

ACERCA DE LA ESTIMACION DE LA DISPONIBILIDAD DE HUMEDAD EN EL
SUELO A PARTIR DE MEDICIONES REMOTAS.

Alberto L. Flores y Toby N. Carlson(*)

Departamento de Meteorología - Facultad de Ciencias Exactas y
Naturales

Universidad de Buenos Aires

Buenos Aires, Republica Argentina

(*)Department of Meteorology - The Pennsylvania State University
University Park, Pa. EE UU

RESUMEN

Se presenta la extensión de un método para obtener la disponibilidad de humedad en el suelo. El mismo consiste en combinar el producto de un modelo unidimensional de capa límite con la información contenida en imágenes infrarrojas digitalizadas provenientes del satélite GOES-Este.

La región elegida tiene un gradiente este-oeste del campo de la precipitación media anual similar al de la franja este-oeste del centro de nuestro país. Dicha región se encuentra localizada en parte de los estados de Texas y Oklahoma (EEUU) y abarca unos 300.000 kilómetros cuadrados.

Se obtuvieron los campos de la disponibilidad de humedad para tres días distintos y para dos subregiones que cubren la totalidad del área seleccionada. Estos campos se compararon con los correspondientes al Índice de Precipitación Acumulada a fin de evaluar la representatividad de los resultados obtenidos. Esa comparación arroja valores del coeficiente de correlación superiores al 0,65 en algunos casos.

Al combinarse los valores de los parámetros mencionados para distintos pares de días se obtuvieron coeficientes de correlación mayores de 0,70 lo que sugiere la posibilidad de utilizar el

presente método para obtener índices de humedad del suelo.

ABSTRACT

The extension of a method to obtain soil moisture availability is presented. It consists in the combination of a one dimensional boundary layer model and infrared digital satellite images from GOES East.

The region selected presents an east-west average rainfall gradient similar to that of Argentina's east-west central stripe. It is located in parts of the Oklahoma and Texas States (USA) and comprises about 300.000 square kilometers.

Moisture availability fields for three different days and two subregions were obtained. These fields were compared with the ones of the Antecedent Precipitation Index in order to evaluate them. The correlation coefficient was above 0,65 for some cases. The parameters difference was compared for different days and correlation coefficient values above 0,70 were obtained. These results suggest that this method can be used in order to compute soil moisture indexes.

1. INTRODUCCION.

La utilización de sensores remotos para evaluar la disponibilidad de humedad en el suelo (en adelante M) es particularmente importante para aplicaciones agrícolas, hidrológicas y climáticas. También es útil en el modelado numérico de la atmósfera, puesto que es crítico el tratamiento que se le da a la interfaz suelo-aire.

Las estimaciones de M provistas a través de mediciones de temperatura radiante mediante sensores pasivos en la banda infrarroja del espectro poseen un interesante valor práctico al basarse en un sistema relativamente económico y sencillo tal como

un procesador de imágenes y una computadora.

M, definida como la relación entre la evapotranspiración real y la potencial (Manabe, 1969), podría ser el parámetro más importante que gobierna la partición entre calor sensible y latente en superficie.

La estimación de M según el presente método, implica el uso de un modelo de capa límite y un algoritmo que relacione las mediciones remotas de radiación emitida con parámetros del suelo.

La idea primitiva de medir remotamente la humedad del suelo se basa en la respuesta de dicho suelo ante distintas funciones forzantes que dependen del contenido de humedad en el mismo.

La amplitud del rango diurno de la temperatura en la superficie del suelo es función de factores externos e internos. Los internos son la conductividad térmica (λ) y la capacidad calorífica (C_g) donde $P = (\lambda C_g)^{1/2}$ define lo que se conoce como "inercia térmica". Los factores externos son esencialmente meteorológicos: radiación solar, temperatura del aire, humedad relativa, nubosidad, viento, etc. El efecto combinado de estos factores externos es la función forzante que controla la variación diurna de la temperatura en superficie. La inercia térmica es entonces, una indicación de la resistencia del suelo ante esa función forzante.

En este trabajo se presenta la extensión de la aplicación de un método para obtener la disponibilidad de humedad en el suelo a partir de la combinación de un modelo unidimensional de capa límite con imágenes infrarrojas de GOES.

2. MODELO DE CAPA LIMITE UTILIZADO.

El modelo de capa límite utilizado es una versión actualizada del expuesto en Flores y Carlson (1984), en adelante FC.

Los valores de inicialización del modelo se tomaron de los

radiosondeos realizados durante los días elegidos en la estación aerológica Stephenville ubicada aproximadamente en el centro de la región estudiada. La temperatura del límite inferior de la capa de suelo se toma como constante e igual a un valor climatológico representativo. Los demás valores se estiman a partir de tablas (Sellers, 1965).

3. COMBINACION DE LAS SALIDAS DEL MODELO CON LOS VALORES DE TEMPERATURA PROVISTOS POR EL SATELITE.

La idea fundamental del método es la siguiente: dado que la disponibilidad de humedad (M) en el suelo y la inercia térmica del mismo (P) son las variables de inicialización más críticas, se pueden realizar varias corridas del modelo con distintos pares (M, P) manteniendo las demás variables constantes. El resultado será una cierta cantidad de curvas de la marcha de la temperatura diaria (Figura 1). Para cada una de esas curvas se toman dos temperaturas a las horas correspondientes con las tomas de las imágenes infrarrojas.

Con los conjuntos de pares de temperaturas se realiza una regresión cuadrática para expresar a M en función de (\bar{T}_1, \bar{T}_2) y análogamente para P . El procedimiento a continuación es: tomar el par de imágenes infrarrojas y extraer los pares de temperaturas para cada "pixel". Al introducir los pares de valores en la ecuación obtenida para M , se obtendrá el valor de este parámetro para cada "pixel".

4. CASOS ESTUDIADOS

Se muestra la ubicación del área en estudio en la Figura 2. La misma se encuentra dividida en dos sectores que distinguiremos como oriental y occidental. La extensión total es de unos 300.000 Kilómetros cuadrados e incluye parte de los estados de Oklahoma y

de Texas (EEUU). La mayor parte de la región consiste de terreno llano, entre 200 y 500 m, sobre el nivel del mar, y que es utilizado para pastoreo y cultivos de baja altura.

El criterio que privó para la selección del área en estudio fue que hubiera un cierto gradiente de la precipitación media, en tanto que la elección de la fecha estuvo sujeta a la disponibilidad de imágenes en cinta magnética. Se eligieron tres días: 1, 14 y 29 de julio de 1980; los tres habían tenido distintos valores de precipitación en días previos, lo que dejaba al suelo en distintas condiciones de humedad. Se habían registrado precipitaciones en la región durante el 18 y el 23 de junio y las siguientes lluvias ocurrieron a partir del 21 de julio. En los tres casos utilizados los días se presentaron con cielo despejado, vientos leves y presión atmosférica estable, lo que significa advección prácticamente nula.

Los valores de la precipitación media anual en el área van desde 1100 mm anuales en el borde oriental hasta 600 mm en el occidental. Considerando que la distancia entre ambos está en el orden de los 650 Km, puede apreciarse que existe cierta similitud con el gradiente zonal de la precipitación media anual que se presenta en el centro de nuestro país. (Hoffmann, 1975; Steinhauser, 1969). De este modo se puede controlar la sensibilidad del método en un área similar antes de emprender el estudio piloto en la Argentina (Vease Flores, 1984).

El sector oriental fue estudiado y presentado en FC, el occidental se estudia aquí y luego se combinan los resultados de ambos.

Se utilizaron datos de precipitación para obtener los campos del Índice de Precipitación Acumulada (IPA) a efectos de poder verificar de algún modo los campos obtenidos de M. El índice

utilizado fue el descripto por FC.

El período considerado para el cálculo del IPA comienza el 1 de abril de 1980 y se extiende hasta el 29 de julio de 1980.

Se utilizaron los datos de precipitación de 168 estaciones ubicadas dentro y alrededor de la región en estudio.

5. CAMPOS OBTENIDOS Y ANALISIS DE LOS CASOS ESTUDIADOS

Para el sector occidental se obtuvieron 3 campos de M que fueron comparados con 3 campos de IPA. Uno para cada una de las fechas elegidas. Se muestran aquí los campos para el día 29. (Figuras 3 y 4).

Al correlacionar los campos de M e IPA se obtuvieron los valores del coeficiente de correlación y la correspondiente relación lineal que se muestran en la Tabla 1, (solo cuando $r > 0,5$) con el rótulo OESTE, a los que se agregan los obtenidos por FC en la sección oriental.

Se consideraron regresiones lineales pues eran las que surgían a priori de la inspección visual de los puntos volcados en un diagrama (M,IPA) para cada uno de los días.

TABLA 1

DIA	R	Relación Lineal
Julio 1, ESTE	0,76	IPA = 0,426 + 0,928 M
Julio 14, ESTE	0,14	
Julio 29, ESTE	0,71	IPA = 0,178 + 0,439 M
Julio 1, OESTE	0,50	
Julio 14, OESTE	0,10	
Julio 29, OESTE	0,62	IPA = 0,079 + 0,369 M

Aparentemente se produce el mismo problema para el día 14 OESTE que para el 14 ESTE (Véase FC): una correlación baja sin una causa clara que la provoque en los casos donde el IPA tiene

el menor valor (debido al lapso transcurrido sin lluvias). El motivo podría ser el hecho de que al volcar en un diagrama (M, IPA) los puntos para un día dado, estos podían distribuirse alrededor del entorno de un único punto formando una "nube" (rango de valores muy estrecho) lo que lleva directamente a un coeficiente de correlación cercano a cero. Se introdujo entonces un nuevo enfoque del problema. Este consistió en tomar la totalidad de los datos y procesarlos del mismo modo que se realizó para cada uno de los pares mostrados anteriormente. Se combinaron todos los días con sus valores (M, IPA).

El resultado de esta combinación fue:

$$R = 0,65$$

Esto indica una mejoría en la correlación con respecto a los valores obtenidos en días individuales. También demuestra que la sospecha era cierta y que hay muy poca dispersión en ciertos casos individuales y no se justificaría tratar de hallar alguna relación útil en esos casos una vez identificados.

Con la idea de tratar de sacar mayor provecho a los datos obtenidos se analizó la variación temporal de M e IPA para distintos pares de días. Para ello se obtuvo la diferencia entre pares de valores de M y IPA, encontrándose los resultados que se muestran en la Tabla 2.

TABLA 2

DIA	R	Relacion Lineal
29-14 ESTE	0,22	
14-1 "	0,77	IPA = 0,708 M
29-1 "	0,32	
29-14 OESTE	0,33	
14-1 "	0,58	IPA = -0,30 + 0,465 M
29-1 "	0,33	

En este caso se encuentra una mejor correlación para el caso en que M e IPA disminuyen monótonamente desde el día 1 hasta el 14 en ambas secciones.

Para las diferencias temporales también se efectuó el análisis de todos los datos combinados. Se muestran los resultados separados para cada sección de la región en estudio y luego para ambas secciones.

$$(\Delta M, \Delta IPA) \text{ ESTE} \quad R = 0.85 \quad \Delta IPA = 0.655 \Delta M$$

siendo la relación T para la pendiente 14,60

$$(\Delta M, \Delta IPA) \text{ OESTE} \quad R = 0.46 \quad \Delta IPA = -0.128 + 0.546 \Delta M$$

siendo la relación T para la pendiente -5,17 y para la ordenada -4,06, respectivamente.

$$(\Delta M, \Delta IPA) \text{ TOTAL} \quad R = 0.79 \quad \Delta IPA = -0.104 + 0.646 \Delta M$$

con un valor de la relación T para la pendiente de 17,35 y para la ordenada de -4,82.

Los valores hallados para el coeficiente de correlación son realmente significativos, especialmente para el caso ESTE y el total de la muestra.

Estos resultados abren una interesante posibilidad cual es el permitir calcular la precipitación durante un período de tiempo a partir de la aplicación del método presentado en este trabajo.

De las tablas 1 y 2 se desprende que el coeficiente de correlación presenta mayores valores para la sección este, tanto en (M, IPA) como en $(\Delta M, \Delta IPA)$.

Se observa que al combinar distintos días mejora el resultado desde el punto de vista del coeficiente de correlación que se obtiene para caso lineal.

6. CONCLUSIONES

Se ha experimentado probando un método para obtener

parámetros del suelo, en este caso la disponibilidad de humedad, que consiste en combinar las salidas de un modelo unidimensional de capa límite con mediciones de temperatura desde un satélite, con mayor profundidad que en un trabajo anterior. Los resultados son promisorios, pues se han obtenido relaciones lineales del IPA en función de M con coeficientes de correlación mayores de 0,70.

El cálculo de la variación temporal del IPA en función de la variación temporal de M, abre el camino a la posibilidad de calcular índices de humedad del suelo o de excesos y déficits de agua, al dejar de ser un obstáculo la falta de mediciones remotas en días con cobertura nubosa.

7. BIBLIOGRAFIA

- Flores, A. L. y Carlson, T. M., 1984: Estimación de parámetros del suelo combinando un modelo de capa límite con imágenes digitales de GOES. Enviado a Meteorologica para ser publicado en el Vol. 14. 1984.
- Hoffmann, J. A. J., 1975: Atlas climático de América del Sur. I, Organización Meteorológica Mundial, Ginebra.
- Manabe, S., 1969: Climate of the ocean circulation. Part I. Mon. Wea. Rev., 97, 739-774.
- Sellers, W. D., 1965: Physical Climatology. The University of Chicago Press, Chicago.
- Steinhauser, F., 1969: Atlas Climático de América del Norte y América Central, I, Organización Meteorológica Mundial.

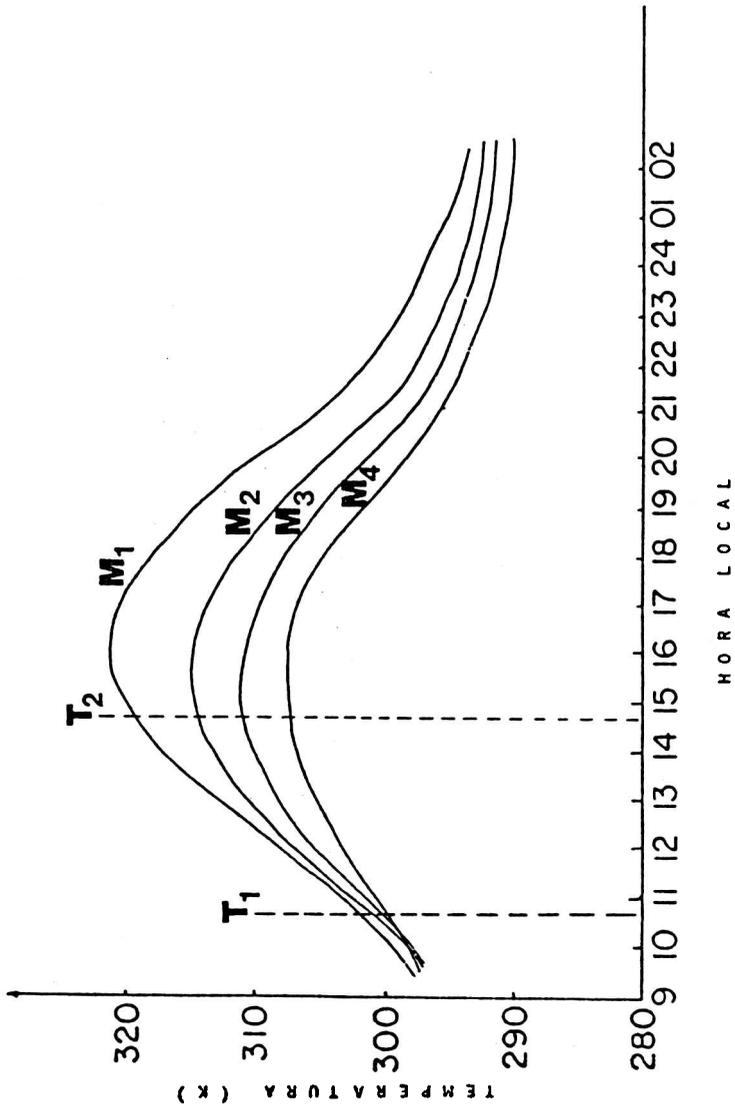


FIGURA 1

Algunas de las distintas curvas de la marcha diaria de la temperatura para distintos valores de M

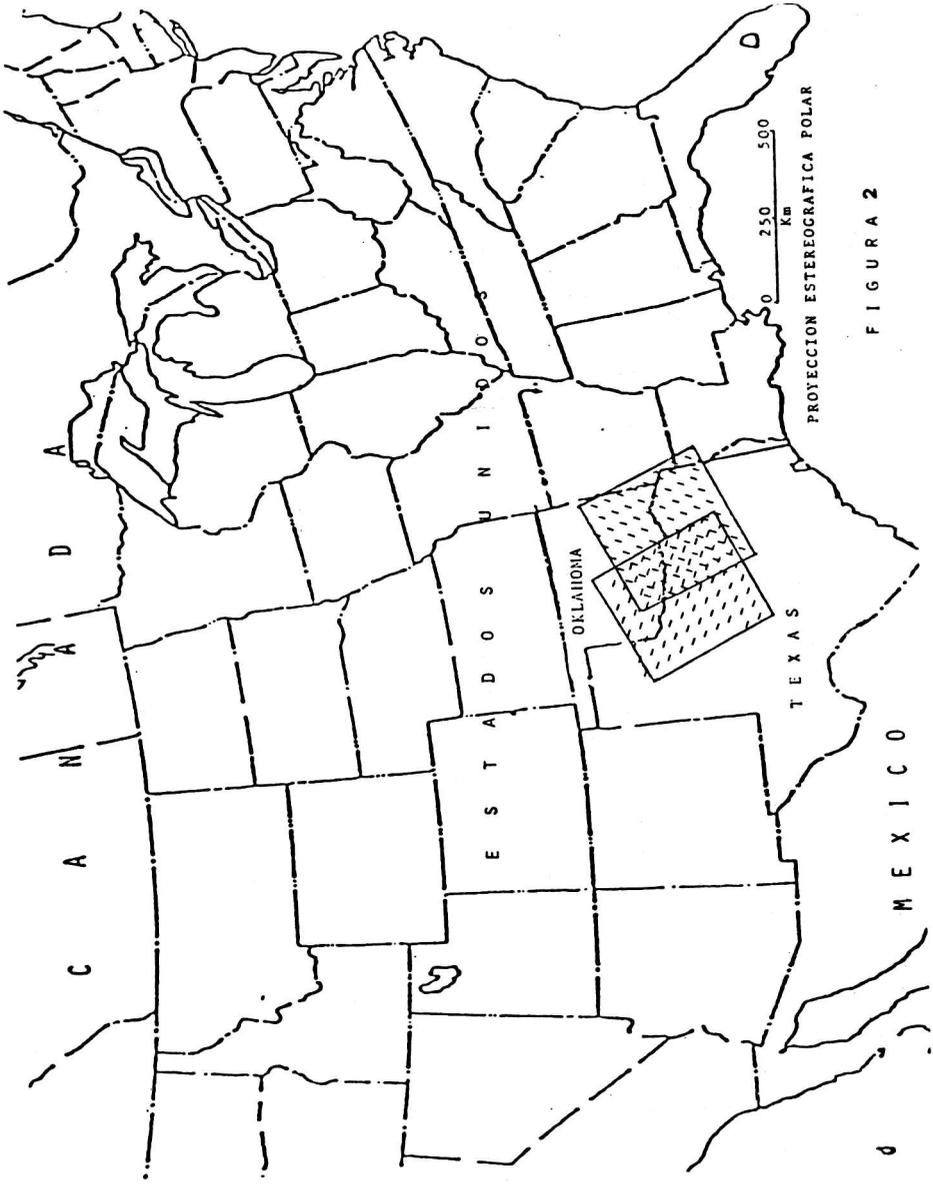


FIGURA 2

MEXICO

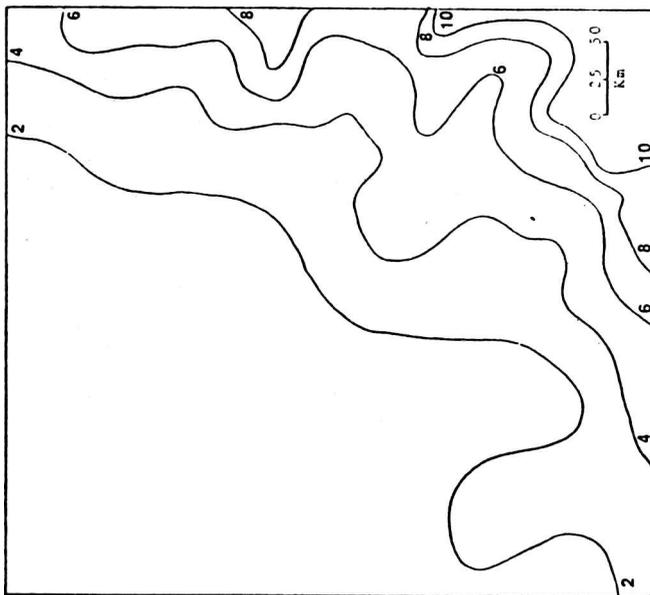


FIGURA 4
Disponibilidad de humedad x 10
29 de julio de 1980

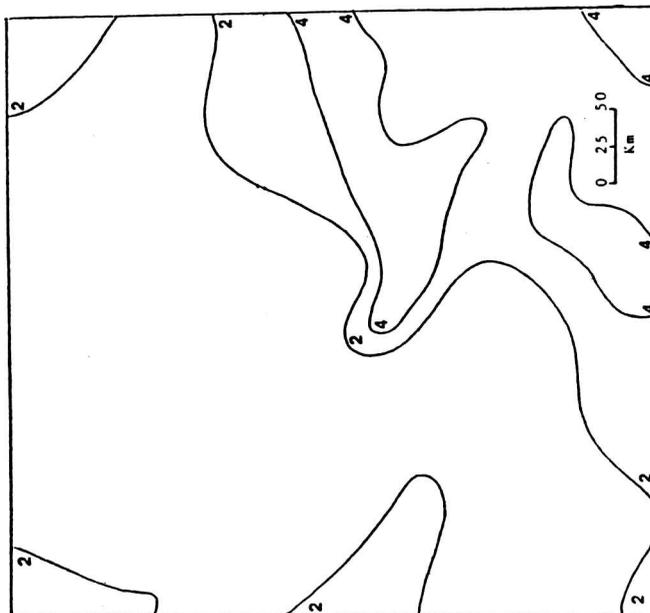


FIGURA 3
Indice de precipitacion acumulada
(pulgadas x 10)
29 de julio de 1980