



Universidad de Chile  
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas  
Departamento de Geofísica

MODULO 3  
**Flujos Turbulentos**

René Garreaud S.  
Carolina Meruane N.

2005

# Índice

1.	Antecedentes teóricos . . . . .	1
1.1.	Componentes del balance de energía superficial . . . . .	1
1.2.	Flujos turbulentos . . . . .	3
1.3.	Flujo al submedio . . . . .	5
2.	Guía de trabajo . . . . .	6
2.1.	Objetivos . . . . .	6
2.2.	Materiales . . . . .	6
2.3.	Trabajo práctico . . . . .	7

## 1. Antecedentes teóricos

La radiación solar es una de las variables más importantes en meteorología, por ser la fuente de energía utilizada en la gran mayoría de los procesos en nuestro planeta. A través de los mecanismos de difusión y de radiación propia de la tierra y la atmósfera, la radiación solar se transmite en las capas bajas de la atmósfera y al submedio, generándose un balance de flujos de calor que intervienen en el poder evaporante de la atmósfera, en la energía disponible para el derretimiento de nieve y en el desarrollo de la vida en el planeta, siendo fundamental el estudio de este balance en las áreas de agronomía, hidrología y biología, entre otras.

### 1.1. Componentes del balance de energía superficial

El intercambio de calor entre un cuerpo y su medio, siempre que exista una diferencia de temperatura entre ambos, se presenta en tres formas:

Radiación → transmisión de calor sin contacto de los cuerpos por ondas electromagnéticas o fotones.

Conducción (sólidos y líquidos) → transmisión de calor por un cuerpo sin desplazamiento de sus moléculas.

Convección (líquidos y gases) → movimiento turbulento de un gran número de moléculas.

En el caso de una superficie y la atmósfera, el intercambio de calor puede asociarse también al flujo neto de agua y cambio de fase de ésta. Por ejemplo, la evaporación enfría la superficie por absorción de calor latente y también genera un flujo turbulento de un gran número de moléculas.

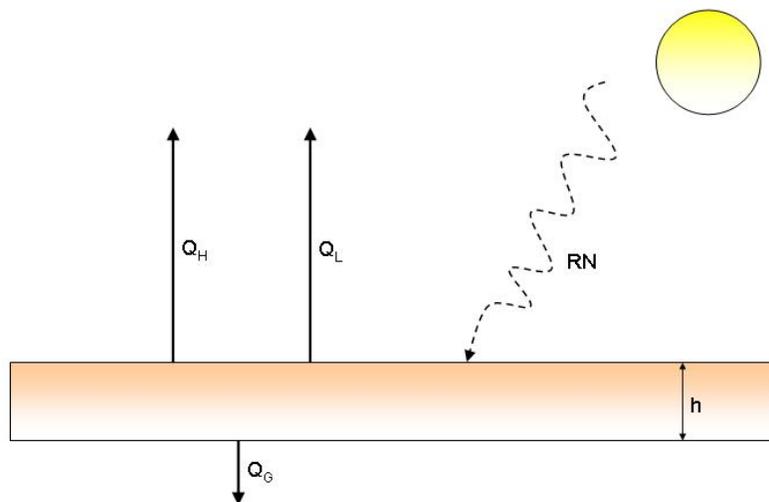


Figura 1: Balance de energía superficial.

## MODULO 3: Flujos Turbulentos

El esquema simplificado de las distintas componentes que intervienen en el balance de calor, para un volumen de suelo, se muestra en la Figura 1. De este modo, si se considera como flujos positivos a los que entregan calor al medio, se tiene:

$$RN - (Q_H + Q_L + Q_G) = S = \rho c_p h \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

donde:

- $RN$ : radiación neta sobre la superficie.
- $Q_H$ : flujo de calor sensible desde la superficie.
- $Q_L$ : flujo de calor latente desde la superficie.
- $Q_G$ : flujo de calor molecular dentro de la superficie.
- $S$ : almacenamiento o pérdida de calor.
- $h$ : espesor del suelo.
- $\rho$ : densidad.
- $c_p$ : calor específico del agua a presión constante.
- $T$ : temperatura del suelo.

Luego el des-balance entre flujos de calor de entrada ( $RN$ ) y flujos de salida ( $Q_H + Q_L + Q_G$ ) produce un cambio en la temperatura promedio del volumen de suelo.

En el balance anterior se ha supuesto que  $Q_H$ ,  $Q_L$  y  $Q_G$  extraen calor del suelo. Sin embargo, estos términos pueden ser mayores o menores que cero. Igualmente  $RN$  es típicamente la entrada de calor al suelo, pero podría ser la salida ( $RN < 0$ ).

La ecuación anterior puede aplicarse a una capa muy delgada,  $h \rightarrow 0$ , con lo cual obtenemos la ecuación de balance para una superficie:

$$RN = Q_H + Q_L + Q_G \quad (2)$$

En las siguientes secciones se estudiarán los términos asociados a flujos turbulentos,  $Q_H$ ,  $Q_L$  y  $Q_G$ .

## 1.2. Flujos turbulentos

### Flujo de calor sensible

El flujo turbulento de calor sensible se define como:

$$Q_H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (3)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire ( $1,2 \text{ kg/m}^3$ ),  $c_p$  es el calor específico del aire a presión constante ( $1004,67 \text{ J}^\circ\text{K}^{-1}\text{Kg}$ ),  $w'$  y  $T'$  son las fluctuaciones turbulentas instantáneas de velocidad vertical ( $w = \bar{w} + w'$ ) y temperatura ( $T = \bar{T} + T'$ ).

Para poder determinar  $Q_H$  se requieren mediciones de alta frecuencia ( $\geq 10\text{Hz}$ ) de T y w sincronizadas en el tiempo. En la actualidad se emplea un instrumento llamado anemómetro sónico, sin embargo es difícil de conseguir por su elevado precio.

En forma alternativa  $Q_H$  se puede estimar usando el método aerodinámico que requiere la temperatura en dos niveles distintos:

$$Q_H = \rho c_p \overline{u_{10}} c_H \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (4)$$

donde  $u_{10}$  es la velocidad a 10 metros de altura,  $c_H$  es un coeficiente que depende de la estabilidad, que para el caso neutro esta entre  $1,4 - 2,6 \cdot 10^{-3}$  (otros casos ver Tabla 7.3 de Stull, 1988) y  $\bar{T}$  es la temperatura media. La dificultad de este método está en determinar un  $c_H$  apropiado.

### Flujo de calor latente

El flujo turbulento de calor latente se define como:

$$Q_L = \rho L_v \overline{w'q'} \quad (5)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $L_v$  es el calor latente de vaporización,  $w'$  y  $q'$  son las fluctuaciones turbulentas instantáneas de velocidad vertical ( $w = \bar{w} + w'$ ) y razón de mezcla ( $q = \bar{q} + q'$ ).

En esta expresión el flujo turbulento de vapor desde la superficie ( $\overline{w'q'}$ ) es muy difícil de medir. Pero al igual que en el caso anterior el flujo de calor latente se puede determinar a partir de la razón de mezcla en dos niveles distintos con:

$$Q_L = \rho L_v \overline{u_{10}} c_L \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (6)$$

El problema de esta expresión es que  $\Delta q$  es muy pequeño, del orden del error de las mediciones.

Como vemos  $Q_H$  y  $Q_L$  son muy difíciles de medir y super relevantes. Afortunadamente existen algunas estimaciones que subsanan este problema:

1. Método de la razón de Bowen

La razón de Bowen,  $\beta$ , se define como la razón entre el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente sobre una superficie:

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_L} = \frac{c_p \overline{w'T'}}{L_v \overline{w'q'}} = \frac{\gamma \overline{w'T'}}{\overline{w'q'}} = \frac{c_H \partial T / \partial z}{c_E \partial q / \partial z} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta q} \quad (7)$$

donde  $\gamma = c_p / L_v$  es la constante psicrométrica.

$\beta$  es más pequeño para superficies húmedas, donde hay mayor energía para la evaporación, y más grande para superficies secas. Típicamente tiene valores de 5 para regiones semiáridas, 0,5 para prado y bosques, 0,2 sobre zonas de riego y 0,1 sobre el océano.

Juntando esta definición con la ecuación de balance para una superficie (Ecuación 2), se tiene:

$$Q_H = \frac{\beta(-RN + Q_G)}{(1 + \beta)} \quad (8)$$

$$Q_L = \frac{(-RN + Q_G)}{(1 + \beta)} \quad (9)$$

2. Método de Priestley-Taylor

Ocupando un procedimiento parecido al de Bowen, pero con las definiciones de los flujos utilizando los gradientes de temperatura y razón de mezcla se llega a:

$$Q_H = [(1 - \alpha_{PT})s_{cc} + \gamma] \frac{(-RN + Q_G)}{(s_{cc} + \gamma)} \quad (10)$$

$$Q_L = \alpha_{PT}s_{cc} \frac{(-RN + Q_G)}{(s_{cc} + \gamma)} \quad (11)$$

donde  $\alpha_{PT} \cong 1,25$ ,  $s_{cc}$  es el cambio de la humedad específica con la temperatura, dado por la ecuación de Clausius-Clapeyron. Esta ecuación puede ser incorrecta cuando hay advección, tal como ocurre con el enfriamiento de una superficie producto de la evaporación.

3. Método de Penman-Monteith

Un camino para subsanar el enfriamiento por advección es adicionando un término de corrección en la parametrización de Priestley-Taylor:

$$Q_H = \frac{[\gamma(-RN + Q_G) - F_W]}{(X_G s_{cc} + \gamma)} \quad (12)$$

$$Q_L = \frac{[X_G s_{cc}(-RN + Q_G) + F_W]}{(X_G s_{cc} + \gamma)} \quad (13)$$

donde  $X_G$  es la humedad relativa en la superficie de la tierra o sobre las plantas.  $F_W$  es el flujo de humedad específica, y está dado aproximadamente por una ley de transferencia de la forma:

$$F_W = C_E \overline{M} (X_G - X_s) \overline{q_{sat}} \quad (14)$$

donde  $X_G$  es la humedad relativa cerca de la superficie de la tierra,  $C_E \overline{M}$  es una conductancia de humedad, y físicamente se esperaría que una superficie con menor resistencia al transporte de humedad podría tener mayor evaporación, con su consiguiente reducción de flujo de calor sensible. Por ejemplo, la resistencia del aire,  $r_a$ , para transferir vapor de agua desde las estomas de las plantas hacia el aire es justo el inverso de la conductancia definida antes:

$$r_a = \frac{1}{C_E \overline{M}} \quad (15)$$

La resistencia de las plantas  $r_p$ , por su parte, esta gobernado por el movimiento del agua desde la tierra hacia sus raíces. Combinando ambas resistencias se tiene:

$$F_W = \frac{(\overline{q_{sat}} - \overline{q_{air}})}{(r_a + r_p)} \quad (16)$$

donde,

$$\overline{q_{air}} = \frac{X_s}{X_G} \overline{q_{sat}} \quad (17)$$

$$X_G = \frac{r_a}{(r_a + r_p)} \quad (18)$$

### 1.3. Flujo al submedio

Este flujo es más pequeño que los anteriores pero no insignificante. Si no es medido se puede estimar a partir de las siguientes parametrizaciones:

$$Q_G = X(RN) \quad (19)$$

donde,  $RN$  es la radiación neta,  $X=0,1$  durante el día y  $X=0,5$  en la noche.

Alternativamente se puede asumir el flujo al submedio como un porcentaje del flujo de calor sensible hacia el aire:

$$Q_G = 0,3Q_L \quad (20)$$

En ambos esquemas el el signo de  $Q_G$  se asume igual al de  $RN$  o  $Q_L$ .

## 2. Guía de trabajo

### 2.1. Objetivos

El objetivo de esta experiencia es medir los flujos turbulentos, conocer sus magnitudes y comparar las mediciones con las estimaciones. Para ésto se trabajará con datos de temperatura y viento, medidos en la estación EFT.

### 2.2. Materiales

En esta experiencia se utilizará la estación meteorológica automática de flujos turbulentos (EFT, Figura 2), dedicada a la medición de flujos turbulentos mediante el método de la covarianza. El instrumento central de esta estación es un anemómetro ultrasónico (basado en el efecto Doppler) capaz de medir las tres componentes del viento ( $u, v, w$ ) y la temperatura del aire con alta resolución temporal (hasta 32 Hz) y resolución (0.01 m/s, 0.01°C). Estas mediciones permiten calcular los flujos turbulentos de calor sensible y momentum mediante el método de la covarianza.

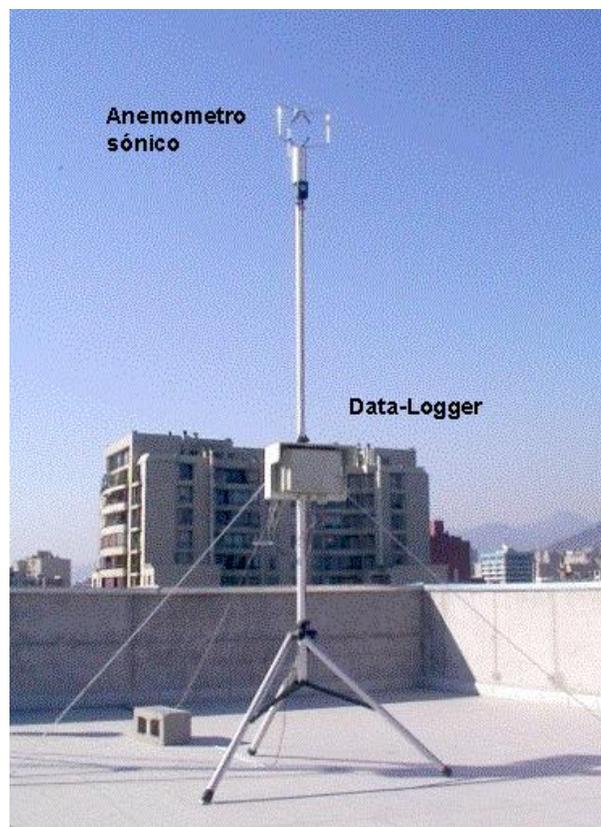


Figura 2: Estación flujos turbulentos (EFT).

### 2.3. Trabajo práctico

Durante la experiencia se medirá las tres componentes del viento (u,v,w) y la temperatura del aire con una resolución de 20 Hz. Además, se registrará la radiación neta desde la estación EFR. Las actividades que Ud. realizará para este módulo son:

1. Grafique las series de tiempo de temperatura y viento. Calcule los valores promedio de las variables anteriores y la magnitud de las fluctuaciones en torno a la media ( $T = \bar{T} + T'$  y  $u = \bar{u} + u'$ ).
2. Estime el flujo de calor sensible,  $Q_H$ , a través del método de la covarianza (Ecuación 5).
3. Utilizando el método de la razón de Bowen (Ecuaciones 8 y 9), estime los flujos de calor sensible y latente ( $Q_H$  y  $Q_L$ ), y compárelos con los valores observados en el punto anterior.
4. A su parecer, ¿qué tan significativo es el error entre los flujos observados y los estimados?, ¿considera que el sitio elegido para estimar estos flujos es el apropiado?.

# Bibliografía

Oke, T. 1987. *“Boundary Layer Climates”*. Routledge.

Stull, R. 1988. *“An Introduction to Boundary Layer Meteorology”*. Kluwer Academic Publishers.