

**SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA
VIII CONGRESO NACIONAL**

**EVALUACION DE LA EVAPORACION DESDE
SALARES, UTILIZANDO TRAZADORES
NATURALES AMBIENTALES**

**Alejandro Grilli Dorna-Fernández
Ingeniero Civil**

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA
VIII CONGRESO NACIONALEVALUACION DE LA EVAPORACION DESDE SALARES, UTILIZANDO
TRAZADORES NATURALES AMBIENTALES

Alejandro Grilli Dorna-Fernández (1)

RESUMEN

Se evalúan tasas de evaporación representativas de largos períodos de tiempo en 3 Zonas del Salar de Bellavista-Pampa del Tamarugal (I Región), utilizando el perfil del isótopo ambiental: Oxígeno-18, que se desarrolla en la zona no saturada del suelo. Para tal efecto, se adapta el modelo de Barnes y Allison (1984) a suelos estratificados bajo condiciones de no saturación y en régimen permanente no isotermal.

La aplicación del modelo propuesto es efectuada en base a mediciones en terreno de las variables que intervienen. Las tasas de evaporación son obtenidas ajustando los valores de $\delta^{18}O$ generados por el modelo a los medidos en la humedad líquida de los perfiles verticales de suelo no saturado.

(1) Ingeniero Civil

Dirección General de Aguas, M.O.P.

Morandé 59, 8vo. piso

Santiago-CHILE

1. INTRODUCCION

Dependiendo del equilibrio que se establece entre la productividad hídrica de la cuenca y el poder evaporante de la atmósfera en la zona de descarga de una cuenca cerrada, para condiciones fisiográficas determinadas, se forman en esta zona terminal lagos y/o salares. El Salar de Bellavista es probablemente la principal zona desde donde la escorrentía generada en la cuenca de la Pampa del Tamarugal (Provincia de Iquique, I Región) retorna a la atmósfera vía evaporación del agua subterránea a través del suelo del salar. La Figura 1.a) presenta la profundidad a la cual se encuentra la superficie freática. Según Grilli et al (DGA, 1986), en el Salar propiamente tal la precipitación anual es de 1 mm/año (promedio de 20 años) y la evaporación promedio anual desde el tanque tipo A es de 6,3 mm/día.

En un diagrama $\delta^{2}\text{H}$ en función de $\delta^{18}\text{O}$ (ver Figura 1.b), las muestras de agua del salar se ubican sobre una línea de evaporación $\delta^{2}\text{H} = 3.6 \cdot \delta^{18}\text{O} - 40$, la cual se aparta de la tendencia general del agua subterránea de la Pampa ($\delta^{2}\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$) determinada por Magaritz et al (DGA, 1985). Esta evaporación aumenta la salinidad del agua subterránea, la cual adicionalmente se ve incrementada por la disolución de los minerales evaporíticos existentes: yeso, calcita y halita (identificados por difracción de rayos X).

La variación del $\delta^{18}\text{O}$ con la profundidad de la superficie freática (ver Figura 1.c), insinúa una relación exponencial de la evaporación con la profundidad. Entonces, en el Salar de Bellavista, el factor predominante en la determinación del flujo ascendente de humedad es la profundidad a la cual se encuentra el nivel saturado. Este hecho permite suponer que mediciones puntuales en el espacio del flujo de humedad, permitirán efectuar una buena estimación del caudal total que descarga el acuífero hacia la atmósfera en el salar.

En la zona de estudio, previamente han sido efectuadas algunas mediciones puntuales: a) utilizando tanques lisimétricos (Toro, 1967) y b) midiendo los gradientes que generan el movimiento de humedad en el suelo no saturado y estimando los coeficientes fenomenológicos que los relacionan (Grilli, 1985). Sin embargo, para que esos valores puntuales sean representativos

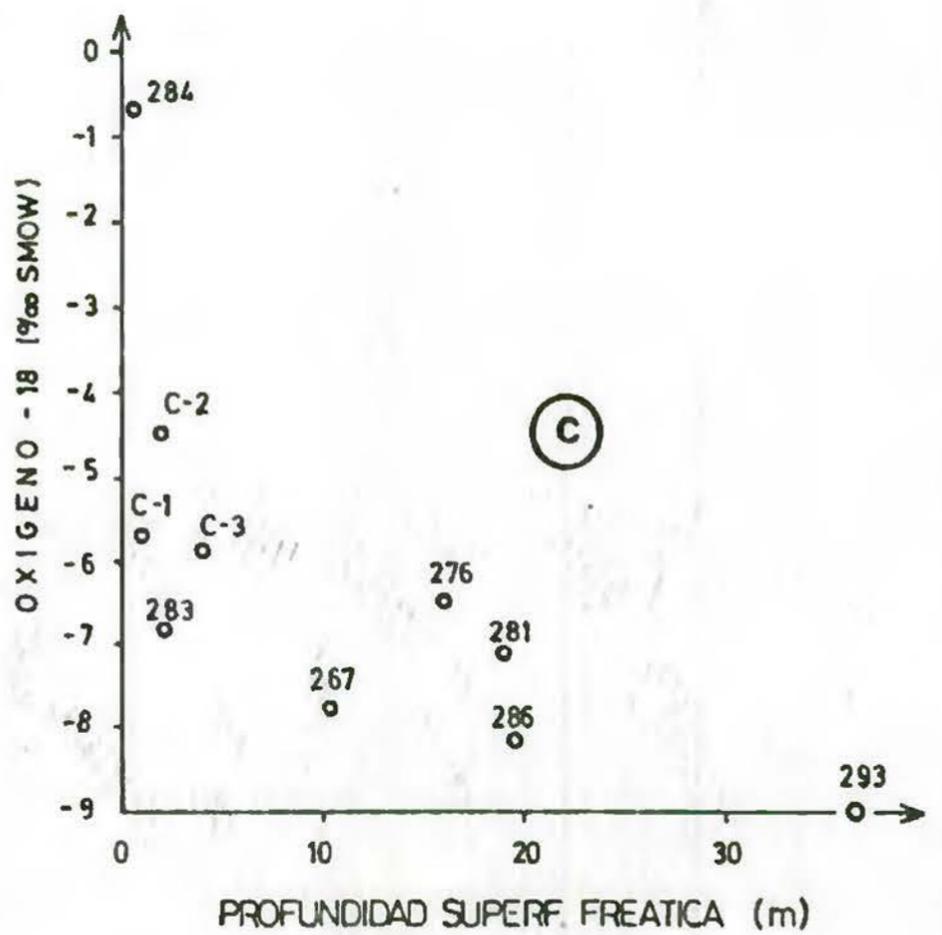
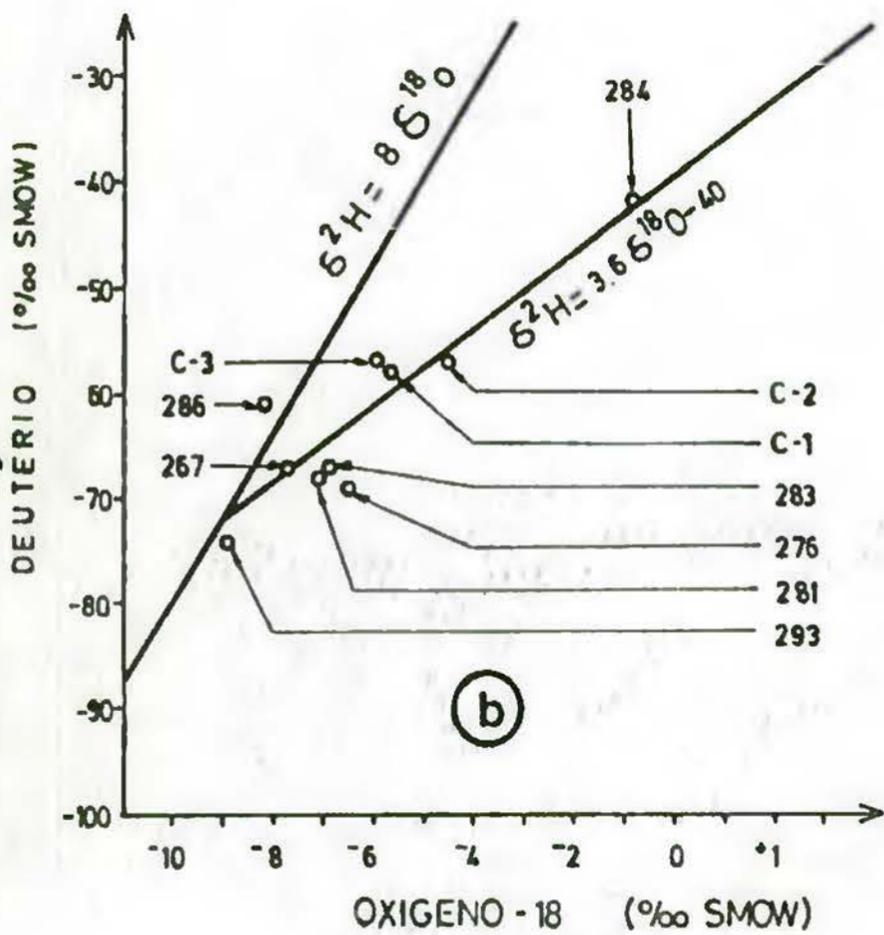
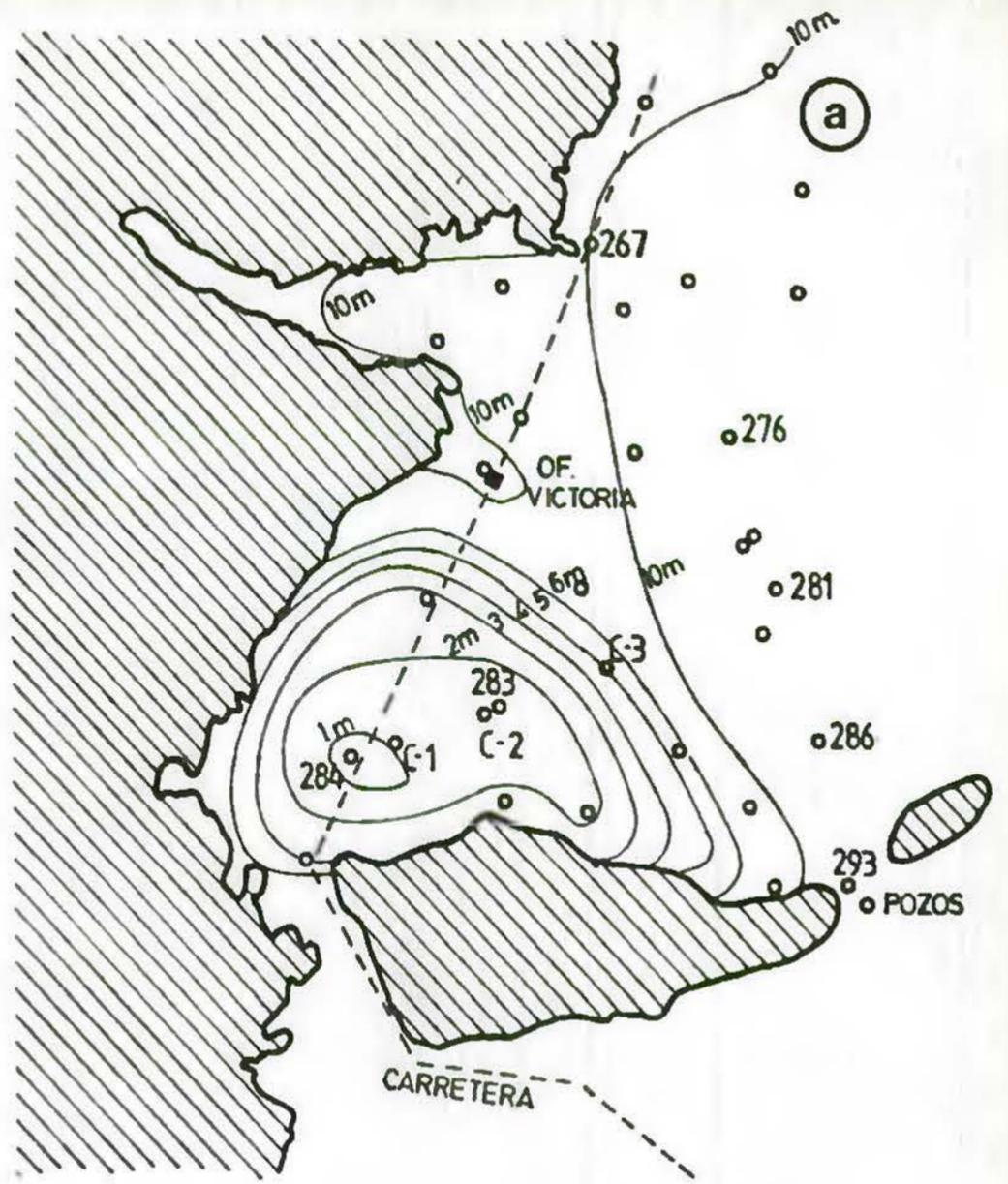
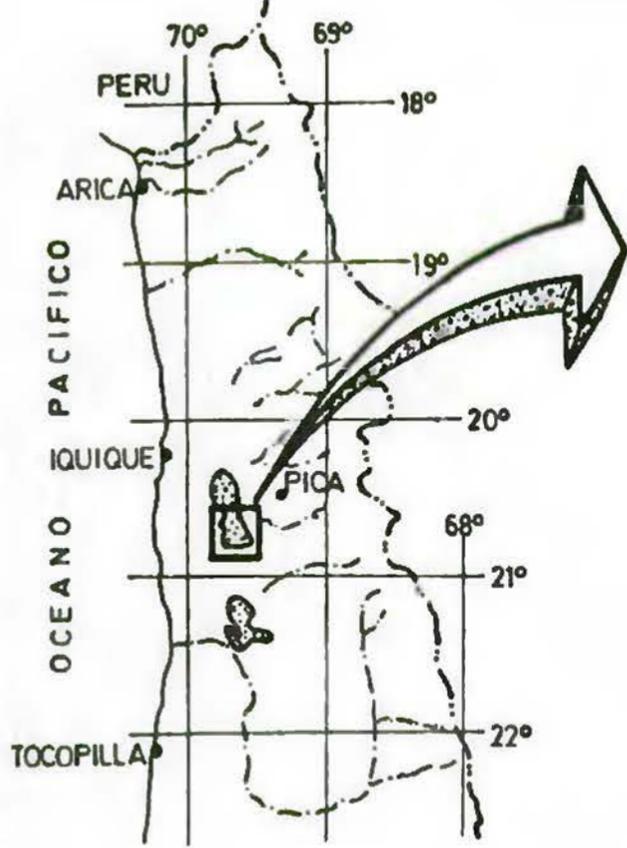


FIG. 1 (a) Isoprofundidades del agua subterránea en el Salar de Bellavista y ubicación de los pozos muestreados; (b) agua subterránea de la Pampa del Tamarugal ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O}$) y línea de evaporación en el Salar ($\delta^2\text{H} = 3.6 \cdot \delta^{18}\text{O} - 40$); (c) variación del contenido de ^{18}O según la profundidad de la superficie freática.

de períodos más largos que los experimentales, requieren necesariamente de mediciones repetitivas en el tiempo.

En cambio, considerando que el tiempo requerido para desarrollarse un perfil de isótopos en el agua del suelo, producto del fraccionamiento que experimenta la molécula de agua en su camino ascendente, es relativamente grande, estimaciones de la evaporación obtenidas a partir de mediciones puntuales en el espacio y en el tiempo de la distribución del $H_2^{18}O$ (o del HDO) en el perfil de suelo no saturado, serán valores medios representativos de largos períodos.

Las primeras experiencias de empleo del perfil de isótopos para calcular la evaporación en suelos homogéneos saturados bajo condiciones controladas de temperatura, humedad y en régimen permanente isoterma, fueron realizadas por Zimmermann et al (1967). Sus resultados mostraron la existencia de un gradiente isotópico con enriquecimiento en la parte superficial y un decrecimiento exponencial en profundidad. Este comportamiento fué modelado como el resultado de un balance entre el flujo descendente de difusión y el flujo evaporativo ascendente, del exceso de $H_2^{18}O$ (ó HDO) que se produce por enriquecimiento de la superficie evaporante por sobre el que existe en el agua de alimentación. Posteriormente, Barnes y Allison (1983) y Allison, Barnes y Hughes (1983) extendieron ese trabajo a suelos homogéneos isotermales no saturados, y Barnes y Allison (1984) a suelos homogéneos no isotermales y no saturados.

En el presente trabajo se adapta el modelo de Barnes y Allison (1984) a suelos altamente estratificados bajo condiciones de no saturación y en régimen permanente no isoterma. El objetivo es evaluar tasas de evaporación del agua subterránea del Salar de Bellavista en 3 perfiles de suelo - representativos de diferentes profundidades del nivel freático - en base a los perfiles verticales de $\delta^{18}O$ desarrollado en la zona no saturada del suelo del salar.

2. MÉTODOS Y MATERIALES

Se intentan modelar los perfiles de $H_2^{18}O$, relativo al agua ordinaria $H_2^{16}O$, resultantes del proceso de evaporación del agua subterránea a

través de un perfil vertical de suelo no saturado y altamente estratificado, utilizando una adaptación del modelo propuesto por Barnes y Allison (1984) :

$$\frac{d \delta_i}{dz} = f_i \quad (1)$$

$$\text{con, } f_i = F_i - (Z_1 + h \cdot Z_v)^{-1} \cdot \delta_i \quad (2)$$

$$F_i = (Z_1 + h \cdot Z_v)^{-1} \left\{ \delta^{res} + h \cdot Z_v (\epsilon_i^* + \eta_i) \frac{d}{dz} \left[\ln(h \cdot N^{sat} \cdot (\epsilon_i^* + \eta_i)) \right] \right\}$$

donde z es la longitud vertical desde una referencia arbitraria (positivo hacia arriba), y δ es el contenido del isótopo ambiental utilizado como trazador natural, expresado en ‰ SMOW. δ^{res} es el contenido del trazador en el agua de alimentación del perfil.

Esta ecuación es resuelta expandiéndola en serie de Taylor e integrándola desde el agua subterránea hasta la superficie del suelo. El sistema explícito de diferencias finitas es el siguiente:

$$\delta_i(z + \Delta z) = \delta_i(z) + \Delta z \cdot f_i(z) + \frac{(\Delta z)^2}{2} \left\{ g_1 - g_2 \cdot \delta_i(z) - (Z_1 + h \cdot Z_v)^{-1} \cdot f_i(z) \right\} \quad (4)$$

$$\text{con, } g_1 = \left\{ F_i(z + \Delta z) - F_i(z - \Delta z) \right\} / 2 \cdot \Delta z \quad (5)$$

$$g_2 = \frac{\left[Z_1(z + \Delta z) + h(z + \Delta z) \cdot Z_v(z + \Delta z) \right]^{-1} - \left[Z_1(z - \Delta z) + h(z - \Delta z) \cdot Z_v(z - \Delta z) \right]^{-1}}{2 \cdot \Delta z} \quad (6)$$

$$\text{donde } Z_v = N^{sat} \cdot T^v \cdot (\theta_s - \theta) \cdot D_i^v(T) \cdot \nu / E \cdot \rho_1 \quad (7)$$

$$Z_1 = \tau^1 (\theta - \theta_r) \cdot D_i^1(T, C) / E \quad (8)$$

El factor de flujo de masa (ν) es calculado de $\nu = p^{atm} / (p^{atm} - h \cdot N^{sat} R(T, 273) / M_w)$ donde R es la constante universal de los gases ($6,236 \times 10^3 \text{ cmHg} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1}$), M_w es el peso molecular del agua ($18,016 \times 10^{-3} \text{ Kg} \cdot \text{mol}^{-1}$) y p^{atm} es la presión barométrica (67,4 cmHg para el Salar de Bellavista). La densidad del vapor de agua saturado (N^{sat} en $\text{Kgm} \cdot \text{m}^{-3}$) es obtenida de $N^{sat} = 10^{-3} \cdot \exp [19,819 - 4975,9 / (T + 273)]$, con T en °C, y la den-

sidad del agua líquida (ρ_1) es calculada como $\rho_1 = \rho_0 \kappa$, donde ρ_0 es la densidad del agua sin sales y $\kappa(c)$ el factor de aumento por la presencia de sales disueltas. En la evaluación de ρ_0 y κ se utilizaron los valores publicados en Smithsonian Physical Table, considerando que la totalidad de las sales disueltas corresponden a NaCl.

El coeficiente de difusión de la especie "i" ($H_2^{18}O$) en el fluido líquido del medio poroso a una temperatura y concentración de sales determinadas, $D_i^l(T, C)$, es calculado como un producto entre el coeficiente de difusión de la especie "i" en agua normal, $D_0^l(T)$, y un factor de reducción por presencia de sales disueltas (D_c/D_0). El coeficiente $D_0^l(T)$ ha sido obtenido de Harris y Woolf (1980). El factor D_c/D_0 ha sido estimado de los valores de difusión del agua normal en solución de NaCl a 25° C publicados por Harris, Hertz y Mills (1978). El coeficiente de difusión del $H_2^{18}O$ en el aire, $D_i^v(T)$, ha sido calculado como $D_i^v(T) = 10^{-5} \cdot (76/P^{atm}) \cdot (2,272 ((T + 273)/273)^{1,394} - 0,146)$ en $m^2 s^{-1}$.

El factor de enriquecimiento en equilibrio $\epsilon_i^*(= 1-1/\alpha^+)$ es calculado de las expresiones propuestas por Majoube (1971): para 0-18, $\ln \alpha^+ = (1,137 \cdot 10^3 / (T+ 273)^2) - (0,4156 / (T+ 273)) - 2,0667 \cdot 10^{-3}$. El factor de exceso en la relación de difusión (η_i) ha sido estimada en 0,0285.

En 3 perfiles verticales de la zona no saturada - con el nivel freático del agua subterránea ubicado a 1.02, 1.83 y 4.00 m de profundidad - se instalaron sensores de termocuplas para suelos (WESCOR, modelo PCT-55) en diferentes altitudes, midiendo cada 4 horas (durante 2 días) el potencial total de humedad (ψ) y la temperatura (T) por medio de un microvoltímetro de punto de rocío (WESCOR, HR-33T). La humedad relativa (h) en función de la profundidad es calculada utilizando la relación termodinámica $h = \exp(0,2168 \psi / (T+ 273))$, con ψ (valor negativo) en bar. La humedad volumétrica líquida (θ) en función de la profundidad es calculada a partir de interpolaciones lineales entre los valores promedios de las mediciones efectuadas en terreno de ψ , suponiendo que existe continuidad de presiones en el perfil y utilizando la relación de transformación $\psi - \theta$ modificada de Visser (1969): $|\psi| = A \cdot (\theta_s - \theta)^n / (\theta - \theta_r)^m$; donde los parámetros A, m y n son valores característicos para cada estrato de suelo. En todos los suelos involucrados han si

do estimadas las humedades de saturación (θ_s) y residual, (θ_r) en base a extrapolaciones de la tendencia de la curva $\psi - \theta$.

Los valores de θ necesarios para definir la relación $\psi - \theta$, fueron obtenidos colectando muestras de los suelos en profundidad y calculados como $\theta = \omega_c \rho_d / \rho_1$. El contenido de humedad líquida real (ω_c), en porcentaje en peso, es calculado como $\omega_c = (1 + C') \cdot \omega_o / (1 - C' \cdot \omega_o)$, donde ω_o es la humedad líquida (agua sin sales) en porcentaje en peso entregada por el método gravimétrico y C' (grs. de sal/grs. de agua) es el contenido de sales disueltas presentes en el líquido. La densidad aparente de la matriz de suelo (ρ_d) es calculada como $\rho_d = \rho_t / (1 + \omega_c)$, donde el peso específico total (ρ_t) ha sido medido en terreno utilizando el método del cono de arena.

El contenido de sales disueltas en el líquido presente en el perfil vertical, en función de la altitud sobre el nivel saturado, es determinado en base al contenido total de sales presentes en muestras de suelos colectadas en el perfil. Si las sales totales de una muestra no alcanzan a saturar el volumen de líquido presente en esa muestra, se asume que corresponden a sales disueltas. Si alcanzan para saturar la humedad líquida, las sales disueltas corresponderán a la saturación y las restantes se encontrarán cristalizadadas en el suelo. Las sales totales, así como también los iones principales, son medidos en solución, resultantes de una mezcla de agua destilada con suelo previamente secado (extracto 25:1 en peso), la cual es agitada mecánicamente hasta obtener conductividad eléctrica constante.

A muestras de suelo colectadas en los perfiles verticales de la zona no saturada, se les extrae la humedad líquida por medio de un sistema de extracción en vacío, a una temperatura de 65 ± 2 °C y por un período de tiempo tal que pesadas sucesivas de la muestra enfriada (20 minutos en desecadora) entreguen pesos constantes ($\pm 0,1$ gr). En el agua extraída se efectúan las determinaciones del contenido isotópico del O-18 ($\delta^{18}O$), utilizando un espectrómetro de masas Micromass 602 C.

Por simplicidad se asume - al igual que Barnes y Allison (1984) - que la tortuosidad del suelo al flujo de vapor (τ^v) y al flujo líquido (τ^l) son aproximadamente iguales, pudiendo ser representadas por un valor único τ

representativo y característico de cada estrato de suelo y rango de humedades involucrados. No obstante lo anterior, al asignar un determinado valor a τ es conveniente tener presente que mediciones experimentales en suelos saturados entregan tortuosidades al flujo líquido de 0,65 para arenas finas uniformes y de 0,30 en limos, siendo posible prever valores aún menores en arcillas y al disminuir el nivel de humedad. En cambio, la tortuosidad al flujo gaseoso crece al disminuir el nivel de humedad líquida.

Entonces, el modelo propuesto presenta básicamente dos parámetros indeterminados: flujo total ascendente de humedad a través del perfil de suelo o tasa de evaporación (E) y tortuosidad (τ) del suelo a ese flujo; pudiendo ser determinados a través del ajuste de los valores de $\delta^{18}O$ obtenidos por el modelo a los contenidos de ese isótopo medidos en el agua en diferentes altitudes del perfil de suelo no saturado.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

Las mediciones en terreno fueron efectuadas en Abril-Mayo de 1986. Los registros de evaporación desde el tanque tipo A en los períodos de medición, fueron de 8.5 , 7.3 y 8.9 mm/día para los perfiles N° 1, 2 y 3 respectivamente.

En la Fig. 2 se presentan las variaciones de las variables de interés en los perfiles verticales, así como también las amplitudes de sus oscilaciones horarias. Destacan las altas presiones negativas que se manifiestan en los perfiles, presentándose gradientes que inducen el movimiento de humedad en forma ascendente. Desde la superficie freática del agua subterránea hasta aproximadamente 50 cm. bajo la superficie del terreno, este flujo se observa prácticamente en régimen permanente isoterma. Sin embargo, en esos primeros 50 cm. se observan flujos variables a lo largo del día, tanto en magnitud como en dirección, debido a que es la zona de influencia del ciclo atmosférico diario. Se observa además que el fluido que asciende mantiene aproximadamente constante su concentración de sales hasta aproximadamente 1.2 m. bajo la superficie del terreno, punto a partir del cual

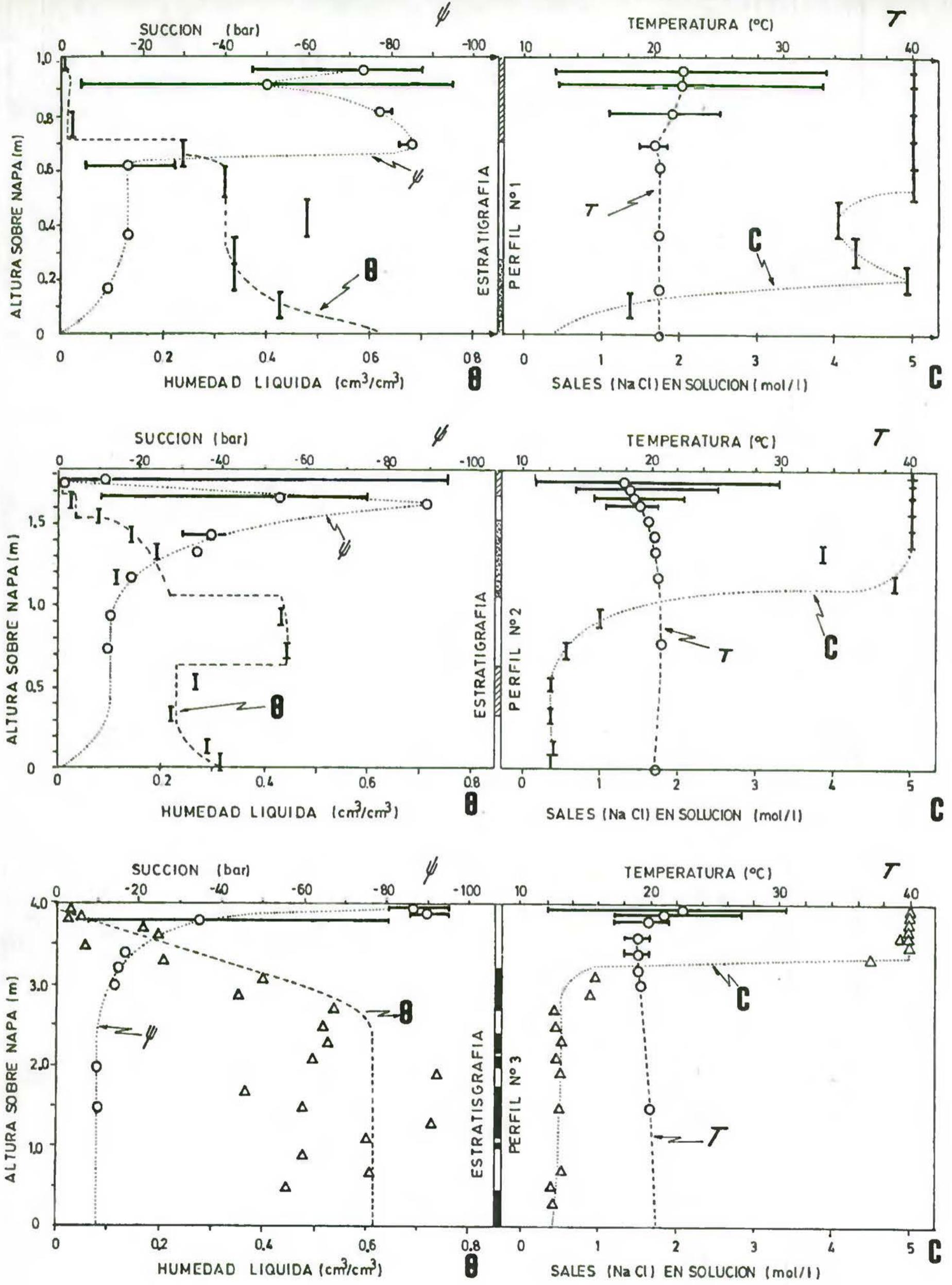


FIG.2 VARIABLES DEL MODELO Y SU VARIACION EN LOS PERFILES VERTICALES DE SUELO NO SATURADO

aumenta rápidamente, llegando a la saturación entre 0.6 y 0.8 m. bajo la superficie. Después que el fluido alcanza su saturación de sales, se observa un descenso en ese contenido entre 40 y 70 cm. bajo la superficie del terreno, producto de la condensación de la humedad gaseosa que desciende en determinadas horas del día, cuando las capas de suelo superficiales presentan mayor temperatura que las profundas.

Cualitativamente los perfiles N° 1 y 2 presentan diferencias texturales en la superficie del terreno con el perfil N° 3. Los dos primeros muestran una "costra salina" fuertemente cementada, con una potencia de aproximadamente 30 cm. En cambio, el perfil N° 3 muestra una superficie granular de apariencia "esponjosa" y sin costra salina cementada. Disolviendo la matriz sólida en agua destilada, se obtiene que en la superficie del terreno un 83%, 79% y 71% de esa matriz corresponde a sales cristalizadas, en los perfiles N° 1, 2 y 3 respectivamente, reduciéndose a 70%, 20% y 8% a los 20 cm. de profundidad.

Los principales iones presentes son:

+ superficialmente

Perfil N° 1 : Cl^- (40%); Na^+ (33%); $\text{SO}_4^{=}$ (25%); Ca^{++} (2%)

Perfil N° 2 : Cl^- (51%); Na^+ (32%); $\text{SO}_4^{=}$ (12%); Ca^{++} (4%)

Perfil N° 3 : Cl^- (52%); Na^+ (28%); $\text{SO}_4^{=}$ (11%); Ca^{++} (5%)

+ a 20 cm.

Perfil N° 1 : $\text{SO}_4^{=}$ (49%); Na^+ (29%); Cl^- (17%); Ca^{++} (2%)

Perfil N° 2 : Cl^- (35%); $\text{SO}_4^{=}$ (30%); Na^+ (20%); Ca^{++} (10%)

Perfil N° 3 : $\text{SO}_4^{=}$ (52%); Ca^{++} (21%); Cl^- (16%); Na^+ (9%)

La secuencia seguida para calibrar el modelo consistió en optimizar primeramente el parámetro evaporación (E), para una determinada tortuosidad (τ) supuesta constante en todo el perfil vertical de suelo no saturado. En la Fig. 3 se muestra la relación obtenida entre E y τ , para los 3 perfiles. Suponiendo que $\tau = 0.25$ es un valor razonablemente representativo de las características de los suelos involucrados, se acepta el valor de E obtenido para ese τ y se optimizan las tortuosidades de cada estrato (± 0.01). Debido a que en los 3 perfiles las tortuosidades del estrato superficial (costra salina) tienden a

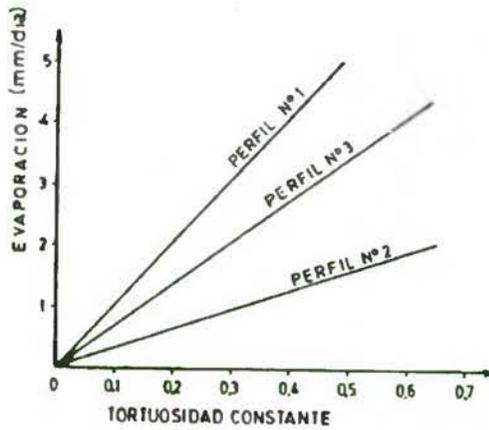


FIG. 3 Tasa de Evaporación desde el suelo en función de la tortuosidad supuesta constante en todo el perfil vertical.

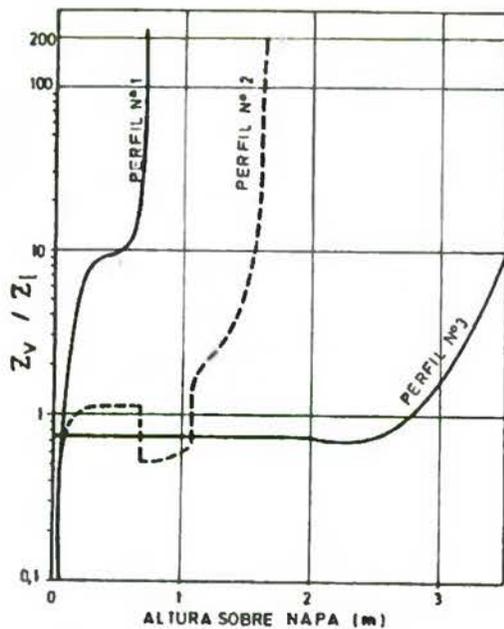


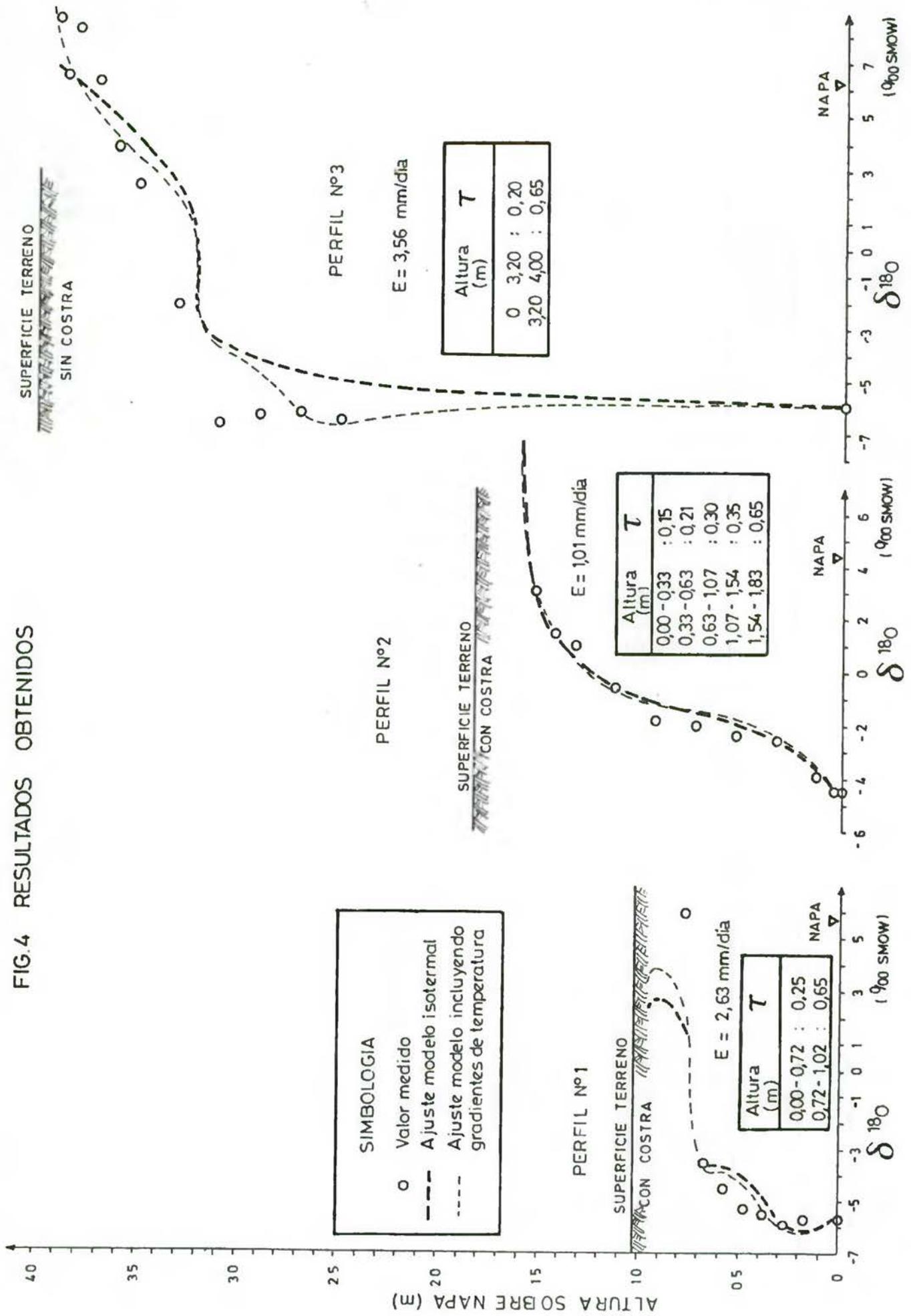
FIG. 5 Relacion entre flujo gaseoso y flujo liquido (Z_v/Z_l) en diferentes alturas de los perfiles verticales de suelo no saturados.

ser ajustadas en valores cercanos a 1, se impone un valor máximo de 0.65 y se vuelve a optimizar la evaporación y las tortuosidades consecutivamente. Los ajustes alcanzados entre los valores entregados por el modelo y los valores medidos de \int^{180} en los 3 perfiles, se presentan en la Fig. 4.

Las tasas de evaporación obtenidas son: 2.63, 1.01 y 3.56 mm/día, para profundidades de la superficie freática del agua subterránea de 1.02, 1.83 y 4.00 m respectivamente.

Considerando que Z_v/Z_l representa aproximadamente la relación existente entre los flujos gaseoso y líquido (Barnes y Allison, 1984), graficándola en función de la altitud (ver Fig. 5) se aprecia que prácticamente en la totalidad de los perfiles N° 1 y 2 el flujo ascendente es predominantemente gaseoso. En cambio, en el perfil N° 3 es predominantemente líquido hasta aproximadamente 1.5 m bajo la superficie del terreno, dominando el flujo gaseoso exclusivamente en el último metro más superficial del perfil.

FIG.4 RESULTADOS OBTENIDOS



4. CONCLUSIONES

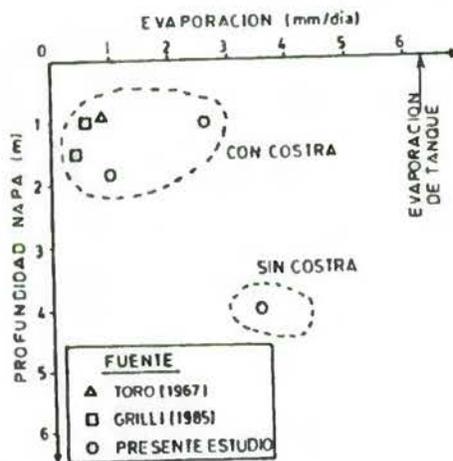


FIG. 6 Tasas de evaporación desde el suelo del Salar de Bellavista en función de la profundidad de la superficie freática del agua subterránea.

En la Fig. 6 se aprecia que en los perfiles que presentan costra salina han sido obtenidas, con la metodología propuesta, tasas de evaporación del agua subterránea más altas que las calculadas en estudios previos y con diferentes metodologías. Estas discrepancias son esperables y son consideradas aceptables, ya que la pequeña magnitud de los resultados es del mismo orden que el error de estimación de alguno de los parámetros involucrados en las tres diferentes metodologías utilizadas.

En la Fig. 6 se observa además que el perfil más profundo presenta mayor evaporación que los perfiles donde el agua subterránea se encuentra más cerca de la superficie del terreno. Este hecho posiblemente puede ser explicado por la presencia de la costra salina cementada: sin costra el flujo ascendente es predominantemente en estado líquido, lo cual aumenta considerablemente la magnitud de este flujo. Sin embargo, también transporta sales a la superficie. Una vez formada la costra por estas sales, las altas succiones (tensiones negativas) que se inducen no permiten la existencia del estado líquido en forma importante, presentándose el flujo exclusivamente en estado gaseoso, disminuyendo por ende la tasa de escape hacia la atmósfera. Entonces, para estimar la evaporación total desde el salar es posiblemente necesario subdividir el área en zonas con tipos de suelos homogéneos y en cada una de ellas definir las relaciones exponenciales sugeridas entre la evaporación y la profundidad de la superficie freática.

5. REFERENCIAS

- ALLISON, G.B.; BARNES, C.J. y HUGHES, M.W. (1983). "The distribution of deuterium and O-18 in dry soils, 2. Experimental". J. Hydrol., 64 : 377-397.
- BARNES, C.J. y ALLISON, G.B. (1983). "The distribution of deuterium and O-18 in dry soils, I. Theory". J. Hydrol., 60 : 141-156.
- BARNES, C.J. y ALLISON, G.B. (1984). "The distribution of deuterium and O-18 in dry soils, 3. Theory for non-isothermal water movement." J. Hydrol., 74 : 119-135.
- GRILLI, A. (1985). "Una aproximación al estudio de la evaporación desde salares". Anales del VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica : 495-514.
- GRILLI, A.; VIDAL, F. y GARIN, C. (1986). "Balance Hidrológico Nacional, I Región". Dirección General de Aguas.
- HARRIS, K.R. y WOOLF, L.A. (1980). "Pressure and temperature dependence of the self diffusion coefficient of water and oxygen-18 water". J.C.S., Faraday Trans. I, 76 : 377-385
- HARRIS, K.R.; HERTZ, H.G. y MILLS, R. (1978). "The effect of structure on self diffusion in concentrated electrolytes: relationship between the water and ionic self diffusion coefficients for structure forming salts". J. Chim. Phys., 75 : 391-396.
- MAGARITZ, M.; PEÑA, H.; GRILLI, A.; ORPHANOPOULOS, D.; SUZUKI, O. y ARAVENA, R. (1985). "Isotopic and chemical study of the water resources in the Iquique province". Dirección General de Aguas.
- MAJOUBE, M. (1971). "Fractionnement en oxygène 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur". J. Chim. Phys., 68 : 1423-1436.
- TORO, J.M. (1967). "Evaporación de distintos tipos de suelos de la Pampa del Tamarugal". CORFO (inédito), 3 p.
- VISSER, W.C. (1969). "An empirical expression for the desorption curve". Proc. Wageningen Symp., IASH/AIHS-Unesco, Vol. 1 : 329-335
- ZIMMERMANN, U.; EHHALT, D. y MUNNICH, K.O. (1967). "Soil-water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water". Proc. Symp. Isotopes in Hydrology, Vienna, 1966, IAEA : 567-584.

6. AGRADECIMIENTOS

El presente estudio es parte del Proyecto de Investigación OIEA 301 F3-CHI-3715/GS, suscrito entre la Dirección General de Aguas - Ministerio de Obras Públicas (Chile) y el Organismo Internacional de Energía Atómica OIEA-Viena.

El autor desea expresar sus agradecimientos a los Químicos Laboratoristas Sr. Alberto Pollastri y Sra. Evelyn Aguirre, del Laboratorio de Isótopos Ambientales de la Comisión Chilena de Energía Nuclear, quienes efectuaron las determinaciones de O-18 y H-2, y al Químico Laboratorista Sr. José Ortiz, del Laboratorio Hidrológico de la Dirección General de Aguas, quien diseñó y operó el sistema de extracción en vacío de la humedad líquida de las muestras de suelo.