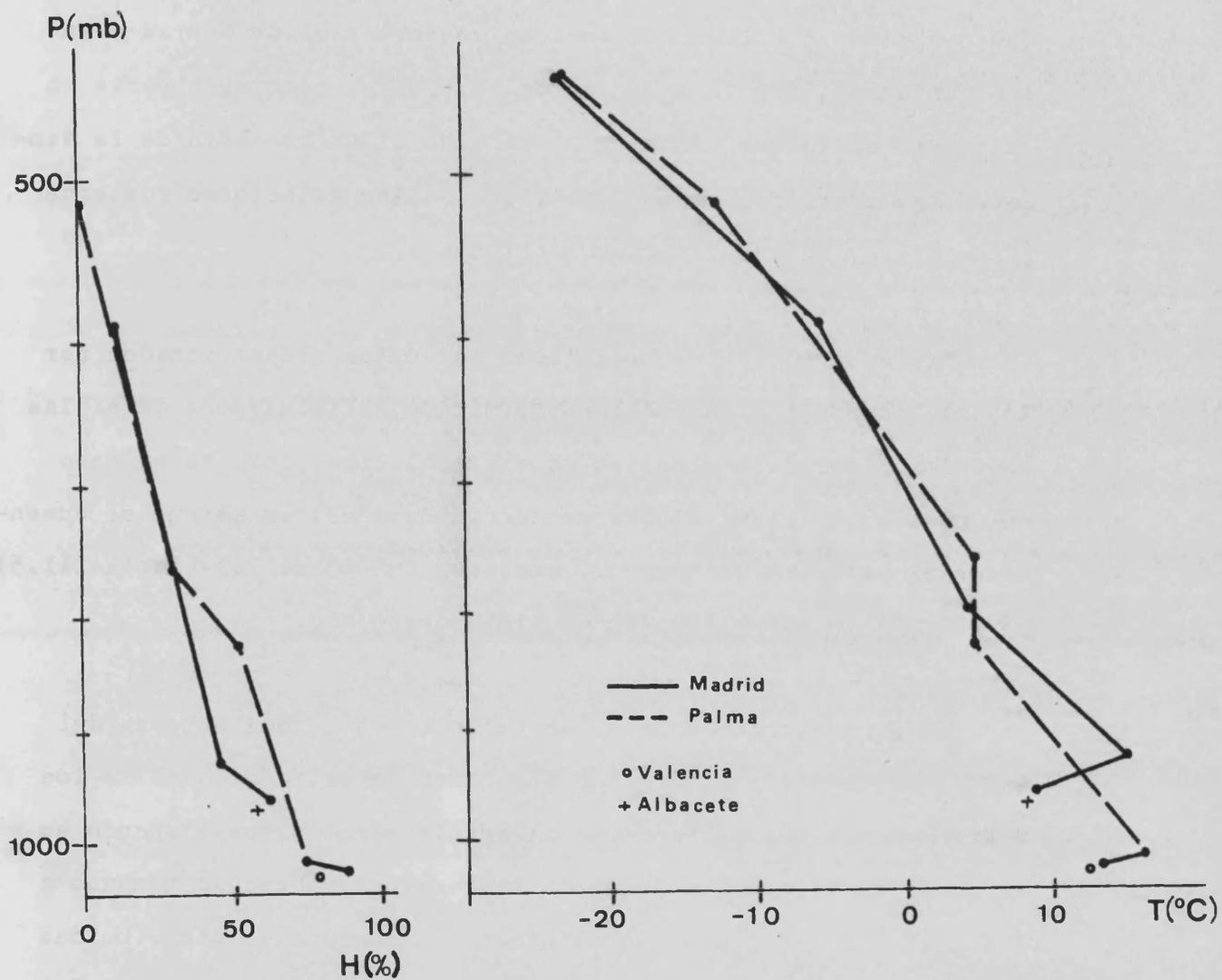


Figura III.9.- Diagramas termodinámicos contruidos con los datos proporcionados por los radiosondeos realizados en Madrid-Barajas y Palma de Mallorca el día 2 de noviembre de 1978 a las 0 horas T.M.G.

T.M.G. En principio podemos extrapolar a nuestra zona cualquiera de los dos sondeos, si bien se puede pensar en extrapolar el sondeo de Palma de Mallorca a la zona costera y el de Madrid a la zona interior, debido a una mayor semejanza, como se observa en la figura en la que hemos representado el valor medio de la temperatura, presión y humedad relativa de las estaciones costeras (Valencia) y de las interiores (Albacete).

Sin embargo, antes de aplicar los datos proporcionados por los radiosondeos a un modelo determinado, eliminaremos de él las posibles diferencias locales no extrapolables, como es el caso del punto 3 del radiosondeo de Madrid-Barajas, en el que el aumento en el contenido de humedad, que pasa del 45 al 74% (tabla III.5), es anómalo en una situación de cielo despejado.

Elegido el radiosondeo que aplicaremos a cada subzona del área de estudio, y eliminando los datos no extrapolables de los radiosondeos, los aplicaremos al modelo elegido sustituyendo en el nivel de tierra los datos de temperatura y humedad tomados a 1,5 m en las garitas meteorológicas convencionales distribuidas por la zona. Así, por ejemplo, los radiosondeos de Madrid y Palma de Mallorca del día 2 de noviembre a las 0 horas T.M.G., representados en la tabla III.5, se aplicarán a las estaciones de Valencia y Albacete con los datos de la tabla III.6.

Punto	P(mb)	T(°C)	H(%)	h(mgp)
Tierra	955	9,1	61	631
1	925	14,4	45	898
2	797	4,2	74	2.134
3	591	-5,9	11	4.523
4	269	-51,7	-	10.157

Punto	P(mb)	T(°C)	H(%)	h(mgp)
Tierra	1.025	13,2	88	50
1	1.013	16,1	75	153
2	824	4,7	52	1.870
3	758	4,7	30	2.550
4	517	-12,7	-	5.573

Tabla III.5. - Puntos notables de los radiosondeos de Madrid-Barrajas (superior) y Palma de Mallorca (inferior) realizados el día 2 de noviembre de 1978 a las 0 horas T.M.G.

Punto	P(mb)	T(°C)	H(%)	h(mgp)
Albacete	970	8,0	58	620
1	925	14,4	45	898
2	797	4,2	35*	2.134
3	591	-5,9	11	4.523
4	269	-51,7	-	10.157

Punto	P(mb)	T(°C)	H(%)	h(mgp)
Valencia	1.030	12,5	80	1,5
1	1.013	16,1	75	153
2	824	4,7	52	1.870
3	758	4,7	30	2.550
4	517	-12,7	-	5.573

* Este valor se ha extraído de la figura III.9 por interpolación lineal.

Tabla III.6.- Radiosondeos de Madrid-Barajas (superior) y Palma de Mallorca (inferior) del 2 de noviembre de 1978 a las 0 horas T.M.G., dispuesto para aplicarse a las estaciones interiores (Albacete) y costeras (Valencia) respectivamente.

III.4.- CORRECCION ATMOSFERICA PARA EL 7 DE JULIO DE 1978

A continuación determinaremos para la zona de estudio, el valor de la corrección atmosférica para el día 7 de julio de 1978, fecha en la que hemos construido el mapa de inercia térmica dado en el capítulo VI.

En la tabla III.7 damos los puntos notables del radiosondeo de Madrid-Barajas de las 0 horas T.M.G., que extrapolaremos a Valencia para realizar la corrección atmosférica, ya que para esta fecha es el único disponible. En la primera fila colocaremos los valores de temperatura, humedad y altura de cada estación de medida "in situ"; para la presión tomaremos el valor de 1020 mb, registrado en el Centro Meteorológico de Levante, sito en Valencia. La representación gráfica de este radiosondeo la damos en el diagrama termodinámico de la figura III.10.

Aplicando el modelo RADTRA, con $k_2 = 10 \text{ cm}^3/\text{gr}$, al radiosondeo de la tabla III.7, obtenemos las temperaturas del suelo corregidas, dadas en la tabla III.8, junto con los valores de temperatura, humedad relativa y altura correspondiente a cada estación meteorológica.

Representando (figura III.11) la corrección atmosférica en función de la altura, para las dos temperaturas extremas, de 15,5 y 27 °C, se observa que si la temperatura del suelo es menor que la del primer nivel caso de los 15,5 °C, la corrección

P(mb)	T(C)	H(%)	h(mgp)
1.020			
934	20,0	32	768
880	15,8	37	1.277
787	8,0	47	2.212
626	3,4	15	4.084
526	-7,4	-	5.467

Tabla III.7.- Radiosondeo realizado en Madrid-Barajas a las 0 horas T.M.G. el día 7 de julio de 1978, preparado para aplicarlo a la zona de estudio.

atmosférica presenta una inversión, situación que no se da cuando la temperatura del suelo es superior a la del primer nivel del radiosondeo, caso de la corrección de los 27°C.

Si corregimos, por otra parte, la temperatura de Valencia de 22,6°C utilizando en vez de un valor del 83% en humedad, un valor del 52%, valor medio para la zona, obtenemos una temperatura corregida de 20,8°C, en vez del 20,7°C. O bien si tomamos para Bétera en vez de una altitud de 120 m una de 20 m, valor medio para la zona, obtendremos una temperatura corregida de 24,1°C, en vez del 24,2°C que obteníamos. Por consiguiente, la corrección atmosférica será prácticamente sólo función de la temperatura del suelo.

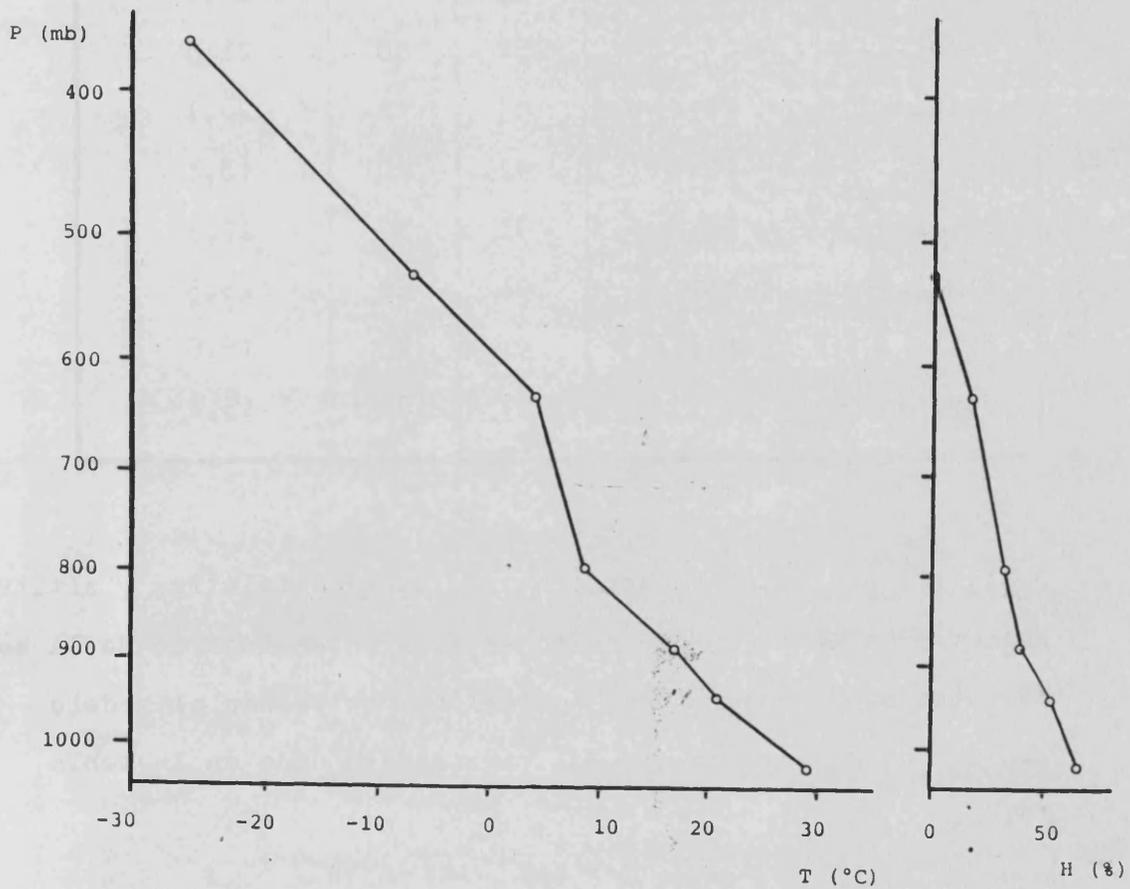


Figura III.10.- Diagrama termodinámico construido con los datos proporcionados por el radiosondeo realizado en Madrid-Barajas el día 7 de julio de 1978 a las 0 horas T.M.G.

Estación	T _{I.N.M.} (°C)	H(%)	h(m)	T _{I.N.M.} (°C)
Bétera	27,0	52	120	24,2
Cullera	24,5	52	0	22,3
Puzol	23,5	52	30	21,5
Valencia	22,6	83	0	20,7
Recatí	19,6	92	0	18,4
Sueca	18,2	91	10	17,3
Almusafes	17,2	91	20	16,5
Silla	16,3	91	20	15,8
Moncada	15,5	91	100	15,2

Tabla III.8..- Datos de temperatura, humedad relativa y altitud registrados en el propio suelo en diferentes lugares de la zona de estudio, y temperaturas corregidas, aplicando el modelo RADTRA con $k_2 = 10 \text{ cm}^2/\text{gr}$, al radiosondeo dado en la tabla III.7.

Si ajustamos los valores de temperatura del suelo, $T_{I.N.M.} (\text{°C})$, con los de temperatura corregida, $T_{I.N.M.}^c (\text{°C})$, dados en la tabla III.8, obtenemos la relación lineal siguiente:

$$T_{I.N.M.}^c = 0,79 T_{I.N.M.} + 3,0 \quad r = 0,99 \quad (\text{III.25})$$

donde r es el coeficiente de correlación lineal. Esta expresión viene representada en la figura III.12.

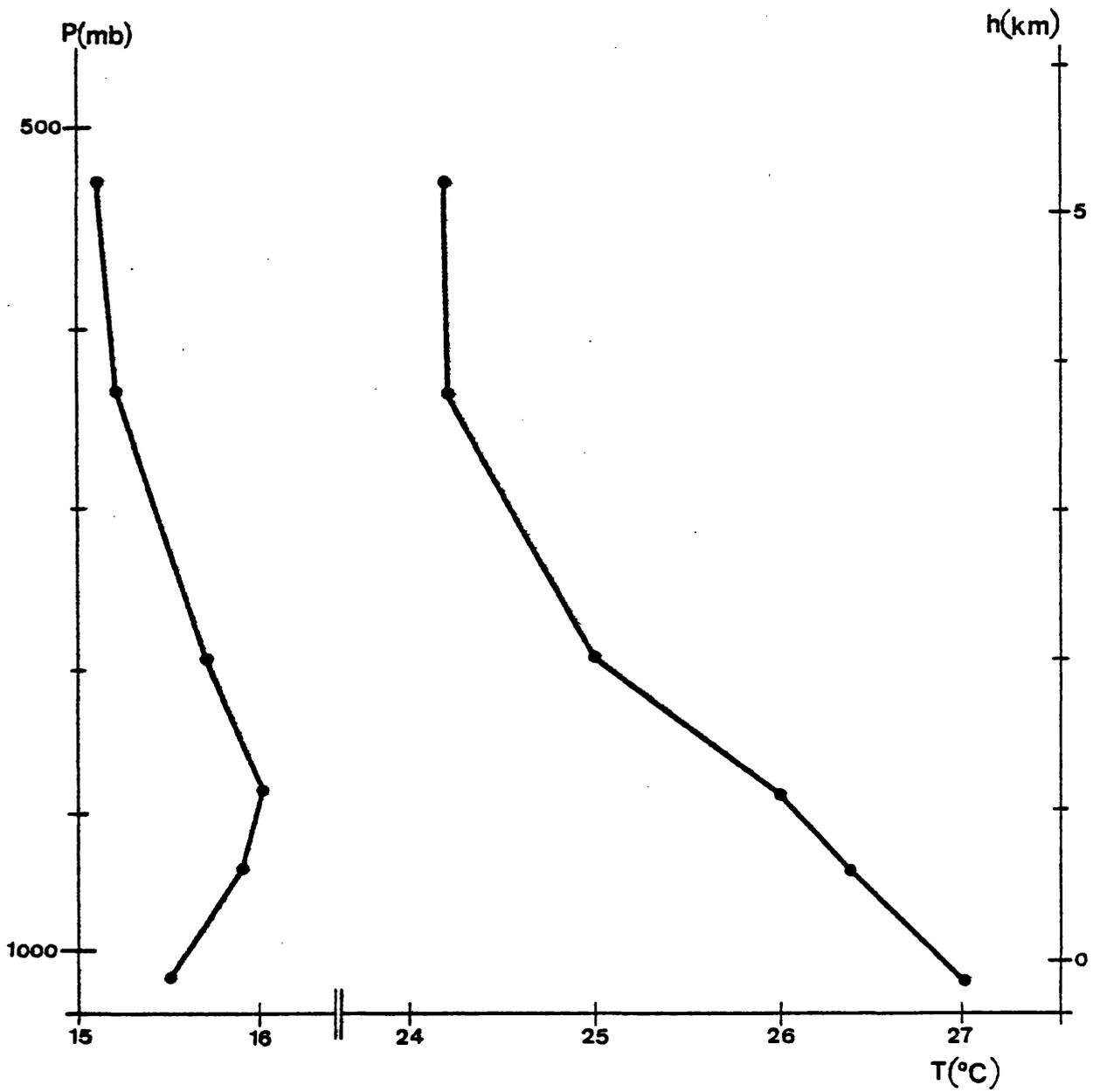


Figura III.11.- Temperaturas del suelo de 15,5 y 27°C, corregidas aplicando el modelo RADTRA ($k_2 = 10 \text{ cm}^2/\text{gr}$) al radiosondeo representado en la figura III.10.

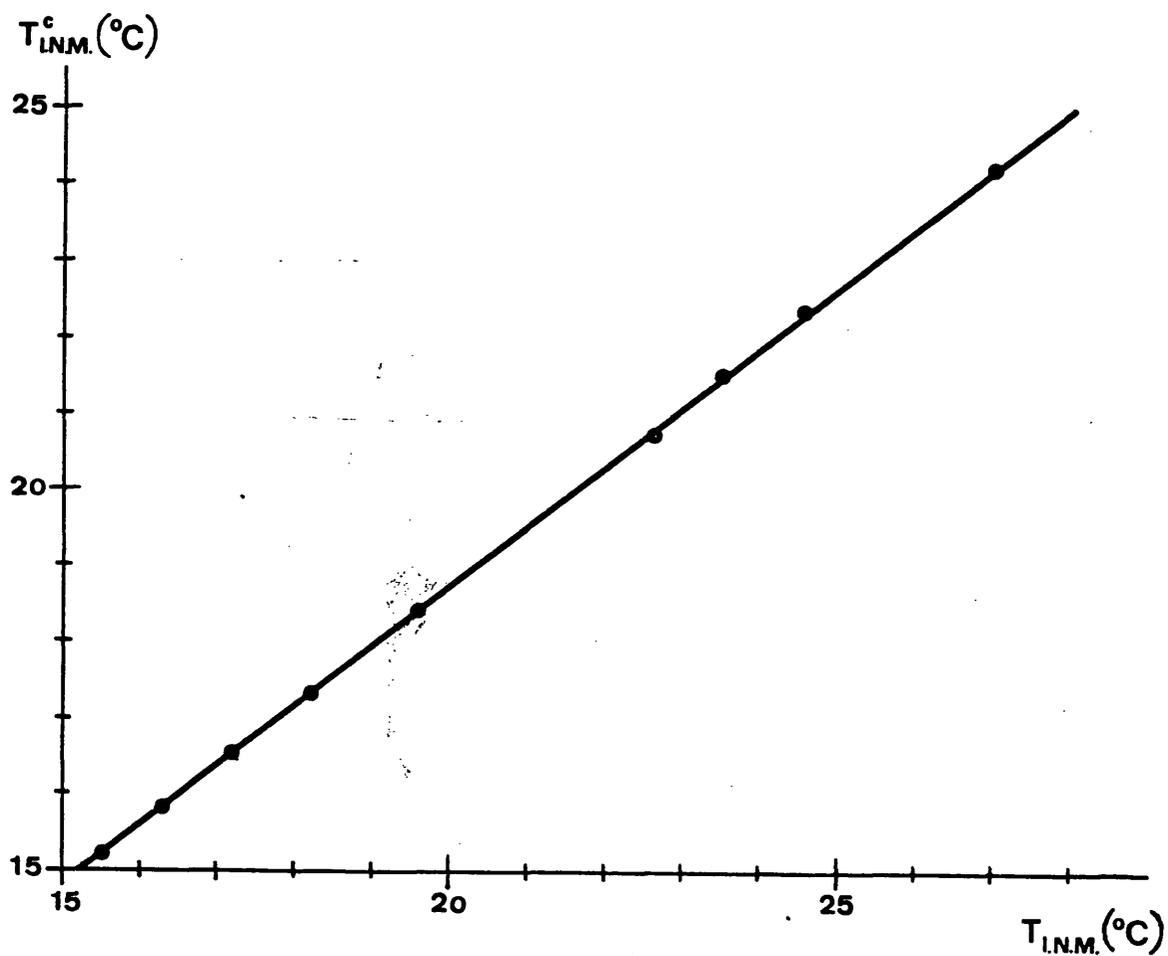


Figura III.12.- Correlación entre la temperatura del suelo corregida $T_{I.N.M.}^c$, utilizando el modelo RADTRA ($k_2 = 10 \text{ cm}^2/\text{gr}$), y las temperaturas del suelo $T_{I.N.M.}$ para el día 7 de julio de 1978.

Veamos ahora cual es el significado físico de la ecuación III.25:

La ecuación de transferencia radiativa a través de una atmósfera compuesta exclusivamente por vapor de agua (dada por la ecuación III.1), se puede escribir como (Price, 1980b):

$$I(\nu)_M = I_0(\nu) \tau_\nu + s(\nu) \quad (\text{III.26})$$

donde $I(\nu)_M$ representa la radiación emergente de dicha atmósfera,

$I_0(\nu)$ es la radiación que sale del suelo

τ_ν es la transmisividad de dicha atmósfera para el intervalo espectral de los 10,5-12,5 μm .

$s(\nu)$ representa la radiación emitida por la atmósfera

Puesto que la ecuación de radiación de Planck se puede considerar que, para las temperaturas que se dan en la superficie de la Tierra, alrededor de los 300 K, y en el intervalo espectral de los 10,5-12,5 μm , varíe linealmente con la temperatura (N.A.S.A., 1979), así la ecuación (III.26) se podrá escribir en función de las temperaturas como (N.A.S.A., 1979):

$$T_{\text{sat}} = T_s \tau_\nu + \epsilon_\nu T_a \quad (\text{III.27})$$

donde T_{sat} es la temperatura que llegaría al satélite después de atravesar la atmósfera

T_s es la temperatura de la superficie del suelo

ϵ_2 , es la emisividad del vapor de agua atmosférico

T_a es la temperatura media del vapor de agua atmosférico.

Así pues del ajuste (III.25) se deduce que la transmisividad es de 0.79 y se puede considerar que la atmósfera se encuentre a una temperatura media de 3,8°C, durante este día.

Comparando la expresión (III.25) con la que se obtiene para este mismo día aplicando el modelo RADTRA, en vez de con $k_2 = 10 \text{ cm}^2/\text{gr}$, con $k_2 = 3,2 \text{ cm}^2/\text{gr}$ (Caselles, 1980):

$$T_{\text{I.N.M.}}^c = 0,83 T_{\text{I.N.M.}} + 2,2 \quad r = 0,99 \quad (\text{III.28})$$

donde r es el coeficiente de correlación lineal.

Se observa que el coeficiente de transmisión atmosférica en este último caso es de 0,83, como consecuencia de que la absorción es menor en este caso.

Así pues, el coeficiente de transmisión atmosférica en el intervalo de los 10,5-12,5 μm , es del orden de un 0.80, dependiendo ligeramente del modelo de corrección atmosférica utilizado.

CAPITULO IV

TRATAMIENTO DIGITAL DE LAS IMAGENES UTILIZADAS

IV.1.- INTRODUCCION

En la última década se ha desarrollado enormemente, tanto la instrumentación ("hardware") como el soporte lógico ("software"), necesarios para la aplicación de la técnica de tratamiento digital de imágenes a diferentes campos de la investigación, como son: la teledetección, la biología molecular, la astronomía, etc. De ello da fe la abundantísima bibliografía existente, de la que en esta memoria damos solamente citas específicas del tema que nos ocupa (Pratt,1978)(Rosenfeld,1976)(Duda y Hart,1973)(Hall,1979). Pero sin embargo, podemos considerar que esta técnica todavía se encuentra en su infancia, en cuanto a que sólo se ha desarrollado en determinados campos, ya que su aplicación a otras posibles parcelas de la investigación, está limitada por el desarrollo del "hardware" específico. (Oppenheim,1978) (Landgrebe,1981).

El cometido de este capítulo, no es el estudio detallado de esta nueva técnica, sino que en él únicamente nos limitaremos a describir brevemente las funciones de realce y visualización que hemos desarrollado para la realización de esta Tesis. Como ya hemos indicado en la Introducción, este trabajo se ha llevado a cabo sin la instrumentación ni la existencia de un soporte lógico adecuado. Por consiguiente, nuestra labor en este campo ha tenido que ser un tanto artesanal.

La información radiométrica obtenida desde una plataforma colocada sobre el suelo, pocas veces puede usarse en su estado original, ya que suele contener distintas limitaciones, como deformaciones geométricas, poco contraste, ruido, etc. Para eliminar estas dificultades, se ha desarrollado una técnica de procesamiento de imágenes mediante ordenador, conocida con el nombre de tratamiento digital de imágenes.

Una imagen digital, no es más que una matriz numérica que representa el campo de la energía emitida o reflejada por la superficie terrestre, obtenida con una resolución espacial dada. Estos valores, son tratados y transformados por el ordenador para producir una nueva imagen digital.

Dado que en principio, el procesamiento digital de imágenes estuvo al servicio de la fotointerpretación visual, los resultados de la manipulación digital, se dirigieron a conseguir una representación lo más adecuada posible a las necesidades del intérprete humano, constituyendo lo que se conoce en general

como técnicas de visualización y realce (Rosenfeld y Kak,1976) (Santisteban,1980a). Cuando el fin de la manipulación, es corregir en lo posible los errores introducidos por el sensor o por la transmisión, se habla de métodos de restauración (Andrews,1978)(Gonzalez y Wintz,1977).

Pronto se descubrió que era posible entrenar al ordenador para que realizase parte de las tareas de reconocimiento e interpretación, con un mínimo de intervención humana. Esto originó una nueva rama, conocida como análisis de imágenes; cuya finalidad es la interpretación automática de la información contenida en las imágenes y su clasificación en distintos tipos (Rosenfeld,1981)(Tou y Gonzalez,1974). Aún en estos casos es difícil prescindir de la interpretación visual, y casi todos los procesos de tratamiento digital de imágenes contienen componentes automáticos y manuales.

IV.2.- TECNICAS DE VISUALIZACION Y REALCE MEDIANTE OPERACIONES PUNTUALES

Cuando se intenta poner en marcha un sistema de procesado de imágenes, como hemos hecho nosotros, uno de los primeros grupos de funciones que hay que poner a punto es el de visualización y realce (Cracknell,1982)(Batchelor,1980). La finalidad de este grupo de operaciones, es manipular las imágenes de for-

ma que parezcan más claras para el observador humano.

Las operaciones de realce, pueden clasificarse en operaciones pixel a pixel y operaciones dependientes del entorno, que son esencialmente filtrados (Barcala,1982). En las primeras, el valor de un pixel en la imagen transformada, depende solamente de su valor antes de la transformación, en las segundas depende también del valor de los pixels vecinos.

Generalmente, en una primera evaluación de las imágenes se tiende a usar operaciones pixel a pixel, para después en una segunda fase, y partiendo de estos primeros resultados, recurrir si es necesario, a un tratamiento más completo.

Nosotros, en este primer trabajo en el campo del tratamiento digital de imágenes, nos hemos ocupado exclusivamente de las técnicas de visualización y realce mediante operaciones puntuales, ya que estas suplian nuestras necesidades primarias. A continuación, describiremos cada una de las funciones que hemos usado para realizar el tratamiento de las imágenes digitales utilizadas en los diferentes capítulos.

De todas ellas la más básica es la función escalón (Pratt, 1978): todos los pixels cuyo valor de entrada esté por debajo de un cierto umbral, se asignan a la salida a un valor único y todos los demás a otro (ver figura,IV.1). La utilidad de estas transformaciones reside en que el ojo humano es poco sensible a variaciones suaves de la luminosidad. Así por ejemplo esta fun-

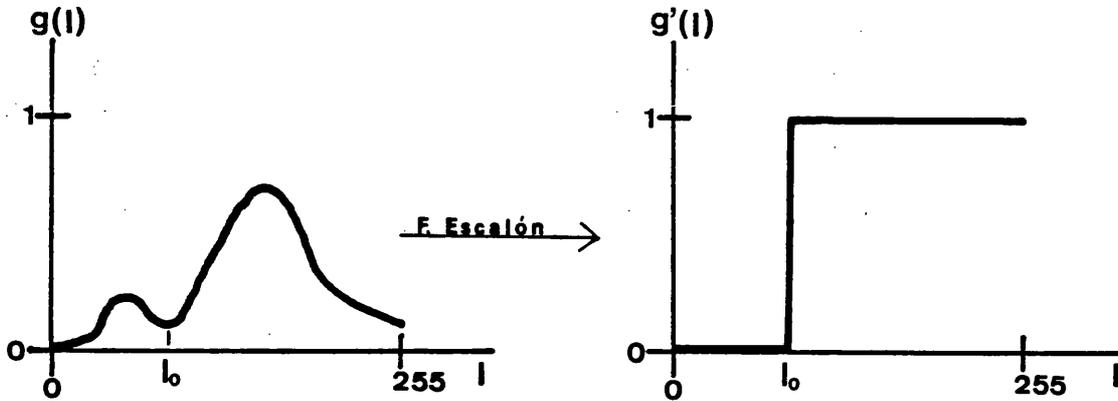


Figura IV.1.- Ejemplo de una función escalón, mediante la cual se transforma una imagen gris en una blanco y negro a partir del valor umbral I_0 .

ción será interesante cuando se desee delimitar la costa, utilizando los diferentes valores de temperatura y albedo que presenta el agua y la tierra.

Una variante de esta operación es la función escalera. La cual consiste en elegir un pequeño número de umbrales para dividir la imagen en una serie de zonas, asignadas a distintos niveles bien separados, como se observa en la figura IV.2. Esta operación es útil, por ejemplo, para realizar mapas térmicos o de albedos, en los que cada intervalo aparece de un determinado tono de gris o de un color dado.

Otra variedad, es utilizar una función de transformación en diente de sierra (figura IV.3.), cuyo efecto es romper

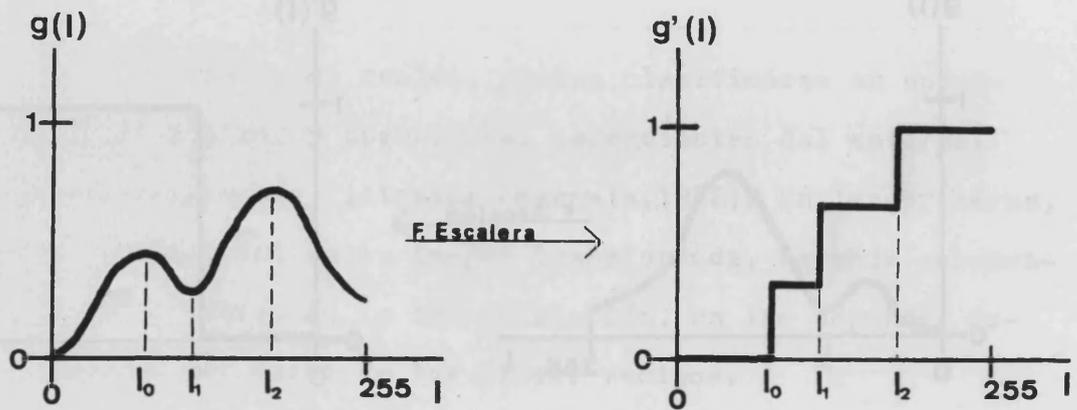


Figura IV.2.- Ejemplo de una función escalera con cuatro escalones, definidos por los tres umbrales I_0 , I_1 e I_2 .

la imagen en una serie de zonas separadas por una especie de "líneas de nivel" (Jimenez-Garcia, 1982).

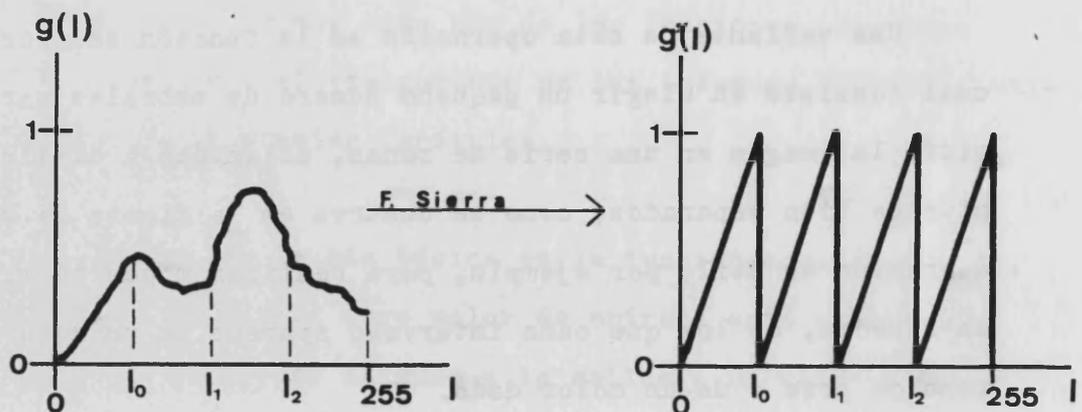


Figura IV.3.- Ejemplo de una función en diente de sierra definida por los umbrales I_0 , I_1 e I_2 .

Si la mayor parte de los valores del histograma de la imagen digital, están contenidos entre dos límites que no coinciden con el mínimo y el máximo posible, se puede redefinir la imagen de forma que se utilice mejor el intervalo disponible, como muestra la figura IV.4; de esta forma se consigue aumentar los contrastes de una imagen en blanco y negro.

Otra posibilidad es redefinir el histograma transformándolo en una línea a tramos (figura IV.5), con el objeto de resaltar aquellos intervalos de valores que más nos interesan y reducir lo que consideremos como fondo (Vicens,1982).

Así, por ejemplo, en la imagen digital representada por los histogramas dados en la figura IV.5 se observa que sería interesante resaltar las partes claras y reducir las partes oscuras

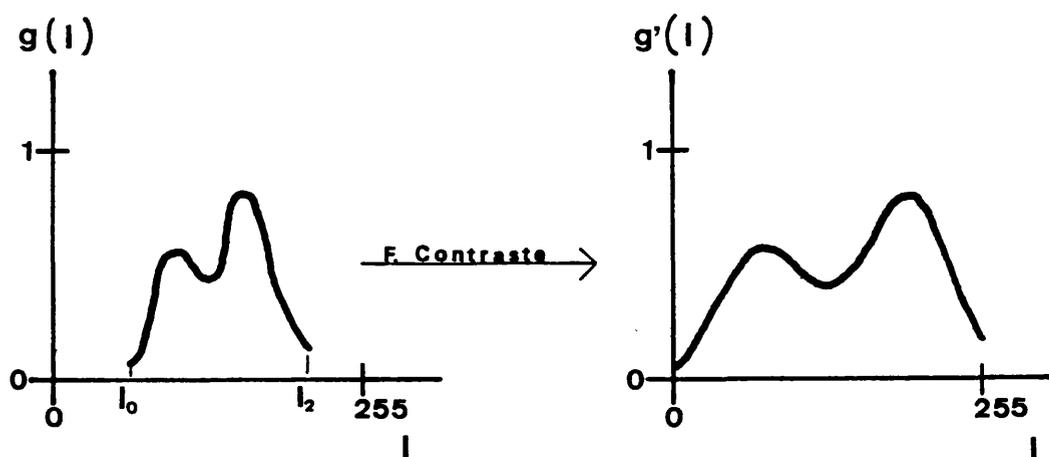


Figura IV.4.- Extensión del histograma a todo el intervalo disponible.

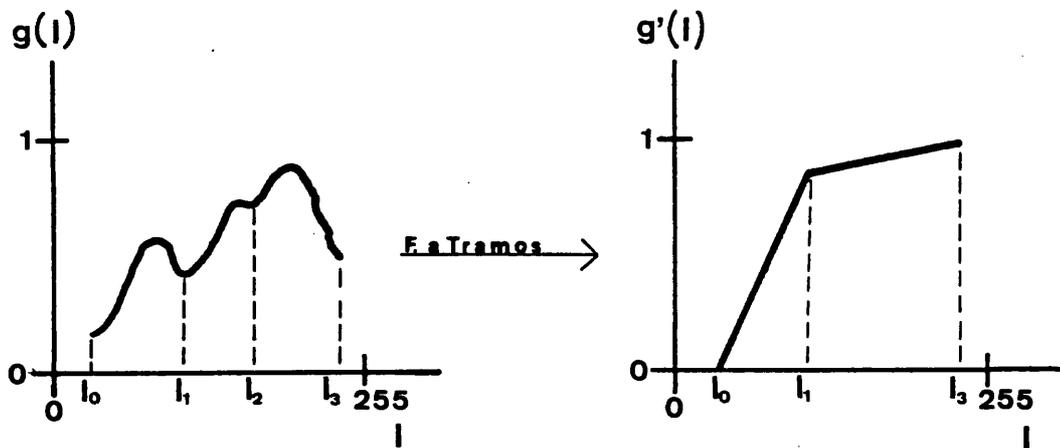


Figura IV.5.- Ejemplo de una función a tramos, en dos tramos, definida por los tres puntos señalados.

si nos interesa estudiar la primera zona (desde I_0 a I_1) del histograma.

Si nos conviene destacar la zona comprendida entre I_1 e I_3 , aplicaremos una función a tramos que nos permita obtener el histograma dado en la figura V.6(a). Y si lo que se desea es resaltar la zona comprendida entre I_1 e I_2 , tendremos que aplicar la transformación que nos lleve al histograma dado en la figura V.6(b).

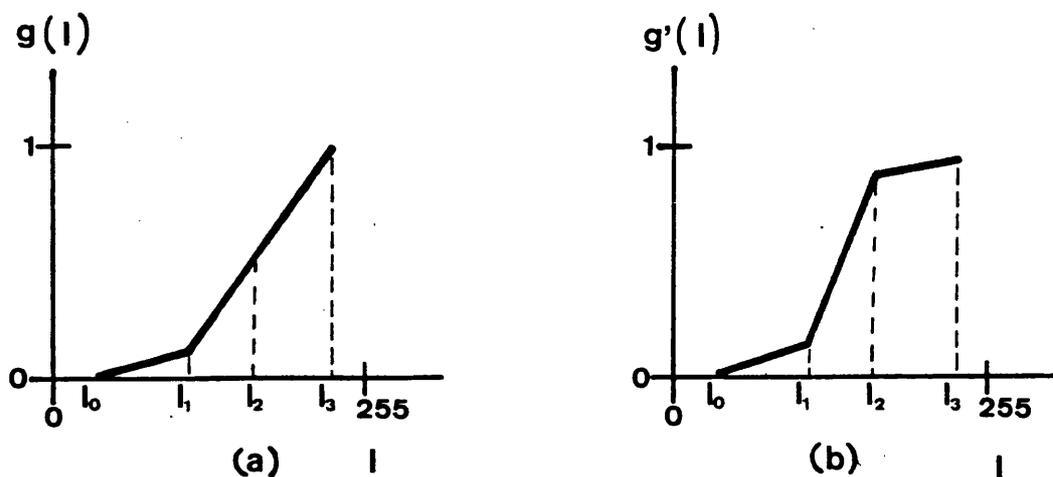


Figura IV.6.- Otros dos tipos de función a tramos.

IV.3.- SISTEMA DE TRATAMIENTO DIGITAL DE IMAGENES DESARROLLADO

Este trabajo lo hemos realizado en estrecha colaboración con el Centro de Informática de la Universidad de Valencia, cuyo personal ha desarrollado un sistema de tratamiento de imágenes digitales para un ordenador de uso general, el ECLIPSE C/350 de la Data General, que posee una capacidad de memoria central de 64 Kbytes y cuyo sistema operacional interactivo, A.O.S. (Advanced Operating System), está basado en la utilización de discos como memoria adicional (Data General, 1978 a,b,c,).

Este sistema consta de dos partes. Una primera, que permite obtener la información de las cintas C.C.T.S del satélite

H.C.M.M., constituida por los programas PIXEL Y SECTOR, escritos en lenguaje assembler, y por tanto, propios del sistema interactivo utilizado. La segunda parte la forma la macro EDMAP, que realiza propiamente el tratamiento digital de la imagen, que se ha escrito en lenguaje PASCAL, y que por consiguiente se puede adaptar a cualquier otro tipo de ordenador.

Para poder localizar dentro de la imagen digital total, nuestra zona de interés y extraer la información correspondiente, se han desarrollado los programas PIXEL Y SECTOR. El programa PIXEL transforma las longitudes medidas en mm sobre la fotografía de la imagen digital en coordenadas digitales, cuando se utilizan las fotografías standard o "quick looks" de 210 mm x 173 mm del satélite H.C.M.M. que están formados por una matriz de 1.680 x 1.440 pixels (N.A.S.A.,1979).

Conocidas las coordenadas, en columnas y filas, que limitan la zona que pretendemos analizar, a través del programa PIXEL, podremos, mediante el programa SECTOR, copiar la información desde la cinta a un fichero del disco, con el objeto de que el tratamiento digital de la imagen sea más rápido y cómodo.

La macro EDMAP admite una serie de comandos que vienen descritos en la tabla IV.1 y que se agrupan en tres tipos:

- a) comandos que actúan sobre el histograma
- b) que permiten visualizar por pantalla (VER) o por impresora (IMPRIMIR) los diferentes tratamientos y resultados

Nomenclatura	Descripción	Argumentos
a) AUTOMATICO	Realiza una asignación automática de niveles de gris, para obtener una visión de la zona de estudio.	-
LINEAL	Extiende el histograma pasando su valor mínimo al 0 y el máximo al 255.	-
FUNCION	Transforma el histograma en otro a tramos. Admite hasta 25 tramos.	Los valores $\{I_i, g(I_i)\}$ que definen los tramos
NEGATIVO	Cambia $g(I)$ por $g(-I)$	-
SIERRA n	Aplica la transformación en diente de sierra, distribuyendo los picos uniformemente.	n = número de picos que se desean
ASIGNAR n_1, \dots, n_n	Se realiza una asignación manual utilizando la función escalera o escalón	Los valores de corte
b) VER	Permite visualizar por pantalla cada uno de los posibles argumentos:	
MAPA n_1, n_2	Visualización del último tratamiento en forma de mapa.	n_1 = columna inicial n_2 = columna final
HISTOGRAMA	Histograma de la imagen del último tratamiento.	-
TRANSFERENCIA	Función de transferencia aplicada	-
GRISES	Asignación de grises realizada	-
NUMERICO n_1, n_2	Valores numéricos iniciales	n_1 = columna inicial n_2 = columna final
CABECERA	Recupera el nombre dado al fichero de entrada	-
IMPRIMIR	Se obtiene una imagen por impresora. Admite los mismos argumentos que VER	
c) INICIALIZAR	Permite comenzar de nuevo el tratamiento.	-
ALMACENAR	Posibilita que se pueda guardar el último tratamiento realizado	-
PROSEGUIR	Proporciona la posibilidad de continuar sin tener que iniciar después de un almacenamiento.	-

Tabla IV.1. - Comandos básicos del sistema de tratamiento digital de imágenes desarrollado.

que se están ejecutando, y

- c) comandos que permitan iniciar, almacenar o proseguir el tratamiento.

De esta forma, podemos realizar un tratamiento interactivo, aplicando diferentes combinaciones de las funciones que hemos descrito en el apartado anterior, visualizar en pantalla los sucesivos resultados e imprimir solamente aquellos que sea necesario estudiar detenidamente o bien que queramos conservar.

IV.4.- NECESIDAD DEL REGISTRADO DE LAS IMAGENES DIGITALES

La utilización de imágenes digitales obtenidas desde una plataforma situada sobre la superficie terrestre, requiere, en un gran número de casos, conocer con exactitud la situación que corresponde a una determinada parcela del suelo. Para lo cual se precisa establecer una correspondencia afín entre la zona observada y la imagen producida. En nuestro estudio, el problema queda centrado en la correcta localización de las estaciones de medida de temperatura "in situ" en las imágenes digitales para obtener sus correspondientes valores. Así pues, necesitaremos "registrar" la imagen, estableciendo una correspondencia entre longitud y latitud de un lugar, y fila y columna del elemento correspondiente de la matriz que constituye la imagen digital.

Las imágenes digitales del satélite H.C.M.M. han sido previamente tratadas, al objeto de corregirlas geoméricamente de las distorsiones producidas por los cambios en la altitud y postura del satélite (Santisteban,1980b). Pero esta corrección es insuficiente para lo que queremos hacer nosotros, ya que necesitamos conocer con la mayor precisión la correspondencia pixel a pixel entre la imagen digital y el propio suelo. Siendo imprescindible, por tanto, registrar dicha imagen sobre un mapa topográfico de la zona.

Esta operación se ve además complicada, por el hecho de que la corrección geométrica previa se realiza en una proyección H.O.M. (Hotine Oblique Mercator) (Rowland,1977); y sin embargo los mapas topográficos de nuestra zona de estudio utilizan como proyección la U.T.M. (Universal Transversa Mercator)(I.M.E.C., 1977).

Ambas proyecciones son Mercator Transversa, por lo que están basadas en el mismo principio (Strahler,1974)(Bermudez, 1983), siendo conformes u ortomórficas (Raisz,1969), es decir, conservan la forma de la figura proyectada en ella, y por tanto no conservan las áreas, de manera que algunas de ellas aparecen mayores que en la realidad, a expensas de otras que resultan menores. Por ello, al evaluar áreas sobre mapas de proyección conforme, hay que tener en cuenta, debido a esta dificultad, que se está cometiendo un error, que será mayor cuanto mayor sea el área. Esta imprecisión se estima en un 8%. por término medio (Salgé,1983).

Existe una diferencia fundamental entre la proyección U.T.M. y la H.O.M. El eje de proyección de la H.O.M. no sigue exactamente un meridiano, como ocurre con la U.T.M., sino que posee una cierta inclinación con respecto a él, semejante a la órbita del satélite, y por tanto, el registrado de imágenes de satélite sobre la proyección H.O.M. será más precisa que sobre la U.T.M. Pero para latitudes medias, como la de nuestra zona, esta imprecisión es sólo del 1 % (N.A.S.A.,1980) y por tanto podremos emplear la proyección U.T.M. para registrar imágenes de satélite.

IV.5.- TECNICAS DE REGISTRADO

La correspondencia entre las coordenadas de la imagen digital y las de un mapa topográfico, se determina utilizando un método de registrado de la imagen digital sobre el mapa topográfico. Tres son las técnicas que habitualmente se encuentran en la bibliografía, el método de la plantilla, el método de la función de registrado y el método de registrado automático.

El primer método, consiste en la localización directa sobre el mapa topográfico del punto deseado, utilizando una plantilla construida a la misma escala, a partir de la imagen digital (Gombeer,1980a)(Caselles,1980). La segunda técnica, consiste en la identificación de aquellos accidentes geográficos fáciles de lo-

calizar directamente en la imagen digital, llamados puntos de control; y a partir de ellos calcular una expresión analítica que nos establezca la transformación afín, válida exclusivamente para toda la zona considerada. Es frecuente en esta segunda técnica recurrir también al empleo de la plantilla para la localización de puntos de control. El tercer método es la automatización del segundo, pues una vez conocidas las características de cada punto de control, se podrá crear un proceso de reconocimiento de caracteres, que permita realizar la búsqueda de forma completamente automática de los puntos de control, utilizando el método de la correlación cruzada (Benny,1981)(Ortí y otros,1979).

Independientemente del método utilizado, el registrado, sólo es válido para la subzona de la que se construye la plantilla o en la que quedan localizados los puntos de control.

La dificultad del primer método estriba en que el tamaño del pixel no es fijo, sino que varía con la imagen (García y Ortí, 1981), y por consiguiente la plantilla construida sólo es válida para una imagen dada. Además, el hecho de que el tamaño del pixel no sea exacto, dificulta la confección de la plantilla. Normalmente se construye suponiendo que el pixel es de 500 m x 500 m, en vez de su valor real que es de 481,5 m x 481,5 m, con lo que el error que se comete es del 4%; por lo que éste método será válido exclusivamente para registrar zonas de dimensiones reducidas, ya que en este caso será mucho más rápido realizar el registrado con este método que con los otros. Estos se utilizan cuando la zona de estudio tiene dimensiones considerables.

La función de registrado, utilizada en el segundo método, tiene en general la forma (Markarian y otros, 1973):

$$\mu(x, y) = \sum_{p=0}^N \sum_{q=0}^{N-p} a_{pq} x^p y^q \quad (\text{IV.1})$$

$$v(x, y) = \sum_{p=0}^N \sum_{q=0}^{N-p} b_{pq} x^p y^q \quad (\text{IV.2})$$

donde μ y v son las coordenadas geográficas de latitud y longitud, respectivamente,

x e y son, respectivamente, las coordenadas digitales de fila y columna,

a_{pq} y b_{pq} son las constantes características del registrado, distintas para cada imagen y zona registrada, y

N es el grado de la función de registrado

Normalmente se toma como función de registrado los desarrollos en primer orden de las ecuaciones (IV.1) y (IV.2) (Watson, 1981) (Price, 1982 c):

$$u = a_{00} + a_{10} x + a_{01} y \quad (\text{IV.3})$$

$$v = b_{00} + b_{10} x + b_{01} y \quad (\text{IV.4})$$

O bien los desarrollos de segundo orden (Garcia y Orta, 1981) (Gossmann y Haberäcker, 1980), así las ecuaciones (IV.1) (IV.2) se convierten en:

$$u = a_{00} + a_{10}x + a_{01}y + a_{11}xy + a_{20}x^2 + a_{02}y^2 \quad (\text{IV.5})$$

$$v = b_{00} + b_{10}x + b_{01}y + b_{11}xy + b_{20}x^2 + b_{02}y^2 \quad (\text{IV.6})$$

Algunos investigadores (Wong y otros,1981) utilizan otras funciones de registrado como:

$$u = a_{00} + a_{10}x + a_{01}y + a_{11}xy \quad (\text{IV.7})$$

$$v = b_{00} + b_{10}x + b_{01}y + b_{11}xy \quad (\text{IV.8})$$

La imprecisión que se comete al registrar una imagen digital sobre un mapa topográfico, depende del grado de la ecuación utilizada y de la precisión con que se han definido los puntos de control. Se acepta como un buen rectificado, aquel en el cual, la imprecisión que se comete sea inferior al tamaño del pixel de la imagen digital que se quiere registrar. Para el caso del satélite H.C.M.M., se obtiene este resultado considerando sólo la función de registrado lineal (Watson,1981) y localizando con precisión los puntos de control.

Las seis constantes características dadas en las ecuaciones (IV.3) y (IV.4), se determinan ajustando por mínimos cuadrados estas expresiones (Stoodley y otros,1980)(Spiegel,1969)(Bermudez, 1983). Los puntos de control (Nagy,1972) utilizados en el ajuste deben estar uniformemente distribuidos por toda la imagen digital para que el registrado sea válido (Ortf,1981).

Para una función de registrado dada, debemos tomar un número mínimo de puntos de control que es función de la precisión deseada en el registrado. Para imágenes digitales del satélite H.C.M.M. basta con 9 puntos de control, localizados con una imprecisión inferior a medio pixel, para que el error de registrado sea inferior a 1 pixel (Berstein,1976).

En las imágenes digitales, de albedo o temperatura, del satélite H.C.M.M., los puntos de control localizables se refieren exclusivamente a las discontinuidades tierra-agua. Por ello utilizaremos como puntos de control los pantanos, embalses y accidentes de la costa (cabos,puertos,desembocaduras de rios,etc.). Se ha confeccionado una relación de 24 puntos de control posibles, identificables en las diferentes imágenes digitales tratadas por contraste con los pixels vecinos (Bermudez,1983).

IV.6.- REGISTRADO DE LAS IMAGENES UTILIZADAS

Las imágenes de los días 1 y 2 de mayo de 1979 utilizadas en el estudio llevado a cabo en el apartado V.3, se han registrado aplicando la técnica de la plantilla, ya que la zona para este estudio es una franja costera estrecha y reducida (20 km x 20 km, aproximadamente). Mientras que las imágenes del 7 de julio de 1978, utilizadas en los apartados V.4,V.5, VI.4 y VI.5, se han registrado por medio del método de puntos de control y función de

registrado ya que su tamaño es excesivo para utilizar el método de la plantilla.

La localización de los puntos de control, válidos para las cinco imágenes digitales del 7 de julio de 1978, se ha realizado con gran esmero, utilizando para ello plantillas de la imagen digital a escala 1/50.000 superponibles al mapa topográfico de dicha escala. Solamente se han tomado como puntos de control los próximos al área de estudio, cuidando de que definieran todo su contorno por igual para que la función de registrado fuera adecuada.

En la tabla IV.2 damos las coordenadas digitales y geográficas de los 11 puntos de control utilizados, cuya distribución viene dada en la figura IV.7.

En este caso, utilizaremos en vez de la función de registrado dada por las ecuaciones (IV.3) y (IV.4), su inversa, ya que la vamos a usar para obtener las coordenadas digitales de las estaciones de medida "in situ" que tenemos señaladas en el mapa topográfico. Así, para este día, el registrado vendrá dado por las relaciones:

$$x = 8763,0 + 0,47443 u - 1,90989 v \quad (\text{IV.9})$$

$$y = -3285,7 + 2,09785 u + 0,48639 v \quad (\text{IV.10})$$

donde x e y son las coordenadas, fila y columna respectivamente,

Puntos de control	Coord. digitales		Coord. U.T.M.	
	Fila	Columna	Latitud	Longitud
Desembocadura del Mijares	674,0	450,0	4422,7	755,6
Puerto de Sagunto.....	722,8	401,5	4393,4	739,1
Puerto de Valencia.....	762,7	373,8	4370,5	730,8
Cabo de Cullera.....	823,0	379,0	4341,0	740,3
Faro de Gandía.....	866,0	383,0	4320,4	747,0
Punta de los Molinos.....	901,2	413,4	4306,2	765,0
Cabo de San Martín.....	929,0	440,0	4295,4	780,2
Albufera.....	789,0	362,0	4356,2	728,9
Embalse de Buseo.....	709,0	266,0	4384,8	676,3
Embalse de Tous.....	817,0	296,0	4334,8	702,8
Embalse de Beniarrés.....	898,3	335,2	4299,0	729,4

Tabla IV.2.- Coordenadas de los puntos de control empleados en el registrado de las imágenes del 7 de julio de 1978. En las coordenadas digitales se considera que el error es de $\pm 0,2$ pixels, mientras que en las coordenadas U.T.M. es de $\pm 0,1$ unidades U.T.M. ($\pm 0,1$ km).

de la imagen digital, y

u y v son las coordenadas geográficas, de latitud y longitud U.T.M. respectivamente.

Para comprobar la calidad de este registrado, en la tabla

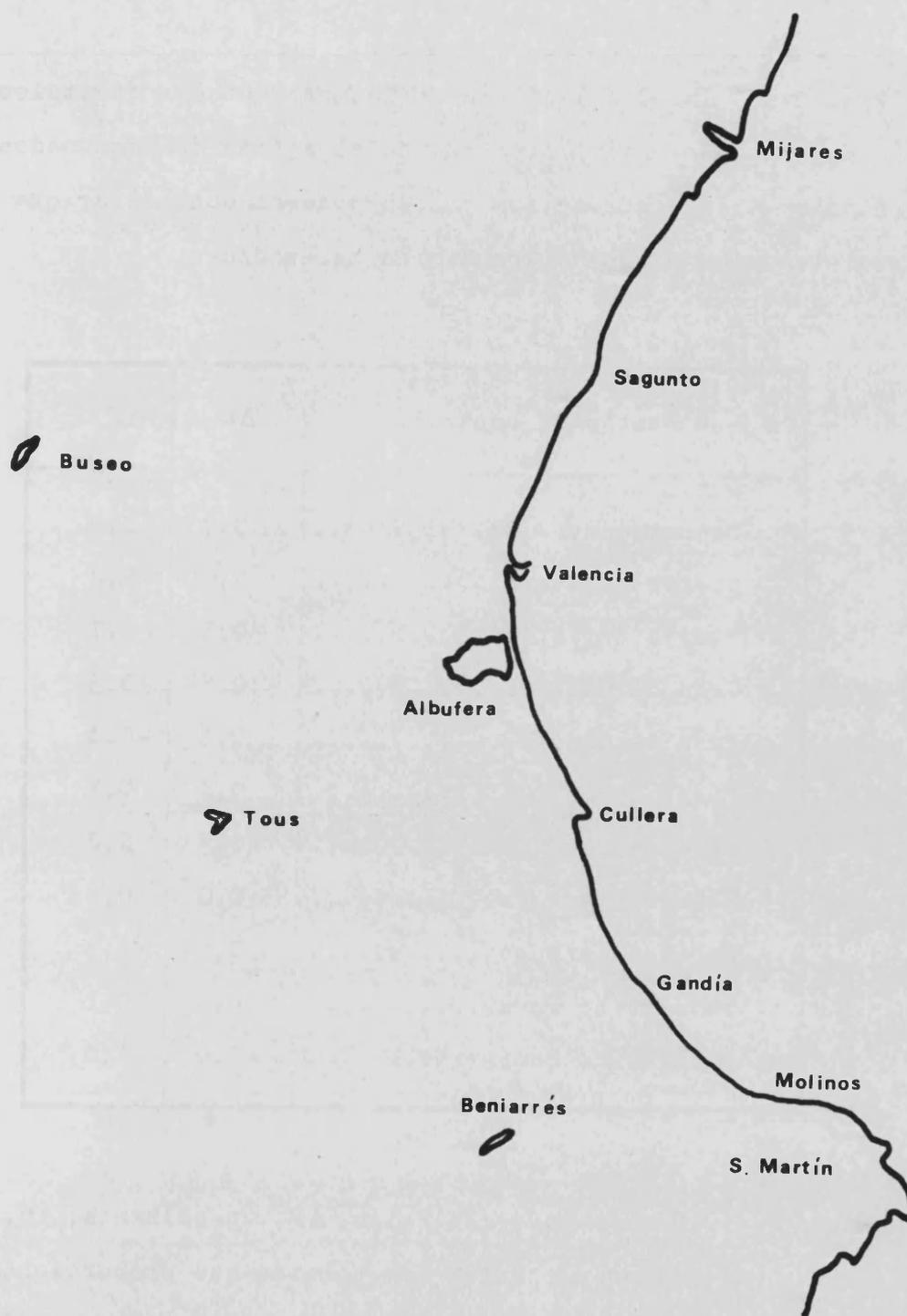


Figura IV.7.- Mapa de la zona de estudio en el que se han señalado los puntos de control utilizados en el registro de la imagen del 7 de julio de 1978.

IV.3. damos las desviaciones de las coordenadas digitales obtenidas restando los valores que da el ajuste de los usados en su cálculo. A la vista de las cuales podemos considerar que este registrado es adecuado a nuestras necesidades.

Puntos de control	ΔC	ΔF
Desembocadura del Mijares..	0,7	0,5
Puerto de Sagunto.....	0,0	-0,2
Puerto de Valencia.....	-0,1	-0,7
Cabo de Cullera.....	0,5	-0,3
Faro de Gandfa.....	0,1	-0,4
Punta de los Molinos.....	0,4	0,1
Cabo de San Martín.....	-0,5	0,2
Albufera.....	0,0	0,2
Embalse de Buseo.....	0,5	-0,3
Embalse de Tous.....	0,0	-0,2
Embalse de Beniarrés.....	-0,6	1,0

Tabla IV.3.- Desviaciones en filas, ΔF , en columnas, ΔC , obtenidas al restar los valores que proporcionan los ajustes (IV.9) y (IV.10) y los valores usados en su determinación.

CAPITULO V

REPRESENTATIVIDAD DE LAS MEDIDAS DE TEMPERATURA
APARENTE REALIZADAS EN ZONAS CON VEGETACION

V.1.- INTRODUCCION

La medida radiométrica de la temperatura realizada desde satélites artificiales, permite una visión global del campo de temperaturas junto al suelo. Sin embargo, la interpretación de los valores de temperatura aparente así obtenidos es complicada, ya que es difícil correlacionar estos valores con las características térmicas del sistema radiante, debido entre otras razones, a la heterogeneidad del mismo.

Si el sistema radiante está formado exclusivamente por suelo desnudo, la correspondencia entre su temperatura y la que proporciona el radiómetro es relativamente simple, como han puesto de manifiesto las investigaciones llevadas a cabo por F. Bonn (1977). Por el contrario si la superficie del suelo posee una cobertura vegetal, el problema se complica enormemente ya que, ahora, además de las características térmicas del suelo,

tendremos que tener en cuenta las propias de la vegetación, que dependen de su altura, de su densidad, etc.

Surge en estas condiciones, la dificultad de determinar la posible existencia de un nivel de referencia representativo de la temperatura que caracteriza el sistema radiante, para localizar en él las medidas termométricas "in situ", que puedan ser contrastadas con las radiométricas que realiza el satélite.

Si la superficie terrestre está protegida por una densa cobertura herbácea, las temperaturas extremas medidas con un radiómetro colocado sobre ella, son inferiores a las que se obtienen en la propia superficie del suelo; siendo esta diferencia de unos pocos grados (Blad y Rosemberg, 1976)(Marlatt, 1967), tal como se observa en la figura V.1. Parece adecuado tomar como representativo del sistema, el nivel de 20 ó 30 cm por encima de la superficie del suelo, aproximadamente a los $2/3$ del cultivo (Bonn, 1977).

Pero si la cobertura son árboles, el problema se complica aún más, como consecuencia de la diferente geometría que presenta el sistema radiante, dependiendo del ángulo con que se realice la observación, como hemos visto en el capítulo II.

Podemos suponer que, en general, el sistema radiante está formado fundamentalmente por tres componentes: el propio suelo, la vegetación y la atmósfera. Por tanto, la temperatura medida desde el satélite será, en realidad, un valor determinado por

la temperatura de las tres partes radiantes (Becker,1978a).

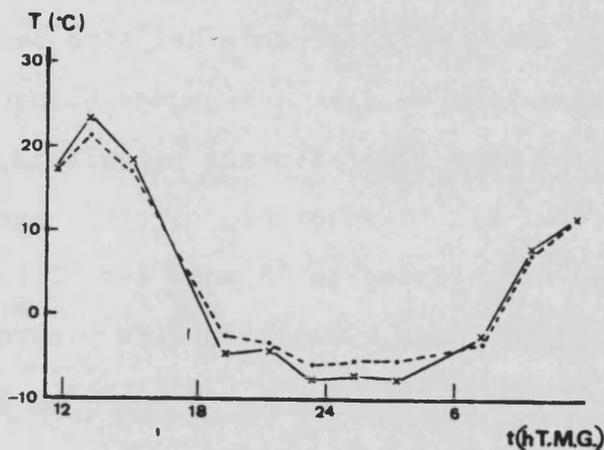


Figura V.1.- Evolución diaria de la temperatura, medida con un radiómetro (linea a trazos) o con un termistor (linea de trazo continuo), correspondiente a una superficie cubierta por césped (Marlatt,1967).

Además, hay que tener en cuenta que la temperatura proporcionada por el satélite, es la medida de una parcela de terreno, cuyo tamaño depende de la resolución del satélite (500 m x 500 m, en el caso del H.C.M.M.); en la que pueden presentarse diferentes tipos de coberturas vegetales e incluso diversos tipos de suelos, con temperaturas distintas entre sí. Por consiguiente, y a los efectos de las medidas "in situ", seremos rigurosos al exigir que las estaciones ubicadas en el suelo puedan tomarse como representativas de una extensión de varios pixels, gracias a que dicha superficie presente la mencionada hete-

rogeneidad.

La diferencia entre la temperatura de la vegetación y la del aire situado entre ella, depende del tipo de planta (Gates, 1969) y de la necesidad de agua que padece (Linacre, 1964) (Idso y otros, 1981a); si está moderadamente necesitada, la temperatura del aire es de 1 a 2 °C superior, mientras que si la planta está fuertemente necesitada, es de unos 4-6 °C inferior (Gardner y otros, 1981) (Nakagama, 1980) (Bartholic y otros, 1972). Pueden existir inversiones de temperatura sobre la planta durante varias horas al día (Blad y Rosemberg, 1976).

Todas estas diferencias se reducen por la noche (Geiger, 1965), como se pone de manifiesto en la figura V.2, con lo que la temperatura del aire medida en garitas meteorológicas, podrá ser representativa de los valores obtenidos por los satélites artificiales en zonas con vegetación durante su paso nocturno (Cihlar, 1981).

En la figura V.2 damos la evolución diaria de la temperatura del aire, suelo y planta para un clima mediterráneo como el nuestro.

Y en la figura V.3, representamos el efecto de protección de la cobertura vegetal formada por un naranjo. En ella se observa que las temperaturas del aire y del naranjo son prácticamente coincidentes normalmente.

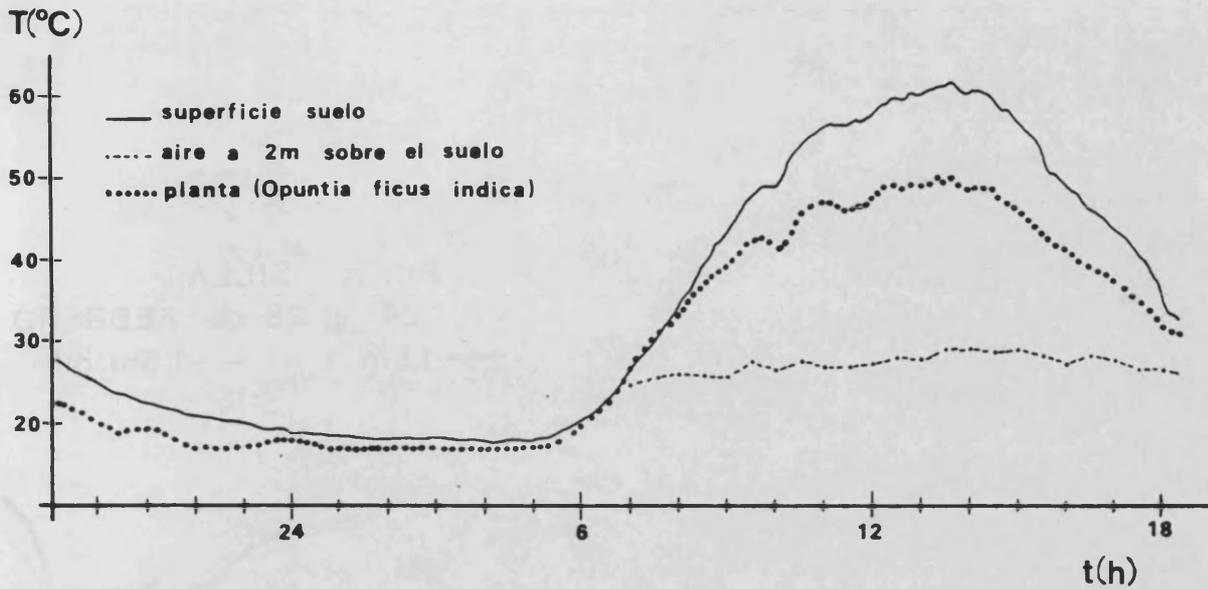


Figura V.2.- Evolución diaria de la temperatura en una zona agrícola de la región mediterránea (Geiger,1965)

La temperatura máxima de la superficie del suelo cuando no hay vegetación, es superior a la temperatura máxima del aire, mientras que las temperaturas mínimas son semejantes (Geiger, 1965); cuando hay vegetación ocurre lo contrario, como pone de manifiesto la gráfica de la figura V.4. La diferencia entre la temperatura media mensual del aire y del suelo, es de 1,5 a 3°C, dependiendo de la época del año; mayor en verano e invierno y menor en otoño y primavera (Toy y otros,1978). La diferencia entre ambas disminuye a medida que nos acercamos al suelo (Geiger,1965).

La experiencia del Departamento de Termología en este campo (Gandía y otros,1979,1980,1981 y 1982), ha puesto de manifiesto que las medidas realizadas, 20 cm debajo del suelo, en la su-

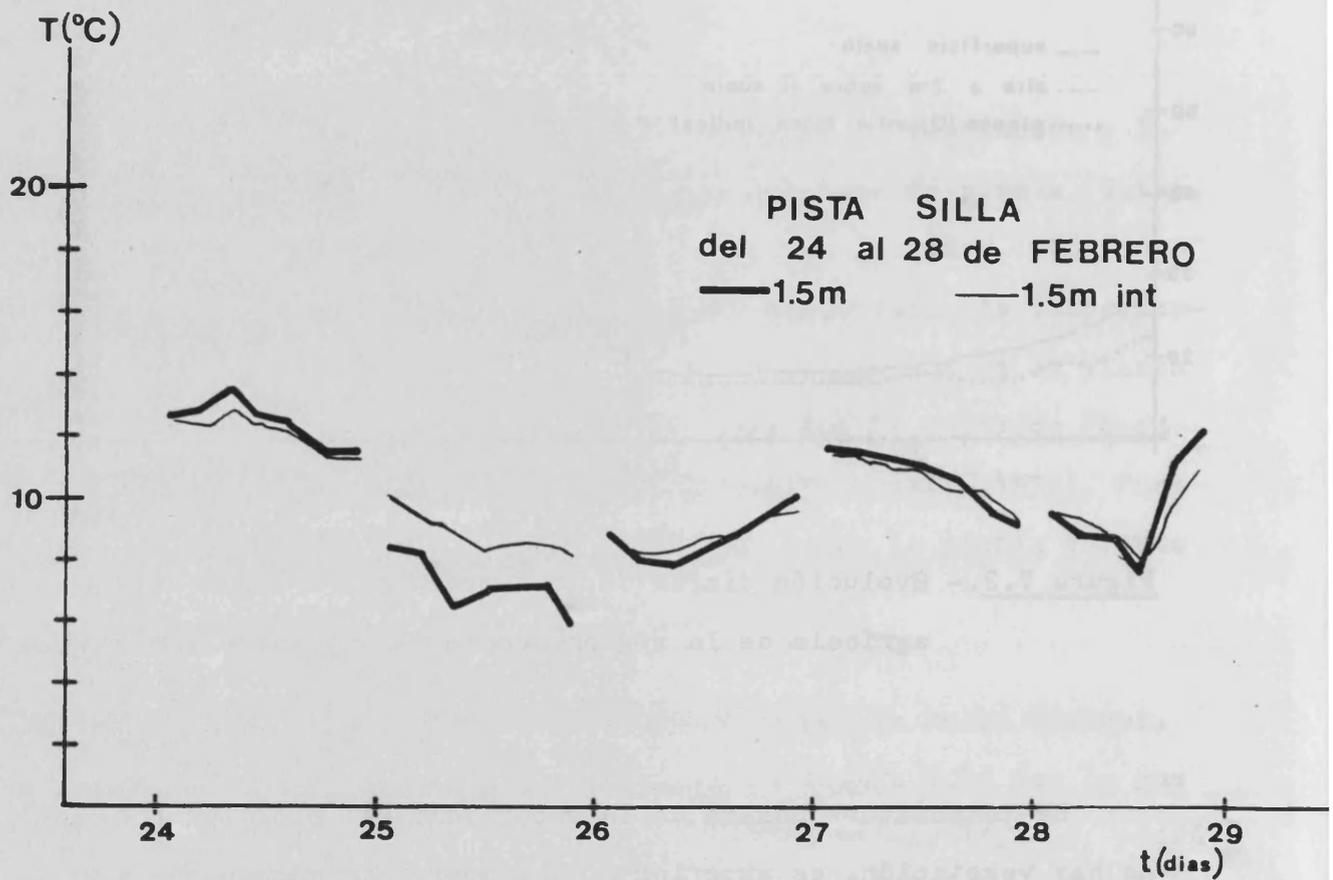


Figura V.3.- Evolución de la temperatura nocturna medida a 1,5 m dentro de un naranjo (línea de trazo fino) y en el exterior al mismo (línea de trazo grueso) (Gandía y otros, 1979)

perficie del suelo y a 150 cm por encima de la superficie del suelo, son las más significativas para estudiar la evolución de la onda térmica en el sistema suelo-vegetación. Niveles que, además, son comúnmente utilizados en la bibliografía (Geiger, 1965).

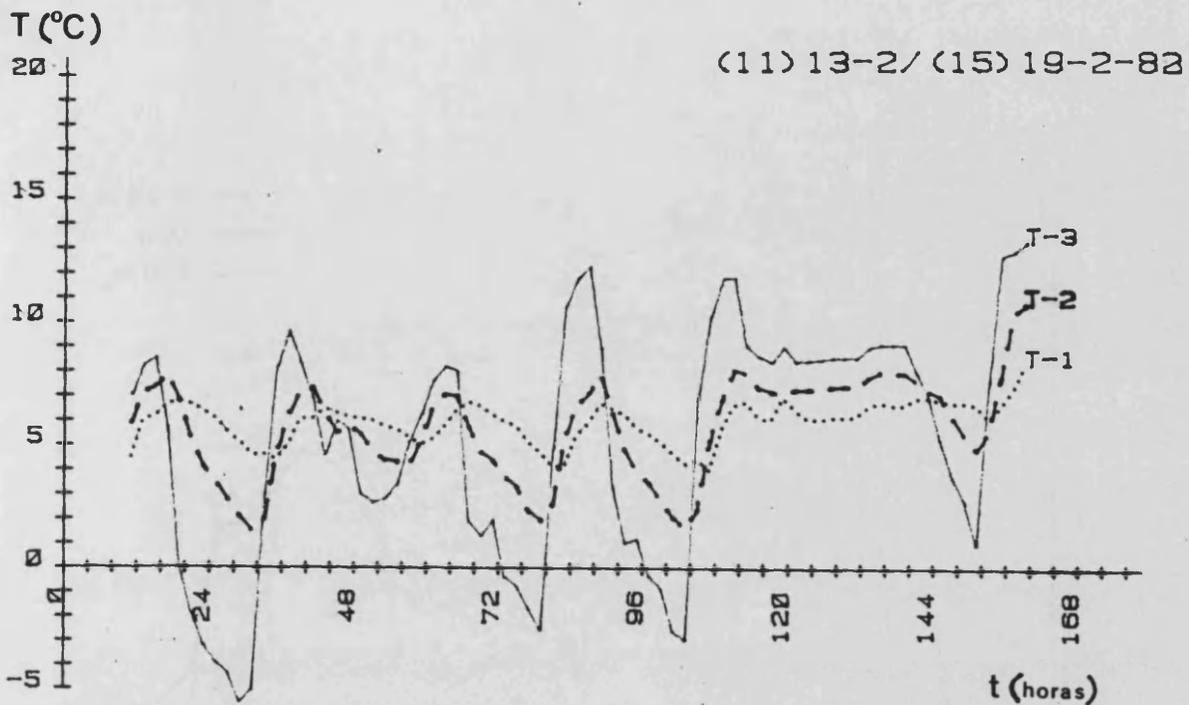


Figura V.4.- Evolución diaria de la temperatura del suelo (línea a trazos) y del aire (línea de trazo continuo) en una parcela de naranjos situada en la Vall d'Uixo.

Entre estos tres niveles existen diferencias de algunos grados, como ponen de manifiesto las gráficas de la figura V.5, en la que hemos representado la evolución de la temperatura nocturna para estos 3 niveles durante el mes de mayo de 1979, correspondiente al periodo en que se realizó la experiencia que describiremos en el apartado siguiente.

Todas estas limitaciones en la medida radiométrica, hace

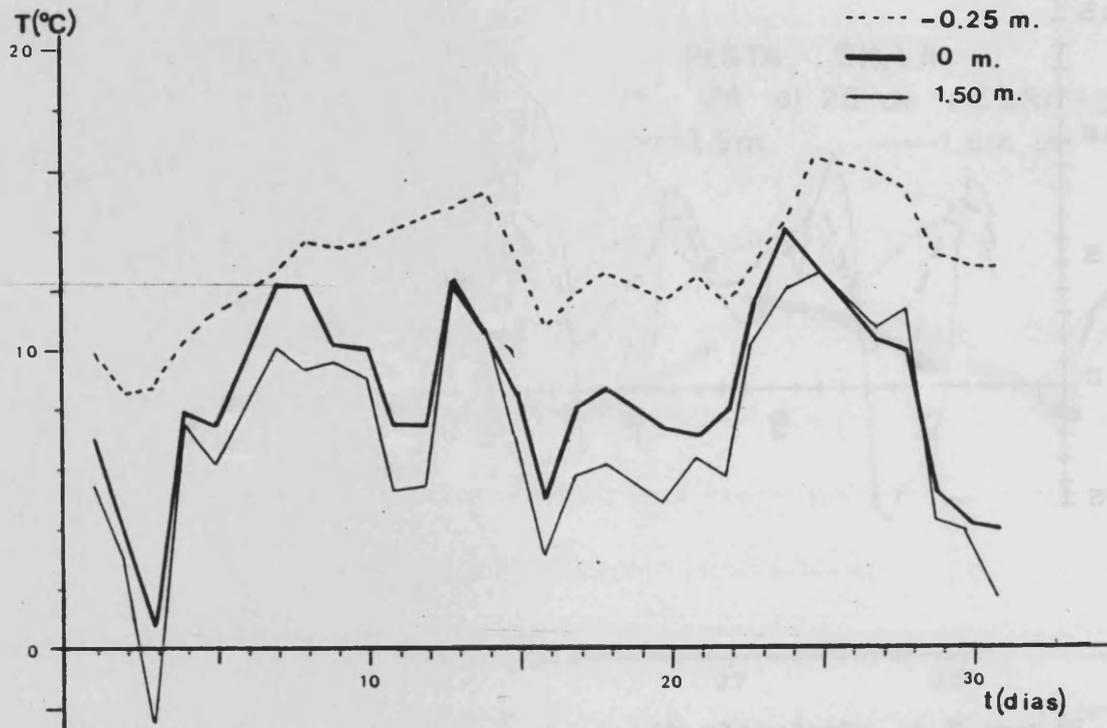


Figura V.5.- Temperaturas medias nocturnas correspondientes al mes de mayo de 1979 obtenidas en la estación de Sueca a distintos niveles.

imprescindible la utilización de medidas "in situ" para efectuar las correcciones necesarias en el radiómetro del satélite. Pero ¿en qué parte del sistema radiativo realizar la medida de la temperatura? Esta es la pregunta que nos planteamos en este capítulo y que trataremos de resolver utilizando las medidas de

temperatura disponibles en nuestra zona de trabajo, que son las que realiza el Instituto Nacional de Meteorología, a 1,5 m sobre el suelo y las que el Departamento de Termología viene realizando, en otros estudios paralelos a los nuestros.

V.2.- ESTUDIO DEL PROBLEMA DE LA REPRESENTATIVIDAD

Para tratar el problema de la representatividad de los valores de temperatura aparente, proporcionados por el satélite H.C.M.M., para un área agrícola, hemos elegido como zona de estudio una estrecha franja costera, completamente llana, de unos 2.500 km², situada al sur de la ciudad de Valencia (figura V.6). El Departamento de Termología instaló en ella una red automática de estaciones microclimáticas de medida y registro automático de temperatura (EMERAT)(Caselles y otros,1980) que nos determinan su valor a intervalos de una hora durante la noche, desde las 23 hasta las 7 horas T.M.G., en los tres niveles elegidos: 20 cm bajo el suelo, en el propio suelo y en el aire a 150 cm sobre el suelo. De esta red se han seleccionado cinco estaciones, de manera que correspondan a suelos con emisividad semejante y representativa de la zona estudiada (suelos arenosos con cultivo de cítricos). Con análogo criterio, se han escogido once estaciones de las que tiene instaladas en la zona el Instituto Nacional de Meteorología, en las que se determina la temperatura del aire a 1,5 m.

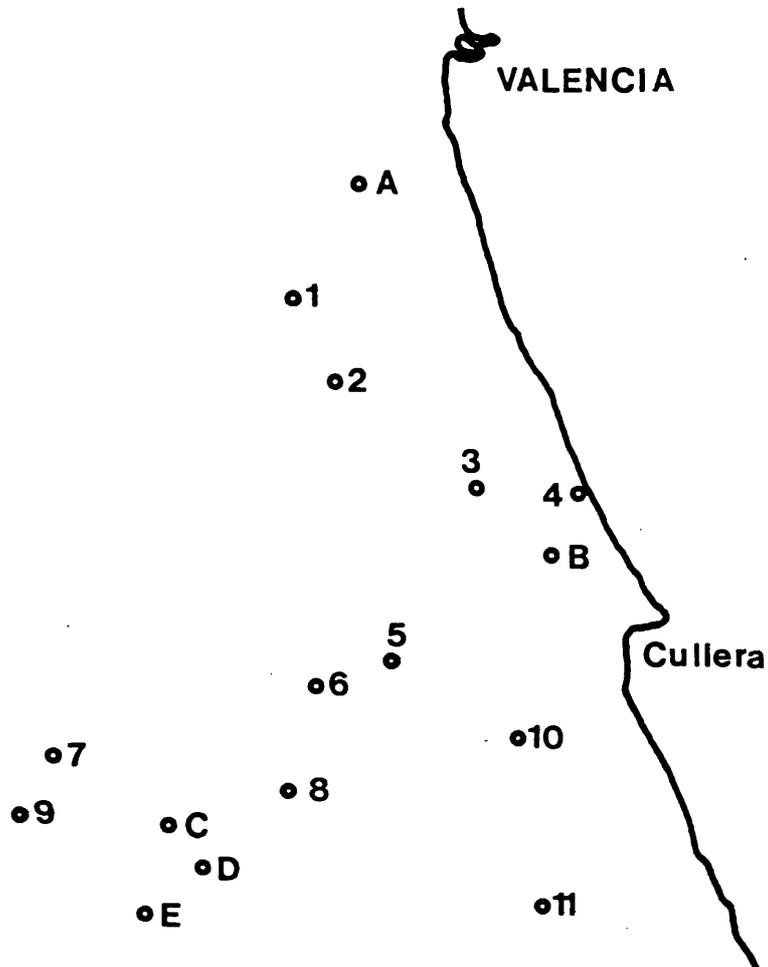


Figura V.6.- Mapa de la zona de estudio en el que se han señalado las estaciones de medida "in situ", que son las siguientes:

D. Terminología

- | | |
|-------------------|---------------|
| A: Pista de Silla | 3: Sueca |
| B: Invernadero | 4: Cullera |
| C: Argoleches | 5: Corbera |
| D: Monteolivete | 6: Alcira |
| E: Huchera | 7: Alberique |
| | 8: Carcagente |
| <u>I.N.M.</u> | 9: Antella |
| 1: Silla | 10: Llaró |
| 2: Almusafes | 11: Benifairó |

La corrección debido a la propia emisividad del sistema radiante, sólo afectará a la ordenada en el origen de las correlaciones que estableceremos entre las temperaturas medidas "in situ" y las proporcionadas por el satélite H.C.M.M. y no modificará al coeficiente de correlación, ya que como se ha visto en el capítulo II, la zona de estudio se comporta como si tuviera una única emisividad de 0,97.

Por otra parte, la diferente influencia que pueda tener la dirección de observación del satélite en las distintas partes de la zona estudiada, es totalmente despreciable, ya que la mayoría de los árboles de la zona son naranjos en plena producción (Sutherland y Bartholic, 1977).

Se han seleccionado las imágenes del satélite H.C.M.M. de que disponemos, teniendo en cuenta que toda la zona de estudio estuviera totalmente despejada de nubes y que correspondiera a una situación atmosférica con vientos débiles o en calma. Estas restricciones han limitado el estudio a las imágenes nocturnas correspondientes a los días 1 y 2 de mayo de 1979.

Durante estas dos noches, la corrección atmosférica extrapolando para nuestra zona los únicos sondeos disponibles que son los de Madrid-Barajas a las 0 horas T.M.G. (dados en las tablas V.1 y V.2), de acuerdo con las normas dadas en el capítulo III y aplicando el modelo RADTRA con $k_2 = 10 \text{ cm}^2/\text{gr}$. La corrección aplicable es prácticamente despreciable como se pone de manifiesto en la figura V.7. En cualquier caso y dentro del intervalo de

P(mb)	T(°C)	H relativa (%)
945	12,4	55
733	0,3	30
655	-1,9	20
398	-28,0	-

Tabla V.1.- Datos notables del radiosondeo realizado en 1 de mayo de 1979 a las 0 horas T.M.G. en Madrid-Barajas.

P(mb)	T(°C)	H relativa (%)
941	17,4	35
919	17,5	25
571	-10,7	20
300	-44,6	-

Tabla V.2.- Datos notables del radiosondeo realizado el 2 de mayo de 1979 a las 0 horas T.M.G. en Madrid-Barajas.

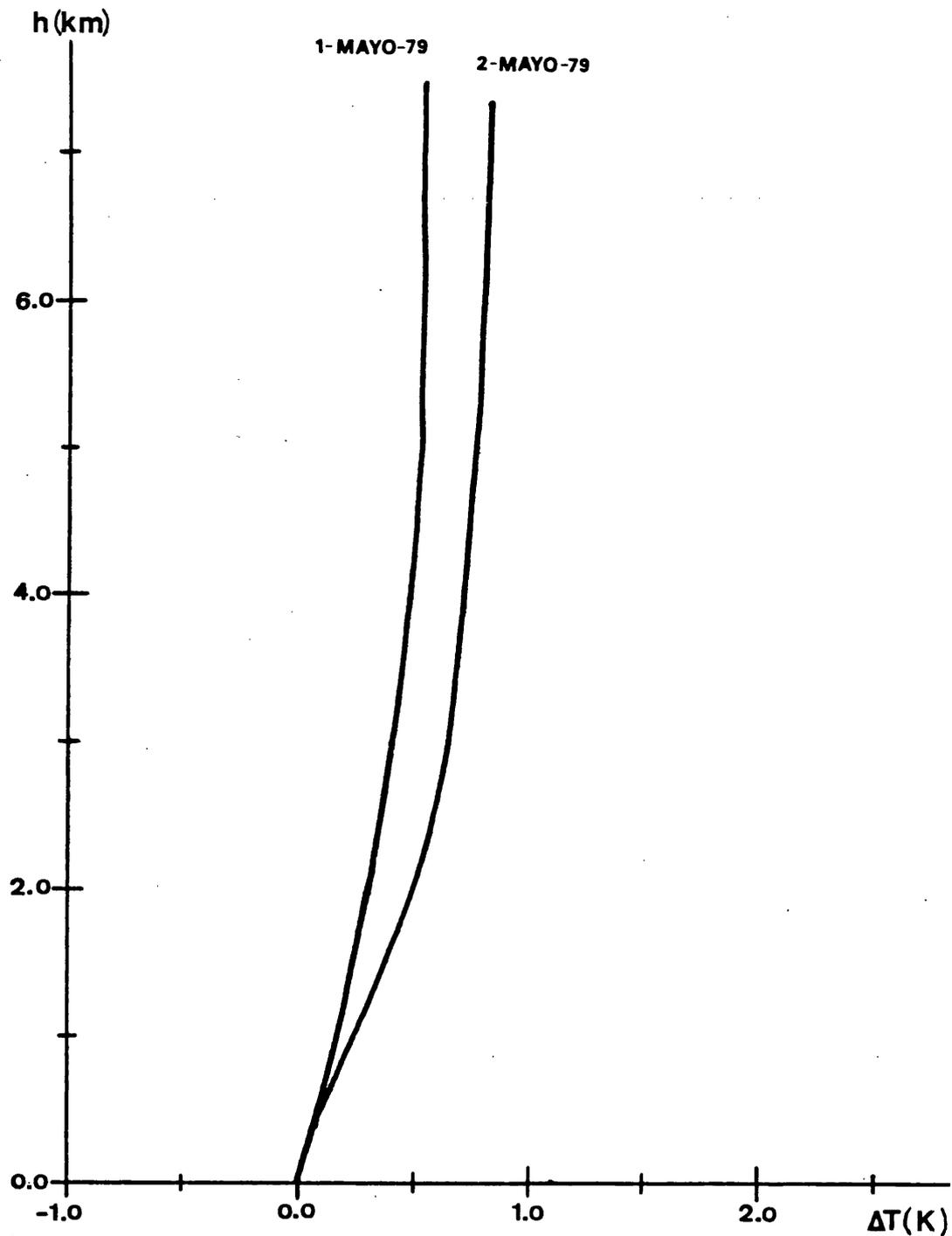


Figura V.7. - Correcciones atmosféricas, $\Delta T(K)$, correspondientes a los días 1 y 2 de mayo de 1979, utilizando el modelo RADTRA con $k_2 = 10 \text{ cm}^2/\text{gr}$ y el sondeo de Madrid-Barajas, para la temperatura media de la zona, que es 283 K.

temperaturas registradas, esta corrección supone principalmente un desplazamiento lineal de los valores, igual para todas ellas, que no afecta al problema de la representatividad que tenemos planteado.

V.3.- CORRECCION ENTRE LA TEMPERATURA APARENTE Y LA TEMPERATURA MEDIDA "IN SITU"

La localización de las estaciones de medida "in situ", sobre la imagen digital de temperaturas aparentes, se ha realizado utilizando el método de registrado por superposición a un mapa topográfico, descrito en el capítulo IV.

En la tabla V.3, damos las temperaturas a 0,2 m debajo del suelo, $T_{0,2}$ (°C), a nivel del suelo, T_0 (°C), y a 1,5 sobre el suelo, $T_{1,5}$ (°C), y las temperaturas aparentes, T_{sat} (°C) a la 1,31 hora del día 1 de mayo de 1979. Las temperaturas correspondientes al paso del satélite para los 3 niveles de medida "in situ", se han obtenido por interpolación lineal entre las temperaturas de la 1 y las 2 horas T.M.G., registradas por los equipos E.M.E.R.A.T.; ya que como hemos dicho en ellos se toma sólo la temperatura cada hora.

Las correlaciones obtenidas para las temperaturas dadas en la tabla V.3 y representadas en la figura V.8 son las si-

Estación	$T_{sat} (^{\circ}C)$	$T_{1,5} (^{\circ}C)$	$T_0 (^{\circ}C)$	$T_{-0,2} (^{\circ}C)$
Invernadero.....	2,6	10,1	12,5	22,3
Pista de Silla..	1,9	10,7	11,3	20,2
Huchera.....	1,1	6,6	8,5	17,0
Monteolivete....	1,1	7,7	9,6	18,5
Argoleches.....	0,9	6,9	8,6	17,1

Tabla V.3.- Temperaturas aparentes, T_{sat} , frente a las temperaturas proporcionadas por nuestras estaciones el día 1 de mayo de 1979 a la 1,31 horas T.M.G. Se estima que el error con que vienen afectadas las temperaturas del satélite es de $\pm 0,2^{\circ}C$.

güentes:

$$T_{-0,2} = 3,05 T_{sat} + 14,4 \quad r = 0,99 \quad (V.1)$$

$$T_0 = 2,37 T_{sat} + 6,5 \quad r = 0,97 \quad (V.2)$$

$$T_{1,5} = 2,29 T_{sat} + 4,9 \quad r = 0,87 \quad (V.3)$$

donde r representa el coeficiente de correlación lineal.

Para contrastar los resultados anteriores, obtenidos con sólo cinco puntos de calibrado, damos en la tabla V.4, las temperaturas registradas en las garitas meteorológicas, $T_{I.N.M.} (^{\circ}C)$,

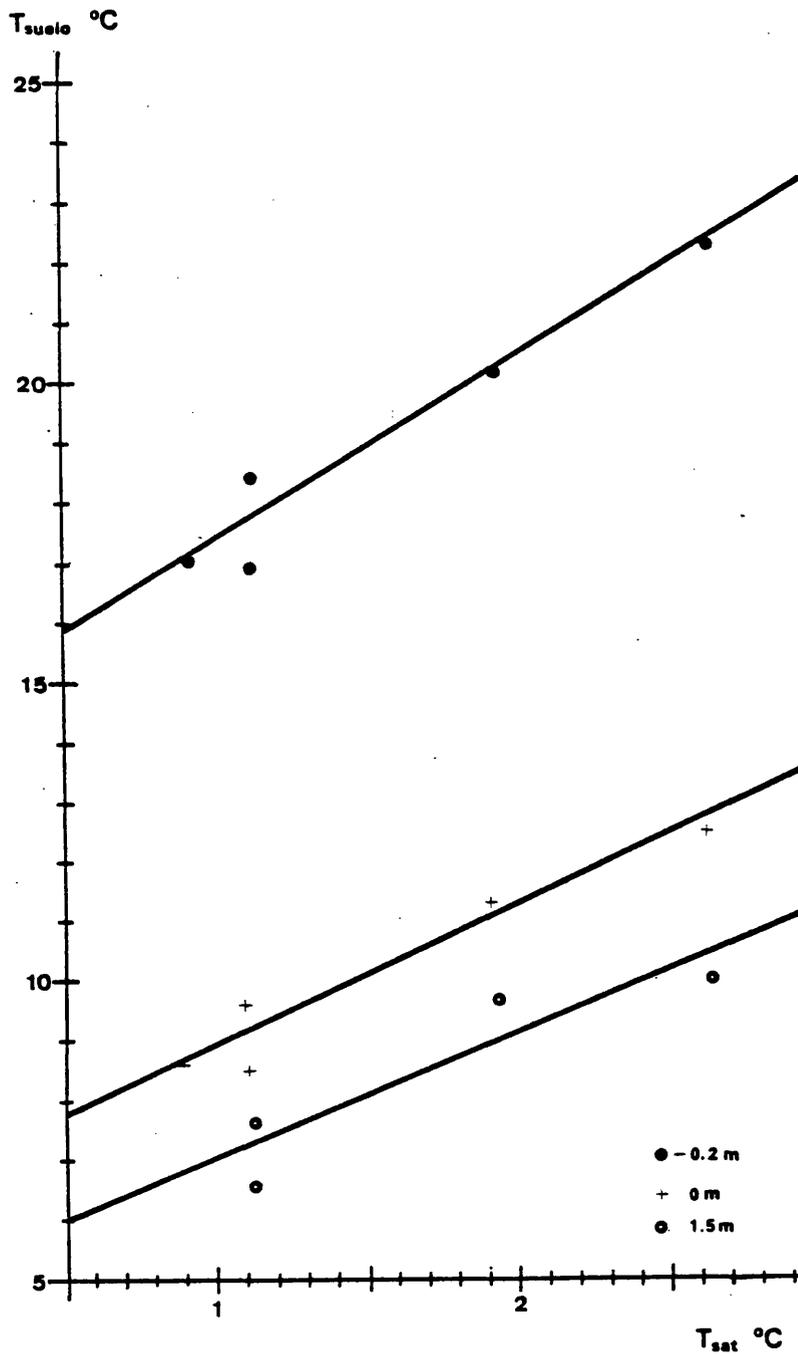


Figura V.8.- Correlaciones de las temperaturas proporcionadas por nuestras estaciones a tres niveles, 1,5 , 0, -0,2 m, y las del satélite durante su paso a la 1,31 hora T.M.G. del día 1 de mayo de 1979.

Estación	$T_{\text{sat}} (^{\circ}\text{C})$	$T_{\text{I.N.M.}} (^{\circ}\text{C})$
Corbera....	3,4	12,7
Llaurf.....	3,1	11,3
Alcira.....	2,9	10,8
Almusafes..	2,7	10,5
Cullera....	2,7	9,5
Carcagente.	2,3	10,0
Antella....	2,1	9,0
Benifairó..	1,9	10,0
Sueca.....	1,9	9,4
Silla.....	1,9	7,2
Alberique..	1,5	9,2

Tabla V.4.- Temperaturas aparentes, T_{sat} , frente a las temperaturas registradas en las garitas meteorológicas $T_{\text{I.N.M.}}$, el día 1 de mayo de 1979 a la 1,31 horas T.M.G. Se estima que las temperaturas del I.N.M. vienen afectadas de un error de $0,5^{\circ}\text{C}$.

y las que proporciona el satélite. $T_{\text{I.N.M.}}$ se obtiene por lectura directa del termograma a la hora del paso del satélite, teniendo la precaución de corregir los posibles errores sistemáticos en el ajuste de la hora y de la temperatura, utilizando para ello la hora de salida del sol para ese día y los valores de temperatura máxima y mínima semanales, registrados en los termómetros de máxima y mínima (I.N.M.,1956).

En la figura V.9 representamos las temperaturas registradas en garita meteorológica, $T_{I.N.M.}$ ($^{\circ}C$), frente a la temperatura proporcionada por el satélite, T_{sat} ($^{\circ}C$), ajustando por mínimos cuadrados se obtiene la recta siguiente:

$$T_{I.N.M.} = 1,88 T_{sat} + 5,4 \quad r = 0,80 \quad (V.4)$$

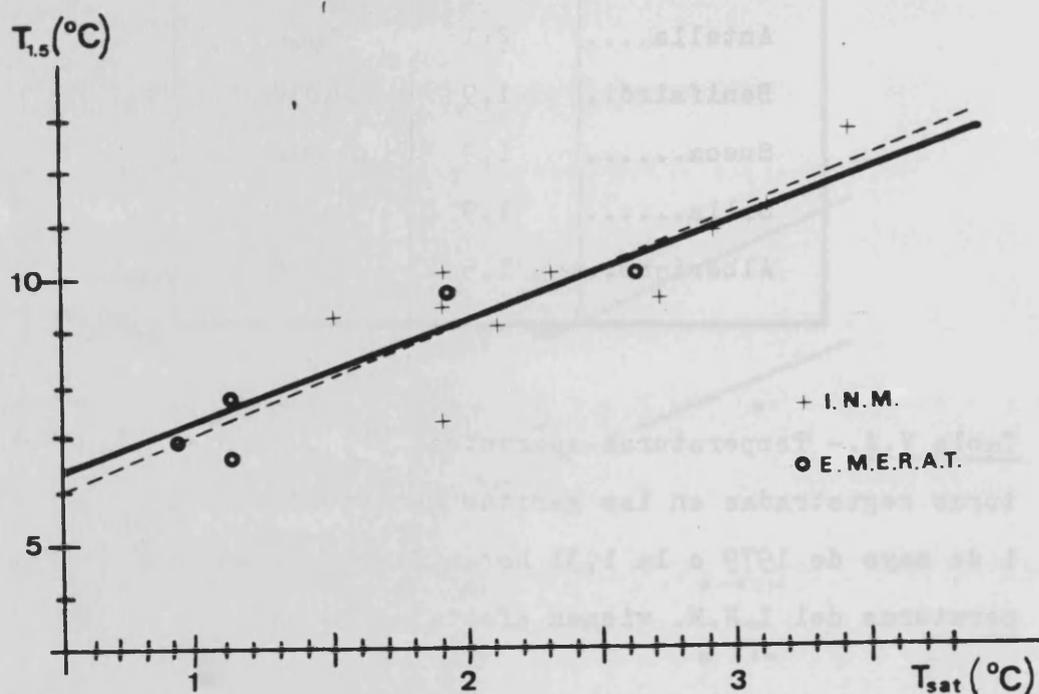


Figura V.9.- Correlaciones entre las temperaturas proporcionadas por nuestras estaciones a 1,5 m y las del Instituto Nacional de Meteorología, con las que proporcionó el satélite durante su paso el día 1 de mayo de 1979 a la 1,31 hora T.M.G.

Idénticamente en las tablas V.5 y V.6 damos los datos correspondientes al día 2 de mayo de 1979. Los ajustes obtenidos con estos datos representados en las figuras V.10 y V.11, son los siguientes:

$$T_{-0,2} = 3,32 T_{sat} + 8,0 \quad r = 0,98 \quad (V.5)$$

$$T_0 = 3,25 T_{sat} - 0,2 \quad r = 0,97 \quad (V.6)$$

$$T_{1,5} = 3,12 T_{sat} - 1,1 \quad r = 0,97 \quad (V.7)$$

$$T_{2.N.M} = 3,01 T_{sat} - 0,7 \quad r = 0,75 \quad (V.8)$$

Estación	T_{sat} (°C)	$T_{1,5}$ (°C)	T_0 (°C)	$T_{-0,2}$ (°C)
Argoleches.....	4,0	11,8	13,0	21,5
Monteolivete....	4,8	10,0	11,5	20,1
Huchera.....	3,6	10,1	11,7	20,3
Invernadero.....	3,1	9,0	10,5	18,3
Pista de Silla..	2,5	6,5	7,6	16,3

Tabla V.5. - Temperaturas aparentes, T_{sat} , frente a las temperaturas proporcionadas por nuestras estaciones el día 2 de mayo de 1979 a las 1,50 horas T.M.G.

Estación	T _{sat} (°C)	T _{I.N.M.} (°C)
Alcira.....	4,2	11,8
Llaurf.....	3,8	13,8
Almusafes...	3,8	10,8
Corbera.....	3,8	10,7
Antella.....	3,8	10,2
Alberique...	3,8	9,7
Cullera.....	3,3	8,4
Silla.....	3,1	7,2
Benifairó...	2,7	8,6

Tabla V.6. - Temperaturas aparentes, T_{sat}, frente a las temperaturas registradas en las garitas meteorológicas el día 2 de mayo de 1979 a las 1,5 horas T.M.G.

Como se observa en las gráficas de las figuras V.9 y V.11, los ajustes utilizando las medidas a 1,5 m de nuestras estaciones y las utilizadas por el I.N.M., son prácticamente coincidentes. Lo cual da una mayor representatividad a los ajustes que se obtienen con los valores de nuestras 5 estaciones, a la vez que ponen de manifiesto la posibilidad de introducir las estaciones del I.N.M. como estaciones de medida "in situ".

En las dos imágenes tratadas los valores de temperatura aparente obtenidos, son inferiores a los registrados "in situ"

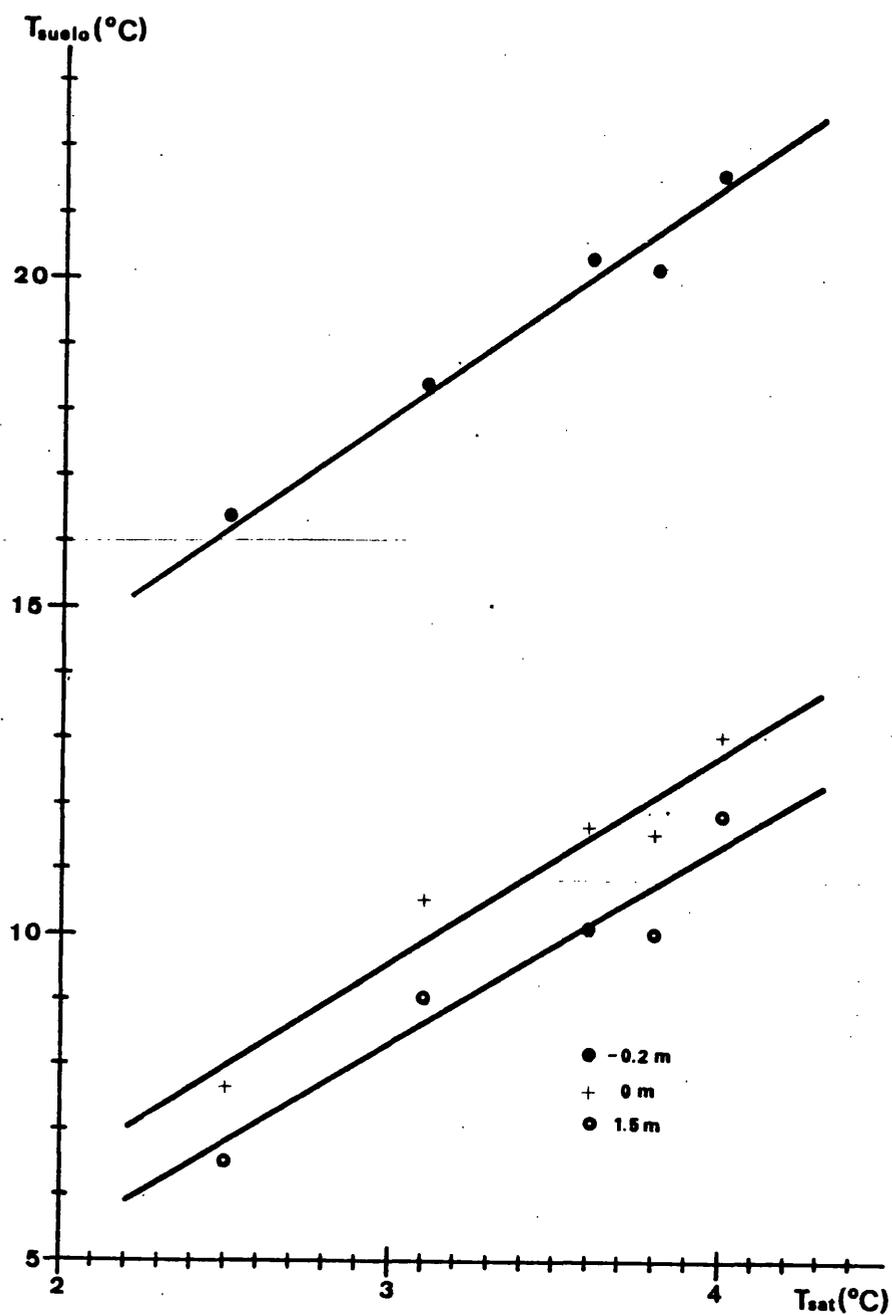


Figura V.16.- Correlaciones entre las temperaturas proporcionadas por nuestras estaciones a tres niveles, 1,5, 0, -0,2 m, y las del satélite durante su paso a la 1,50 horas T.M.G. del día 2 de mayo de 1979.

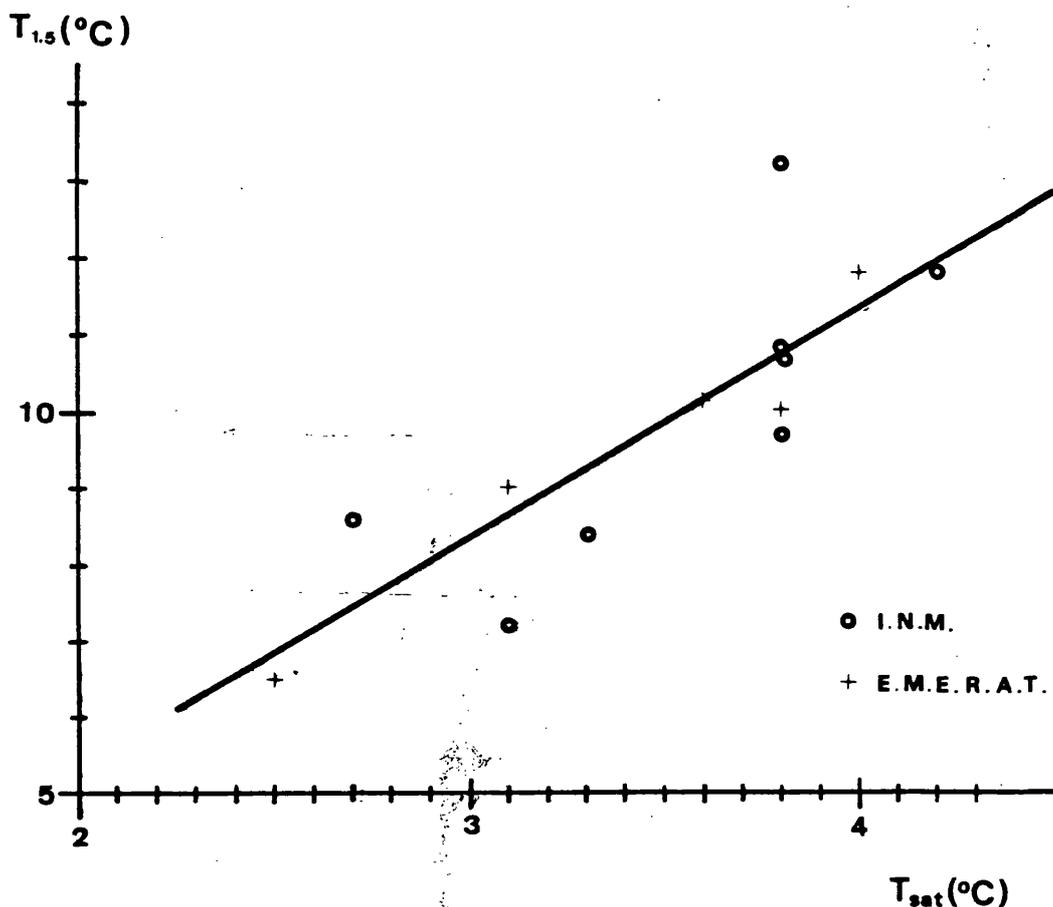


Figura V.11..- Correlaciones entre las temperaturas proporcionadas por nuestras estaciones a 1,5 m y las del Instituto Nacional de Meteorología con las que proporcionó el satélite durante su paso el día 1 de mayo de 1979 a la 1,50 horas T.M.G.

y con un intervalo de variación notablemente menor. En estas dos imágenes, la medida radiométrica es menos sensible y precisa que la registrada "in situ", a consecuencia del desajuste del radiómetro del satélite.

De los ajustes efectuados, no se deduce ningún nivel como más significativo y los cuatro calibrados realizados, para cada día, parecen igualmente válidos. Los coeficientes de corrección correspondientes al nivel de 1,5 m indican una mayor dispersión de las medidas, lo cual puede atribuirse, en parte, a una mayor fluctuación de la temperatura del aire a 1,5 m, más que a una menor representatividad. En cuanto a las medidas procedentes de las garitas meteorológicas, debe tenerse en cuenta que los datos utilizados, se obtienen de los termogramas correspondientes y por tanto no es extraño que la dispersión entre medidas sea mayor, que la que se obtiene utilizando los valores de nuestras estaciones.

Consideramos que con fines agronómicos, son utilizables como medidas "in situ", las llevadas a cabo en garitas meteorológicas, siempre que sean representativas a los efectos de su contrastación con las proporcionadas por los satélites artificiales, ya que nos permiten corregir las medidas digitales de temperatura del aire a 1,5 m, con una exactitud del orden de 1°C.

A la vista de los ajustes obtenidos no es posible obtener resultados concluyentes. Es claro, no obstante, que cualquier ajuste es únicamente representativo para la imagen que se obtiene. Igualmente no son aplicables los ajustes de un nivel a otro distinto.

Es necesario un tratamiento más completo, incluyendo nuevas imágenes, así como medidas radiométricas en el propio suelo

Nombre de la estación	T _{sat} (°C)	T _{sat} (°C)	T _{sat} (°C)	T _{I.N.M.} (°C)
Ayora.....	5,0	4,8	4,5	12,0
Almansa.....	5,7	5,6	5,2	11,8
Ribarroja.....	6,3	6,2	6,5	13,8
Alcalalí.....	7,2	7,4	7,7	13,9
Liria.....	7,2	7,1	7,2	14,0
Picaña.....	7,9	7,9	7,6	14,8
Puzol.....	7,9	7,9	7,6	13,0
Villarreal "Perona"..	7,9	7,7	7,7	13,2
Bétera.....	8,3	8,2	8,0	15,2
Gallosa.....	8,3	8,3	8,4	13,2
Moncofar.....	8,3	8,2	7,9	14,0
Gata.....	8,3	8,5	8,5	13,8
Silla.....	8,7	8,6	8,6	13,7
Tormos.....	8,7	8,6	8,5	14,5
Rafelcofer.....	9,0	9,0	9,1	15,2
Villarreal "C.C.A."..	9,0	8,9	8,6	15,6
Cullera.....	9,0	9,1	9,3	16,0
Corbera.....	9,0	9,1	9,3	16,2
Cotes.....	9,0	8,9	8,9	16,2
Piles.....	9,2	9,2	9,1	14,3
Sumacárcel.....	9,4	9,4	9,2	16,0
Carcagente.....	9,4	9,4	9,4	17,0
Alberique.....	9,6	9,6	9,1	16,2
Benifairó.....	9,8	9,6	9,5	15,3
Antella.....	9,8	10,1	9,9	14,8
Sueca.....	11,5	11,6	11,6	16,4

Tabla V.7.- Valores de temperatura del satélite T_{sat}, T_{sat}' y T_{sat}'', para el vecino más próximo, o tomando errores de medio o un pixel, respectivamente, frente a los valores de la temperatura obtenidos en las garitas meteorológicas, T_{I.N.M.}, durante el paso nocturno del 7 de julio de 1978.

para justificar las posibles relaciones existentes.

V.4.- CALIBRADOS DE LAS IMAGENES TERMICAS DEL 7 DE JULIO DE 1978

Como valores de temperatura "in situ" para calibrar estas imágenes, tomaremos los que realiza de forma sistemática el Instituto Nacional de Meteorología en la zona, ya que la red de estaciones de medida y registro automático de temperatura que posee el Departamento de Termología en ella, fue instalada posteriormente a esta fecha, y puesto que, como acabamos de ver en el apartado anterior, la medida de la temperatura del aire realizada en garita meteorológica se puede utilizar como medida "in situ" para corregir las imágenes digitales de temperatura aparente proporcionadas por el satélite H.C.M.M.

En la tabla V.7 representamos los valores de la temperatura registrada en garita meteorológica, $T_{I.N.M.}$, frente a la temperatura proporcionada durante el paso nocturno del satélite.

Ajustando por mínimos cuadrados estos valores, se obtienen las relaciones siguientes:

$$T_{I.N.M.} = 0,79 T_{sat} + 7,9 \quad r = 0,79 \quad (V.9)$$

$$T_{I.N.M.} = -0,76 T'_{sat} + 8,2 \quad r = 0,79 \quad (V.10)$$

$$T_{\text{I.N.M.}} = 0,75 T''_{\text{sat}} + 8,4 \quad r = 0,79 \quad (\text{V.11})$$

donde T_{sat} es el valor de la temperatura del pixel en el cual se ha localizado la estación de medida "in situ"; este procedimiento se conoce como el método de obtención de la temperatura por aproximación al vecino más próximo.

T'_{sat} se refiere al valor de la temperatura que tendría un pixel centrado en el lugar de ubicación de la estación de medida "in situ" dentro de la imagen digital de temperaturas. Por consiguiente su valor es una media ponderada de los 4 vecinos más próximos, teniendo en cuenta la proporción de superficie que coge de cada uno de ellos el nuevo pixel.

Esto equivale a suponer que el error con que se localizan las estaciones de medida "in situ" es de medio pixel.

T''_{sat} se obtiene suponiendo que el error de localización de las estaciones de medida situadas en el propio suelo sea de un pixel. Por tanto, para determinar su valor centraremos en el lugar de ubicación de la estación dentro de la imagen digital un cuadrado de tamaño 2 pixels x 2 pixels, y obtendremos su valor teniendo en cuenta los 9 vecinos más próximos, siguiendo el mismo criterio de ponderación que para T'_{sat} .

La representación gráfica del ajuste (V.9), lo hemos dado en la figura V.12; los demás ajustes no los representamos, pues

son prácticamente coincidentes con el anterior.

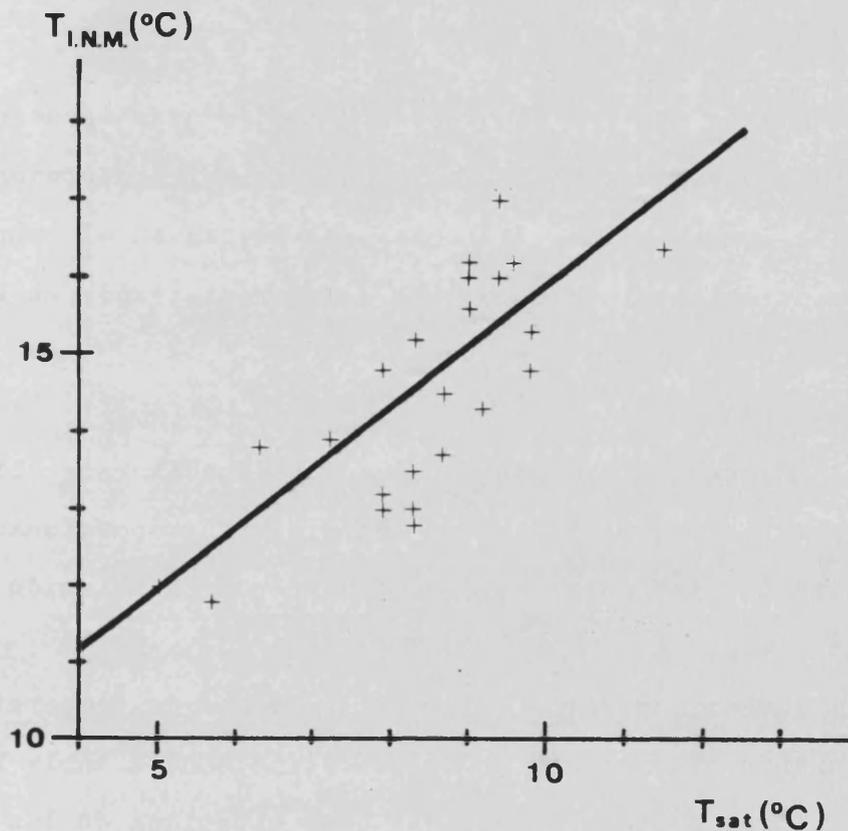


Figura V.12.- Correlación entre las temperaturas aparentes, T_{sat} , y las proporcionadas por el termógrafo, $T_{I.N.M.}$, para el paso nocturno del satélite el día 7 de julio de 1978.

La homogeneidad de la zona, tratada en el capítulo I, se pone de manifiesto claramente en la tabla V.7, puesto que las respectivas correcciones T_{sat} , T'_{sat} , T''_{sat} apenas difieren, confirmando que las estaciones seleccionadas se encuentran en zo-

nas homogéneas, y es por tanto presumible que se obtengan buenos resultados de calibrado tomando como relación de registrado, una función lineal y estaciones representativas de medida "in situ", como se dijo en el apartado IV.5.

El hecho de que las pendientes de estos ajustes sean menores que la unidad, significa que la imagen digital proporcionada por el satélite, aumenta los gradientes que se dan en el campo de temperaturas obtenido a partir de los datos registrados en garita meteorológica a 1,5 m sobre el suelo.

En la figura V.13 damos el mapa de temperaturas, obtenido al corregir la imagen digital de temperatura proporcionada por el satélite utilizando el calibrado dado por la relación V.9.

Análogamente, podemos calibrar la imagen de temperatura obtenida durante el paso diurno del satélite. En la tabla V.8, damos los valores de temperatura del aire obtenidos en las garitas meteorológicas, $T_{I.N.M.}$ ($^{\circ}C$), frente a los valores que proporciona el satélite, T_{sat} ($^{\circ}C$), obtenidos por el método del vecino más próximo. El ajuste por mínimos cuadrados, representado en la figura V.14, de estos valores es:

$$T_{I.N.M.} = 0,38 T_{sat} + 16,3 \quad r = 0,76 \quad (V.12)$$

Utilizando esta relación hemos construido el mapa de temperatura dado en la figura V.15.

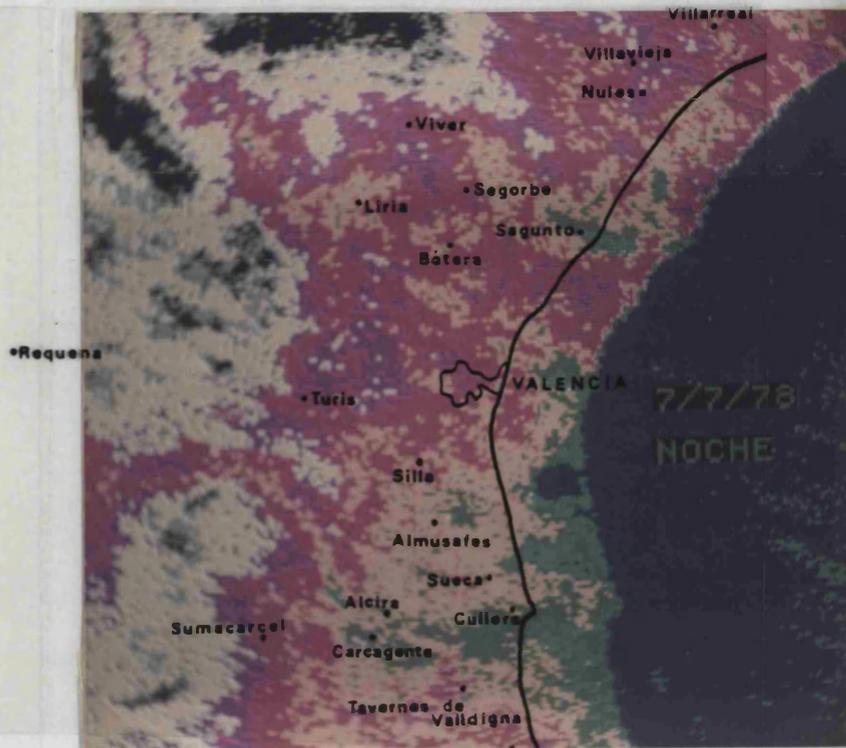


Figura V.13.- Mapa de temperaturas de la zona de estudio, obtenido de acuerdo con el siguiente criterio:

Temperatura (°C)	Color
$T \leq 10$	negro
$10 < T \leq 11$	gris
$11 < T \leq 12$	amarillo
$12 < T \leq 13$	violeta
$13 < T \leq 14$	rojo
$14 < T \leq 15$	crema
$15 < T \leq 16$	verde
$16 < T \leq 17$	azul claro
$17 < T$	azul marino

Nombre de la estación	T _{sat} (°C)	T _{I.N.M.} (°C)
Sueca.....	18,1	22,8
Piles.....	19,8	24,8
Rafelcofer.....	19,8	25,8
Cullera.....	20,1	23,8
Benifairó.....	20,8	25,0
Callosa.....	21,2	20,0
Silla.....	21,7	23,5
Picaña.....	21,7	24,8
Moncofar.....	22,1	25,0
Tormos.....	22,1	26,5
Puzol.....	22,7	24,0
Ribarroja.....	23,0	24,2
Villarreal "Perona"..	23,0	23,8
Villarreal "C.C.A."..	23,7	24,0
Carcagente.....	23,7	27,0
Corbera.....	24,0	24,0
Alcalalí.....	24,0	24,9
Sumacárcel.....	24,0	25,5
Antella.....	24,0	26,0
Villafamés.....	24,6	24,2
Liria.....	25,3	26,0
Bétera.....	25,9	25,0
Cotes.....	26,2	28,2
Alberique.....	27,5	28,2
Ayora.....	28,4	28,0
Almansa.....	35,0	29,6

Tabla V.8. - Valores de la temperatura del satélite, T_{sat} (°C), frente a las temperaturas obtenidas de los termogramas, T_{I.N.M.} (°C), durante el paso diurno del 7 de julio de 1.978.

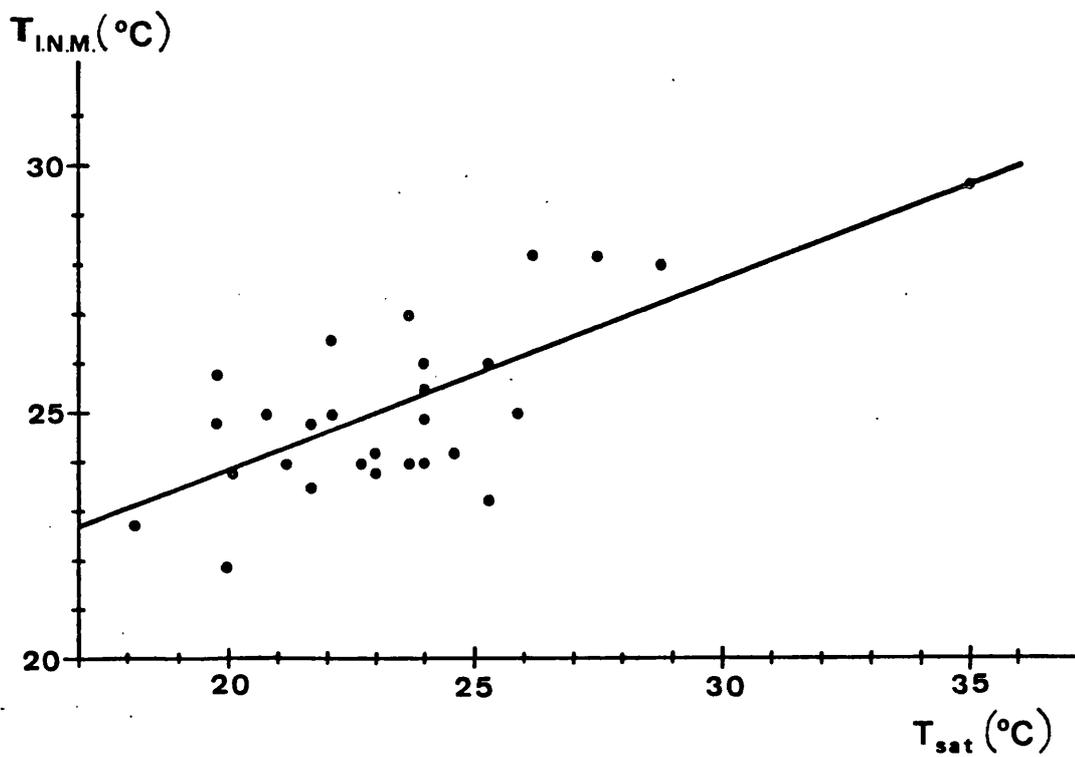


Figura V.14.- Relación entre las temperaturas del satélite, T_{sat} , y las temperaturas del termografo, $T_{I.N.M.}$, correspondientes al paso diurno del satélite el día 7 de julio de 1978.

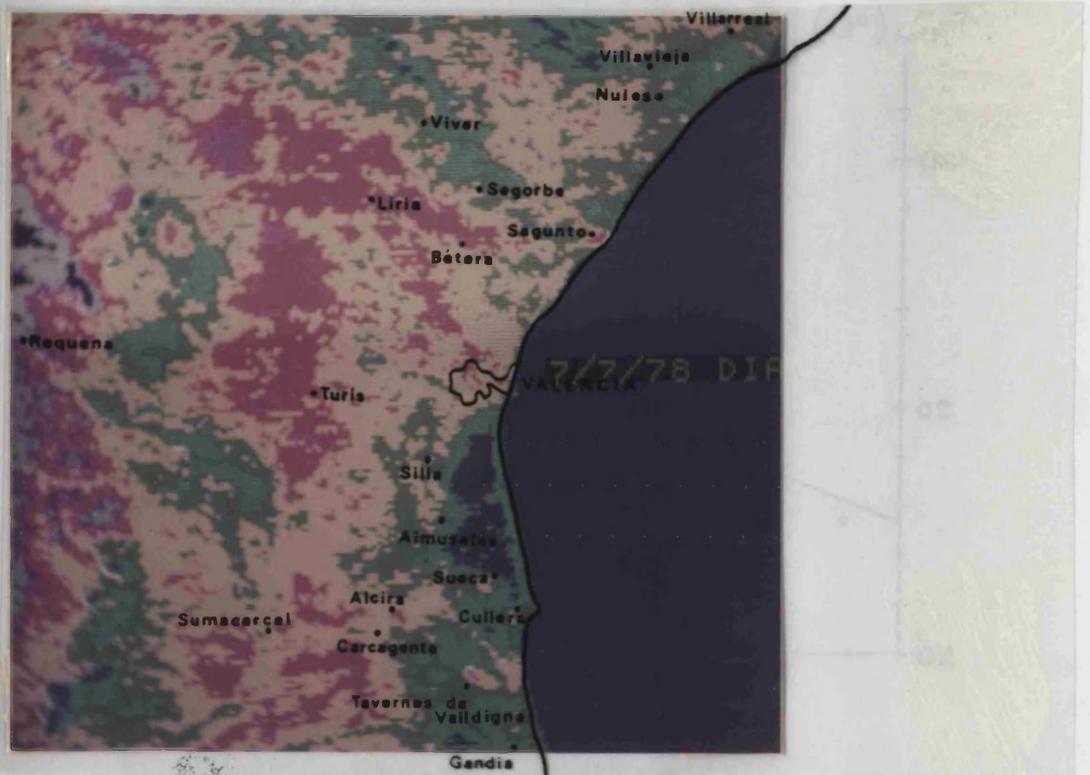


Figura V.15.- Mapa de temperatura de la zona de estudio, obtenido de acuerdo con el siguiente criterio:

Temperatura (°C)	Color
$T \leq 23$	azul marino
$23 < T \leq 24$	azul claro
$24 < T \leq 25$	verde
$25 < T \leq 26$	crema
$26 < T \leq 27$	rojo
$27 < T \leq 28$	violeta
$28 < T \leq 29$	gris
$29 < T$	negro

V.5.- CONSTRUCCION Y CALIBRADO DE LA IMAGEN DE DIFERENCIA DE
TEMPERATURA DEL 7 DE JULIO DE 1978

La imagen de diferencia de temperatura, se calcula restando de la imagen digital de temperatura tomada durante el paso diurno del satélite, la que captó durante el paso nocturno. Pero esta operación, que sería inmediata si ambas imágenes fuesen superponibles, utilizando un ordenador, se complica, ya que las órbitas diurnas y nocturnas de este satélite están cruzadas, como muestra la figura V.16. Y por tanto se tendrá que registrar una imagen sobre la otra antes de poder efectuar su diferencia.

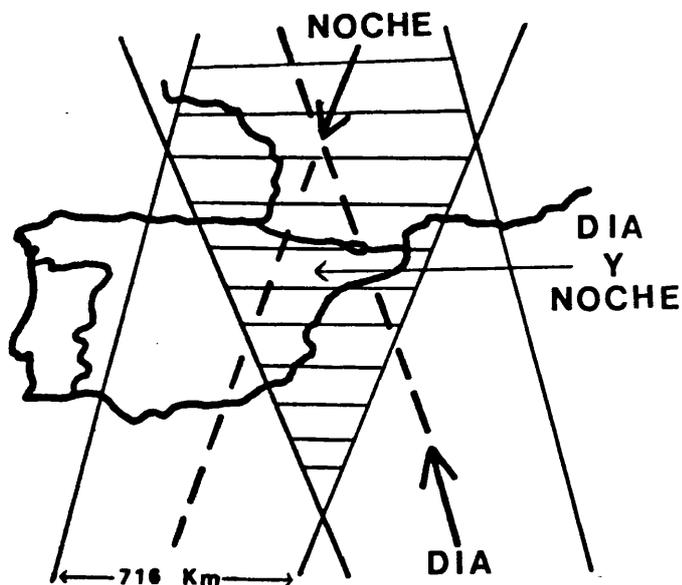


Figura V.16.- Órbita diurna y nocturna del satélite H.C.M.M.
sobre España el día 7 de julio de 1978.

Utilizando la función de registrado en términos cuadráticos, desarrollada por el Centro de Investigación U.A.M. - I.B.M. de Madrid (García y Ortí, 1981), el Instituto Geográfico Nacional "superpuso" la imagen nocturna sobre la diurna (López-Muñiz, 1981). La imagen corregida se obtuvo, a partir de la inicial, utilizando un método de interpolación bilineal, que tiene en cuenta los 9 vecinos más próximos (Santisteban, 1980a).

Para que las diferencias de temperatura se puedan expresar como una imagen digital, tendremos que transformarlas en valores comprendidos entre 0 y 255. Esto se consigue calculando previamente las diferencias de temperatura que podemos esperar en la zona, a partir de los valores que nos da el satélite, asignando el valor máximo al 255 y el mínimo al 0.

Así, para el 7 de julio de 1978 se obtuvo la siguiente relación (López-Muñiz, 1981):

$$\Delta T = 53,50^{\circ}\text{C} \longleftrightarrow I = 255$$

$$\Delta T = -10,25^{\circ}\text{C} \longleftrightarrow I = 0$$

La zona estudiada es sólo una parte de la imagen de diferencia de temperaturas que es mucho más amplia. En consecuencia en algunas partes de ella pueden aparecer nubes, que sin embargo no afecten a nuestra zona, pero que determinen diferencias como las indicadas para el 7 de julio de 1978, inexplicables a nivel del suelo.

La función que transforma los valores digitales, I, en diferencia de temperatura, ΔT ($^{\circ}\text{C}$), será:

$$I = 41 + 4 \Delta T \quad (\text{V.13})$$

Una vez determinada la imagen digital de diferencia de temperaturas, podemos calibrarla idénticamente a como lo hemos hecho en el apartado anterior, para las imágenes de temperatura obtenidas en los pasos nocturno y diurno del satélite sobre la zona de estudio. En este caso, utilizaremos como medidas "in situ" las diferencias entre las temperaturas registradas en las garitas meteorológicas en las horas de paso del satélite, $\Delta T_{\text{I.N.M.}}$ ($^{\circ}\text{C}$). En la tabla V.9 se dan estos valores junto con los que se obtienen aplicando la expresión V.13 en sentido inverso a la imagen digital de temperatura proporcionada por el satélite, ΔT_{sat} ($^{\circ}\text{C}$). Ajustando ambos valores por mínimos cuadrados se obtiene la relación:

$$\Delta T_{\text{I.N.M.}} = 0,41 \Delta T_{\text{sat}} + 4,5 \quad r = 0,74 \quad (\text{V.14})$$

donde r es el coeficiente de correlación lineal. La representación de este ajuste viene dada en la figura V.17.

Utilizando la expresión V.14 hemos construido el mapa de diferencia de temperaturas registradas en la zona, durante los pasos realizados por el satélite el día 7 de julio de 1978, cuya representación damos en la figura V.18.

Nombre de la estación	$\Delta T_{\text{sat}} (^{\circ}\text{C})$	$\Delta T_{\text{I.N.M.}} (^{\circ}\text{C})$
Sueca.....	6,5	6,4
Piles.....	10,6	10,5
Rafelcofer.....	10,8	10,6
Cullera.....	11,0	7,8
Benifairó.....	11,0	9,7
Callosa.....	12,9	10,5
Silla.....	13,0	9,8
Tormos.....	13,4	12,0
Picaña.....	13,8	10,0
Carcagente.....	14,3	10,0
Moncofar.....	14,3	11,0
Antella.....	14,3	11,2
Sumacárcel.....	14,5	9,5
Villarreal "C.C.A."..	14,8	8,4
Puzol.....	14,8	11,0
Corbera.....	15,0	7,8
Villarreal "Perona"..	15,0	10,6
Alcalalí.....	16,8	11,0
Ribarroja.....	17,0	10,4
Cotes.....	17,3	12,0
Bétera.....	17,5	9,8
Alberique.....	17,9	12,0
Turís.....	17,9	12,1
Liria.....	18,0	12,0
Ayora.....	23,6	16,0

Tabla V.9.- Valores de las diferencias de temperaturas obtenidos por el satélite, $\Delta T_{\text{sat}} (^{\circ}\text{C})$, frente a los valores obtenidos en los termogramas a las horas del paso del satélite, $\Delta T_{\text{I.N.M.}} (^{\circ}\text{C})$. Se estima que los valores de $\Delta T_{\text{I.N.M.}}$ e ΔT_{sat} vienen afectados de un error de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ y $\pm 0,8^{\circ}\text{C}$, respectivamente.



Figura V.18..- Mapa de la diferencia de temperaturas de la zona de estudio, obtenido de acuerdo con el siguiente criterio:

Diferencia temperatura (°C)	Color
$\Delta T \leq 8$	azul marino
$8 < \Delta T \leq 9$	azul claro
$9 < \Delta T \leq 10$	verde
$10 < \Delta T \leq 11$	crema
$11 < \Delta T \leq 12$	rojo
$12 < \Delta T \leq 13$	violeta
$13 < \Delta T \leq 14$	amarillo
$14 < \Delta T$	gris

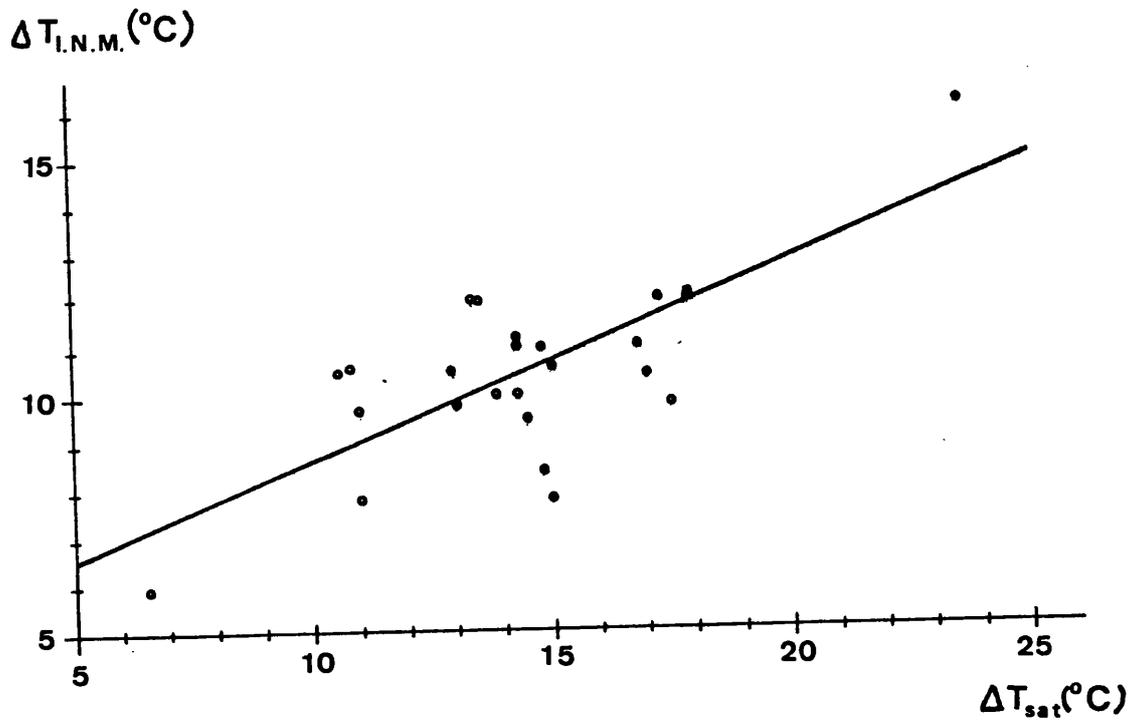


Figura V.17.- Relación entre las diferencias de temperaturas que proporciona el satélite, ΔT_{sat} , y las correspondientes diferencias medidas "in situ", $\Delta T_{I.N.M.}$.

CAPITULO VI

MAPA DE LA INERCIA TERMICA DE LA ZONA
AGRICOLA VALENCIANA

VI.1.- INTRODUCCION

La variación diaria de la temperatura en la capa biológica, está condicionada en gran parte por la naturaleza y contenido en agua del suelo, así como por su cobertura vegetal. En función de esto, podemos utilizar las medidas de temperatura para deducir de ellas información de utilidad agrometeorológica. En particular, el conocimiento de la humedad del suelo en una zona agrícola es del mayor interés, ya que el microclima bajo el cual se produce el desarrollo de la vegetación, está condicionado en parte por el contenido en agua del suelo.

La influencia microclimática de este complejo sistema suelo-vegetación, puede estudiarse mediante la determinación de su inercia térmica (Bernier y Bonn, 1979), parámetro que nos proporciona una medida de la resistencia que presenta el sistema suelo-vegetación a cambiar su temperatura.

Su cálculo no reviste especiales dificultades a partir de las medidas de temperatura. En efecto, si se resuelve la ecuación de conducción del calor en el suelo (Carslaw y Jaeger, 1959), suponiendo que la propagación se dé exclusivamente en una dirección, que el suelo se comporte como un medio homogéneo y que el flujo de calor incidente varíe de forma periódica con el tiempo (Jaeger, 1943a)(Watson, 1973), se obtiene que la temperatura de la superficie del suelo, $T_s(t)$, vendrá dada (Becker, 1980a) por la siguiente expresión:

$$T_s(t) = T_o + \frac{Q_o}{(\omega \rho c \lambda)^{1/2}} \cos(\omega t - \frac{\pi}{4}) \quad (\text{VI.1})$$

donde T_o = temperatura media de la superficie del suelo ($^{\circ}\text{C}$)
 Q_o = amplitud del flujo calorífico incidente ($\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$)
 ω = velocidad angular de la Tierra (s^{-1})
 ρ = densidad del suelo húmedo (Marshall-Holmes, 1979)
 (g/cm^3)
 c = calor específico ($\text{cal}/\text{g}^{\circ}\text{C}$)
 λ = conductividad térmica ($\text{cal}/\text{cm s } ^{\circ}\text{C}$)

La cantidad

$$P = (\rho c \lambda)^{1/2} \quad (\text{VI.2})$$

se define como la inercia térmica del suelo, puesto que como su nombre indica, mide la resistencia de la superficie del sue-

lo a cambiar su temperatura. Es costumbre medirla en $\text{cal/cm}^2 \text{s}^{1/2} \text{°C}$.

El cálculo de los valores de inercia térmica a partir de las medidas de temperatura realizadas "in situ", presenta la dificultad de proporcionarnos una medida puntual, que si bien puede ser suficientemente precisa, no puede tomarse como representativa de zonas extensas. Por esta razón, las técnicas de teledetección pueden ofrecer ventajas importantes, al permitir tener una visión global de la inercia térmica en una zona extensa.

Las primeras investigaciones llevadas a cabo sobre la utilización del concepto de inercia térmica en teledetección las realizaron los americanos Watson (1971) y Kahle (Kahle y otros, 1975), con el objeto de distinguir diferentes materiales geológicos en las zonas desérticas, elaborando diferentes algoritmos para el cálculo de la inercia térmica a partir de los datos meteorológicos, geográficos y topográficos de la zona.

El primer mapa de inercia térmica, se construye a partir de los datos de los satélites meteorológicos Nimbus III y Nimbus IV para la zona de Omán en la Península de Arabia (Pohn y otros, 1974). Posteriormente, Price (1977) desarrolla un modelo para el cálculo de la inercia térmica especialmente adecuado a las características del satélite H.C.M.M.

Paralelamente, los australianos Pratt y Ellyet (1978, 1979), trabajando con datos obtenidos desde un avión, para suelos descubiertos, demuestran que las variaciones de la inercia térmica

aparente de un suelo así obtenidas, están directamente relacionadas con los cambios de humedad de los diez primeros centímetros del suelo.

Los europeos Rosema y sus colaboradores (1978), y Axelsson (1980) trabajando en condiciones semejantes, pero con un modelo diferente, han llegado a la misma conclusión.

En los trabajos de Rosema y sus colaboradores (1978), se puso de manifiesto por primera vez, la posibilidad de calcular la inercia térmica para suelos con una vegetación escasa. Posteriormente, los canadienses Bonn y Bernier (1981) aplicaron el concepto de inercia térmica a una región agrícola, obteniendo resultados satisfactorios (véase tabla VI.1).

La posibilidad de poder determinar la humedad del sistema suelo-vegetación a partir de un mapa de inercia térmica, construido utilizando los datos de temperatura y albedo proporcionados por el satélite H.C.M.M., utilizando el modelo de Price, nos ha animado a construir un mapa de inercia térmica para la zona agrícola valenciana, considerando como hemos indicado anteriormente, su relación con la agroclimatología.

VI.2.- METODOS DE CALCULO DE LA INERCIA TERMICA

Los diferentes métodos de cálculo de la inercia térmica que aparecen en la bibliografía se pueden agrupar en tres tipos:

- 1) Medida directa de los parámetros térmicos que la definen.
- 2) Resolución de la ecuación general de conducción de calor.
- 3) Medida de las propiedades radiativas y reflexivas del suelo, desde una plataforma de observación colocada a distintas alturas.

Con las dos primeras técnicas de trabajo, se pueden conocer el valor de la inercia térmica de un determinado lugar, a partir de las distintas medidas realizadas en el mismo. La tercera, nos permite obtener un mapa general de inercia térmica de la zona.

VI.2.1.- MEDIDA DIRECTA

La medida directa de la inercia térmica del suelo, considerado como un sistema homogéneo, se puede obtener a partir de la ecuación (VI.2), aplicando la teoría desarrollada por de Vries

(1963). Así la capacidad calorífica por unidad de volumen, ρ_c (cal/cm³ °C), de un determinado suelo vendrá dada por la siguiente expresión:

$$\rho_c = 0,46 \theta_m + 0,6 \theta_o + \theta_w + 0,0003 \theta_a \quad (\text{VI.3})$$

donde θ_m , θ_o , θ_w y θ_a son los contenidos de dicho suelo, expresados en tanto por uno en volumen, de materia mineral, orgánica, agua y aire (porosidad) respectivamente.

Si el contenido en materia orgánica, θ_o , es pequeño en comparación con los demás, como en el caso de nuestra zona de trabajo, en la que sólo puntualmente se consigue un contenido del 1% (Sánchez, 1983), se podrá desprestigiar su contribución. Como la influencia del último término, referido al aire, es igualmente desprestigiable, la ecuación (VI.3) se escribirá como:

$$\rho_c = 0,46 \theta_m + \theta_w \quad (\text{VI.4})$$

Si además, se supone que la materia mineral esté exclusivamente constituida por arena y arcilla, la ecuación (VI.4) pasa a ser

$$\rho_c = 0,46 (\theta_s + \theta_c) + \theta_w \quad (\text{VI.5})$$

donde θ_s y θ_c son los contenidos de arena y arcilla del suelo estudiado, igualmente expresados en tanto por uno en volumen.

Si además se tiene en cuenta que en este caso

$$\theta_c + \theta_s + \theta_w + \theta_a = 1 \quad (\text{VI.6})$$

la ecuación (VI.5) se podrá expresar en función de la porosidad como:

$$\rho_c = 0,46 (1 - \theta_a) + 0,54 \theta_w \quad (\text{VI.7})$$

Por otra parte, suponiendo un suelo compuesto únicamente de arena, arcilla, agua y aire, la conductividad térmica será (de Vries y Afgan, 1975):

$$\lambda = \lambda_0 + (\lambda_{0,5} - \lambda_0) \frac{\theta_w}{\theta_a} \quad (\text{VI.8})$$

donde λ_0 y $\lambda_{0,5}$ son las conductividades térmicas para $\theta_w = 0$ y $\theta_w = 0,5$ respectivamente, con valores de $1,8 \times 10^{-3}$ y $3,36 \times 10^{-3}$ cal/cm s °C (Feddes, 1973).

Así, a partir de las ecuaciones VI.7 y VI.8 se podrá determinar la inercia térmica en función sólo de θ_w y θ_a .

En la figura VI.1 representamos la dependencia, deducida a partir de las ecuaciones VI.7 y VI.8, de la inercia térmica, con el contenido en agua, para los dos valores que determinan el intervalo de porosidad que presentan los diferentes suelos (Baver y otros, 1973). Esta dependencia es lineal como se aprecia en las gráficas.

Además del método de de Vries, en el que como hemos visto la inercia térmica de un suelo dado se calcula a partir de la medida de su contenido en agua y de su porosidad, han sido usados o sugeridos otros métodos (Wijk,1964,1967)(Wechsler y otros, 1965)(Jackson y Taylor,1965)(Stigter,1968)(Schneider,1969)(Slusarchuk y Foulger,1973), en los que se determina la inercia térmica midiendo directamente la capacidad calorífica por unidad de volumen, ρc , y la conductividad térmica, λ , del suelo. La capacidad calorífica se mide usando, por ejemplo, el método de la cápsula (Yadav y Saxena,1973,1977) y la conductividad térmica utilizando las sondas de conductividad (Sophocleous,1979)(Tabbagh,1974).

Estos métodos proporcionan valores de inercia térmica menos exactos (Hadas,1968,1974,1977 a y b), en general, que los obtenidos aplicando la teoría de de Vries.

El problema de medir la inercia térmica se complica, cuando se quiere conocer su valor en una región agrícola en la que el suelo aparece cubierto de vegetación, con lo que se tendrán que modificar las ecuaciones VI.7 y VI.8, incluyendo a la vegetación como un componente más del sistema; componente del que por otra parte no es fácil medir la conductividad térmica ni tampoco su capacidad calorífica por unidad de volumen.

Por ello, normalmente se recurre a otro método de medida indirecta de la inercia térmica, que consiste en resolver la ecuación general de conducción de calor en el suelo; con lo que

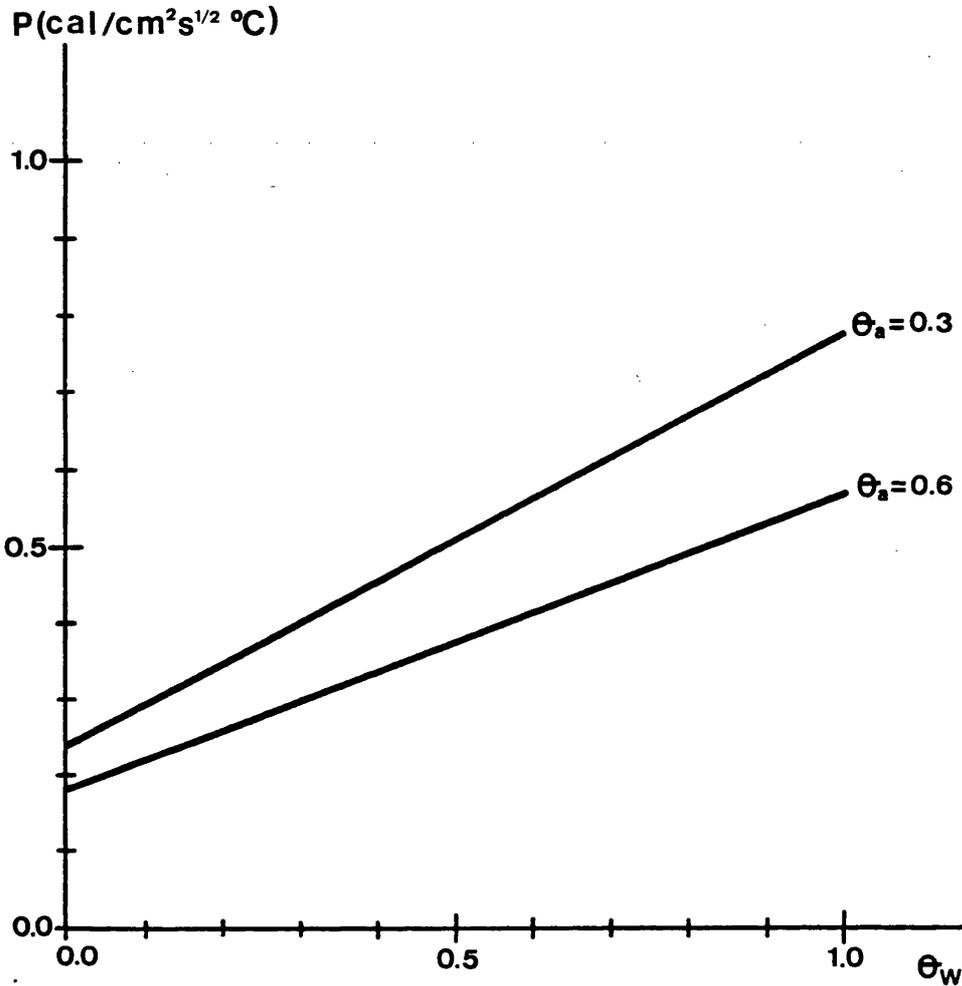


Figura VI.1..- Variación de la inercia térmica, P , en función del contenido volumétrico en agua del suelo, θ_w , para valores extremos de la porosidad, θ_a .

se podrá determinar la evolución de la temperatura de la superficie del suelo, y con ello la inercia térmica, que aparecerá relacionada con la amplitud diaria de la onda térmica en el suelo y el calor absorbido por la superficie del suelo.

VI.2.2.- RESOLUCION DE LA ECUACION DE CONDUCCION DE CALOR EN
EL SUELO

La ecuación general de conducción de calor tiene la forma
(Chapman,1974):

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (\text{VI.9})$$

donde ρ , c y λ son la densidad, calor específico y conductividad
térmica del suelo, y

$T = T(x, y, z; t)$ es la temperatura del suelo a una determi-
nada profundidad.

La ecuación VI.9 se puede transformar en una ecuación más
sencilla si suponemos que la propagación de calor se dé sólo en
una dirección (z) y que el suelo se considere como un medio homo-
géneo, entonces

$$\frac{\partial T(z, t)}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T(z, t)}{\partial z^2} \quad (\text{VI.10})$$

donde $k = \frac{\lambda}{\rho c}$ es la difusividad térmica del suelo

La solución de la ecuación VI.10 se realiza teniendo en
cuenta la condición de contorno:

$$R_s + R_L - G - H - LE - R_e = 0 \quad (\text{VI.11})$$

donde R_s es el flujo de la radiación solar absorbida

R_L es el flujo de la radiación de onda larga absorbida

G es el flujo geotérmico

H es el flujo de calor invertido en aumentar la temperatura

LE es el flujo de evaporación

R_e es el flujo de la radiación de onda larga emitida

Es corriente utilizar para estos flujos las siguientes expresiones (Sellers,1965)(Kondratyev,1969):

$$R_s = SV(1 - \alpha) (\text{sen } \delta \text{ sen } \phi - \cos \delta \cos \phi \cos \omega t) \quad (\text{VI.12})$$

$$H = [\rho c K^2 u (T_s - T_a)] / [\ln(z_1/z_0)]^2 \quad (\text{VI.13})$$

$$LE = [\rho c K^2 u (q_s - q_a)] / [\ln(z_1/z_0)]^2 \quad (\text{VI.14})$$

$$R_e = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (\text{VI.15})$$

y en donde R_L viene dada por la relación de Brunt(1932):

$$R_L = \epsilon \sigma T_a^4 (a' + b' \sqrt{q_a}) \quad (\text{VI.16})$$

donde S es la constante solar

δ es la declinación solar

ϕ es la latitud del lugar observado

T_a es la temperatura (K) a la altura z ,
 u es la velocidad del viento (m/s) a la altura z ,
 q_a es la humedad específica a la altura z ,
 z_0 es el parámetro de rugosidad
 ϵ es la emisividad de la superficie
 ν es el coeficiente de transmisividad atmosférica para la radiación solar
 α es el albedo
 ω es la velocidad angular de la Tierra
 ρ es la densidad (g/cm³) del material de la superficie
 c es el calor específico (cal/g°C) del material de la superficie
 K es la constante de von Karman(0,35)
 T_s es la temperatura (K) de la superficie
 q_s es la humedad específica del aire en la superficie del suelo
 σ es la constante de Stefan-Boltzman
 a' y b' son los coeficientes de Brunt(1932) de la radiación atmosférica.

Aunque se puede obtener una solución numérica exacta de la ecuación VI.10 (Jaeger,1953b), es conveniente realizar las simplificaciones que nos permitan aplicarla con mayor sencillez al cálculo de la inercia térmica. Por otra parte, el tiempo de ordenador es innecesariamente elevado, a parte de que se pierde la significación física de los términos que aparecen en el cálculo.

Los diferentes métodos de cálculo de la inercia térmica por resolución de la ecuación de conducción de calor (VI.10)

utilizando la condición de contorno (VI.11), los podemos clasificar en tres grupos:

- 1) Aquellos en los que se linealiza la condición de contorno y la solución se expresa como una serie de Fourier infinita, como es el caso del modelo de Watson (Watson, 1975), o el de Pratt-Foster-Ellyett (1980).
- 2) Los que utilizando la condición de contorno no lineal aplican un proceso iterativo en diferencias finitas, como es el caso del modelo desarrollado por Kahle (Kahle, 1977)(Gillespie y Kahle, 1977).
- 3) Los que aplican el método de Jaeger de las transformadas de Laplace (Jaeger, 1953b).

S.H. Miller y K. Watson (1977) analizan la precisión de estos tres tipos de métodos en el cálculo de la inercia térmica, obteniendo que el método 1 es menos preciso que el 2 y éste menos que el 3. Pero el tiempo de cálculo está en relación inversa con la precisión buscada.

Los modelos descritos en este apartado, nos proporcionan solamente el valor de la inercia térmica correspondiente al lugar donde se ha realizado la experiencia. Siendo materialmente imposible tratar con estos métodos el problema del cálculo de la inercia térmica para una zona de extensión considerable, debido al gran número de medidas que sería necesario efectuar, puesto que como es bien sabido (Schwerdtfeger, 1976)(Yoshino, 1975)(Smith, 1975) las medidas microclimáticas que se precisan

para la resolución de los modelos, son exclusivamente representativas en un entorno relativamente reducido del lugar en que se realizan.

Para el tratamiento de una zona extensa es necesario recurrir a técnicas distintas. Así, la utilización de plataformas de medida colocadas en el espacio permite una visión global de la inercia térmica, aunque por el contrario, utiliza algoritmos más simples y menos precisos que los antes descritos.

VI.2.3.- UTILIZACION DE LA TELEDETECCION

Con el desarrollo experimentado por la teledetección en estos últimos años, se han ido elaborando diferentes algoritmos de cálculo de la inercia térmica, basados en las medidas realizadas colocando sensores a bordo de un avión, capaces de detectar el albedo y la temperatura de la superficie del suelo. Necesitando además para su resolución de medidas "in situ" de las diferentes variables meteorológicas (temperatura del aire, radiación solar, velocidad del viento, etc.), así como un conocimiento de la topografía del lugar.

Podemos destacar como más interesantes el modelo de Pratt y Ellyet (1978), el modelo "TELL-US" desarrollado por las Comunidades Europeas (Rosema y otros, 1978), el que han confecciona-

do Bonn y sus colaboradores (1981) y el debido a Watson (1981) (Watson y otros, 1981 a y b). En todos ellos se construye una imagen de inercia térmica, y a partir de ella se estima la humedad del suelo o su porosidad, e incluso la evapotranspiración media diaria.

Un modelo mucho más sencillo fue desarrollado por Price (1977), que permite realizar una primera aproximación de la inercia térmica para días claros y en calma, a partir exclusivamente de los datos de temperatura y albedo obtenidos desde una plataforma espacial, sin necesidad de conocer los datos meteorológicos de temperatura del aire, suelo y subsuelo, radiación solar, velocidad del viento, humedad específica del aire; ni los datos topográficos de pendiente y acimut de la pendiente, ni el coeficiente de rugosidad de la superficie, etc.

Ya que sólo disponemos de datos de temperatura y albedo proporcionados por el satélite H.C.M.M., utilizaremos el modelo de Price para construir la imagen de inercia térmica de la zona agrícola de Valencia.

VI.3.- MODELO DE PRICE

Price (1977) considera al flujo solar como una función explícita del tiempo, mientras que la variación diaria de los otros

flujos intercambiados con la atmósfera se supone que depende linealmente de la temperatura de la superficie, así la condición de contorno (VI.11) se escribirá como:

$$R_s(t) = A + B T_s + G \quad (\text{VI.17})$$

expresión que promediada para 24 horas nos da

$$\langle R_s(t) \rangle = A + B \langle T_s \rangle \quad (\text{VI.18})$$

ya que el promedio diario del flujo geotérmico se puede considerar nulo, puesto que a una determinada profundidad la temperatura del suelo permanece prácticamente constante a lo largo de un ciclo diario.

La constante B viene dada por la expresión

$$B = \left\langle \frac{\partial}{\partial T_s} (R_e - R_L + H + LE) \right\rangle \quad (\text{VI.19})$$

Por lo que B nos dará la variación diaria del flujo calorífico neto emitido por el suelo a la atmósfera.

La temperatura del aire, T_a , depende en gran medida de la temperatura del suelo, T_s , (Idso y otros, 1976a), entonces se podrá utilizar la aproximación (Price, 1980a):

$$\frac{\partial}{\partial T_s} = \frac{\partial T_a}{\partial T_s} \frac{\partial}{\partial T_a} \approx \frac{\Delta T_a}{\Delta T_s} \frac{\partial}{\partial T_a} \quad (\text{VI.20})$$

Así, utilizando esta aproximación en las expresiones VI.13-16, la ecuación (VI.19) para a ser:

$$B = 4\epsilon\sigma \langle T_s \rangle^3 + \frac{\rho K^2 \langle u \rangle}{[\ln(z_1/z_0)]^2} \left\{ c \left(1 - \frac{\Delta T_a}{\Delta T_s} \right) \right\} +$$

$$\frac{\partial}{\partial T_s} \langle LE \rangle - 4\epsilon\sigma \langle T_a \rangle^3 (a' + b' \sqrt{\langle q_a \rangle}) \frac{\Delta T_a}{\Delta T_s} \quad (\text{VI.21})$$

Con estas suposiciones, Price resuelve, la ecuación de conducción de calor en el suelo, dada por la expresión (VI.10), utilizando el método de las series de Fourier, y obtiene así que la temperatura de la superficie T_s ($^{\circ}\text{C}$) se define como (Bonn y Bernier, 1981):

$$T_s(t) = \langle T_s \rangle + SV(1-\alpha) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{C_n \cos(n\omega t - \theta_n)}{\rho(n\omega)^{1/2} \left[\frac{1+\alpha^2}{n} + \alpha \left(\frac{z}{n} \right)^{1/2} \right]^{1/2}} \quad (\text{VI.22})$$

donde $\langle T_s \rangle$ es la temperatura media diaria de la superficie del suelo ($^{\circ}\text{C}$)

$$\theta_n = \text{arccotg} \left[1 + \alpha \left(\frac{z}{n} \right)^{1/2} \right] \quad (\text{VI.23})$$

$$C_1 = \frac{1}{n} \left[\text{sen } \delta \text{ sen } \phi (1 - \text{tg}^2 \delta \text{ tg}^2 \phi)^{1/2} + \text{cos } \delta \text{ cos } \phi \text{ arccos} (-\text{tg } \delta \text{ tg } \phi) \right] \quad (\text{VI.24})$$

$$C_n = \frac{2}{\pi(n^2-1)} (n \operatorname{sen} nx \cos x - \operatorname{cosh} n x \operatorname{sech} x) \quad (\text{VI.25})$$

siendo $x = \arccos(-\operatorname{tg} \delta \operatorname{tg} \phi)$ (VI.26)

y $\alpha = \frac{B}{P \omega^{1/2}}$ (VI.27)

que resulta ser el coeficiente entre la variación diaria de flujo calorífico neto emitido por el suelo a la atmósfera (B) y la variación de flujo dentro del suelo ($P\omega^{1/2}$).

La figura VI.2 ilustra el comportamiento de la ecuación (VI.22) tomando sólo el primer término de las series de Fourier o tomando la ecuación completa. Para ambas gráficas el valor de la amplitud diaria de la onda térmica es la misma, por tanto podremos tomar en (VI.22) solamente el primer coeficiente del desarrollo de Fourier de la radiación solar, C_1 . Así la ecuación (VI.22) se podrá escribir en la forma:

$$T_s(t) = \langle T_s \rangle + \frac{SV(1-\alpha) C_1 \cos(\omega t - \theta_1)}{P\omega^{1/2} [1 + \alpha^2 + \alpha(z)^{1/2}]^{1/2}} \quad (\text{VI.28})$$

Suponiendo además, que el paso del satélite coincida exactamente con la hora de la temperatura máxima y de la temperatura mínima, la diferencia de temperatura durante dos pasos consec-

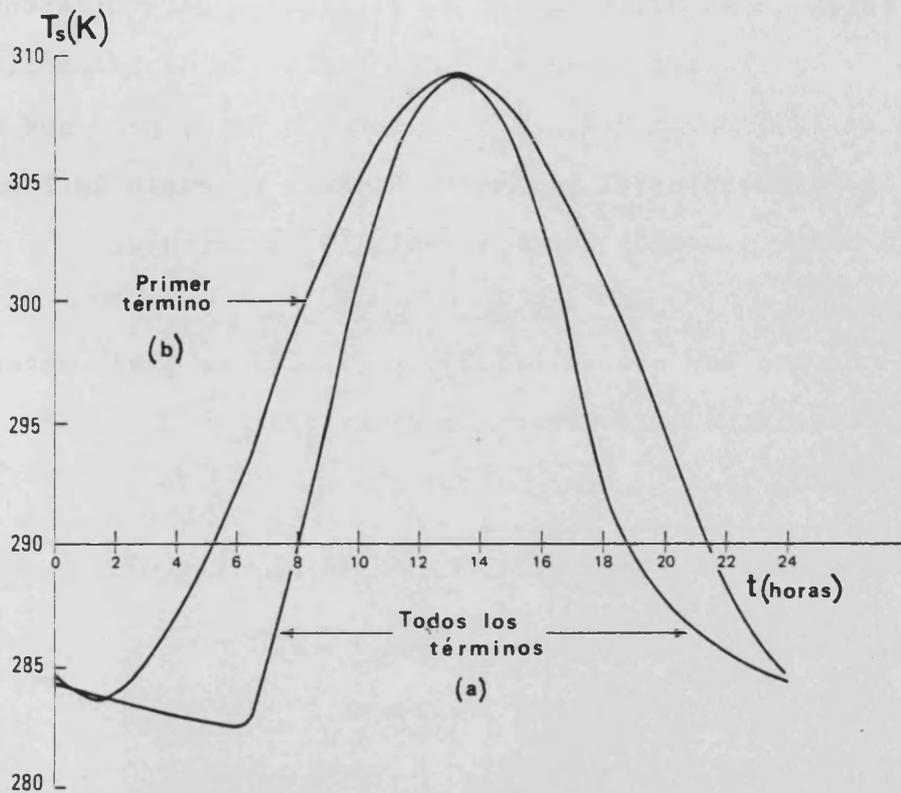


Figura VI.2.- (a) Temperatura de la superficie, T_s , calculada a partir de las series de Fourier, en función del tiempo, t . (b) Se ilustra el resultado de estimar la amplitud térmica a partir del primer término de la serie (Price, 1977).

tivos del satélite se podrá escribir como:

$$\Delta T_s = \frac{2SV(1-a)C_1}{P\omega^{1/2} [1 + \alpha^2 + \alpha(2)^{1/2}]^{1/2}} \quad (\text{VI.29})$$

En la figura VI.3 ilustramos el comportamiento de los tér-

minos de la ecuación VI.29; en ella damos para diferentes valores de la inercia térmica, P, la variación de la oscilación diaria de la temperatura, ΔT_s , en función de α , para que se observe la influencia del parámetro B. Para un suelo de inercia térmica dada, a medida que B aumenta ΔT_s disminuye.

De las ecuaciones (VI.29) y (VI.27) se puede obtener P como solución de la ecuación de 2º grado:

$$D = -B/\sqrt{2} + (Q^2 - B^2/2)^{1/2} \quad (\text{VI.30})$$

donde $D = P \omega^{1/2}$ y (VI.31)

$$Q = \frac{2SV(1-\alpha)c_1}{\Delta T_s} \quad (\text{VI.32})$$

Sin embargo, la ecuación (VI.30) se puede aproximar a una ecuación lineal en B y en Q (Price, 1980a):

$$D = Q - 0.190 B \quad (\text{VI.33})$$

La ecuación (VI.33) pone explícitamente de manifiesto la dependencia funcional de la inercia térmica con las medidas de albedo y temperatura que se realizan desde el satélite H.C.M.M., así como con las cantidades que se obtienen a partir de los datos meteorológicos de la zona.

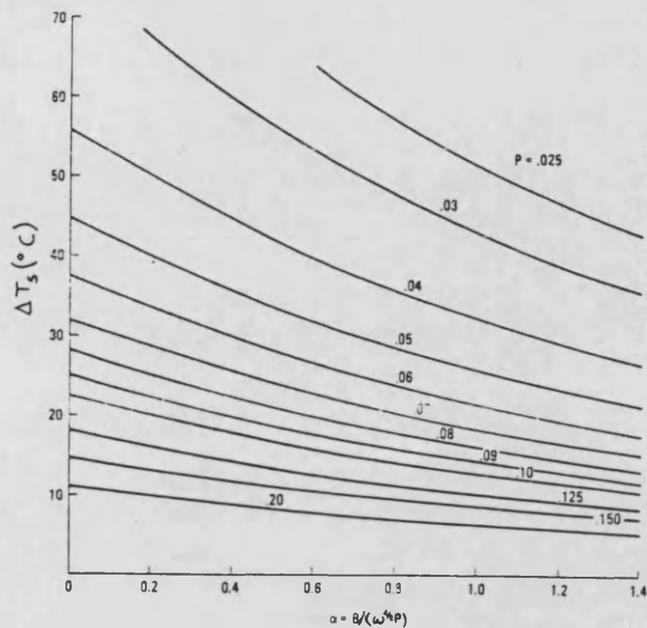


Figura VI.3.- Variación de la oscilación diaria, de temperatura de la superficie del suelo, ΔT_s , en función de α , que considera los distintos factores de intercambio calorífico para un intervalo de valores de la inercia térmica, P, (Price,1977).

Si no se conocen los parámetros necesarios para realizar el cálculo de B, como es nuestro caso, se puede realizar otra aproximación de la ecuación (VI.29), que consiste en tomar (Bonn y Bernier,1981)

$$\alpha = 1 \Rightarrow [1 + \alpha^2 + \alpha (2)^{1/2}]^{1/2} = 1,85 \quad (\text{VI.34})$$

esto significa, según la expresión VI.27, que la superficie del suelo no presenta discontinuidad en la transmisión del calor.

La imprecisión que se comete al hacer esta aproximación es inferior al 5% (Miller y Watson,1977)(Watson y otros,1982).

De la ecuación VI.29 se deduce que:

$$P = \frac{25V(1-a)C_i}{1,85 \omega^{1/2} \Delta T_s} \quad (\text{VI.35})$$

expresión final que utilizaremos en el cálculo de la inercia térmica.

Para poner de manifiesto la dependencia de la inercia térmica con el albedo y la oscilación diaria de la temperatura, en un día dado, dentro de los valores experimentales encontrados en nuestra zona de estudio, hemos construido las gráficas de la figura VI.4. En ella se ha representado la variación de la inercia térmica con el albedo, para distintos valores de la oscilación diaria de la temperatura. Se ha supuesto un intervalo de variación del albedo de 0 a 0,5, que cubre los valores correspondientes a la vegetación, suelo descubierto y agua (Baumgartner, 1970)(Geiger,1965)(Chudnovskü, 1966 a y b)(Chang,1968). Como valores de oscilación diaria de temperatura tomamos el intervalo de valores que se registró en las estaciones meteorológicas distribuidas en nuestra zona el día 7 de julio de 1978, que varía desde los 5 a los 20 °C.

También hemos creído interesante representar la variación diaria de la temperatura del suelo para diferentes valores de la

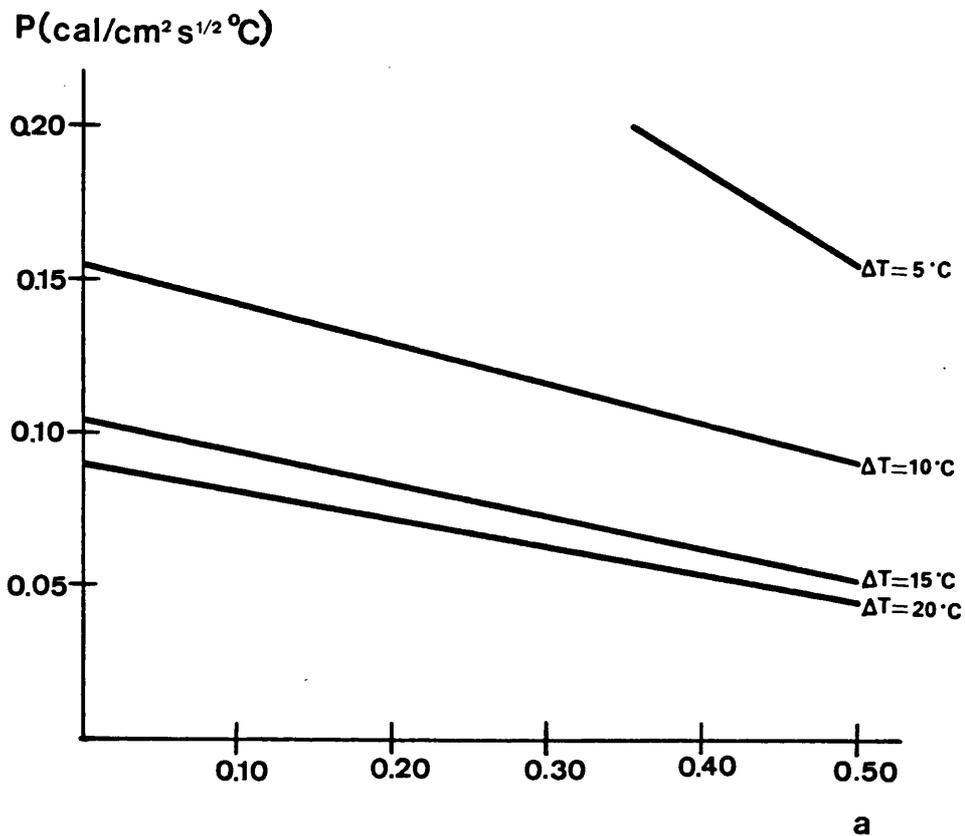


Figura VI.4.- Variación de la inercia térmica, P , con el albedo, a , para diferentes valores de la oscilación diaria de la temperatura, ΔT .

inercia térmica, tomando un valor medio de albedo de 0,15 (figura VI.5). Igualmente se representa para diferentes valores de albedo, tomando $0,10 \text{ cal/cm}^2 \text{ s}^{1/2} \text{ } ^\circ\text{C}$ como valor medio de la inercia térmica (figura VI.6). Estas gráficas se han deducido a partir

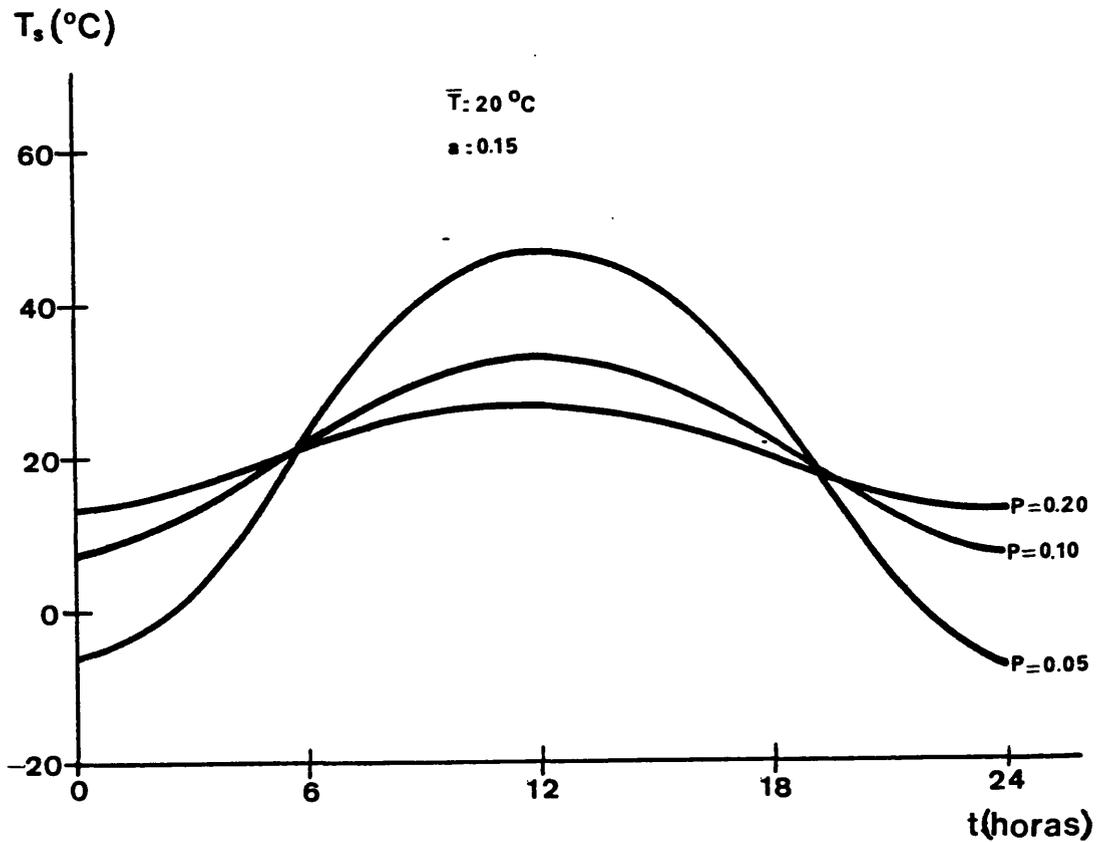


Figura VI.5. - Variación diaria de la temperatura de la superficie del suelo, T_s , para diferentes valores de la inercia térmica.

de la expresión (VI.28) tomando la aproximación de $\alpha = 1$, suponiendo $\theta_1 = 0$ y tomando los valores de $V = 0,75$, $S = 1.986$ Ly/min y $C_1 = 0,511$ (correspondiente al 7 de julio).

La tabla (VI.1) es una recopilación bibliográfica de los valores de inercia térmica aparente, para diferentes tipos de

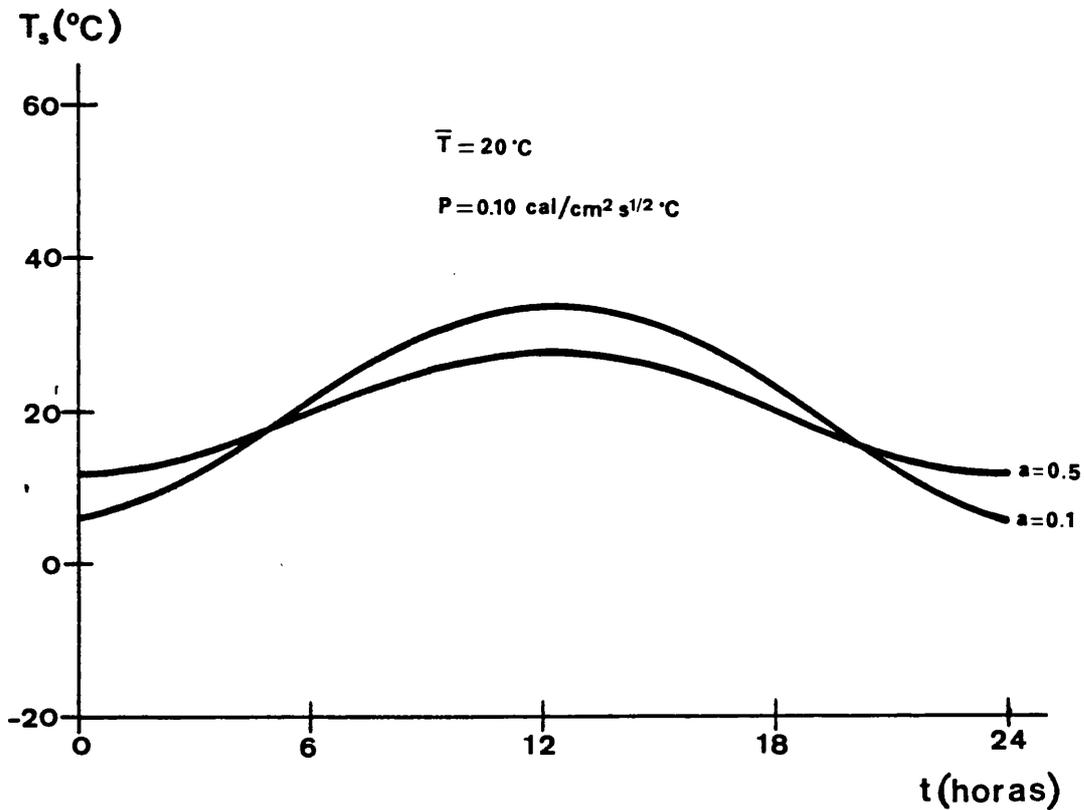


Figura VI.6.- Variación diaria de la temperatura de la superficie del suelo, T_s , para diferentes valores del albedo.

suelo y distintas coberturas vegetales de la superficie del suelo. El objetivo de dar esta tabla es poder comparar los valores que en ella se recogen con los que obtengamos en nuestra zona.

Material	P(cal/cm ² °Cs ^{1/2})	Fuente
Agua.....	0,12	Vieillefose y Favard(1979)
Nubes.....	0,12	" "
Hielo.....	0,048	" "
Hielo.....	0,052	Price(1982a)
Nieve fresca...	0,0036	Vieillefose y Favard(1979)
Aire.....	0,0031	Bonn(1977)
Arena seca.....	0.015	Scanvic(1982)
Arena seca.....	0,014	Price(1982a)
Arena húmeda...	0,060	"
Arena húmeda...	{0,025	Scanvic(1982)
	{0,050	
Arena.....	0,036	Vieillefose y Favard(1979)
Dunas.....	0,029	Watson y otros(1981b)
Arcilla.....	0,042	Scanvic(1982)
Arcilla seca...	0,013	Price(1982a)
Arcilla húmeda.	0,052	"
Turba seca.....	0,007	"
Turba húmeda...	0,037	"
Aluvi6n.....	0,026	Miller y Watson(1977)
Calc6rea.....	0,045	Scanvic(1982)
Riolita.....	0,043	Watson y otros(1982)

Tabla VI.1..- Recopilaci6n bibliogr6fica de los distintos valores de inercia t6rmica que presentan los diferentes tipos de suelos y distintas coberturas vegetales.

Material	P(cal/cm ² °Cs ^{1/2})	Fuente
Riolita.....	0,047	Miller y Watson(1977)
Andesita.....	0,046	Watson y otros(1982)
Pizarra.....	0,046	Miller y Watson(1977)
Basalto.....	0,047	Watson y otros(1981b)
Basalto.....	0,053	Miller y Watson(1977)
Granito.....	0,052	Scanvic(1982)
Granito.....	0,053	Watson y otros(1982)
Granito.....	0,052	Miller y Watson(1977)
Argilita.....	0,054	" "
Arenisca.....	0,054	Scanvic(1982)
Dolomita.....	0,075	"
Cuarzo.....	0,096	Price(1982a)
Pradera segada.....	0,042	Bernier y otros(1980)
Pasto.....	0,047	" "
Césped.....	0,050	" "
Pradera.....	0,050	" "
Erial.....	0,055	" "
Avena.....	0,059	" "
Maiz.....	0,065	" "
Alfalfa.....	0,068	" "
Arboles resinosos..	0,075	" "
Arces rojos y tuyas	{0,070 0,077	" "
Arboles frondosos..	{0,071 0,100	" "

Tabla VI.1.- (Continuación)

A partir de la tabla se observa que los suelos presentan valores de inercia térmica que varía desde un 0,01 - 0,05 cal/cm² s^{1/2}°C, dependiendo del contenido de humedad y siendo independiente de su propia naturaleza (arcilloso o arenoso), mientras que las rocas presentan valores mayores, que oscilan entre el 0,04 - 0,10 cal/cm² s^{1/2}°C, dependiendo de su naturaleza. Para los suelos cubiertos por vegetación los valores son mayores que para los suelos sin cobertura vegetal, aumentando a medida que lo hace la altura y densidad de ésta, como se aprecia claramente en los valores que hemos dado en la tabla VI.1, variando desde 0,04 hasta 0,10 cal/cm² s^{1/2}°C.

VI.4.- CONSTRUCCION DE UNA IMAGEN DE INERCIA TERMICA APARENTE

La ecuación VI.35:

$$P = \frac{2SV(1-a)C_1}{1,85 \omega^{1/2} \Delta T_s}$$

se puede escribir en una forma más compacta tomando

$$N = \frac{2SV}{1,85 \pi \omega^{1/2}} \quad (\text{VI.36})$$

constante que vale 1,002 cal/cm² s^{1/2}, tomando S = 1,986 Ly/min y V = 0,75 (Price, 1980a).

De esta forma la ecuación (VI.35) se escribirá como

$$P = 1,002 \frac{(1-a) C}{\Delta T_s} \quad (\text{VI.37})$$

$$\text{donde } C = \frac{C_1}{\pi}$$

La imagen de inercia térmica aparente se construye sustituyendo en la ecuación VI.37, las imágenes de diferencia de temperatura y albedo calculadas a partir de los datos proporcionados por el satélite H.C.M.M. Para que los valores de la imagen de inercia térmica aparente, ITA, estén comprendidos entre 0 y 255, tomaremos N con un valor de 1.000. Por tanto, los valores de ITA serán 1.002 veces mayores que los reales.

El albedo aparente, a, que estudiaremos ampliamente en la sección VI.6, se calcula a partir de la reflectividad medida por el satélite, r, sin más que aplicar la ecuación (N.A.S.A.,1979):

$$a = Kr / (\text{sen } \delta \text{ sen } \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega t) \quad (\text{VI.38})$$

donde ϕ y ω ya han sido definidas, y

K es el cuadrado del radio vector relativo (Coulson,1975), que viene dado por (N.A.S.A.,1979):

$$K = \left\{ 1 + 0,0167 \text{ sen} [2\pi(D-93,5)/365] \right\}^2 \quad (\text{VI.39})$$

δ es la declinación solar, que se calcula a partir de la expresión (N.A.S.A.,1979):

$$\delta = 0,4091 \operatorname{sen} [2\pi(D - 80,25)/365] \quad (\text{VI.40})$$

donde D es el número del día del año.

Se puede considerar que $C_1(\delta, \phi)$, relacionado por un factor π con el primer coeficiente del desarrollo de Fourier de la radiación solar, sea el mismo para toda nuestra zona supuesta con una latitud media de $39^\circ 20'$, obteniéndose (N.A.S.A.,1979) para el día 7 de julio ($\delta = 22,5$) un valor de 1,6052, ya que si calculamos los valores de $C_1(\delta, \phi)$ para las latitudes extremas de la zona tratada, $38^\circ 40'$ y 40° , se obtiene

$$C_1'(22,5^\circ, 40^\circ) = 1,6010 \quad ,y$$

$$C_1''(22,5^\circ, 38^\circ 40') = 1,6093$$

Si con estos dos valores obtenemos la inercia térmica para un albedo de 0,15 y una diferencia de temperatura de 13°C , valores medios de la zona estudiada, se obtiene

$$P' = 0,1047 \quad y$$

$$P'' = 0,1052$$

siendo la diferencia entre ambos de $0,5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \text{ s}^{1/2} \text{ }^\circ\text{C}$, in-

ferior al error con que viene afectada la inercia térmica que lo consideramos de $0,4 \times 10^{-2}$ cal/cm²s^{1/2}°C. Por tanto la hipótesis de suponer un $C_1(\delta, \phi)$ único para toda la zona de estudio es válida.

La ecuación (VI.38) es aplicable solamente para superficies horizontales, lo cual no es cierto en la parte interior de la zona de estudio, en la que se presentan pendientes de un 10% y sólo en casos extremos como la sierra de Rebalsadores o la de Calderona de 20 ó 30%.

Según la corrección propuesta por Price, para zonas con pendientes débiles, se puede modificar la latitud del lugar, ϕ , y el ángulo horario, γ , para tener en cuenta la pendiente y su orientación. La corrección aportada sobre la latitud equivale a un cambio de la latitud del punto de observación, ϕ' , dado por

$$\phi' = \phi - B \cos \psi \quad (\text{VI.41})$$

donde B es el ángulo de la pendiente en radianes.

ψ es el ángulo en radianes entre el acimut de la pendiente y el acimut del sol

La corrección del ángulo horario, γ' , equivale a un cambio de la altura del sol, con lo que

$$\gamma' = \frac{\gamma - B \sin \psi}{\cos \phi} \quad (\text{VI.42})$$

Así el albedo de superficies inclinadas se obtendrá a partir de la ecuación:

$$a = \frac{K_r}{\text{sen } \delta \text{ sen } \phi' + \cos \delta \cos \phi' \cos \gamma'} \quad (\text{VI.43})$$

donde ϕ' y γ' son los valores corregidos de ϕ y γ .

Así, para $B = 0,10$ rad y $\Psi = 0,52$ rad, casos extremos en la zona estudiada, se obtiene que el albedo corregido utilizando (VI.43) difiere en un 2% del albedo hallado mediante la expresión (VI.38), cantidad del orden del error relativo con que viene afectada la medida de albedo desde el satélite H.C.M.M., que se estima en un 3%.

Resultados similares se obtienen si aplicamos el modelo de corrección dado por Watson (1981), en el que la variación en la temperatura debido a la existencia de pendiente en la superficie terrestre, ΔT_p , viene dada por:

$$\Delta T_p = \frac{Q_{dir} (1-a) B}{P (2\omega)^{1/2}} \left\{ \cos \psi_B \text{ sen } \psi_s + \text{sen } \psi_B \right\} \quad (\text{VI.44})$$

donde Q_{dir} es la amplitud del flujo solar incidente

ψ_B es el acimut de la pendiente (ángulo respecto la dirección del sur)

ψ_s es el acimut del sol

Así, en el caso extremo antes mencionado, se obtiene que $\Delta T_p = 0,3 \text{ }^\circ\text{C}$, que equivale a un error en la estimación de la inercia térmica de un 2%, inferior al que se estima con que vienen afectadas las medidas de inercia térmica aparente que es de un 5%.

Consiguientemente no es necesario que realicemos la corrección de la pendiente para construir la imagen de inercia térmica de la zona de estudio. Si bien tendríamos que hacer una corrección puntual en aquellos lugares donde la pendiente es superior al 10%.

VI.5.- LA IMAGEN DE ALBEDOS APARENTES

Las propiedades reflexivas de la superficie terrestre se pueden caracterizar por el valor del albedo, el cual viene determinado por la razón entre la radiación solar difundida por la superficie y la radiación solar global incidente sobre ella.

Es necesario destacar que la reflectividad de las superficies naturales presenta una considerable dependencia angular (Kondratyev, 1972), que ha de tenerse en cuenta a la hora de realizar medidas desde cierta altura. Por tanto, la medida del albedo sufrirá una variación diaria con la altura solar (Kreith, 1965), aumentando a medida que disminuye ésta.

Los distintos tipos de superficies, agua, suelos descubiertos, cobertura vegetal, etc., presentan un espectro de albedo distinto de unos a otros. Naturalmente la imagen digital del albedo debe recoger estas diferencias.

El agua posee un albedo inferior al de los suelos y al de la mayoría de las coberturas vegetales (Baumgartner,1970), pero varía más fuertemente que el del suelo con la altura solar (Konratyev,1972).

El albedo del suelo, a su vez, varía con el color, humedad, contenido de materia mineral y orgánica, y estado de la superficie. Disminuye a medida que aumenta su contenido en humedad (Idso y otros,1975, a y b)(Reginato y otros,1977), materia orgánica (Girard,1978), rugosidad de la superficie (Barret y Curtis,1977). Así los suelos con tonalidades claras poseen un albedo mayor que los oscuros (Baskin,1969), por tanto los suelos arenosos poseen mayor albedo que los arcillosos, como se pone de manifiesto en la tabla VI.2.

En esta tabla damos los intervalos de variación del albedo obtenidos por diferentes autores (Baver y otros,1973)(Itier y Parcevaux,1974) para tipos de cobertura semejante a los de nuestra zona de estudio.

En una zona agrícola como la nuestra, el estudio del albedo de la cobertura vegetal, que en general es inferior al de los suelos descubiertos (Leamer y Noriega,1981), es de la mayor im-

portancia ya que éste depende, además del tipo de planta (Gates y Tamtraporn,1955)(Gates,1964), de la fase de desarrollo, del contenido en agua, densidad de cultivo, color, estado fitosanitario, etc., (Monteih,1976). Aumenta a medida que lo hace su índice foliar (Itier y Parcevaux,1974), y por tanto será diferente para las distintas épocas del año, mientras que si aumenta el contenido en agua, el albedo disminuye (Guillot,1980). Además a partir del albedo se puede deducir el estado fitosanitario de los vegetales y comprobar la existencia de plagas (Hart y Myers, 1968)(Gonzalez y Cuervas,1982).

Tipo de cobertura	Albedo
Agua.....	0,03 - 0,010
Bosque.....	0,11 - 0,18
Cereales.....	0,12 - 0,28
Huerta.....	0,15 - 0,25
Hierba.....	0,17 - 0,28
Pradera.....	0,20 - 0,30
Arcilla.....	0,16 - 0,23
Arena.....	0,25 - 0,30

Tabla VI.2.- Intervalos de variación del albedo obtenidos para diversos tipos de cobertura del suelo (Baver y otros, 1973)(Itier y Parcevaux,1974).

Presenta una asimetría respecto al mediodía en el ciclo diario, causado por las variaciones en las propiedades fisiológicas de la planta (Rose, 1966).

De las diferentes imágenes de albedo de que disponemos, realizadas por el satélite H.C.M.M. sobre nuestra zona, hemos seleccionado por su calidad la correspondiente al 7 de julio de 1978, la cual utilizaremos en la construcción de la imagen de inercia térmica.

A partir de la reflectividad medida por el satélite para este día y aplicando la expresión (VI.38), se ha obtenido el mapa de albedos que damos en la figura VI.7.

El mapa de albedos es una imagen muy uniforme como consecuencia de que el satélite mide el albedo en una zona espectral demasiado amplia, de los 0,5 a los 1,1 μm , y por tanto se compensan las diferencias espectrales características de la signatura espectral de las diferentes coberturas del suelo, como se pone de manifiesto en la figura VI.8 para el sorgo seco y el sorgo verde.

En consecuencia, la imagen de albedos aparentes es insuficiente por sí sola para diferenciar las distintas coberturas. Pero el cálculo de otras magnitudes, como la inercia térmica, en la que intervienen la imagen de albedos, puede ser más útil a este objeto, como veremos en el apartado siguiente.

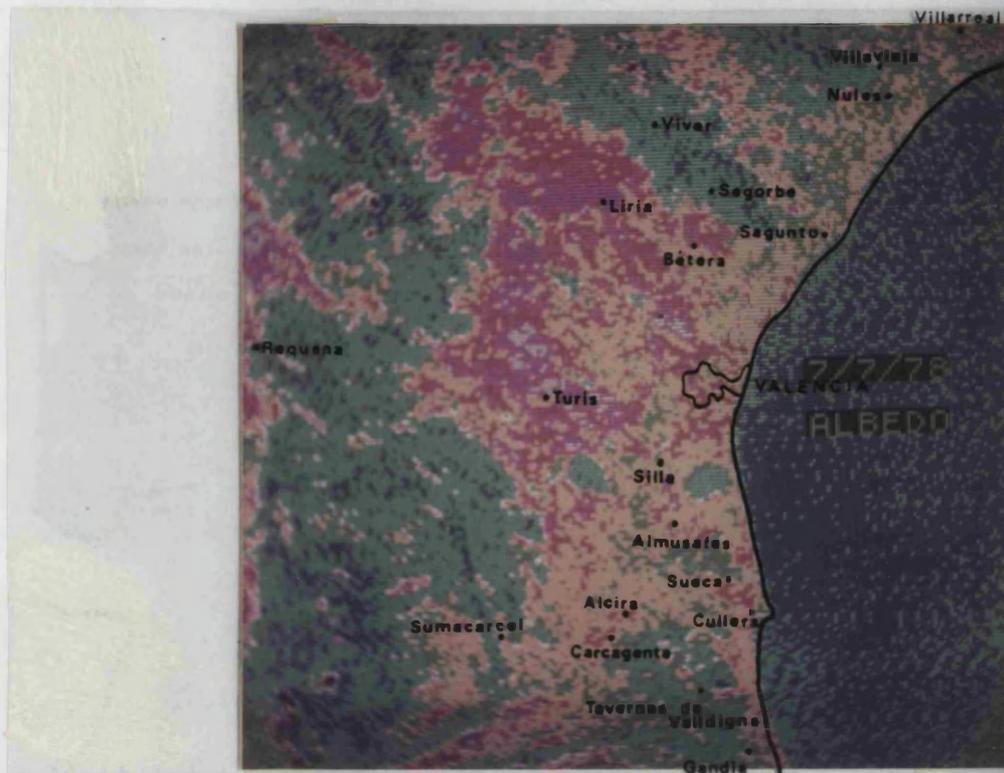


Figura VI.7.- Mapa de albedo obtenido a partir de la reflectividad medida por el satélite el día 7 de julio de 1978, de acuerdo con el criterio siguiente:

Albedo	Color
$a \leq 0,10$	azul marino
$0,10 < a \leq 0,12$	azul claro
$0,12 < a \leq 0,14$	verde
$0,14 < a \leq 0,16$	crema
$0,16 < a \leq 0,18$	rojo
$0,18 < a \leq 0,20$	violeta
$0,20 < a \leq 0,22$	gris
$0,22 < a$	negro

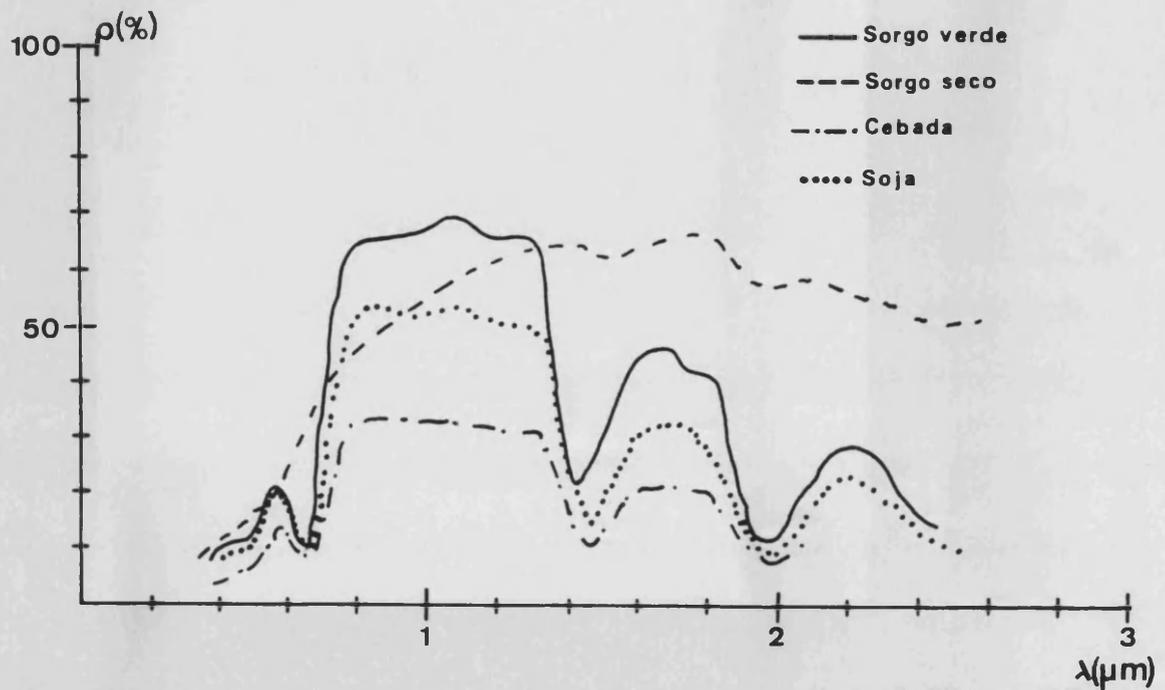


Figura VI.8.- Signatura espectral para diferentes coberturas del suelo en el visible-infrarrojo próximo.

A título orientativo, en la tabla VI.3, damos los valores de albedo aparente obtenidos comparando la imagen de la figura VI.7 con el mapa de utilización del suelo publicado por la Diputación de Valencia(1981), reproducido en la figura VI.9. Estos valores están de acuerdo con los obtenidos por otros autores (tabla VI.2).

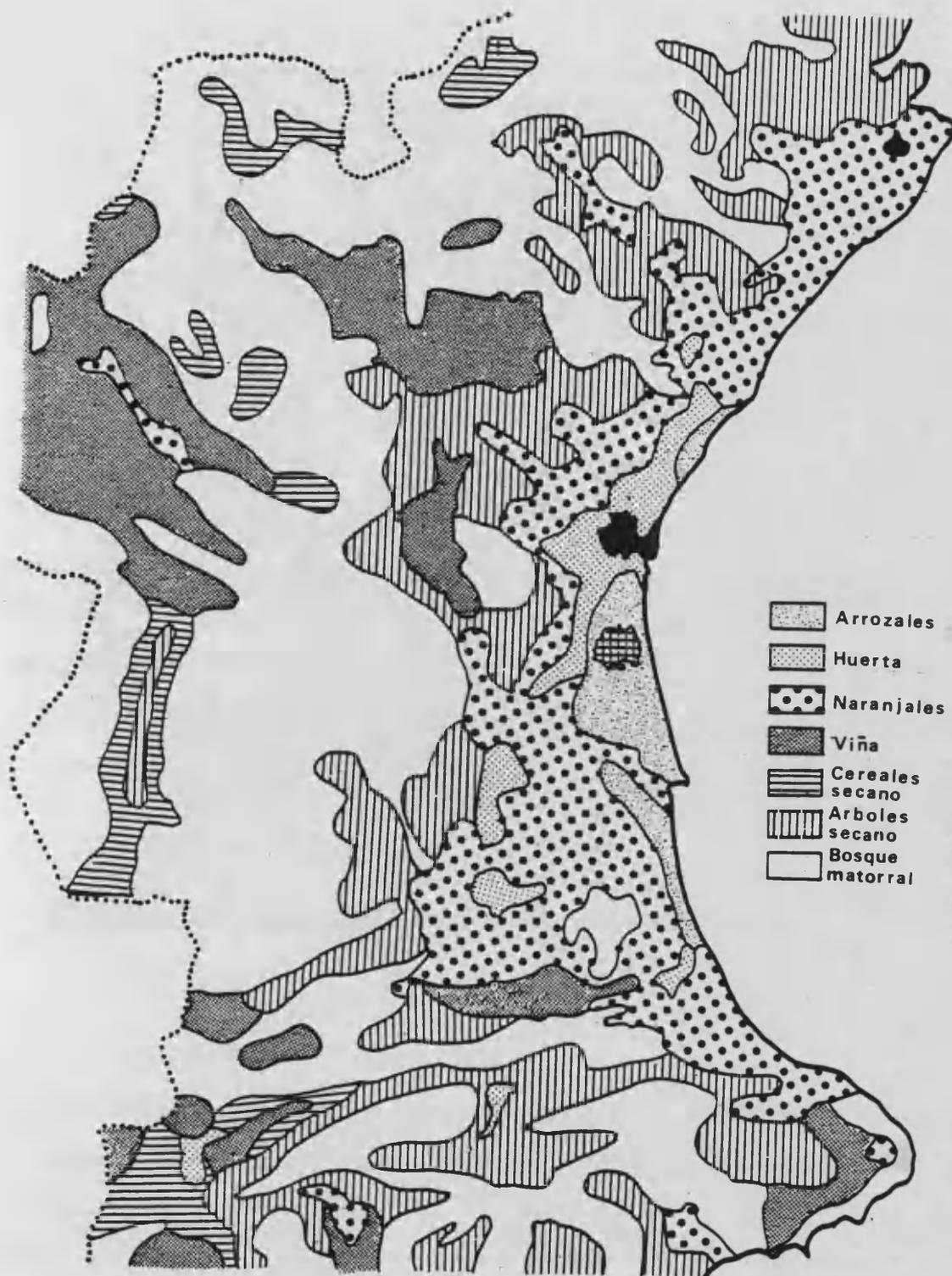


Figura VI.9.- Mapa de utilización del suelo publicado por la Diputación de Valencia (1981).

Tipo de cobertura	Albedo
Agua (mar y albufera)..	0,10
Arrozales.....	0,14
Naranjales.....	0,15
Huerta.....	0,17
Viña y árboles secano..	0,20

Tabla VI.3.- Valores aproximados de albedo para los diferentes tipos de cobertura del suelo que se dan en la zona de estudio. Se estima que el error con que vienen afectadas estas medidas es de $\pm 0,02$.

VI.6.- CORRECCION DE LA IMAGEN DE INERCIA TERMICA APARENTE

Como sabemos (Subbarayudu,1979)(Wilmers y Wienert,1981)(Gombeer,1980b)(Gossmann y Haberacker,1980)(Reiniger,1980 a y b,1981)(Caselles,1980) el radiómetro del satélite H.C.M.M. presenta un desajuste en el canal térmico, que hace que las diferencias de temperatura registradas por el satélite durante los dos pasos que efectuó el 7 de julio de 1978, sean mayores que las que se obtuvieron "in situ". Por tanto, es imprescindible que se corrija la imagen de inercia térmica aparente, tomando en la ecuación VI.37 en vez de la imagen digital de la diferencia de temperatu-

ra obtenida por el satélite, la imagen que resulta al calibrar ésta utilizando datos tomados en el propio suelo.

La bibliografía consultada (Becker,1980b)(Barret-Curtis, 1978)(Cihlar,1981)(Frayse,1979)(Barret,1979)(Swain y Davis, 1978)(Lintz y Simonett,1976), no pone de manifiesto, tanto para las medidas de temperatura como las de inercia térmica, la existencia de un nivel determinado o parte del sistema radiante como más representativa para la realización de medidas "in situ" a los efectos de ser contrastados con las de temperatura o inercia térmica aparentes. En esta misma línea apuntan los resultados obtenidos por nosotros para el satélite H.C.M.M., detallados en el capítulo V.

Dada la complejidad del sistema del cual quiere determinarse la inercia térmica, no es posible la aplicación directa de la expresión VI.37, en la que simplemente se sustituya ΔT_s por la temperatura medida en la superficie del suelo.

En consecuencia, ya que la bibliografía no indica un nivel como más representativo, parece lógico al igual que se hace, por ejemplo, cuando se estudia la ecuación logarítmica del perfil vertical del viento (Longhetto,1980), situar el nivel de referencia por encima de la propia superficie del suelo. En nuestro caso, ya que sólo disponemos de las medidas que realiza el Instituto Nacional de Meteorología a 1,5 m sobre el suelo (la red de estaciones de medida del Departamento fue instalada posteriormente a esta fecha), las utilizaremos como datos "in situ" en el cál-

culo de la inercia térmica. En cualquier caso, el error cometido al trabajar bajo esta hipótesis afectará, principalmente, de forma sistemática a la inercia térmica obtenida, de forma que los valores relativos entre las distintas zonas no es de esperar que difieran sustancialmente.

Por consiguiente, la inercia térmica del sistema suelo-vegetación se podrá calcular a partir de la ecuación (VI.37), sustituyendo en ella ΔT_s por el valor de la oscilación diaria medida en las garitas meteorológicas.

Los valores así obtenidos los hemos dado en la tabla VI.4, junto a los valores de albedo aparente y de la oscilación diaria de la temperatura del aire a 1,5 m sobre el suelo. Ajustando estos valores con los dados por la imagen de inercia térmica aparente, ITA, se obtiene la relación siguiente:

$$P = 0,720 \cdot 10^{-3} \text{ ITA} \quad 0,048 \quad r = 0,86 \quad (\text{VI.45})$$

cuya representación gráfica la damos en la figura VI.10.

A partir de la ecuación VI.45 se ha obtenido el mapa de inercia térmica dado en la fotografía de la figura VI.11. Le hemos superpuesto una transparencia del mapa topográfico de la zona, con el objeto de poder identificar el valor de la inercia térmica de cada lugar.

Nombre de la estación	a	ΔT	P	ITA
Ayora.....	0,14	19,4	0,071	57
Liria.....	0,17	14,4	0,092	71
Turís.....	0,15	12,6	0,100	74
Cotes.....	0,15	13,5	0,100	76
Tormos.....	0,15	13,0	0,104	100
Ribarroja.....	0,12	13,6	0,107	83
Alberique.....	0,14	12,6	0,109	75
Antella.....	0,14	12,5	0,110	94
Puzol.....	0,13	12,5	0,111	91
Picaña.....	0,15	12,2	0,111	96
Bétera.....	0,16	11,7	0,114	74
Sumacárcel.....	0,15	12,0	0,114	92
Villarreal "Perona".....	0,13	12,0	0,116	91
Moncofar.....	0,13	12,0	0,116	95
Silla.....	0,14	11,8	0,116	103
Carcagente.....	0,13	11,8	0,118	95
Callosa.....	0,16	11,5	0,117	102
Alcalalí.....	0,14	11,2	0,122	80
Rafelcofer.....	0,13	11,6	0,120	126
Piles.....	0,15	10,8	0,126	125
Villarreal "C.C.A.".....	0,13	10,4	0,134	92
Bemifairó.....	0,13	10,0	0,140	124
Gata.....	0,17	8,4	0,156	105
Cullera.....	0,15	8,8	0,155	121
Sueca.....	0,13	7,0	0,197	207

Tabla VI.4.- Valores de albedo, a, oscilación diaria de la temperatura medida en garita meteorológica, $\Delta T(^{\circ}C)$, inercia térmica, P(cal/cm² s^{1/2}°C), e índice digital de inercia térmica, ITA. Se estima que los errores con que vienen afectados los valores de albedo, temperatura e inercia térmica son de $\pm 0,02$, $\pm 1^{\circ}C$ y $\pm 0,005$ cal/cm² s^{1/2}°C respectivamente.

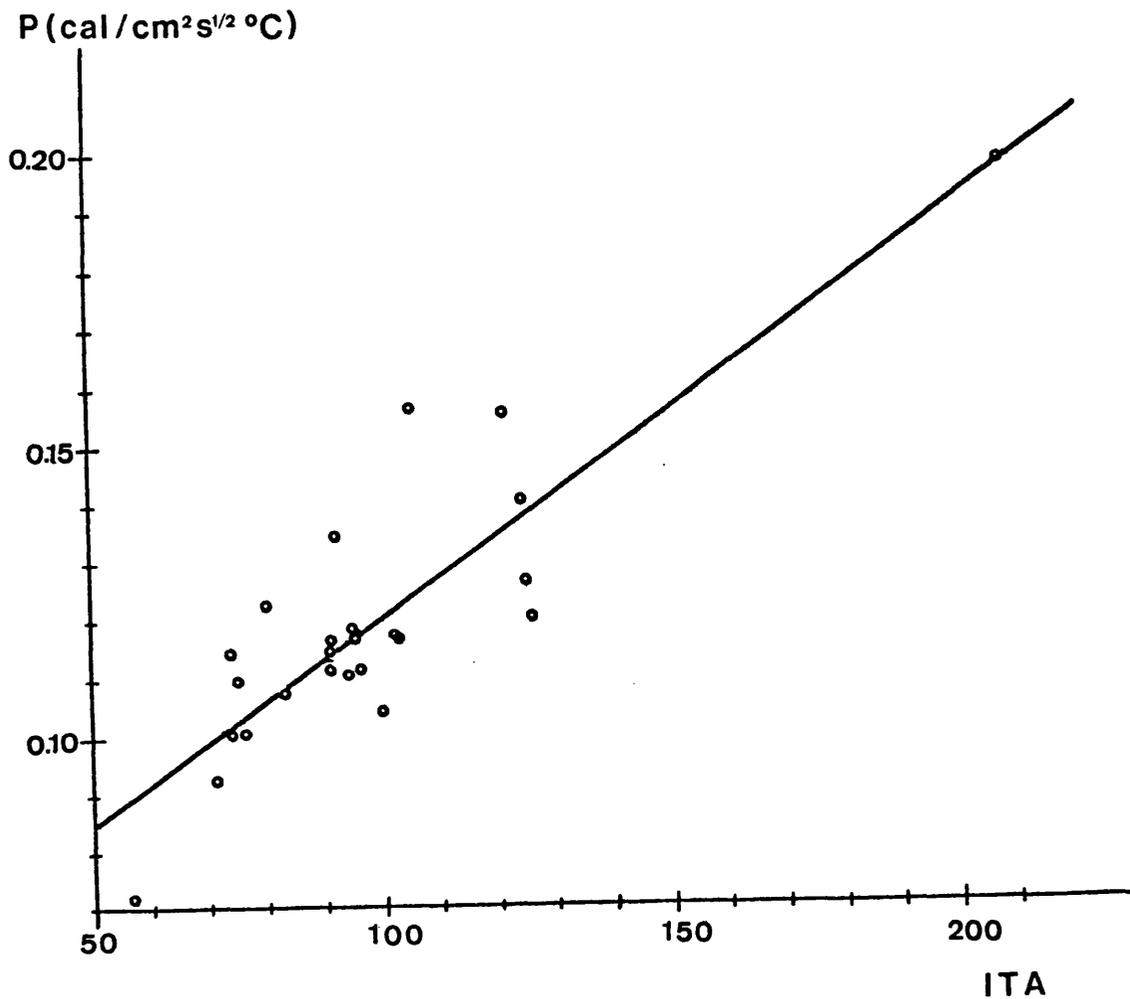


Figura VI.10.- Correlación entre el índice de inercia térmica aparente, ITA y la inercia térmica calculada utilizando el valor de la oscilación diaria de la temperatura obtenida en las garitas meteorológicas, P.

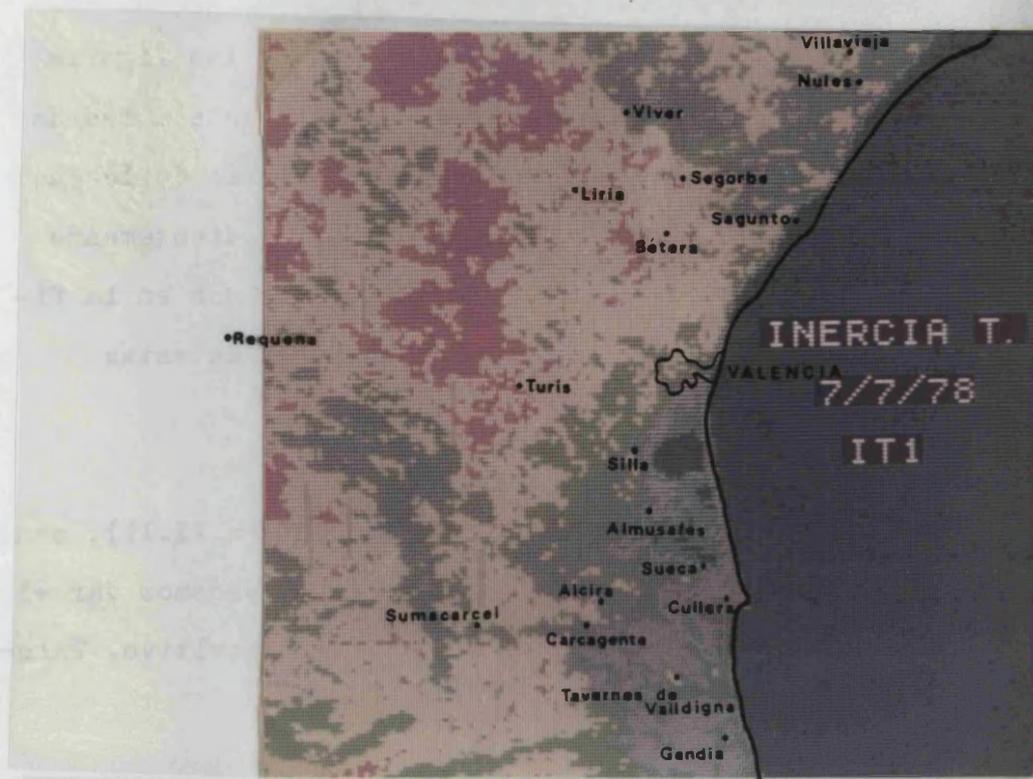


Figura VI.11.- Mapa de inercia térmica corregida utilizando los datos de la oscilación de temperatura obtenidos en las garitas meteorológicas, en el que se ha seguido el siguiente criterio:

Inercia térmica (P)	Color
$0,048 \leq P \leq 0,083$	negro
$0,083 < P \leq 0,096$	rojo
$0,096 < P \leq 0,110$	amarillo
$0,110 < P \leq 0,131$	verde
$0,131 < P \leq 0,168$	gris
$0,168 < P \leq 0,229$	azul claro
$0,229 < P \leq 0,232$	azul marino

A partir de las imágenes digitales dadas en las figuras VI.7, VI.11, y V.18, se observa que el albedo aumenta a medida que disminuye el contenido de humedad, al contrario de lo que ocurre con la diferencia de temperaturas y consiguientemente con la inercia térmica. Esta misma idea la recogemos en la figura VI.12, en la que representamos la evolución de estas magnitudes para una línea de barrido dada.

Comparando el mapa de inercia térmica (figura VI.11), con el mapa de utilización del suelo (figura VI.9), podemos dar el valor medio de inercia térmica para cada tipo de cultivo. Valores que se recogen en la tabla VI.5.

Tipo de cobertura	Inercia térmica (cal/cm ² s ^{1/2} °C)
Agua (albufera y mar)	0,23
Arrozales	0,20
Naranjales subzona 1	0,15
" " 2	0,12
" " 3	0,11
Huerta	0,11
Viña y árboles de secano	0,10

Tabla VI.5.- Valores medios de inercia térmica para los diferentes tipos de cobertura del suelo que se dan en la zona estudiada.

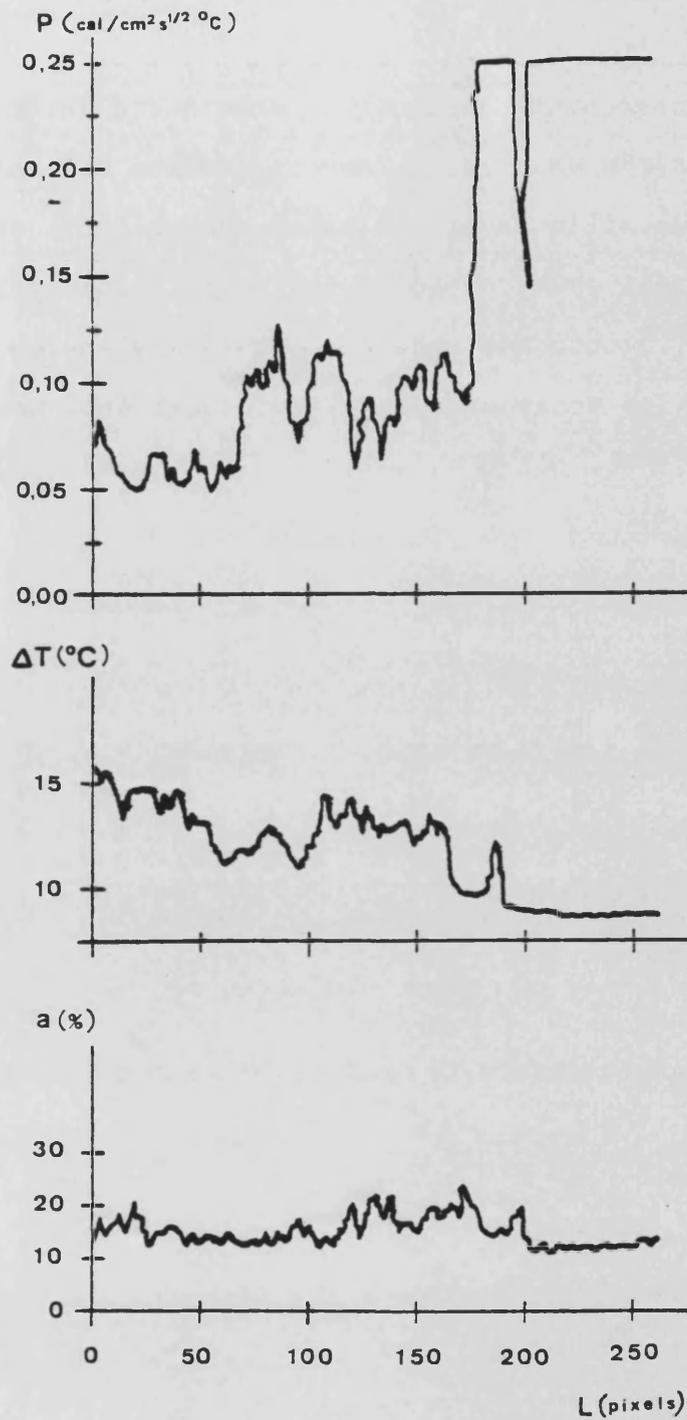


Figura VI.12.- Evolución del albedo, diferencia de temperaturas e inercia térmica, a lo largo de una línea dada de las que constituyen las imágenes digitales representadas en las figuras VI.7,VI.11 y V.18.

Es interesante destacar la existencia de tres subzonas de naranjales con valores de inercia térmica diferentes, ya que en cada una de ellas la probabilidad, "a priori", de que se hielan las naranjas, como consecuencia de una helada por radiación, es diferente. Siendo más probable que se hielan las de las subzonas 3 y 2 que las de la subzona 1, por tener ésta una mayor inercia térmica.

CONCLUSIONES

Como resumen de lo expuesto en la presente memoria podemos presentar las siguientes conclusiones:

1ª : La interpretación adecuada de las medidas radiométricas de temperatura que proporcionan los satélites artificiales, tales como el H.C.M.M., sólo es posible si se toman al mismo tiempo medidas en el propio suelo que permitan corregirlas de los diferentes factores de que vienen afectadas.

2ª : La significación de las medidas de temperatura tomadas en el propio suelo y la validez de las correcciones obtenidas depende, en gran parte, del grado de representatividad del lugar de ubicación de las estaciones de medida "in situ".

Por tanto hemos hecho una revisión de las distintas medidas sistemáticas de temperatura que se realizan en la zona teniendo en cuenta las normas que establece la O.M.M. Nos hemos ocupado especialmente de las medidas que realiza el Centro Me-

teorológico de Levante en garita meteorológica, por ser las más interesantes. De éstas se ha obtenido una relación de estaciones adecuadas para usar las temperaturas registradas en ellas como medidas "in situ" en cualquier estudio de teledetección.

3ª : A partir de los mapas geológicos de la zona hemos identificado, de acuerdo con los valores dados en la bibliografía, cuatro clases de suelos con emisividades de 0,92 , 0,94 , 0,96 y 0,97.

Utilizando el concepto de emisividad efectiva y teniendo en cuenta la geometría con que realiza el satélite la observación, se ha obtenido un mapa de emisividades de la zona de estudio, que aunque susceptible de mejora es directamente aplicable en estudios de agrometeorología.

4ª : Considerando la influencia de la cobertura vegetal, nuestra zona de estudio se puede caracterizar por un valor de emisividad de 0,97.

5ª : La corrección que es necesario introducir en los valores de temperatura aparente proporcionados por el satélite H.C.M.M. debido a que la emisividad del suelo no es la unidad, puede estimarse en 0,6 K por cada 1% de error que se comete en esta aproximación.

6ª : La mayor fuente de error en la corrección atmosférica, en el intervalo de los 10,5-12,5 μm , está asociada a la indeter-

minación del valor del coeficiente de absorción para el vapor de agua. De él se han utilizado valores distintos, según que se usen los obtenidos por Burch(1970) o por Bignell(1970). Las correcciones efectuadas resultan ser del orden de 1-4 K. Si se utiliza el modelo de Bignell se obtienen valores un 40 ó 50 % mayores que si se aplica el de Burch.

7ª : Para continuar en la línea de investigación de la corrección atmosférica creemos que es de todo punto imprescindible que se realicen radiosondeos en Valencia, ya que sino nos vemos en la necesidad de extrapolar los datos tomados en Madrid-Barajas o Palma de Mallorca.

8ª : El ángulo cenital con que el satélite realiza la observación influye en el valor de la corrección atmosférica, debido a que la radiación que llega al satélite lo hace después de atravesar un espesor mayor de atmósfera, siempre y cuando éste sea superior a 15°.

9ª : El hecho de considerar que la radiación que llega al satélite, en el intervalo espectral de los 10,5-12,5 μm sea monocromática con una longitud de onda equivalente de 11,3356 μm , aumenta la corrección atmosférica en un 25%, aproximadamente.

10ª : El coeficiente de transmisión atmosférica para la radiación terrestre en el intervalo espectral de los 10,5 a los 12,5 μm , es del orden de un 0,80, en días completamente despejados. Dependiendo el valor obtenido del modelo de correc-

ción atmosférica utilizado.

11^a : De los ajustes realizados entre las medidas de temperatura proporcionadas por el satélite y las registradas "in situ", a los niveles de -0,20, 0 y 1,5 m respecto del nivel del suelo, no se deduce ningún nivel como más significativo, y los cuatro calibrados realizados parecen igualmente válidos.

Consideramos que con fines agronómicos son utilizables, como medidas "in situ" las llevadas a cabo en garita meteorológica, ya que nos permiten corregir las medidas de temperatura del satélite y disponer de un mapa de temperatura del aire a 1,5 m , con una exactitud de $\pm 1^{\circ}\text{C}$.

12^a : El mapa de albedos es una imagen poco contrastada como consecuencia de que el satélite mide el albedo en una zona espectral demasiado amplia, de los 0,5-1,1 μm , y por tanto se compensan las diferencias espectrales características de la signatura espectral de las distintas coberturas del suelo.

Los valores de albedo obtenidos oscilan entre un 0,10 para el agua y un 0,20 para los cultivos de secano, pasando por un 0,13 para los arrozales, un 0,14 para los naranjales y un 0,17 para zonas de huerta.

13^a : Utilizando el modelo de Price, hemos construido un mapa de inercia térmica para la zona de estudio, a partir de los datos de temperatura y albedo, obtenidos por el satélite

H.C.M.M. durante sus pasos diurno y nocturno del 7 de julio de 1978, corregidos, utilizando la temperatura del aire registrada en garita meteorológica a 1,5 m sobre el nivel del suelo.

Obteniéndose los siguientes valores:

Agua.....	0,23	cal/cm ² s ^{1/2} °C
Arrozales.....	0,20	"
Naranjales.....	0,12	"
Huerta.....	0,11	"
Cultivo de secano.....	0,10	"

14^a : Queremos resaltar que los resultados dados en este trabajo los hemos obtenido utilizando una instrumentación no específica del tratamiento digital de imágenes. La reciente adquisición por el Departamento de Termología de un equipo PERICOLOR 1000 nos va a permitir un estudio en mayor profundidad de las distintas facetas expuestas en esta memoria.

B I B L I O G R A F I A

- (1) AGUILAR, J.
Termodinámica y Mecánica Estadística.
Ed. Saber. Valencia, 1982.

- (2) ALBAREDA, J.M.
Mapa de suelos de España. Escala 1/1.000.000. Descripción
de las asociaciones y tipos principales de suelos.
Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Instituto
Nacional de Edafología y Agrobiología, 1968.

- (3) ANDREWS, H.
Historial and selected papers in digital image processing.
I.E.E.E., 1978.

- (4) AXELSSON, S.R.J.
On the accuracy of thermal inertia mapping by infrared
imagery.
Proc. 14 th. International Conf. on Remote Sensing of
Environment. Costa Rica, 1980.

- (5) BARCALA, J.
Tratamiento de imágenes por métodos ópticos y digitales.
Departamento de Optica e Instituto de Ciencias de la Educa-
ción. Universidad de Salamanca.
Curso Internacional de Verano. Jornadas de Optica; 21-26
de Junio, 1982.

- (6) BARRET, E.C. y L.F. CURTIS
Environmental remote sensing 2: practices and problems.
Ed. Edward Arnold. Londres, 1977.
- (7) BARRET, E.C. y L.F. CURTIS
Introduction to environmental remote sensing.
Ed. Edward Arnold. Londres, 1978.
- (8) BARRET, E.C.
Climatology from satellites.
Ed. Methuen. Londres, 1979.
- (9) BARTHOLIC, J.F., L.N. NAMKEW y C.L. WIEGAND
Aerial Thermal Scanner to Determine Temperatures of Soils
and of Crop Canopies Differing in Water Stress.
Agronomy J., 64, 603-608, 1972.
- (10) BASKIN, V.V.
Physique et Biophysique des sols.
Sbornik Trudov po Agronomitsheskoj fizike (Leningrad Iz-ve
kolos, fasc.19), 132-146, 1969.
- (11) BATCHELOR, B.G., P.J. BRUMFITT y B.D.V. SMITH
Command language for interactive image analysis.
I.E.E.Proc., 127 (5), Pt. E, 203-218, 1980.

- (12) BAUMGARTNER, A.
Water and energy balances of different vegetation covers.
Colloque sur le bilan hydrique mondial. Actes du Colloque
de Reading, AIHS, UNESCO, OMM, Public. 94, Assoc. Intern.
Hydrol. Sci. Genstelrugge, vol. III, 570-580, 1970.
- (13) BAVER, L.D., W.H. GARDNER y W.R. GARDNER
Física de suelos.
Ed. U.T.E.M.A. México, 1973.
- (14) BECKER, F.
Principes Physiques el Mathematiques de la Teledetection.
C.N.E.S. Toulouse, 1978a.
- (15) F. BECKER
Absolute Sea Surfare Temperature Measurement by Remote
Sensing and Atmospheric Corrections Using Differential
Radiometry.
The Belle W. Basuch Library in Marine Science. No. 12. Univ.
of South Carolina Press, 1978b.
- (16) BECKER, F. y E. HECHINGER
Comptes-rendus du Colloque sur les mécanismes de transfert
entre sol et atmosphère (F. Becker et C. Pastre éditeurs)
p.III 20-52, 1978.

- (17) BECKER, F.
Thermal infra-red remote sensing principles and applications.
In: Remote Sensing Application in Agricultural and Hydrology
(G. Fraysse, editor).
Balkema, 1980a.
- (18) BECKER, F.
Comptes-rendus des Journées Nationales de la Société Française de Thermique (J. Crabol éditeur) p. D IV.1, 1980b.
- (19) BECKER, F., W. NAGAI y M.P. STOLL
An Active method for measuring thermal infrared effective emissivities: implications and perspectives for remote sensing.
Adv. Space Res., 1, 193-210, 1981.
- (20) BENNY, A.H.
Automatic relocation of ground control points in LANDSAT imagery.
Proc. Matching remote sensing technologies and their applications. Londres, 16-18 diciembre, 1981.
- (21) BERMUDEZ, C.
Tesina de Licenciatura. Valencia, 1983.
- (22) BERNIER, M. y F. BONN
Le concept d'inertie thermique en Télédétection.
Télédétection et Gestion des Ressources (F. Bonn, éd.).
A.Q.T., pp. 75-84, 1979.

- (23) BERNIER, M., R. BROCHU y F. BONN
Cartographie de l'inertie thermique de certains secteurs
du Quebec a partir de données aeriennes et du satellite
H.C.M.M.
VI. Symp. canadian sur télédétection, Halifax, Nouvelle
Ecosse, mai 21-23, 1980.
- (24) BERNSTEIN, R.
Digital Image Processing of Earth Observation Sensor Data,
I.B.M. J. Res. Develop., 20(1), 40-57, 1976.
- (25) BIGNELL, L.J., F. SAIEDY y P.A. SHEPPARD
The Atmospheric Infrared Continuum.
J. Opt. Soc. Amer., 53 , 466, 1963.
- (26) BIGNELL, K.J.
The Water vapour infrared continuum.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 96 , 390-403, 1970.
- (27) BLAD, B.L. y H.J. ROSENBERG
Measurement of Crop Temperature by Leaf Thermoconple, In-
frared Thermometry and Remotely Sensed Thermal Imagery.
Agron. J., 68, 635-641, 1976.
- (28) BOHSE, J.R., M. BEWTRA y W. L. BARNES
Heat Capacity Mapping Radiometer (HCMR). Data Processing
Algorithm, Calibration, and Flight Performance Evaluation.
Nasa, Technical Memorandum 80258, 1979.

- (29) BONN, F.
Ground Truth Measurements for Thermal Infrared Remote Sensing.
Photogram. Eng. and Rem. Sens. 43 (8), 1001-1007, 1977.
- (30) BONN, F. y M. BERNIER
Application du concept d'inertie thermique et des données du satellite H.C.M.M. dans l'Est du Canada.
Canadian Journal of Remote Sensing, 7(2), 108-124, 1981.
- (31) BRUNT, D.
Notes on radiation in the atmosphere.
Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 58, 389-418, 1932.
- (32) BUETTNER, K.J.K. y C.D. KERN
The determination of infrared emissivities of terrestrial surfaces.
J. Geophys. Res. 70, 1329-1337, 1965.
- (33) BUETTNER, K.J.K., R. DANA, K. KATSAROS y W. KREISS
On the use of intermediate infrared and microwave infrared in weather satellites.
3 th. Annual Report Contract NASA NsG-632 Dept. Atmosph. Sci., Univ. of Washington, 1967.

- (34) BURCH, D.E.
Investigation of the Absorption of Infrared Radiation by
Atmospheric Gases.
Publ. U-4784, p. 27. Phico. Forc. Corp. Aeronutronic Div.,
Newport Beach. Calif., 1970.
- (35) CAMPBELL, L.
Energy and the Atmosphere. A Physical-Chemical Approach.
Wiley and sons. London. New York. Sydney. Toronto, 1980.
- (36) CARSLAW, H.S. y J.C. JAEGER.
Conduction of heat in solids.
Oxford Univ. Press. London, 1959.
- (37) CASELLES, V., V. GANDIA, S. GANDIA, J. MELIA y D. SEGARRA.
Utilización del sistema EMERAT en la medida de temperatu-
ras.
XVIII Reunión Bienal de la R.S.E.F. y Q., Burgos 29 sep-
tiembre-3 octubre, 1980.
- (38) CASELLES, V.
Análisis del campo de temperaturas proporcionado por el
satélite H.C.M.M. en la zona agrícola valenciana.
Tesina de Licenciatura. Valencia, 1980.

- (39) CASELLES, V., S. GANDIA, V. GANDIA, J. MELIA, D. SEGARRA.
Corrección mediante medidas "in situ" de las imágenes digitales de temperatura aparente proporcionadas por el satélite H.C.M.M.
Proc. de la IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica.
Zaragoza, octubre, 1981.
- (40) CHANDRASEKLAR, S.
Radiative Transfer
Dover Publications. New York, 1960
- (41) CHANG, J.
Climate and Agriculture.
Aldine Publishing Co., Chicago, 1968.
- (42) CHAPMAN, A.J.
Transmisión del calor.
Ed. Interciencia. Madrid, 1974.
- (43) CHUDNOVSKII, A.F.
Plants and light. I. Radiant energy.
Fundamentals of Agrophysics, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, p. 1-51, 1966a.
- (44) CHUDNOVSKII, A.F.
Transformation of radiant energy on an active surface and its thermal balance.
Fundamentals of Agrophysics, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 413-504, 1966b.

- (45) CIHLAR, J.
Interpretation of H.C.M.M. images over Canada.
15 th. International Symposium on Remote Sensing of Environ-
ment, Ann Arbor, MI, Mayo, 1981.
- (46) COGAN, L. y J.H. WILLARD
Mapping of Sea Surface Temperature by the NOAA-2 satellite.
ERT document NO. 0532-2 Task 1 Final Report. p. 30, 1974.
- (47) COMBS, A.G., H.K. WICKMANN, C. MADER y A. TEBÓ
Aplication of Infrared Radiometers to Meteorology
J. Appl. Meteor. 4, 253-262, 1965.
- (48) CONAWAY, J. y C.H.M. VAN BAVEL
Remote measurements of surface temperature and its application
to energy balance and evaporation studies of bare soil surfa-
ces.
U.S. Water Conservation Lab. Research Rep. No. 392. Inte-
rim report to USAE Com. Atmos. Sci. Lab., Fort Huachuca,
Ariz., 136p. 1966.
- (49) CONAWAY, J. y C.H.M. VAN BAVEL
Evaporation from a Wet Surface Calculated from Radiometri-
cally Determined Surface Temperatures.
J. Appl. Meteor., 6, 650-655, 1967.

- (50) COULSON, K.L.
Solar and terrestrial radiation.
Academic Press, Inc. New York, 1975.
- (51) CRACKNELL, A.P.
Computer Programs for Image Processing of Remote Sensing
Data.
Univ. Dundee, 1982.
- (52) DATA GENERAL
Introduction to the Advanced Operating System (AOS).
Publ. 069-000016-00, 1978a.
- (53) DATA GENERAL
Advanced Operating System (AOS). Command Line Interpreter.
User's Manual.
Publ. 093-000122-02, 1978b.
- (54) DATA GENERAL
Learning to Use Your Advanced Operating System (AOS).
Publ. 069-000018-00, 1978c.
- (55) DAVIES, J.A., P.J. ROBINSON y M. NUNEZ
Field Determinations of Surface Emissivity and Temperature
for Lake Ontario.
J. Appl. Meteor. 10, 811-819, 1971.

- (56) DEEPAK, A., T.D. WILKERSON, L.H. RUHNKE.
Atmospheric Water Vapor.
Academic Press, New York, 695p, 1980
- (57) DESCAMPS, P.Y., M. HERMAN, D. TANRE, M.C. ROUQUET y J.L.
DURPAIRE
Effets atmosphériques et évaluation du signal pour des instruments optiques de télédétection.
ESA Journal, vol.6, 1982.
- (58) DE VRIES, D.A.
Thermal properties of soils.
Physics of the Plant Environment (W.R. Van Wyk, ed).
John Wiley and sons, Interscience, New York, 1963.
- (59) DE VRIES, D.A. y N.H. AFGAN
Heat and Mass Transfer in the Biosphere. Part I: Transfer Processes in the Plant Environment.
Scripta Book Company, Washington D.C., 1975.
- (60) DIAS, L.A.V., A.E. COSTA y G. CAMARA
Algoritmo simplificado para cálculo de transferência radiativa em imagens de satélite.
Publ. interna del Inst. de Pesquisas Espaciais de Sao Paulo (Brasil), 1981.

- (61) DIAS, L.A.V., N.L. VIJAYKUMAR y A.E.C. PEREIRA
An interactive model for atmospheric correction in satellite images.
Publ. interna del Inst. de Pesquisas Espaciais de Sao Paulo (Brasil), 1982.
- (62) DIPUTACION DE VALENCIA
Mapa econòmic del País Valencià.
Confeccionat per el Departament de Geografia de la Universitat e Institut de Geografia de la Institució Alfons el Magnànim de València.
Ed. Seix Barral, 1981.
- (63) DONN, W.L.
Meteorologia.
Ed. Reverté, Barcelona, 1978.
- (64) DOORENBOS, J.
Agro-meteorological field stations.
Publ. de la FAO. Roma, 1976.
- (65) DUDA, R.O. y P.E. HART
Pattern Classification and scene analysis.
Wiley. New York, 1973.

(66) FEDES, R.A.

Some physical aspects of heat transfer in soil.

Miscellaneous reprints nº 145 of the Institute for Land and Water Management Research, Wageningen. The Netherlands, 1963.

(67) FRAYSSE, G

Applications agrometeorologiques.

Proc. Technical Conference on "Use of Data from Meteorological Satellites", Lannion (Francia), 17-21 Sept., 1979.

(68) FUCHS, M. y C.B. TANNER

Infrared Thermometry of Vegetation

Agron. J., 58, 596-601, 1966.

(69) FUCHS, M., E.T. KANEMASU, J.P.KERR y C.B. TANNER

Effect of viewing angle on canopy temperature measurements with infrared thermometers.

Agron. J., 59, 494-96, 1967.

(70) FUCHS, N. y C.B. TANNER

Surface Temperature Measurements of Bare Soils.

J. Appl. Meteo., 7, 303, 1968.

- (71) GANDIA,V., S. GANDIA, J. MELIA y D. SEGARRA
Primeros resultados de una red automática de medida de temperatura en la capa biológica.
III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, 1979.
- (72) GANDIA,V., S. GANDIA, J. MELIA y D. SEGARRA.
Automatic Equipment and the study of night cooling in a citrus orchard.
Agric. Meteorol., 22, 93-99, 1980.
- (73) GANDIA,S., V. CASELLES, V. GANDIA, J. MELIA y D. SEGARRA.
Análisis del microclima de cultivos protegidos.
Proc. IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Zaragoza, 26 septiembre-2 octubre, 1981.
- (74) GANDIA,S. J. MELIA y D. SEGARRA
Modelo de enfriamiento nocturno.
XIX Reunión Bienal de la RSEFQ. Santander, octubre de 1982.
- (75) GARCIA, A. y F. ORTI
Digital Preprocessing of H.C.M.M. Imagery.
HCM-034 Final Report. Madrid, marzo, 1981.
- (76) GARDNER, B.R., B.L. BLAD y D.G. WATTS
Plant and air temperatures in differentially-irrigated corn
Agric. Meteorol., 25, 207-217, 1981.

(77) GATES D.M., W. TAMTRAPORN

The reflectivity of deciduous trees and herbageous plant
in the infrared to 25 μ m.

Science 115,p 613-616, 1955.

(78) GATES, D.M.

Characteristics of soil and vegetated surfaces to reflected and emitted radiation.

Proc. 3rd. Intern. Symp. on Remote Sensing of Environ., Ann Arbor, MI, pp. 573-600, 1964.

(79) GATES, D.M.

Transpiration and leaf temperature.

Ann.Rev. Plant Physiol. 19, 211-238, 1969.

(80) GEIGER, R.

The climate near the Ground.

Harvard University Press, 1965.

(81) GILLESPIE,A.R. y A.B. KAHLE

Construction and Interpretation of a Digital Thermal Inertia Image.

Photogramm. Eng. Remote Sensing, 43 (8), 983-1000, 1977.

- (82) GILLOT, J.
Potential applications of remote sensing in agriculture.
Remote Sensing Application in Agriculture and Hydrology
(Ed. G. Fraysse)
Balkema, Rotterdam (Holanda), 1980.
- (83) GIRARD, M.C.
Emploi de la télédétection pour l'étude de l'humidité des
sols.
La Houille Blanche, 7/8, 1978.
- (84) GOMBEER, R.
Interpretation of nighttime infrared digital data recorded
over Belgium by the Heat Capacity Mapping Mission.
Pedologie, XXX, 1, 137-159, 1980a.
- (85) GOMBEER, R.
The comparison of H.C.M.M.-satellite registered surface tem-
peratures with ground temperature measurements over Belgium:
A calibration study.
Tellus Newsletter No. 18, JRC, Ispra, 1980b.
- (86) GONZALEZ, R.C. y P. WINTZ
Digital image processing.
Addison-Wesley, 1977.

(87) GONZALEZ, F. y J.M. CUEVAS

Los satélites de recursos naturales y sus aplicaciones en el campo forestal.

INIA. Madrid, 1982.

(88) GORODETSKIY, A.K. y G. F. FILLIPPOV

Terrestrial measurements of the radiation of the atmosphere and of the underlying surface in the spectral region of 8-12 μ .

Atmosph. Ocean. Phys. 4, 228-232, 1968.

(89) GOSSMANN, H. y P. HABERACKER

Image processing of H.C.M.M.-satellite thermal images for superposition with other satellite imagery and topographic and thematic maps.

Tellus-Newsletter n^o 12, J.R.C. Ispra (Italia), 1980.

(90) GUYOT, G.

Principals conclusions du colloque international "Signatures Spectrals d'objects en Télédétection. 1982.

(91) HADAS, A.

A comparison between two methods of determining the thermal diffusivity of a moist soil.

Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32, 28-30, 1968.

(92) HADAS,A.

Problems involved measuring the soil thermal conductivity and diffusivity in a moist soil.

Agric. Meteor. 13 , 105-113, 1974.

(93) HADAS,A.

Heat Transfer in Dry Aggregated Soil: I. Heat Conduction
Soil Sci. Soc. Am. J., 41, 1055-59, 1977a.

(94) HADAS, A.

Evaluation of theoretically predicted thermal conductivities of soils under fields and laboratory conditions.

Soil Sci. Soc. Am. J. 41, 460-466, 1977b.

(95) HALL,E.

Computer Image Processing and Recognition.

Wiley, 1979.

(96) HARDY, J.R.

The acquisition of ground data for surveys based on remotely sensed data.

Application in Agriculture and Hydrology (Ed. G. Fraysse).

Balkema, Rotterdam, 249-256, 1980b.

(97) HART-MYERS

Referencia de Ch.C. Goillot en Significance of spectral
reflectance for natural surfaces (G.Fraysse, editor)
Balkema, Rotterdam, 53-80, 1968.

(98) HESS, S.L.

Introduction to theoretical meteorology.
Ed. Holt, Rinehart and Winston, 1959.

(99) HOUGHTON, J.T.

The physics of atmospheres.
Cambridge Univ. Press, 1977.

(100) IDSO, S.B., R.D. JACKSON

Comparison of Two Methods for Determining Infrared Emittan-
ces of Bare Soils.
J. Appl. Meteor. 8, 168-169, 1969.

(101) IDSO, S.B., T.J. SCHMUGGE, R.D. JACKSON y R.J. REGINATO

The Utility of Surface Temperature Measurements for the
Remote Sensing of Surface Soil Water Status.
J. Geophys. Res., 80(21), 3044-49, 1975a.

(102) IDSO, S.B., R.D. JACKSON, R.J. REGINATO, B.A. KIMBALL y

F.S. NAKAYAMA
The dependence of bare soil albedo on soil content.
J. Appl. Meteor. 14, 109-113, 1975b.

- (103) IDSO, S.B., W.L. EHRLER
Estimating soil moisture in the root zone of crops: a
technique adaptable to Remote Sensing.
J. Geophys. Res. Lett., 3, 23-25, 1976a.
- (104) IDSO, S.B., R.J. REGINATO, R.D. JACKSON y P. J. PINTER, Jr.
Measuring Yield-Reducing Plant Water Potential Depressions
in Wheat by Infrared Thermometry.
Irrig. Sci. 2, 205-212, 1981a.
- (105) I.M.E.C.
Topografía.
Segundo ciclo de Instrucción Militar de la Escala de Com-
plemento, Fuencarral (Madrid), 1977.
- (106) INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Mapa Geológico de España, E 1/200.000. Síntesis de la
Cartografía existente.
Departamento de publicaciones del I.G.M.E., 1972.
- (107) INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
Manual del Observador de Meteorología.
Madrid. 1956.
- (108) ITIER, B. y S. DE PARCEVAUX
Albédo et agriculture.
XIII journées de l'hydraulique de la société hydrotechnique
de France, Paris, 1974.

- (109) JACKSON, R.D. y S.A. TAYLOR
Heat transfer.
Agronomy, 2, 349-360, 1965.
- (110) JACKSON, R.D., S.B. IDSO
Ambient temperature effects in infrared thermometry.
Agronomy, J. 61, 324-325, 1969.
- (111) JACKSON, R.D., R.J. REGINATO, P.J. PINTER, Jr, y S.B. IDSO
Plant canopy information extraction from composite scene
reflectance of row crops.
Applied Optics 18: 3775-3782, 1979.
- (112) JAEGER, J.C.
Conduction of Heat in a solid with periodic boundary con-
ditions, with an application to the surface temperature
of the moon.
Proc. Cambridge Phil. Soc. 49(2), 355-359, 1953a.
- (113) JAEGER, J.C.
Pulsed surface heating of a semi-infinite solid.
Quart. Appl. Math., 11, 132-137, 1953b.
- (114) JIMENEZ, J. y N. GARCIA
Introducción al tratamiento digital de imágenes.
U.A.M.-I.B.M., PCI-01.82, Madrid, 1982.

- (115) KAHLE, A.B., GILLESPIE, A.R., GOETZ, A.F.H., y ADDINGTON, J.
Thermal Inertia Mapping.
Proc. 10th Int. Sym. on Rem. Sens. of Env., 985-994, 1975.
- (116) KAHLE, A.B.
A Simple Thermal Model of the Earth's Surface for Geologic
Mapping by Remote Sensing.
J. Geophys. Res. 82, 11, 1673-80, 1977.
- (117) KIMES, D.S.
Effects of vegetation canopy structure on remotely sensed
canopy temperatures.
Remote Sensing of Environ. 10, 165-174, 1980.
- (118) KIMES, D.S., S.B. IDSO, P.J. PINTER, Jr., R.J. REGINATO
y R.D. JACKSON
View angle effects in the radiometric measurement of plant
canopy temperatures.
Remote Sensing of Environ. 10: 273-284, 1980
- (119) KLAASSEN, W. y G.J.A. NIEUWENHUIS
Estimation of the regional evapotranspiration from remo-
tely sensed crop surface temperatures. Part. II: arable
land.
Nota 1057 del Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuis-
houding. Wageningen (Holanda), 1978.

- (120) KONDRATYEV, K.Y.
Radiation in the Atmosphere.
Academic Press. New York, 1969.
- (121) KONDRATYEV, K.Y.
Radiation processes in the atmosphere.
W.M.O., 309, 1972
- (122) KREITH,
Transmisión del calor por radiación, para el diseño de na-
ves espaciales y de plantas de fuerza solar.
- (123) LANDGREBE, D.A.
Analysis Technology for Land Remote Sensing.
Proc. IEEE 69(5), 628-642, 1981.
- (124) LEAMER, R.W., J.R. NORIEGA
Reflectance Brightness measured over agricultural areas.
Agr. Met. 23, 1-8, 1981.
- (125) LINACRE, E.T.
A note on a feature of leaf and air temperature.
Agric. Meteorol., 1:66-72, 1964.
- (126) LINTZ, J. y D.S. SIMONETT
Remote Sensing of Environment.
Addison-Wesley, London, 1976.

- (127) LINTZ, J., P.A. BRENNAN y P.E. CHAPMAN
Ground-Thuth and Mission operations.
Remote Sensing of Environment (Lintz-Simonett, Eds.)
Addison-Wesley, London 412-436, 1976.
- (128) LONGHETTO, A.
Atmospheric Planetary Boundary Layer Physics.
Elsevier Scientific, Amsterdam-Oxford-New York, 1980.
- (129) LOPEZ-MUÑIZ, R.
Digital Processing of HCMM Images.
HCM-034 Final Report. Madrid, marzo, 1981.
- (130) LORENZ, D.
The Effect of the Long-wave Reflectivity of Natural Surfaces on Surface Temperature Measurements Using Radiometers.
J. Appl. Meteor. 5, 421-430, 1966.
- (131) MARACCI, G.
Comparison of spectral reflectances measured by airborne scanner and on the ground.
Tellus Newsletter 9, J.R.C. (Ispra), 1979.
- (132) MARKARIAN, H., R. BERNSTEIN, D.G. FERNEYHOUGH, L.E. GREGG y F.S. SHARP
Digital Correction for High-Resolution Images.
Photogramm. Eng. and Rem. Sens., 39, 1311, 1973.

- (133) MARLATT, W.E.
Remote and "In Situ" Temperature Measurements of Land and
Water Surfaces.
J. Appl. Meteo. 6, 272-279, 1967.
- (134) MARSHALL, T.J. and J.W. HOLMES
Soil Physics.
Cambridge University. Cambridge, 1979.
- (135) MCGINNES, W.J. y R.C.W. ARONSON
Effects of environment on an infrared field thermometer.
Agron.J. 63, 813-814, 1971.
- (136) MEKLER, Y y Y. J. KAUFMAN
Contrast reduction by the atmosphere and retrieval of
nonuniform surface reflectance.
App. Optics, 21,(2), 310-16, 1982.
- (137) MILLARD J.P., R.J. REGINATO, R.C. GOETTELMAN, S.B. IDSO,
R.D. JACKSON, M. J. LEROY
Experimental Relations Between Airborne and Ground Mea-
sured Wheat Canopy Temperatures.
Photogram. Eng. and Rem. Sens. 46(2), 221-24, 1980.
- (138) MILLER S.H. y K. WATSON
Evaluation of Algorithms for Geological Thermal-Inertia
Mapping.
Proc. 115h. Int. Symp. on Rem. Sens. of Env., 1147-1160,
1977.

- (139) MONTEITH, J.L.
Survey of instruments for micrometeorology.
Inter. Biolog. Progr. Handbook N° 22, Oxford, 1972.
- (140) MONTEITH, J.L.
Vegetation and the Atmosphere.
Academic Press. London, New York, San Francisco, 1976.
- (141) MORAN, F.
Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera.
Madrid, 1944.
- (142) NAGY, G.
Digital Image-Processing Activities in Remote Sensing for
Earth Resources.
Proc. IEEE, 60(10), 1177-1200, 1972.
- (143) NAKAGANA, Y.
Studies on the Microclimate in the Cultivated Land and on
the Plant Temperature.
Bull. Nat. Inst. Agr. Sci., Ser. A, No 10, 1980.
- (144) NASA
HCMM User's Guide.
G.S.F.C.-NASA. Greenbelt, Maryland, 1979.

- (145) NASA
Landsat Data Users Notes.
Issue No 10, 1980.
- (146) NIEUWENHUIS, G.J.A.
Influence of atmosphere on thermal infrared radiation
Tellus Newsletter no. 14, J.R.C., Ispra, 1980.
- (147) OPPENHEIM, A.
Applications of Digital Signal Processing.
Prentice-Hall, 1978.
- (148) ORTI, F., GARCIA, A., MARTIN, M.A.
Geometric correction of Landsat MSS images using a ground
control point library.
Proc. 5 Annual Conference of Rem. Sens. Soc., 17-26, 1979.
- (149) CRTI, F.
Optimal Distribution of Control Points to Minimize Land-
sat Image Registration Errors.
Photogramm. Eng. and Remote Sensing, 47(1), 101-110, 1981.
- (150) PARK, J.K. y D.W. DEERING
Simple radiative transfer model for relationships between
canopy biomass and reflectance.
App. Optics, 21(2), 303-309, 1982.

- (151) POHN, H.A., T.W. OFFIELD y K. WATSON
Thermal inertia mapping from satellite-Discrimination of
geologic units in Oman.
J. Res. U.S. Geol. Surv., 2 (2), 147-158, 1974.
- (152) PRATT, W.K.
Digital Image Processing.
Wiley and sons. New York, Chichester, Brisbane, Toronto,
1978.
- (153) PRATT, D.A. y C.D. ELLYETT
Image Registration for Thermal Inertia Mapping and its
Potential Use for Mapping of Soil Moisture and Geology in
Australia.
Proc. 12th. Int. Symp. on Rem. Sens. of Env, Ann Arbor,
MI, 1207-1217, 1978.
- (154) PRATT, D.C. y C.D. ELLYETT
The Thermal Inertia Approach to Mapping of Soil Moisture
and Geology.
Rem. Sens. of Environm., 8, 151-168, 1979.
- (155) PRATT, D.A., S.J. FOSTER, C.D. ELLYETT
A Calibration Procedure for Fourier Series Thermal Inertia
Models.
Photogramm. Eng. and Rem. Sens. 46 (4), 529-538, 1980.

(156) PRICE, J.C.

Thermal Inertia Mapping: A New View of the Earth.

J. Geophys. Res., 82, 2582-2590, 1977.

(157) PRICE, J.C.

The Potential of Remotely Sensed Thermal Infrared Data to Infer Surface Soil Moisture and Evaporation.

Water Resour. Res., 16(4), 787-795, 1980a

(158) PRICE, J.C.

On the atmospheric correction to satellite thermal infrared measurements.

GSFC, communication to HCMM investigators. 1980b.

(159) PRICE, J.C.

On the Use of Satellite Data to Inter Surface Fluxes at Meteorological Scales.

J. Appl. Meteor., 21, 1111-1122, 1982a.

(160) PRICE, J.C.

Registration of Heat Capacity Mapping Mission Day and Night Images.

Photogramm. Eng. and Rem. Sens., 48, 1416-1468, 1982c.

(161) RAISZ, E.

Cartografía General

Ed. Omega. Barcelona, 1969.

- (162) RANGASWAMY, S. y J. SUBBARAYUDU
Program RADTRA to compute atmospheric attenuation correction.
Systems and Applied Sciences Corporation. Riverdale, Maryland. 20840 NASA contract NASS-24272, 1978.
- (163) REGINATO, R.J., J.F. VEDDER, S.B. IDSO, R.D. JACKSON,
M.B. BLANCHARD y R. GOETTELMAN
An Evaluation of Total Solar Reflectance and Spectral Band Ratioing Techniques for Estimating Soil Water Content.
J. Geoph. Res. 82(15), 2101-2104, 1977.
- (164) REINIGER, P.
Calibration of HCMM thermal data.
Tellus Newsletter No. 18, JRC, Ispra, 1980a.
- (165) REINIGER, P.
HCMM satellite data calibration and atmospheric corrections.
Tellus Newsletter No. 19, JRC, Ispra (Italy), 1980b.
- (166) REINIGER, P.
HCMM satellite data calibration and atmospheric corrections.
Tellus Newsletter No. 25. J.R.C. Ispra (Italy), 1981.

- (167) ROBINSON, P.J. y J.A. DAVIES
Laboratory Determinations of Water Surface Emissivity.
J. Appl. Meteor., 11, 1391-1393, 1972.
- (168) ROSE, C.W.
Agricultural Physics.
Pergamon, 1966.
- (169) ROSEMA, A., J.H. BIJLEVELD, P. REINIGER, G. TASSONE,
K. BLYTH and R.J. GURNEY
"TELL-US" a combined surface temperature, soil moisture
and evaporation mapping approach.
Proc. 12th Int. Symp. on Rem. Sens. of Env., pp. 2267-76, 1978.
- (170) ROSENFELD, A.
Digital image analysis.
Springer-Verlag, 1976.
- (171) ROSENFELD, A. y A.C. KAK
Digital picture processing.
Academic Press, 1976.
- (172) ROSENFELD, A.
Image Pattern Recognition.
Proc. IEEE, 69(5), 596-605, 1981.

- (173) ROWLAND, J.B.
The Hotine Oblique Mercator Projection Applied to Landsat
Mapping.
U.S. Geological Survey, Reston, VA 22092, 1977.
- (174) SALGE, F.
Erreur d'evaluation d'une surface en projection confor-
me.
Carta personal, 1983.
- (175) SANCHEZ, J.
Comunicacion personal, 1983.
- (176) SANTISTEBAN, A.
Tratamiento digital de imágenes y sus aplicaciones.
UAM-IBM, Madrid, 1980a.
- (177) SANTISTEBAN, A.
Realce radiométrico de imágenes LANDSAT y sus cocientes
Tratamiento digital de imágenes y sus aplicaciones.
UAM-IBM. Madrid, 1980b.
- (178) SCANVIC J.Y.
Signification geologique de quelques données thermiques
et spatiales.
B.R.G.M. Orleans (France). 1982.

(179) SCHNEIDER, T.

The block method for measuring heat flux density at the surface of soils and other solids.

Agric. Meteor. 6, 423-434, 1969.

(180) SCHWERDTFEGER, P.

Physical principles of micrometeorological measurements.

Elsevier, Amsterdam, 1976.

(181) SELLERS, W.D.

Physical Climatology.

Univ. Chicago Press. Chicago, 1965.

(182) SLUSARCHUK, W.A. y P.H. FOULGER

Development and calibration of a thermal conductivity probe apparatus for use in the field and laboratory.

Nat. Res. Council of Can., Div. Build. Res., TP 388,

NRCC13267, 1973.

(183) SMITH, L.P.

Methods in agricultural meteorology.

Elsevier. Amsterdam, 1975.

(184) SOPHOCLEOUS, M.

A thermal conductivity probe designed for easy installation and recovery from shallow depths.

Soil Sci. Soc. Am. J., 43, 1056-58, 1979.

- (185) SPIEGEL, M.R.
Estadística. Teoria y Problemas.
Serie Schaum. McGraw-Hill, 1969.
- (186) STIGTER, C.J.
On the possibility of determining thermal properties
from contact surface temperatures.
Physica 39, 229-236, 1968.
- (187) STODDLEY, K.D.C., T. LEWIS and C.L.S. STAINTON
Applied Statistical Techniques.
Ellis Horwood. Chichester, 1980.
- (188) STRAHLER, A.N.
Geografía Física.
Ed. Omega. Barcelona, 1974.
- (189) SUBBARAYUDU, J.
Heat Capacity Mapping Mission (HCMM) Validation Study.
Final Report. Report No. R-SAG-3/79-01. Systems and
Applied Sciences Corporation, Riverdale, Maryland 20840,
1979.
- (190) SUTHERLAND, R.A. y J.F. BARTHOLIC
Significance of Vegetation in Interpreting Thermal Radia-
tion from a Terrestrial Surface.
J. App. Meteo. 16(8), 759-63, 1977.

- (191) SWAIN, P.H. y S.M. DAVIS
Remote Sensing: The Quantitative Approach.
McGraw-Hill, New York, 1978.
- (192) TABBAGH, A.
Procédé de mesure in situ des propriétés thermiques des
sols.
Science du Sol. Bulletin de l'A.F.E.S. N° 4, 269-279,
1974.
- (193) TANNER, C.B.
Plant temperatures.
Agron. J. 55, 210-211, 1963.
- (194) TOU, J.T. y R.C. GONZALEZ
Pattern recognition principles.
Addison Wesley, 1974.
- (195) TOY, T.J., A.J. KUHAIDA-B.E. MUNSON
The prediction of mean monthly soil temperature from mean
monthly air temperature.
Soil Science, 126(3), 181-89, 1978.
- (196) VICENS, M.
Tratamiento digital de imágenes.
Curso monográfico de Doctorado. Ftad. de Físicas. Valen-
cia, 1982.

- (197) VIEILLEFOSSE, M. y J.C. FAVARD
Mesure des variations horaires de temperature et de l'albedo terrestre par satellite-Aplication a la Télédétection des ressources en eau.
Télédétection et Gestion des Ressources (F.Bonn, editor).
Association Québécoise de Télédétection. 1979.
- (198) WATSON, K.
Application of Thermal Modeling in the Geological Interpretation of I.R. Images.
Proc. of 7th Int. Symp. on Rem. Sens. of Env., Ann Arbor, MI, pp 2017-2041, 1971.
- (199) WATSON, K.
Periodic Heating of a Layer over a Semi-Infinite Solid.
J. Geoph. Res., 78(26), 5904-10, 1973.
- (200) WATSON, K.
Geologic Applications of Thermal Infrared Images
Proc. IEEE, 63(1), 128-137, 1975.
- (201) WATSON, K. y S, HUMMER-MILLER
A simple algorithm to estimate the effective regional atmospheric parameters for thermal-inertia mapping.
Rem. Sens. of Environm. 11, 455-462, 1981a.

- (202) WATSON, K., S. HUMMER-MILLER, T.W. OFFIELD
Geologic applications of thermal-inertia mapping from
satellite.
U.S. Geological Survey Open-File, 81-1352, 1981b.
- (203) WATSON, K.
Topographic slope correction for analysis of thermal in-
frared images.
NTIS (en prensa). 1981.
- (204) WATSON, K., S. HUMMER-MILLER, T. OPFIELD
Geologic thermal-inertia mapping using HCMM satellite data.
Intern. Geoscience and Rem. Sen. Symposium, June 1-4,
Munich, 1982.
- (205) WECHSLER, A.E., P.E. GLASER y R.K. McCONNELL, Jr.
Methods of laboratory and fields measurements of thermal
conductivity of soils.
U.S. Army Cold Regions Res. and Eng. Lab., Spec. Rpt. 82.
1965.
- (206) WIENERT, U.
Versuch einer quantitativen Oberflächentemperaturanalyse
von Flugzeugscanneranfuahmen im thermischen Infrarot.
Diplomarbeit, Inst. for Meteorology and Climatology at
the Univ. of Hannover (sin publicar). 1980.

- (207) WIJK, W.R. van
Two new methods for the determination of the thermal properties of soils near the surface.
Physica 30, 387-388, 1964.
- (208) WIJK, W.R. van
New method for measuring heat flux density at the surface of soils or of other bodies.
Natura, 213-214, 1967.
- (209) WILMERS, F. y WIENERT U.
Calibration of the Heat Capacity Mapping Radiometer in the thermal infrared at Lake Steinhude in June 1979.
Report on contract No. CN059941 with JRC, Ispra, Institute for Meteorology and Climatology at the University of Hannover, 1981.
- (210) WONG, F., R. ORTH, D.E. FRIEDMAN
The use of digital terrain model in the rectification of satelliteborne imagery.
XVth. Int. Symp. on Rem. Sens. of Environ., Ann Arbor, MI, mayo, 1981.
- (211) YADAV, M.R. y G.S. SAXENA
J. Indian Soc. Soil Sci. 21, 129, 1973.

(212) YADAV, M.R. y SAXENA, G.S.

Thermal characteristics of the soils in relation to their
physical parameters and moisture content.

J. Indian Soc. Soil Sci., 25(1), 1-6, 1977.

(213) YOSHINO, M.M.

Climate in a Small Area.

Univ. Tokio press. 1975.

Reunido el Tribunal que suscribe en el día de la fecha,
se ha otorgado, por unanimidad, a esta Tesis doctoral de

Vicente Caselles Miralles

la calificación de Sobresaliente con honores

Valencia, a 27 de Junio de 1983

El Secretario,

El Presidente

V. Jaudís

J. Melis

Tesis

Nº 91

Dtor.- Joaquín Meliá

Fecha.- 27-6-83
