

## ESTUDIO MICROMETEOROLOGICO EN SECTORES DE LA COSTA Y DEL INTERIOR DE LA REGION SEMIARIDA DEL NORTE DE CHILE.

Humberto Fuenzalida y Patricio Aceituno

Departamento de Geofísica. Universidad de Chile.  
Casilla 2777, Santiago, Chile.

### RESUMEN

Se presentan los resultados de mediciones micrometeorológicas realizadas en la Primavera de 1978, en un sector costero interior de la región semiárida del Norte de Chile (latitud aproximada de 30.5°S).

Se comparan las observaciones de superficie y estimaciones del balance de energía en ambos sitios. Los flujos turbulentos de calor sensible fueron determinados según el método aerodinámico.

Los ciclos diarios de nubosidad constituyen el principal factor que explica las diferencias observadas en ambos regímenes climáticos.

### ABSTRACT

#### COASTAL AND INLAND MICROMETEOROLOGICAL STUDIES IN SEMIARID NORTHERN CHILE

Results from micrometeorological measurements performed during springtime at a coastal and an inland sites on the semiarid region of Northern Chile (approximately 30.5°S), are presented.

Surface observations and energy balances at both sites are reported and compared. Turbulent fluxes of sensible heat were determined by the aerodynamical method.

Cloudiness daily cycles are the main factor in explaining the differences in both climatic regimes.

## 1. INTRODUCCION.

Dentro del Programa de Investigación de Zonas Áridas y Semiáridas de la Universidad de Chile (PRIZAS), la Sección de Meteorología del Departamento de Geofísica realizó una serie de campañas de recolección de información micrometeorológica en la región semiárida del país, algunas de las cuales han sido descritas en trabajos anteriores (Ulriksen et al, 1975; Fuenzalida et al, 1977). Entre otros fines, las mediciones realizadas han pretendido mejorar el conocimiento de los procesos de intercambio de energía entre el suelo y la atmósfera en diferentes lugares con características de semiaridez. Este artículo da cuenta de los resultados obtenidos de las mediciones realizadas en Noviembre y Diciembre de 1978 en dos sitios de la IV Región, uno costero y otro interior.

Es bien sabido que el clima de la faja costera difiere de aquél del interior por la influencia marina, cuyo rasgo más notable es la presencia de nubosidad baja, formada por estratocúmulos que cubren el litoral durante la noche y parte del día. La influencia de la capa de aire marino, cuyo dominio vertical en la costa está restringido a los primeros 1000 m, por efecto de una inversión de subsidencia, se propaga hacia el interior por los valles transversales.

Con respecto a las observaciones que aquí nos ocupan, uno de los sitios de mediciones se encontraba próximo al litoral mismo y el otro a varias decenas de kilómetros al interior en el valle del río Limarí.

Las mediciones permiten evaluar las diferencias en los ciclos diarios de los parámetros meteorológicos de superficie y en la repartición de la energía radiativa disponible a nivel del suelo.

Todos los resultados han sido obtenidos con muestras pequeñas restringidas a 6 ó 7 días de observación hacia fines de la estación de Primavera lo que indudablemente les impone un carácter provisorio.

### 1.2 Descripción de los lugares de medición.-

Uno de los sitios de medición estaba ubicado en el valle del río Limarí, a unos 45 Km de su desembocadura (Fig. 1a.). El lugar mismo es una planicie a unos 330 m sobre el nivel del mar. Los cerros más cercanos se en-

cuentran hacia el norte y el oeste del lugar a distancias superiores a 1500 m. Hacia el SE se encuentra una pequeña quebrada que avanza en dirección NE-SW y cuyo fondo se encuentra a unos 80 m por debajo del nivel de la planicie. Este se caracteriza por un escaso índice de cobertura vegetal. El suelo es pedregoso en la superficie y de textura arcillosa. La región ha sido clasificada como semiárida templada (Depto. de Geofísica, 1980) con lluvias invernales que escasamente exceden los 100 mm.

En el sector costero las mediciones se realizaron en el litoral de la bahía de Tongoy (Fig. 1b.). El lugar seleccionado se encuentra a unos 45 Km del anterior sobre una terraza costera a unos 10 m sobre el nivel del mar y a unos 1000 m de la costa. El lugar se caracteriza por una suave pendiente, ausencia de pedregosidad superficial y existencia de microrrelieve ligero (Luzio W., et al, 1981). Los mismos autores definen el suelo como profundo y de textura arenosa. La cobertura vegetal, entre el 7% y 8%, está formada por arbustos que rara vez exceden un metro de altura.

El clima es semejante al del otro lugar en cuanto al monto de precipitación anual. El efecto marino se pone en evidencia a través de un ciclo térmico diario menos acusado y una alta incidencia de nubosidad estratiforme.

Los lugares de mediciones, tanto en Ovalle como en Tongoy pueden considerarse horizontalmente homogéneos, sin obstáculos de importancia en un radio de por lo menos 1 Km. En los períodos de mediciones, tanto la vegetación como el suelo se encontraban secos en ambos sitios.

### 1.3 Descripción de las mediciones realizadas.-

El primer período de mediciones, realizado en Ovalle se extendió entre el 27 de Noviembre y el 3 de Diciembre de 1978. En Tongoy se midió entre el 6 y el 13 de Diciembre del mismo año.

Las mediciones se realizaron con un equipo micrometeorológico cuyas características se detallan en la Tabla 1. Adicionalmente se realizaron algunos sondeos de viento (2 diarios) para definir su estructura vertical en los primeros kilómetros sobre la superficie.

Las observaciones se efectuaron entre las 08 y 21 horas aproximadamente y en ellas participaron tres observadores en cada lugar. Limitaciones

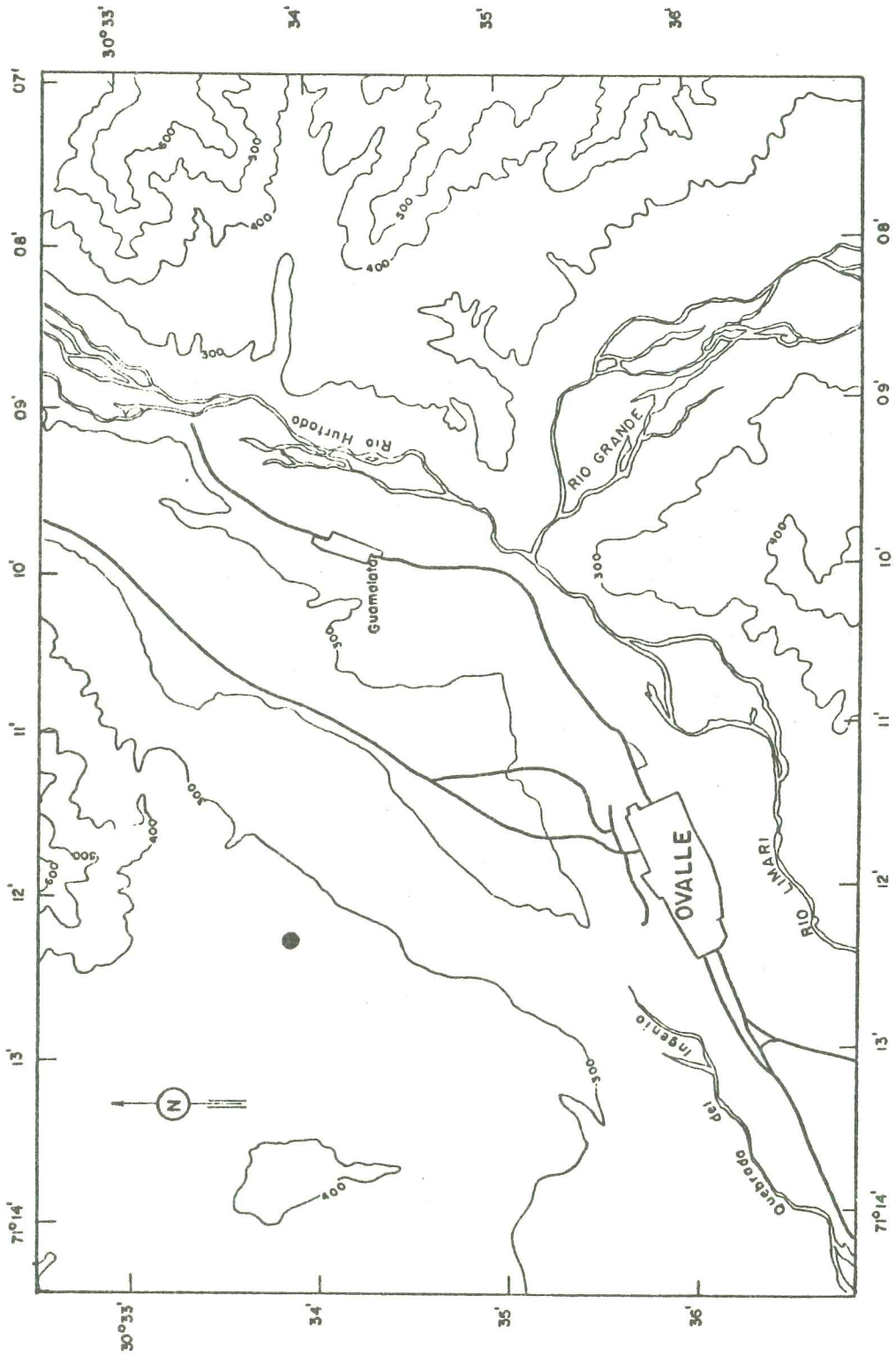


Fig. 1.a) Lugar de mediciones en Ovalle (●).  
1.b) Lugar de mediciones en Tongoy (●).

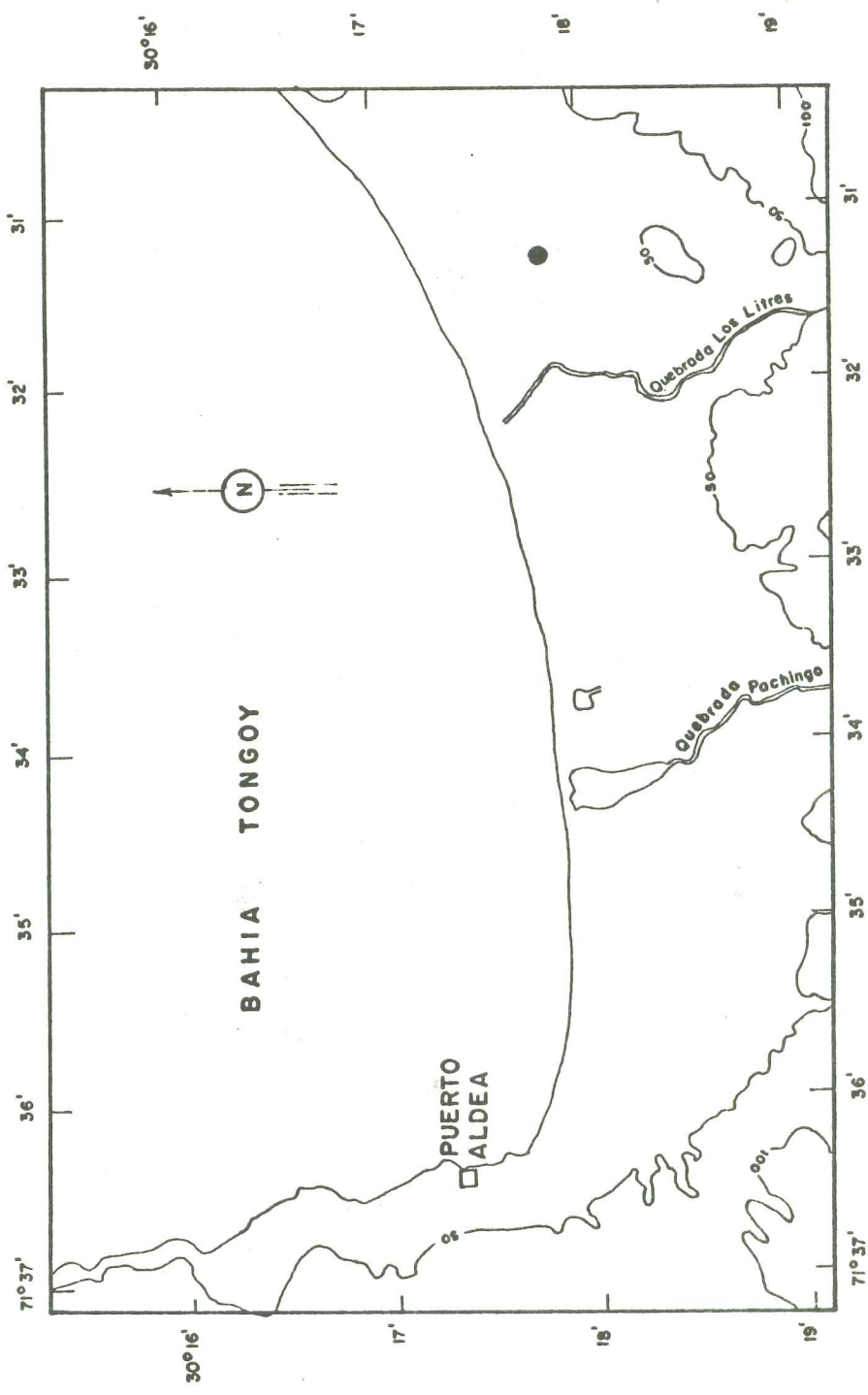


TABLA 1

## DESCRIPCION DEL EQUIPO METEOROLOGICO

Instrumento	Registro	Observ. directa	Nivel de instalación sobre la superficie.
1. Radiación Solar	Piranómetro (Eppley) Piranómetro (Eppley) Radiómetro (Phillip-Schenk)	X X X	Aproximadamente 1 m.
2. Cobertizo meteorológico.			
T. Bulbo seco	Aspirosicrómetro y Termohigrógrafo	X	Aproximadamente 1.5 m.
T. Bulbo húmedo	" "	X	
Hum. relativa	Termohigrógrafo.	X	
T. Máx. y mín.	Termómetros de máx. y mín.	X	
3. Perfiles de velocidad del viento.	6 Anemómetros sensibles (3 Casella y 3 Thornthwaite).	X	Instalados sobre torre micrometeorológica a 25, 50, 100, 200, 400 y 800 cm aproximadamente.
4. Perfiles verticales de temperatura seca y húmeda.	Sistemas de Termocuplas con ventilación natural y protección contra la radiación solar.	X	
5. Viento a 2 m (dirección y velocidad).	Anemógrafo convencional (Weather Measure).	X	
6. Flujo de calor en el suelo.	2 Placas sensoras (Thornthwaite).	X	
7. Temperatura del suelo.	Termómetro de suelo convencional y termocuplas a varias profundidades.	X	

(\*) En Ovalle se utilizó un radiómetro Thornthwaite que presentó fallas en su funcionamiento.

impuestas por los instrumentos y el número de observadores disponibles impidieron continuar las mediciones directas en el período nocturno.

En Ovalle las mediciones se realizaron cada hora, entre las 08 y 21 horas, duplicando o triplicando algunas observaciones para mejorar su representatividad. En Tongoy la frecuencia de observaciones se aumentó, realizando mediciones únicas cada media hora en el período entre las 08:30 y 21 horas.

#### 1.4 Situación sinóptica en el período de mediciones.-

Durante los días en que se realizaron las mediciones en Ovalle, 27 de Noviembre al 3 de Diciembre, se pueden diferenciar dos períodos. El primero, que comprende los tres primeros días, se presenta afectado por una de presión no frontal. El mínimo de presión ocurre en la tarde del día 27 junto con las mayores temperaturas del período. Luego el centro de la baja se desplaza al S de la localidad dando origen a una entrada de aire costero con nubosidad baja, la que cubre el lugar durante las noches de los días 28 y 29. Asociada a esta situación la fuerza del viento decae significativamente durante estos dos días. El resto de las mediciones se realizaron bajo condiciones anticiclónicas.

En Tongoy la secuencia sinóptica tuvo un desarrollo similar. Durante los días 6, 7 y 8 de Diciembre se desarrolla una depresión no frontal que se ve reemplazada por una condición anticiclónica. Esta alcanza su apogeo el día 10, concluyendo el período el día 13 con una aproximación frontal desde el SW. A medida que la depresión se debilita, la nubosidad baja disipa más tarde a lo largo del día hasta que entre los días 9 y 10 casi no desaparece. Por otra parte, el ciclo diario de las temperaturas se hace más homogéneo para retomar fuerza entre los días 11 y 12.

## 2. ANÁLISIS DE LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS BÁSICAS.

### 2.1 Radiación solar, nubosidad y albedo.-

La Fig. 2 presenta los ciclos diurnos de radiación global promedio (directa + difusa). La radiación global es mayor en Ovalle durante la mañana y parte de la tarde reflejando un ciclo diferente de nubosidad. Durante la tarde, cuando prevalecen condiciones de cielos despejados en ambos lugares no hay una diferencia apreciable en la irradiación solar.

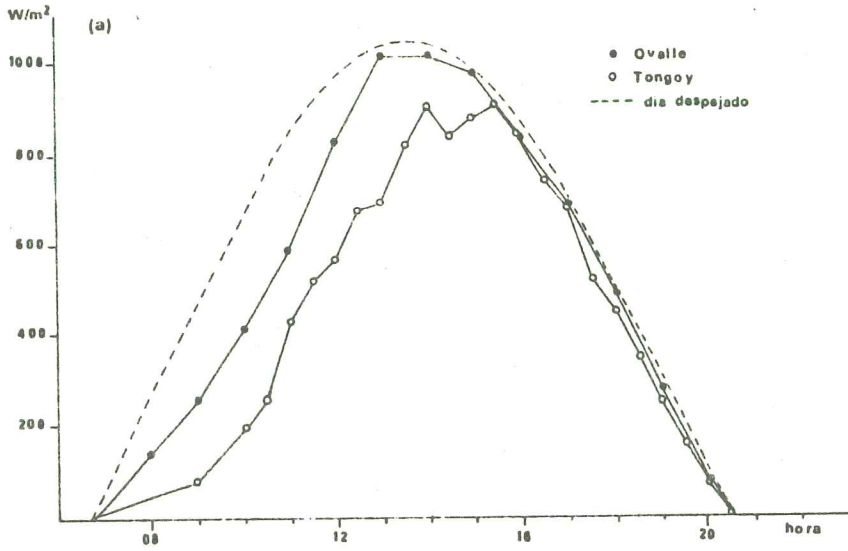


Fig. 2. Ciclos diarios promedios de radiación solar global.

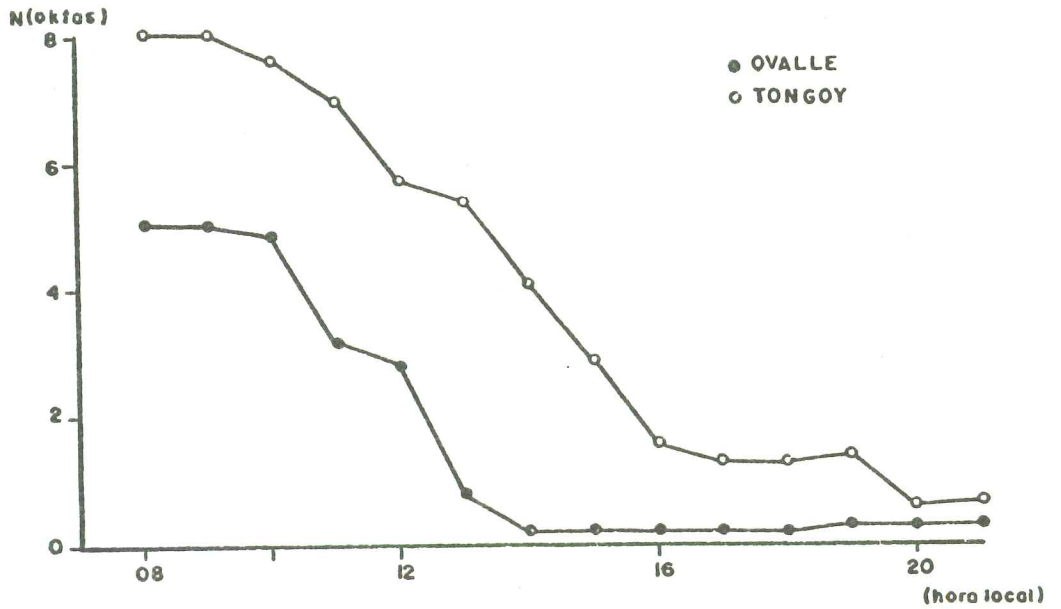


Fig. 3. Ciclos diurnos promedios de nubosidad expresada en octavos.



En Ovalle se alcanza un valor promedio máximo ligeramente superior a  $1000 \text{ W/m}^2$  entre las 13 y 14 horas. Una hora más tarde, entre las 14 y 15 horas se alcanza el máximo en Tongoy con un valor de  $900 \text{ W/m}^2$ . El desfase observado en los ciclos respectivos aparecerá también en otras variables y es originado por la nubosidad.

En la Fig. 3 aparecen los ciclos diarios de nubosidad a través de la fracción de cielo cubierto. La nubosidad más frecuente observada durante la mañana en ambos lugares es de tipo estratocúmulos. Los valores indicados en la figura reflejan un valor medio que, especialmente durante la mañana, resultan de promediar días cubiertos (8/8) y despejados. Si se considera un valor de 2/8 como límite para definir condiciones de escasa nubosidad, en Ovalle se alcanzan entre las 12 y 13 horas, mientras que en Tongoy sólo se producen en promedio después de las 15 horas.

Los ciclos de nubosidad observados en los dos lugares de mediciones reflejan una característica generalizada de todo el litoral norte de Chile. Los estratocúmulos frecuentes en la costa, penetran hacia el interior por el fondo de los valles disipando posteriormente desde el interior hacia la costa.

Las mediciones de radiación global reflejada en la superficie señalaron un índice de albedo similar en ambos sitios alcanzando un valor aproximado a un 17%.

## 2.2 Temperatura del aire y del suelo.-

Las Figs. 4a. y 4b. señalan los ciclos diarios promedios de la temperatura del aire medida en el cobertizo meteorológico y la observada en la superficie del suelo. El efecto marino sobre el ciclo de temperaturas en el aire se revela en Tongoy a través de una menor oscilación térmica diaria. La temperatura máxima en Ovalle ocurre antes que en Tongoy debido al ciclo de nubosidad ya comentado.

Las temperaturas en la superficie del suelo son similares en ambos sitios. El desfase entre las dos curvas se explica por razones análogas al existente en los ciclos de temperaturas del aire. Contrariamente a lo esperado, la temperatura máxima del suelo en Tongoy es mayor que en Ovalle. El carácter arenoso del suelo en el litoral, puede explicar este hecho.

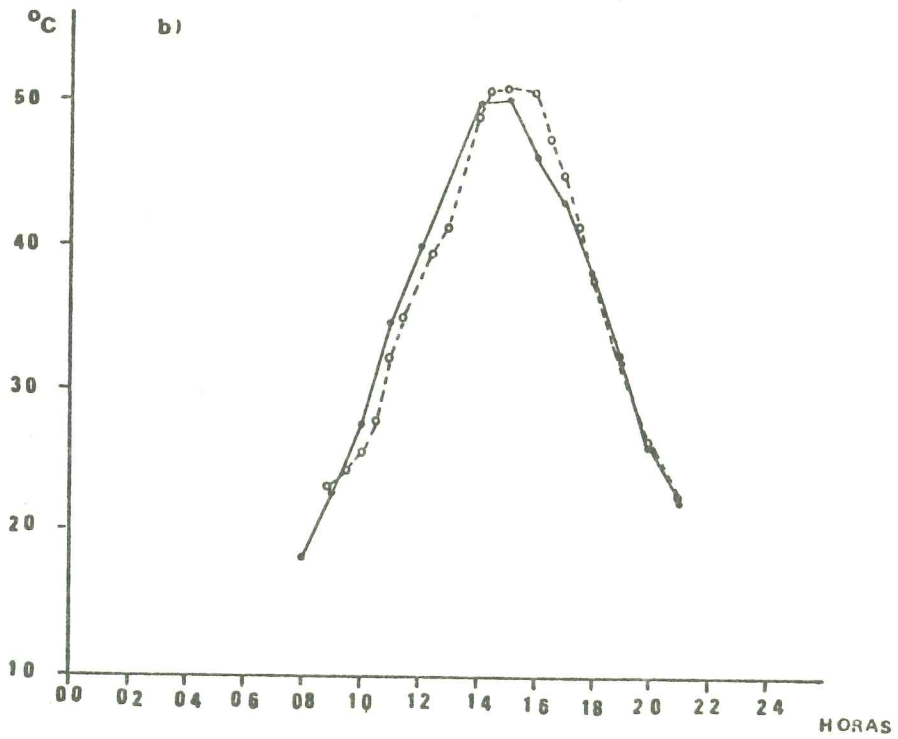
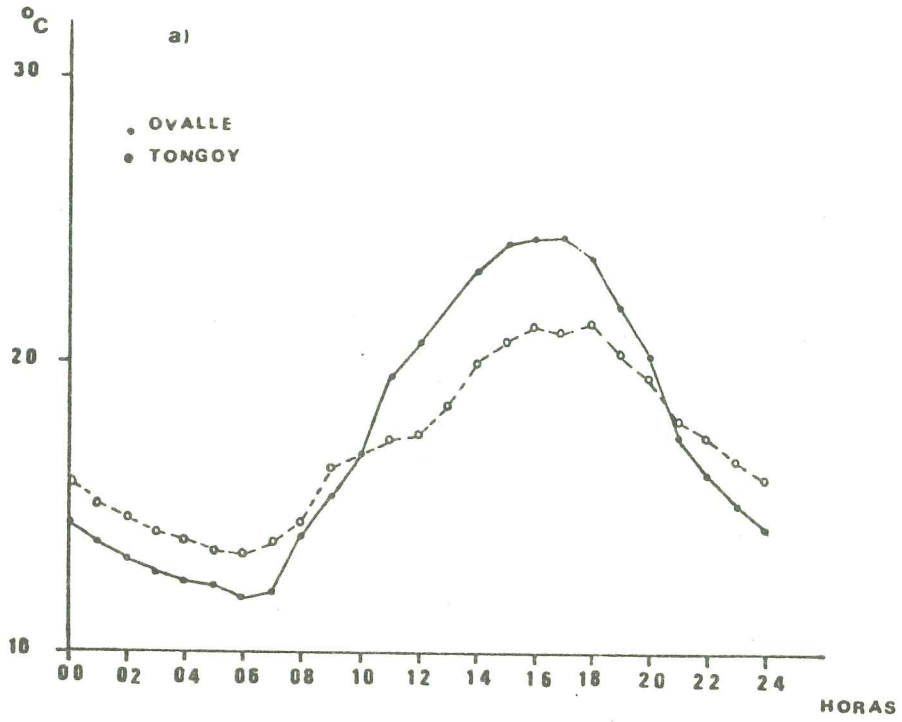


Fig. 4.a) Ciclos diarios promedios de temperatura a nivel del cobertizo meteorológico.  
 4.b) Ciclos diurnos promedios de temperatura en la superficie del suelo.

### 2.3 Humedad atmosférica.-

Las mediciones psicrométricas revelan el contraste de humedad atmosférica existente entre los dos sitios. Así, los valores mínimos promedios alcanzaron un 53% en Ovalle y un 60% en Tongoy. Durante la noche, en ambos lugares se alcanzan condiciones de saturación reveladas en los registros del termohigrógrafo y en la presencia de rocío superficial.

La humedad absoluta en Tongoy presenta un valor sensiblemente constante e igual a 9.8 gr/Kg aproximadamente (Fig. 5).

Las mediciones en Ovalle revelan en cambio un ciclo diurno caracterizado por un aumento durante la mañana hasta alcanzar un valor máximo a las 15 horas, disminuyendo posteriormente hacia la noche.

Entre las 13 y 20 horas los valores promedios en Ovalle son superiores a los de la costa. Aparte de las diferencias originadas en el carácter no simultáneo de las mediciones, la evaporación en la trayectoria a lo largo del valle podría explicar ese fenómeno. Por otra parte, se estima que la disminución observada en Ovalle después de las 15 horas es consecuencia de la mezcla convectiva con el aire seco.

### 2.4 Viento.-

El viento muestra en ambos sitios un marcado ciclo diario con una alta incidencia de situaciones de calmas durante la noche. En Ovalle el viento sopla desde el S y SW en forma predominante durante el día siguiendo la orientación general del valle. Durante la noche se presentó con cierta frecuencia una componente NW reflejando las brisas locales nocturnas, canalizadas por la topografía circundante.

La Fig. 6 incluye las rosas de viento en ambos lugares. En Tongoy, la orientación de la bahía, que se abre hacia el NW, origina una brisa marina diurna con componente del N y NW. Durante la noche suele aparecer una brisa desde el interior.

La intensidad del viento es mayor en Ovalle como se muestra en la Fig. 7. El forzamiento térmico de la brisa diurna aparece bien destacado en ambos lugares.

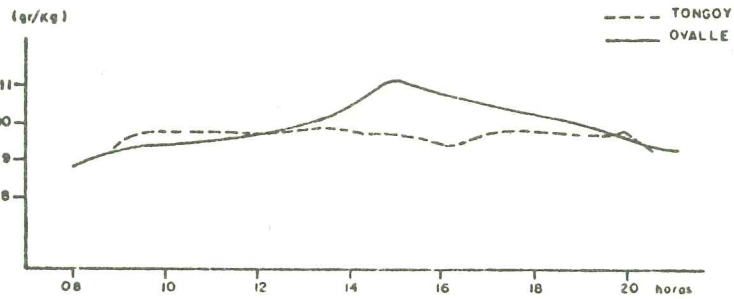


Fig. 5. Ciclos diarios promedio para la humedad específica calculada a nivel del cubetto meteorológico.

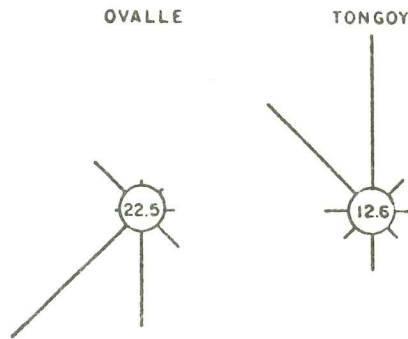


Fig. 6. Rosas de vientos diarias. Las cifras centrales indican el porcentaje de calmas.

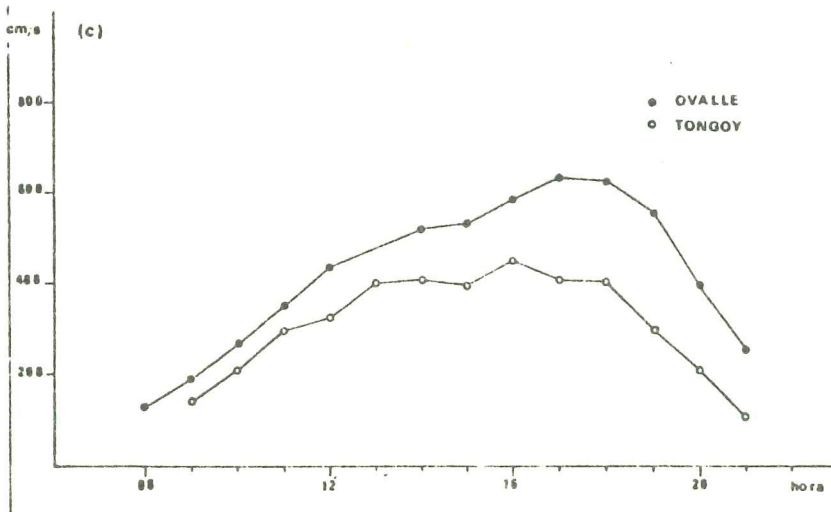


Fig. 7. Ciclos diarios promedio para la velocidad del viento medida a 1 metro sobre la superficie.

El desfase observado en las curvas de intensidad de viento no responde a las diferencias en los ciclos de radiación solar o nubosidad. Puede suponerse que el viento más intenso en O valle tiene su origen en la superposición de las brisas de mar y tierra y la de valle y montaña. Por otra parte, la brisa generada en el valle del río Hurtado, que se extiende a lo largo de 40 Km en una dirección NE-SW, probablemente se prolonga a un período mayor que la brisa costera, reforzando el desfase mencionado.

### 3. BALANCES DE ENERGIA SUPERFICIAL.-

En una superficie natural puede establecerse el siguiente balance de energía superficial si se consideran sólo las transferencias más significativas.

$$R_N = S + H + LE$$

La radiación neta ( $R_N$ ) definida como la suma algebraica de todos los flujos radiativos que inciden en la superficie o emergen de ella es transformada en calor conducido en el suelo (S), calor cedido a la atmósfera y transferido a ella por turbulentos (H) y calor latente asociado al vapor de agua que se integra a la atmósfera como resultado de una evaporación superficial (LE).

En esta sección se analizan los métodos de cálculo utilizados para definir cada uno de los términos de la ecuación de balance y se presentan las diferencias entre los dos lugares de medición.

#### 3.1 Métodos de Cálculo.-

##### Radiación Neta.

Las mediciones de radiación neta en O valle fueron afectadas por fallas instrumentales al inicio de mediciones. En Tongoy se utilizó un instrumento diferente que funcionó sin problemas.

Se presenta a continuación las estimaciones realizadas para la radiación neta en O valle y la comparación con los datos de Tongoy.

Basándose en las mediciones de radiación solar global, albedo y temperatura de suelo se utilizó la siguiente fórmula para estimar la radiación neta ( $R_N^*$ )

$$R_N = R_G(1 - a) - \epsilon \sigma T_0^4 + R_a$$

donde:

$R_G$ : radiación solar global

$a$ : albedo

$\epsilon$ : emisividad del suelo

$\sigma$ : constante de Stefan-Boltzmann =  $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{K}^{-4}$

$T_0$ : temperatura superficial del suelo ( $^\circ\text{K}$ )

$R_a$ : radiación atmosférica infrarroja

La radiación atmosférica ( $R_a$ ) se evaluó según dos fórmulas empíricas propuestas en la literatura.

BRUNT :  $R_a = 0.9 \sigma T^4 (0.605 + 0.048 \sqrt{e})$  (Sellers, 1965)

SWINBANK:  $R_a = 1.195 \sigma T^4 - 170.9, \text{ W/m}^2$  (Swinbank, 1963)

donde:

$e$ : presión parcial de vapor de agua en el cobertizo meteorológico expresada en milibares.

$T$ : temperatura del aire en el cobertizo, expresada en grados Kelvin.

Utilizando las observaciones de radiación neta en Tongoy, se compararon las estimaciones  $R_N^*$  basadas en el uso de las dos fórmulas empíricas para  $R_a$ .

Utilizando un conjunto de 48 observaciones, en condiciones de cielos despejados y que abarcan todo el ciclo diurno se obtuvieron los siguientes resultados:

BRUNT :  $R_N^* = 0.95 R_N - 28.38 \text{ W/m}^2, r = 0.99$

SWINBANK:  $R_N^* = 0.95 R_N - 1.13 \text{ W/m}^2, r = 0.99$

En ambos casos el índice de correlación ( $r$ ) señala un buen ajuste. Sin embargo, la fórmula de Swinbank revela una mejor aproximación a pesar que en promedio subestima en un 5% los valores realmente observados.

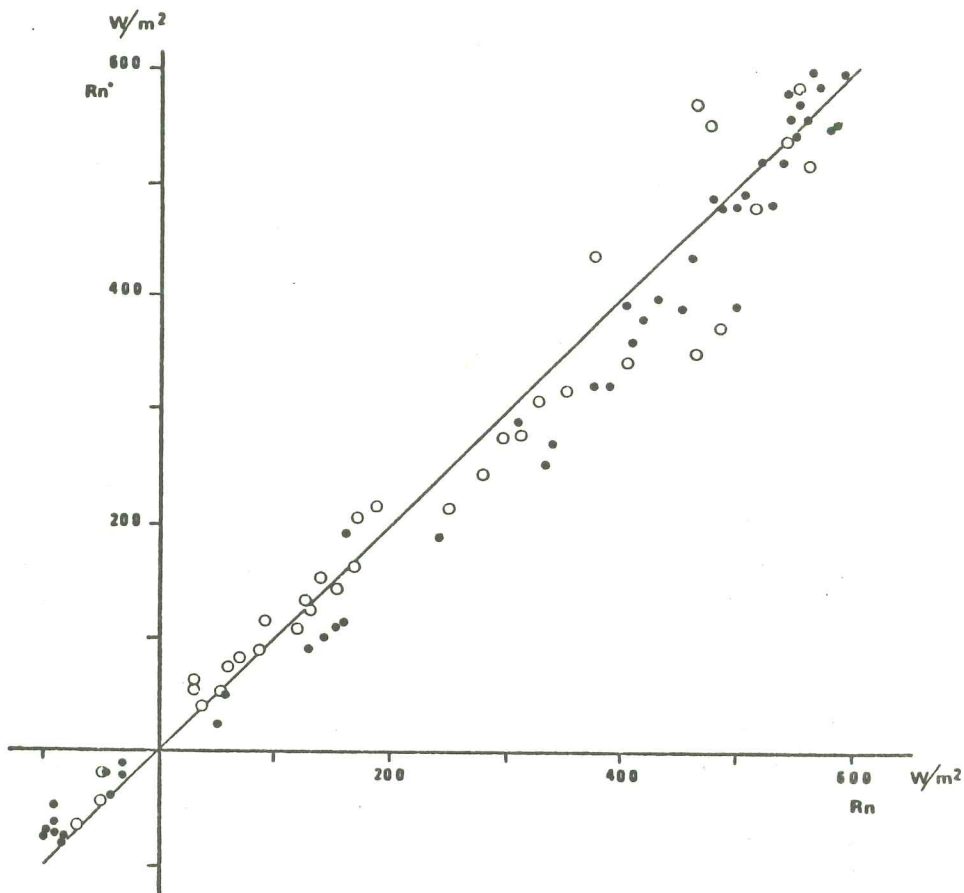


Fig. 8. Comparación entre la radiación neta estimada con fórmula de Swinbank para la contrarradiación atmosférica (ver texto) y valores medidos en Tongoy.

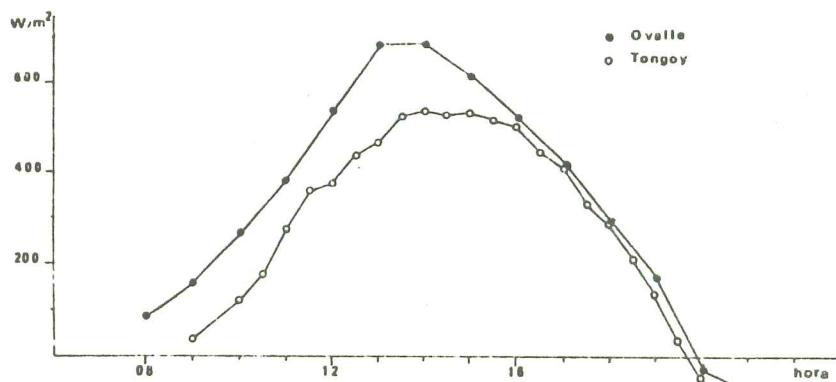


Fig. 9. Ciclos diurnos promedio para la radiación neta.

La estimación de la radiación neta en condiciones de cielo cubierto se realizó utilizando la siguiente fórmula:

$$Ra = Ra_0(1 + K n^2) \quad (\text{Sellers, 1965})$$

donde:

$Ra_0$ : radiación infrarroja atmosférica según fórmula de Swinbank.  
 $n$ : fracción de cielo cubierto.

La constante  $K$  de la fórmula anterior es función del tipo de nubosidad. En el caso de estratocúmulos, la nubosidad matinal más frecuente en ambos sitios,  $K$  vale aproximadamente 0.22 (Sellers, 1965).

La Fig. 8 muestra el resultado de la aplicación de la metodología anterior a los datos de Tongoy. Puede observarse que los valores máximos diurnos y los valores positivos inferiores a  $200 \text{ W/m}^2$  parecen bien estimados. Entre  $200$  y  $400 \text{ W/m}^2$  y en el intervalo de valores negativos la fórmula subestima la radiación neta observada. En términos generales sin embargo, el método resulta adecuado y fue utilizado para estimar la radiación neta en Ovalle.

En la Fig. 9 aparecen los ciclos diurnos de radiación neta en Ovalle y Tongoy. El desfase entre las dos curvas revela la influencia de la nubosidad. Durante el período nocturno la radiación neta cambia poco y los valores estimados para las 21 horas dan una idea de su magnitud ( $-74 \text{ W/m}^2$  en Ovalle y  $-84 \text{ W/m}^2$  en Tongoy).

#### Flujo de calor hacia el suelo.-

La conducción de calor hacia el suelo fue controlada por medio de un disco de flujo calórico marca Thornthwaite colocado a una profundidad de 0.2 cm. Valores para días individuales aparecen en las Figs. 15, 16 y 17 y promedios para Ovalle y Tongoy en la Fig. 10. Estos últimos muestran que diariamente el suelo de Tongoy absorbe  $2 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  y el de Ovalle un 50% más debido a la mayor radiación neta disponible en las mañanas

La evolución diurna del perfil vertical de temperatura en el suelo fue registrada por medio de termocuplas ubicadas a distintas profundidades. La Fig. 11 presenta las fluctuaciones del perfil de temperatura y del flujo



de calor a 0.2 cm durante el día 1° de Diciembre de 1978 en Ovalle, día en que las mediciones fueron muy regulares. La velocidad de respuesta del perfil de temperatura del suelo al flujo de calor permite estimar su capacidad calórica pues la Integración de la ecuación diferencial de conducción del calor entre un nivel  $z_1$  y otro suficientemente profundo proporciona el valor medio de la capacidad calórica  $\overline{\rho c}$  por medio de la expresión

$$\overline{\rho c} = \frac{S(z_1)}{\int_{z_1}^{\infty} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}$$

donde  $\theta(z)$  es la temperatura del suelo a la profundidad  $z$  y  $S(z)$  el flujo de calor respectivo. Esta expresión requiere de un buen conocimiento del perfil térmico lo que en las tardes se torna impreciso cuando se cuenta con pocos niveles de medición, como fue el caso. Tampoco conviene usarla a horas en que el flujo es muy pequeño o la temperatura cambia poco. Usando las observaciones obtenidas de 9 a 13 horas se estimó un valor medio de  $0.89 \times 10^6 \text{ J/m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  para la capacidad calórica media del suelo. Con este valor y el gradiente vertical de temperatura a 0.2 cm se obtuvo un valor de  $0.62 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ seg}^{-1}$  para la difusividad térmica a 0.2 cm de profundidad según

$$\kappa_{0.2} = \frac{F(0.2)}{\overline{\rho c} \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{0.2}}$$

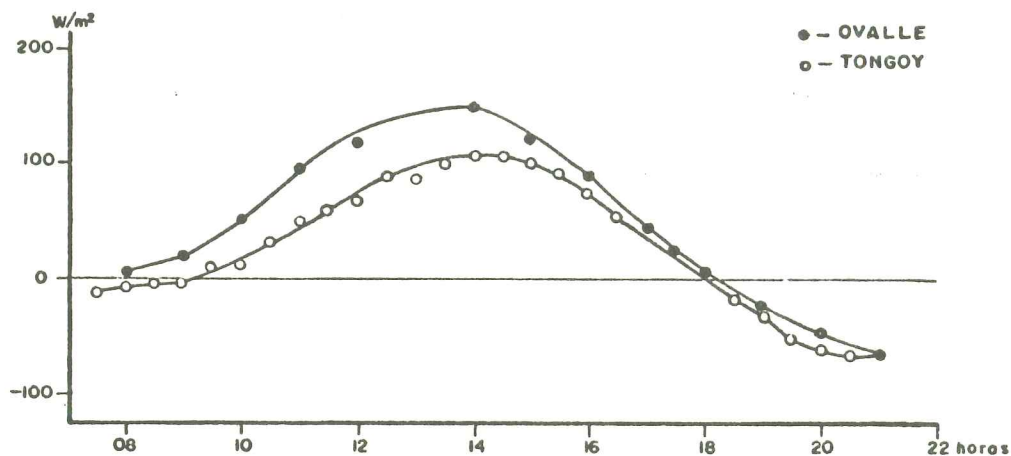


Fig. 10. Ciclos diarios promedios del flujo de calor en el suelo, medido a 2 mm de profundidad.

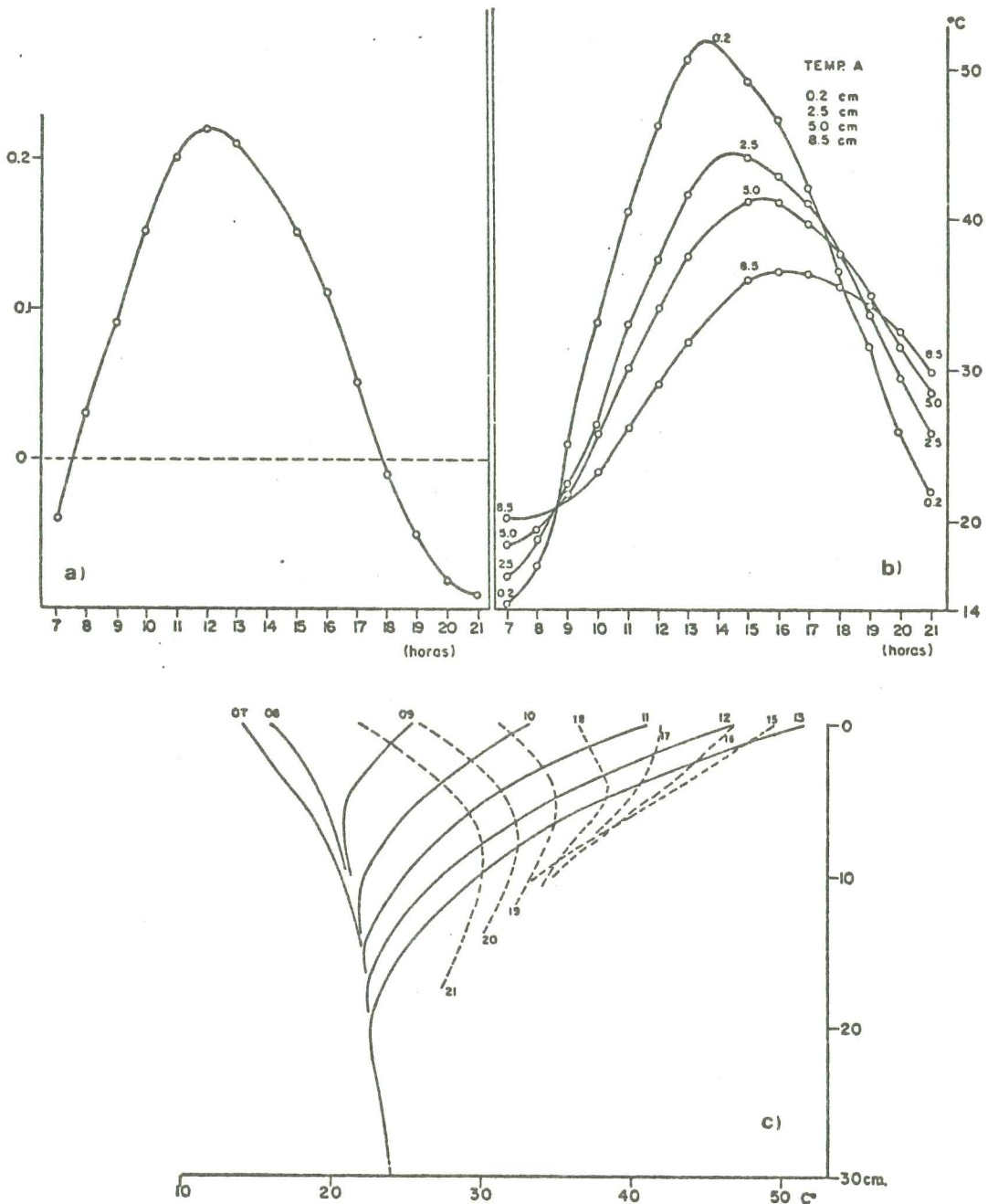


Fig. 11.a) Flujo de calor en el suelo a 2 mm de profundidad (Ovalle, 1° Diciembre, 1978).  
 b) Ciclos diurnos de temperatura a diferentes temperaturas (Ovalle, 1° Diciembre 1978).  
 c) Fluctuación diurna del perfil térmico en el suelo (Ovalle, 1° Diciembre, 1978).

Este parámetro también puede ser estimado por el retraso que sufre el máximo de temperatura con la profundidad por el método señalado en Sellers (1969). Esta técnica entregó valores de  $0.44 \times 10^{-6}$ ,  $0.41 \times 10^{-6}$  y  $0.65 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ seg}^{-1}$  para las capas entre 0.2, 2.5, 5.0 y 8.5 cm de profundidad respectivamente. Entonces es posible aceptar un valor de  $0.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ seg}^{-1}$  para la difusividad térmica del suelo en Ovalle.

La conductividad térmica en este sitio resultó poco variable con una magnitud, de  $0.50 \text{ Jm}^{-1} \text{ seg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ .

La irregularidad de los registros en Tongoy impidió una determinación similar.

#### Flujos turbulentos.-

Los flujos turbulentos de calor y vapor de agua fueron estimados por el método aerodinámico convencional (Fuenzalida, 1979) para el caso de Tongoy, pero en Ovalle sólo se hizo para el calor sensible, pues no se contó con el perfil de humedad. De cualquier manera la sequedad evidente del suelo es garantía de la irrelevancia del flujo de calor latente en el balance energético del lugar.

La Fig. 12 presenta los promedios de los valores obtenidos. El flujo de calor sensible estimado en Ovalle es a toda hora mayor que el correspondiente valor en Tongoy. Esta diferencia es más marcada durante la mañana y primeras horas de la tarde.

Existe además, un desfase de aproximadamente una hora en la ocurrencia del flujo de calor máximo, que en Tongoy se presenta atrasado con relación al de Ovalle.

En general, los valores de evaporación obtenidos en Tongoy fueron pequeños salvo entre las 15:30 y las 17:00 horas, lapso en el cual los valores negativos altos no fueron infrecuentes. Sin embargo, no hay una justificación para su ocurrencia por lo cual se les asumió consecuencia de la deficiente medición de la humedad atmosférica. Esta suposición se vio confirmada por las mediciones psicrométricas realizadas con instrumental convencional, las cuales presentando bastante dispersión no detectaron un aumento de la humedad absoluta con la distancia a la superficie.

Como se podrá apreciar en las Figs. 15, 16 y 17, las estimaciones en días individuales, de las transferencias turbulentas presentan una marcha diaria menos regular que las de conducción al suelo y radiación neta. No obstante, definen claramente un ciclo diario con una dispersión modesta en torno de una curva suavizada. La verificación de estos resultados la debe proporcionar la bondad con que se satisfaga el balance de energía.

### 3.2 Balances promedio de energía.-

Las Figs. 13 y 14 presentan las fluctuaciones diurnas de cada una de las componentes del balance de energía en Tongoy y Ovalle, promediadas a lo largo del período de mediciones. Como referencia se incluye en cada caso, la curva de radiación solar observada en algunos de los días despejados.

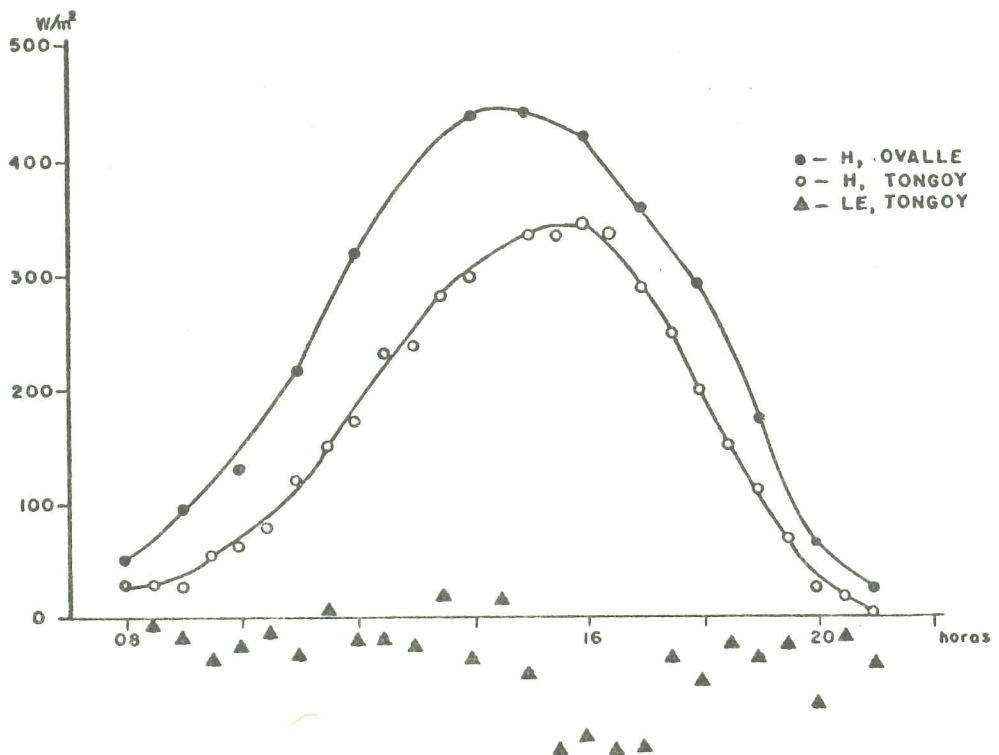


Fig. 12. Ciclos diarios promedio de transferencias turbulentas de calor sensible y latente desde la superficie a la atmósfera.

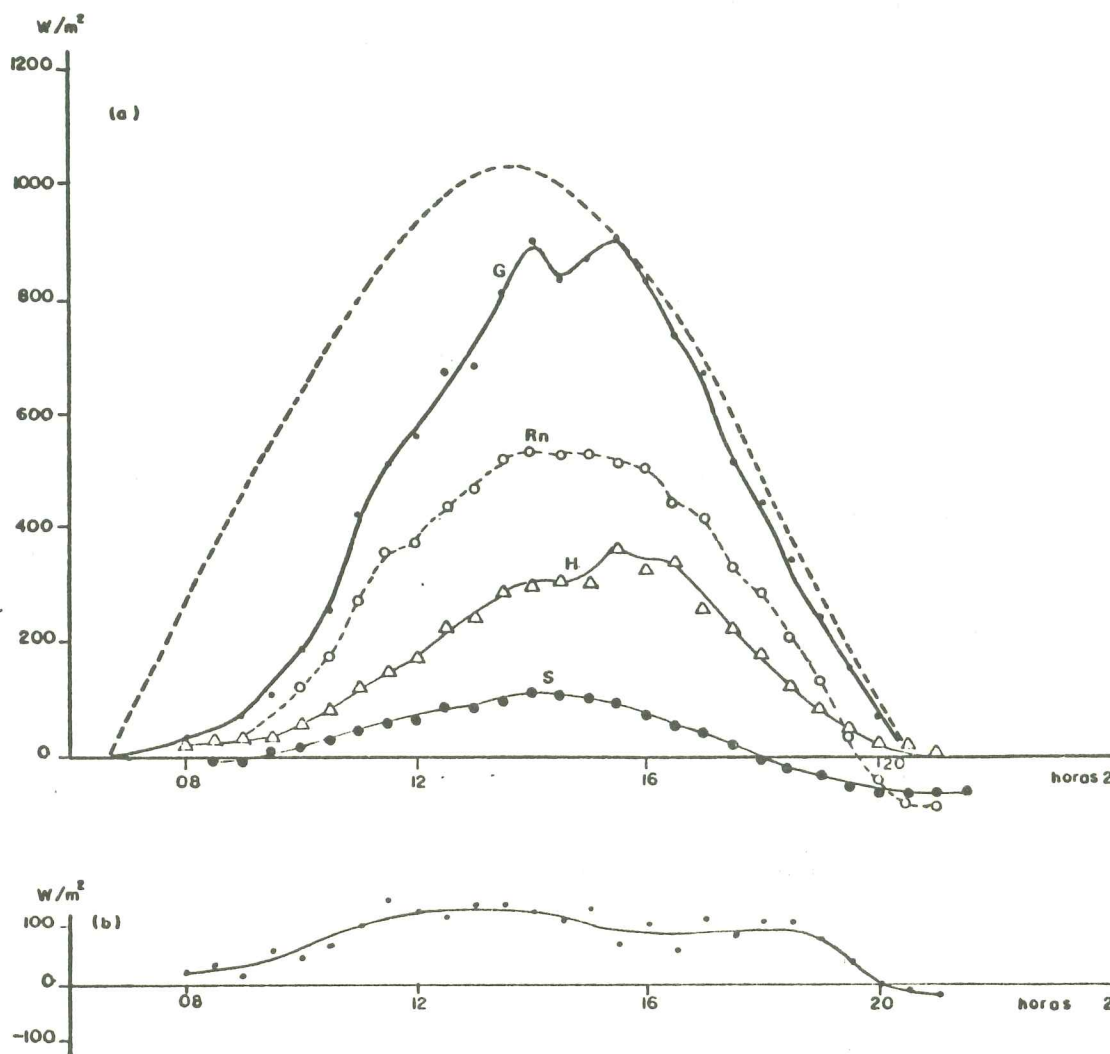


Fig. 13. Balance de energía promedio en Tongoy.

- a) Radiación solar global en un día despejado (---), promedio de la radiación solar global ( $\bullet$ ), radiación neta ( $\circ$ ), transporte de calor sensible hacia la atmósfera ( $\triangle$ ) y conducción de calor en el suelo ( $\bullet$ ).
- b) Residuos expresados como la diferencia  $R_N - S - H$ .

También se incluye en cada caso un gráfico del residuo del balance, entendido como la diferencia entre la radiación neta y la suma de los flujos de conducción en el suelo y transferencia de calor sensible (D), aceptada la supuesta irrelevancia del flujo de calor latente.

En el caso de Tongoy (Fig. 13) los residuos son sistemáticamente positivos alcanzando a un 25% de la radiación neta a las horas en que ésta logra su máximo valor. Si bien, esta discrepancia es sólo un poco mayor de lo que se puede lograr con los instrumentos y técnicas usadas, la persistencia de su signo hace pensar que algún flujo está siendo mal estimado. Considerando que la radiación neta ha sido medida y su magnitud es compatible con los registros de radiación solar, que por otra parte el flujo conductivo en el suelo también ha sido directamente determinado y el funcionamiento del disco de flujo verificado con los registros de perfiles térmicos en Ovalle, resta la evaluación de los flujos turbulentos de calor sensible y latente como probable fuente de error. Por ejemplo, durante las primeras horas de sol puede existir algo de evaporación a expensas del rocío nocturno que podría atenuar los residuos. Sin embargo, este efecto no puede prolongarse mucho tiempo y no se refleja el perfil vertical de humedad medido.

En Ovalle, Fig. 14, los residuos del balance de energía son menores y con una distribución más equilibrada en signo, aunque también exhiben una estructura diaria en cuanto que sólo se hacen negativos al atardecer. Sin embargo, es preciso recordar que en este sitio la radiación neta no fue medida, sino estimada por medio de una fórmula calibrada en Tongoy y que la contrarradiación atmosférica se viera afectada por una diferencia en las masas de aire de ambas localidades.

Considerando el período comprendido entre las 8 y 21 horas, Tongoy y Ovalle entregan el siguiente balance de energía:

TABLA 2

	$R_N$	S	H	D	$D/R_N$
Tongoy	13.0	1.5	8.1	3.4	0.26
Ovalle	1.4	2.5	12.1	1.8	0.11

Como se puede apreciar todos las componentes del balance son mayores en Ovalle, diferencia debida a la distinta cobertura nubosa entre la costa y el interior. Los valores de los residuos medios D corresponden a una evaporación de 1.4 y 0.7 mm de agua, cifras que parecen excesivas para ser depositadas como rocío.

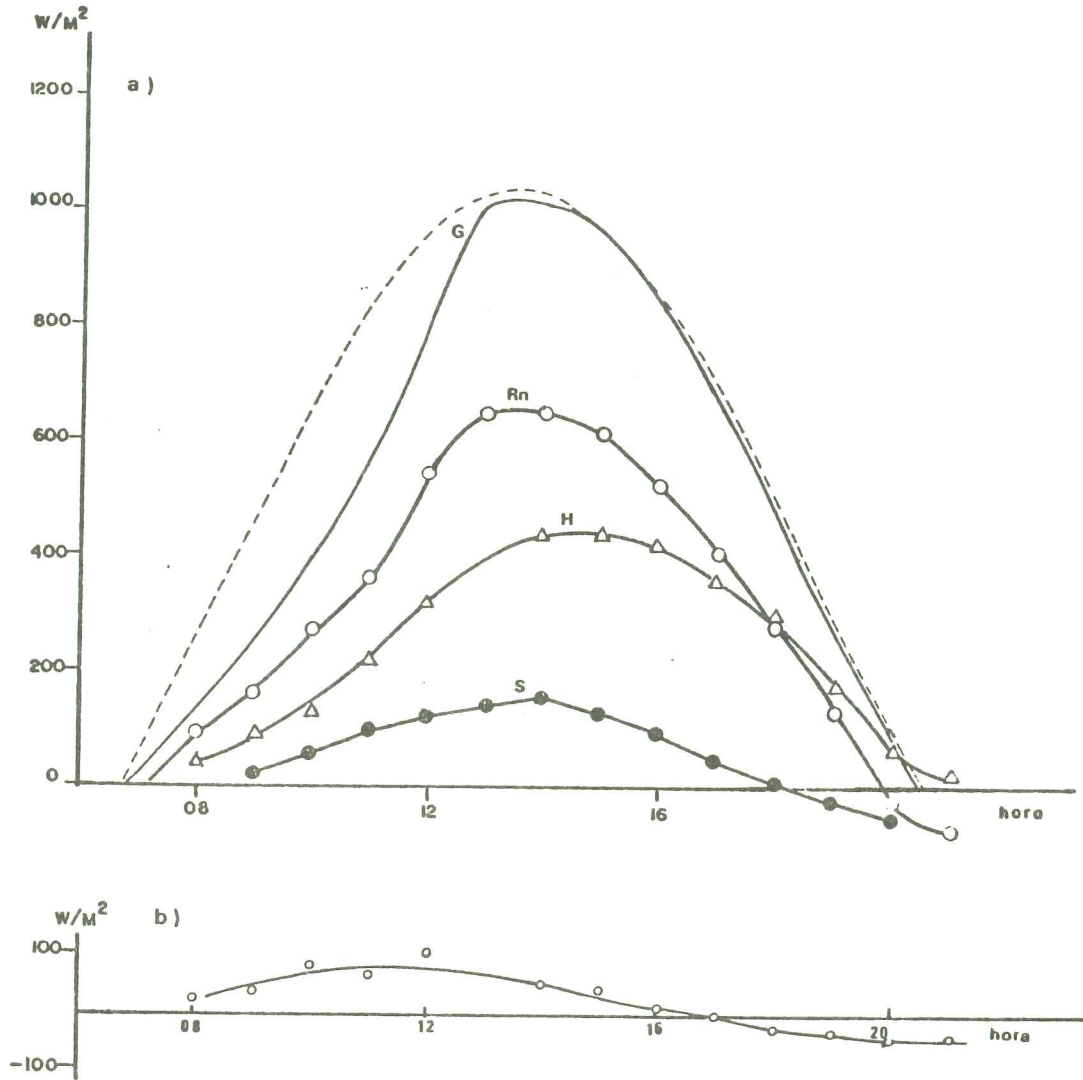


Fig. 14. Balance de energía promedio en Ovalle.

- a) Radiación solar global en un día despejado (---), promedio de la radiación solar global (·), radiación neta (○), transporte de calor sensible hacia la atmósfera (△) y conducción de calor en el suelo (●).
- b) Residuos expresados como la diferencia  $R_n - S - H$ .

### 3.3 Balances de energía diarios.-

Las Figs. 15, 16 y 17, presentan las componentes del balance de energía superficial en tres días seleccionados: 7 y 10 de Diciembre para Tongoy y 1° de Diciembre para Ovalle. En Tongoy se eligieron días con diferente cobertura nubosa; el día 7 la nubosidad costera desapareció alrededor de las 11 horas; en cambio, el día 10 ella se mantuvo hasta las 16:30 horas siendo el día en que se prolongó por más tiempo. En Ovalle, el 1° de Diciembre fue un día casi completamente despejado y en esta localidad la influencia de la nubosidad es mucho menor.

El día 7 en Tongoy exhibe residuos distribuidos en forma bastante aleatoria en torno de cero, salvo en las horas en que se interrumpe la cobertura nubosa. La amplitud media de ellos es aproximadamente de  $70 \text{ W/m}^2$ , lo que sirve para evidenciar la precisión de las estimaciones de los flujos turbulentos que son los que muestran mayor variabilidad.

En cambio el día 10 los residuos del balance son sistemáticamente positivos con dos máximos, uno alrededor de las horas de máxima radiación neta, y otro en torno del momento en que disipa la nubosidad. Son estos días nublados los que dan origen a los errores en el ajuste del balance.

En Ovalle, el día 1° de Diciembre, los residuos son significativamente positivos hasta las 13 horas para luego anularse. En días que amanecieron nublados los errores máximos del día fueron mayores particularmente en horas siguientes a la disipación de la nubosidad. Tal discrepancia puede ser explicada parcialmente al menos, por la posible evaporación del rocío.

### 4. CONCLUSIONES.-

A pesar de las restricciones impuestas por la corta extensión de los períodos de mediciones, se ha logrado identificar las principales diferencias entre los ciclos diarios de diversos parámetros meteorológicos, cuando se consideran dos sectores, uno interior y otro costero, en la región semiárida del norte de Chile.

La nubosidad matinal de tipo estratos, típica de todo el litoral norte de Chile, muestra una persistencia diferente en los dos lugares, afectando los ciclos de radiación solar, radiación neta y otros parámetros.



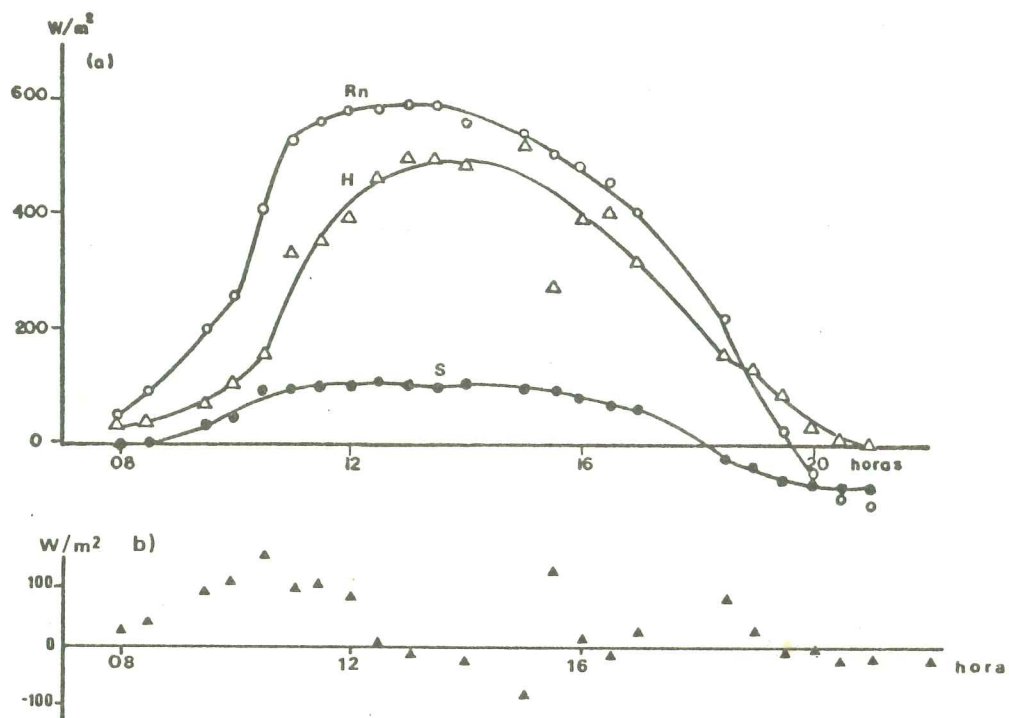


Fig. 15. Balance de energía en Tongoy el 7 de Diciembre de 1978.

a) Radiación neta (o), conducción de calor en el suelo ( $\bullet$ ) y transporte de calor sensible hacia la atmósfera ( $\Delta$ ). La capa de estrato cúmulos disipó alrededor de las 11 horas.

b) Residuos expresados como  $R_N - S - H$ .

En Ovalle, la nubosidad disipa a mediodía mientras que en la costa permanece más tiempo, disipando cerca de las 15 horas.

En cuanto a la radiación solar global, en los días despejados no se advierte una diferencia significativa entre ambos lugares, estimándose en  $31.1 \times 10^6 J/m^2$  la energía acumulada en un día, durante la época en que se realizaron las mediciones. Sin embargo, por efecto de la nubosidad, Tongoy recibe en promedio un 31% menos que la cifra anterior mientras que en Ovalle la atenuación alcanza sólo a un 14% por el mismo efecto. Si se descuenta la reflexión superficial, que en ambos sitios alcanza un 17%, la radiación solar absorbida llega a un 71% en Ovalle y un 57% en Tongoy con respecto al valor incidente en un día despejado.

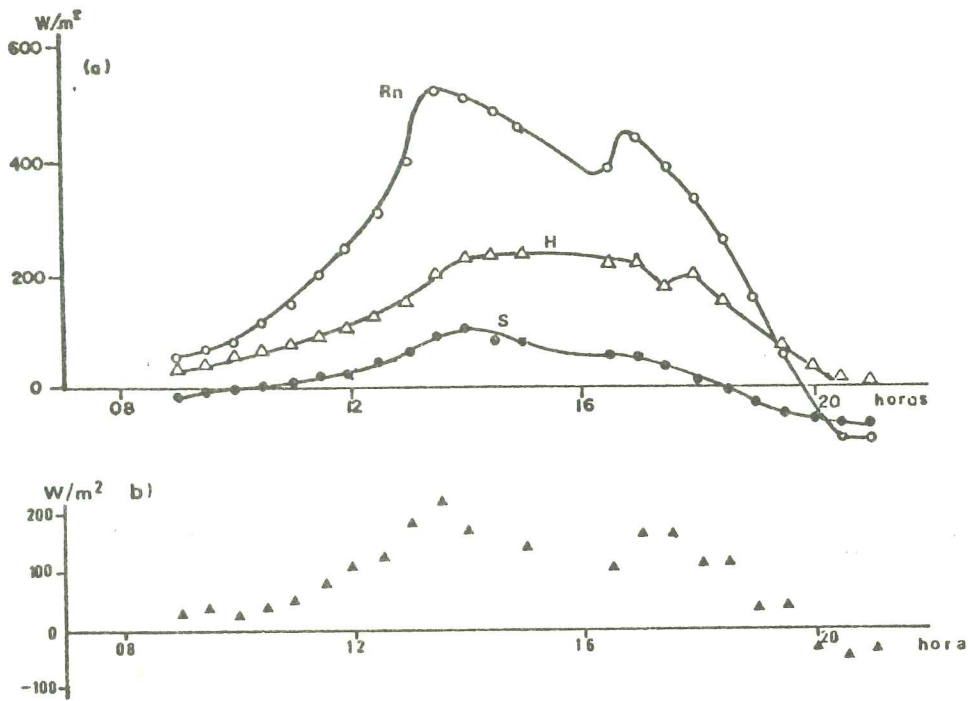


Fig. 16. Balance de energía en Tongoy el 10 de Diciembre de 1978.

a) Radiación neta ( $\circ$ ), conducción de calor en el suelo ( $\bullet$ ) y transporte de calor sensible hacia la atmósfera ( $\triangle$ ). La capa de estrato cúmulos dispós alrededor de las 16:30 horas.

b) Residuos expresados como  $R_N - S - H$ .

El régimen térmico, a nivel del cobertizo meteorológico, revela el efecto marino en Tongoy a través de una amplitud menor en el ciclo diario ( $9.0^{\circ}C$  en Tongoy y  $11.4^{\circ}C$  en Ovalle). En la superficie, al igual que a nivel del cobertizo, los ciclos térmicos presentan un desfase originado en la diferente persistencia de la nubosidad. Sin embargo, sobre el suelo los valores máximos promedios resultan similares.

Los ciclos diurnos del viento en ambos sitios no parecen influenciados por los respectivos regímenes de nubosidad. En Tongoy se desarrolla una marcada brisa diurna originada en el fuerte contraste térmico en el litoral. En Ovalle aparece también destacado el ciclo diurno pero el máximo en la intensidad del viento presenta un retardo con respecto al máximo en la costa a pesar que la disipación de la nubosidad se produce antes. En este sitio pareciera que la brisa diurna es el resultado de una mezcla de efectos

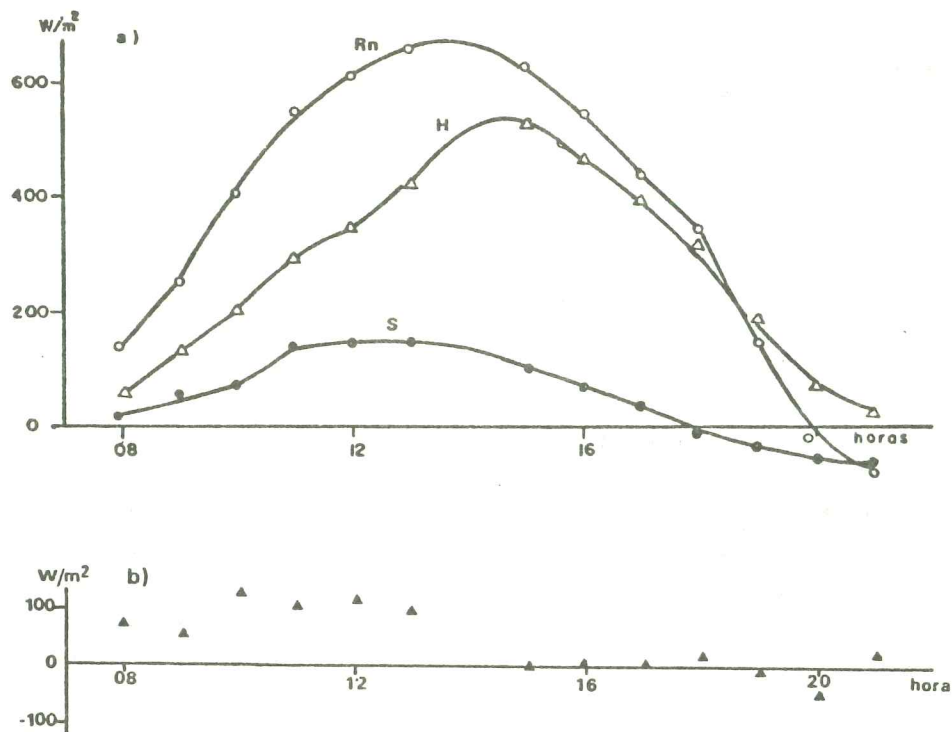


Fig. 17. Balance de energía en Ovalle el 1° de Diciembre de 1978.  
 a) Radiación neta (o), conducción de calor en el suelo (●) y transporte de calor sensible hacia la atmósfera (△). El día estuvo despejado.  
 b) Residuos expresados como  $R_N - S - H$ .

que incluye el costero y otro topográfico (brisa del valle). Con respecto a los valores de velocidad medias máximas, en la costa alcanzan unos 4 m/s entre las 13 y 18 horas. En Ovalle el viento es más intenso alcanzando velocidades medias superiores a 6 m/s entre las 16 y 19 horas. Las cifras señaladas corresponden a mediciones a 1 m de altura.

La humedad absoluta es del orden de 10 g/Kg en ambos sitios, siendo ligeramente superior en Ovalle especialmente durante la tarde. Este fenómeno, un poco contradictorio, puede explicarse por la evaporación desde las tierras regadas en el fondo del valle, donde por otra parte, las temperaturas son mayores que en la costa.

En relación a los balances de energía a nivel de superficie, las técnicas de cálculo utilizadas funcionaron en forma aceptable en Ovalle y

con menos éxito en Tongoy. Existen algunos indicios que sugieren que la rápida disipación de la nubosidad a mediodía introduce transientes, que la técnica de evaluación aerodinámica utilizada para los flujos turbulentos, no considera.

La evaluación de la evaporación en Tongoy dio resultados de escasa credibilidad por razones que se estiman basadas en deficiencias instrumentales. En Ovalle no se realizaron observaciones tendientes a estimar la evaporación superficial. Sin embargo, dada la época del año, y la evidente sequedad del suelo en ambos sitios, no resulta muy aventurado suponer una evaporación nula en ambos lugares.

La repartición de la radiación neta disponible a nivel del suelo, entre conducción de calor al interior de la superficie y transferencia de calor sensible hacia la atmósfera, no difiere significativamente entre ambos lugares. En el período desde las 08 hasta las 21 horas, la radiación neta acumulada en ambos sitios alcanza en promedio  $13.0$  y  $16.4 \times 10^6$  J/m<sup>2</sup> en Tongoy y Ovalle respectivamente. En Tongoy un 62% de la radiación neta es transferido al aire y un 12% al suelo; del 26% restante parte puede usarse en evaporar la deposición de humedad nocturna, pero existe una discrepancia no explicada. En Ovalle las fracciones homólogas son 74% y 15% con un residuo del 11% que merece un comentario análogo.

En cuanto a las propiedades térmicas del suelo, sólo fue posible estimarlas en Ovalle donde se calculó una difusividad térmica de  $0.5 \times 10^{-6}$  m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> y una conductividad de  $0.5$  Jm<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup>.

#### RECONOCIMIENTO.-

Las mediciones en terreno utilizadas en este trabajo fueron realizadas por un grupo de investigadores del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, integrado por los señores J. Rutllant, P. Ulriksen, A. Vielma y P. Aceituno.

Esta investigación fue financiada por el Servicio de Desarrollo Científico de la Universidad de Chile a través del Programa de Investigación de Zonas Áridas y Semiáridas (PRIZAS).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.-

DEPARTAMENTO DE GEOFISICA, UNIV. DE CHILE, 1980. Cartas Climáticas de Chile  
Inédito.

FUENZALIDA H., ACEITUNO P., OGAZ P., PUCCIO E., SALINAS H., ULRIKSEN P.,  
1977: "Mediciones Micrometeorológicas en La Serena, Julio-Agosto  
1975". Univ. de Chile, Depto. de Geofísica. Edit. por Pablo  
Ulriksen.

FUENZALIDA H., 1979: "Técnicas aerodinámicas para estimar transferencias  
turbulentas en la capa límite atmosférica". Tralka, Vol. 1, N° 1,  
Octubre 1979, pp. 35-60.

LUZIO W., BADILLA I. y VERA W., 1981: "Zonificación del sistema Fitoedáfico  
co en el secano costero de la IV Región de Chile". II Simposio  
Nacional de la Ciencia del Suelo. Tomo II, pp. 476-495.

SELLERS, W., 1965: "Physical Climatology". The University of Chicago Press