

FLUJOS TÉRMICOS SUPERFICIALES EN LA CIUDAD DE RIOBAMBA

Arquímides Xavier Haro Velasteguí

Escuela Superior Politécnica de Chimborazo
Panamericana Sur Km 1 ½ , 095625309, aharo@esPOCH.edu.ec
Revisión por Celso Recalde

imagen ilustrativa

RESUMEN

Este estudio pretende determinar el comportamiento de los flujos superficiales de calor, bajo las condiciones meteorológicas y físicas de la ciudad de Riobamba, para lo cual se tomó los datos meteorológicos de las estaciones de la ESPOCH del grupo de

energías alternativas durante los años 2007-2008. Se procesó la información aplicando el modelo dinámico formulado por Van Ulden y Hostlag, que permite la determinación de los flujos térmicos de calor sensible, calor latente y calor superficial generados en la interacción aire suelo. Las medidas permiten saber el comportamiento medio de los datos de los flujos térmicos

que varían entre 38,22, 22,15 y 155,20 W/m^2 para el calor latente, superficial y sensible respectivamente, mientras que durante las horas del día se observan variaciones significativas de estos flujos, que llegan a valores máximos durante el día de 139, 127 y 763 W/m^2 y -3,9, -27,5 y 263,3 W/m^2 como mínimos, particularmente durante las horas de la noche, en el mismo orden de flujos.

Palabras clave: Flujos térmicos, radiación, calor latente, calor superficial, calor sensible.

SUMMARY

This study evaluated the behavior of surface heat fluxes, in the meteorological and physical conditions of the Riobamba city, this meteorological data were monitored at the ESPOCH stations of the alternative energy

group during 2007 - 2008, and applied information processing dynamic model formulated by Van Ulden and Hostlag, which allows the determination of heat flow of sensible heat, latent heat and surface heat generated in the interaction soil-air. The measures allow us to know the average behavior of the heat flow data with variation between,

38.22, 22.15 and 155.20 W/m^2 for the latent, sensible and surface heat respectively, while during the day hours significant variations in these flows that reach maximum values during the day with 139, 127 and 763 W/m^2 and -3.9, -27.5 and 263.3 W/m^2 as a minimum, this particularly during evening hours In the same order flow.

Keywords: Heat fluxes, radiation, latent heat, surface heat, sensible heat.

Introducción

La región de la atmósfera donde se detecta un efecto directo de la superficie terrestre (sólida o líquida) se la conoce con el nombre de *capa límite atmosférica*. Es la región en la que tiene lugar un intercambio de cantidad de movimiento, calor o masa entre dicha superficie y el fluido; es donde se producen los procesos dinámicos más importantes dentro de la atmósfera debido a la interacción aire-suelo o aire-mar. Podría así decirse que se forma como consecuencia de las interacciones entre la atmósfera y el suelo, produce los flujos de energía en sus diferentes formas y que son fundamentales en los procesos dinámicos y afectan todas las actividades que en dicho lugar se producen.

En general, se considera que el flujo en este nivel es completamente turbulento, de manera que en cualquier punto de ella se observan típicamente variaciones bruscas en el valor de la velocidad, la presión, la temperatura o la humedad del aire. El efecto de la fricción superficial, el calentamiento del suelo y la evaporación se transmite a toda la capa límite atmosférica de forma rápida y eficiente como consecuencia del mecanismo de mezcla turbulenta.

Sin la turbulencia estos intercambios se producirían a consecuencia de procesos moleculares en magnitudes minúsculas (de 10^{-3} a 10^{-6} veces menores que las actuales).

La capa límite atmosférica abarca sólo una pequeña fracción de la atmósfera, ya que su espesor varía típicamente entre alrededor de 30 y 3.000 m, dependiendo de un gran número de factores (calentamiento del suelo, fuerza del viento, rugosidad del terreno, etc.). No obstante, los procesos a pequeña escala que tienen lugar dentro de esta capa son muy importantes. Así, por ejemplo, cabe señalar que casi toda la energía involucrada en los fenómenos meteorológicos a gran escala y en la circulación general de la atmósfera surge o se transmite a través de la CLA. La atmósfera recibe del suelo la mayor parte de calor.

Flujos superficiales en la capa límite atmosférica

Usando métodos propuestos básicamente por Van Ulden y Hostlag se ha desarrollado un estudio de flujos superficiales en la capa límite atmosférica de la ciudad de Riobamba. Para lo cual se considera que cuando una masa de

aire circula sobre una superficie y pasa a otra con características diferentes, sus propiedades físicas cambian. Los parámetros básicos que describen las condiciones del aire, tales como la temperatura y la humedad, comienzan su transformación en la superficie de contacto, mediante una serie de procesos se propagan a capas de mayor altura; entonces, a esa porción de la atmósfera donde se observa el efecto directo de la superficie terrestre se la define como capa límite. En ella se transfiere energía desde la superficie a la atmósfera y viceversa, mediante flujos turbulentos de calor sensible (Q_s), latente (Q_l) y de cantidad de movimiento. Para entender estos procesos en mayor detalle se describe algunos de los aspectos que influyen en este proceso. [Van Ulden, Hostlag, 1985]

Dinámica atmosférica

La concentración del aire en la atmósfera es el resultado de un delicado equilibrio entre ganancias y pérdidas de energía, básicamente estas concentraciones varían con la altura. La capa límite atmosférica que es más baja de la atmósfera, presentan efectos dinámicos superficiales importantes por la presencia del suelo.

Estas propiedades dinámicas de la atmósfera, que resultan importantes para el desarrollo de la vida misma y todos los procesos naturales se ha considerado interesante estudiar cómo actúan bajo las condiciones particulares de la sierra de nuestro país, donde se encuentra la ciudad de Riobamba.

La dinámica atmosférica podemos describir a través de siete variables: p , presión; ρ , densidad; T , Temperatura; q , humedad específica (% de humedad por masa), y el vector velocidad u con las componentes $u_i, i = 1, 2, 3$.

Asumiendo la aproximación de Boussinesqui se tiene siete ecuaciones básicas escalares con siete incógnitas para movimientos de gran escala. (como son usadas en Meteorología $u_1 = u, u_2 = v, u_3 = w$). Partiendo de la ecuación general de Naiver-Stokes se tiene:

$$\frac{d\bar{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \bar{\nabla} p - g\bar{k} - 2\bar{\Omega} \times \bar{v} + \frac{1}{\rho} \bar{\nabla} \cdot \mu \bar{\nabla} \bar{v} + \dots \tag{1}$$

$$\frac{d\bar{u}}{dt} = f\bar{v} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}'w'}{\partial z} \tag{2}$$

$$\frac{d\bar{v}}{dt} = -f\bar{u} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - \frac{\partial v'w'}{\partial z} \tag{3}$$

$$\frac{d\bar{w}}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} \tag{4}$$

$$\frac{d\bar{T}}{dt} = -\bar{w}\gamma_d - \frac{\partial \bar{w}T'}{\partial z} + S_R + S_L \tag{5}$$

$$\frac{d\bar{q}}{dt} = \frac{\partial \bar{w}q'}{\partial z} + S_q \tag{6}$$

$$\bar{p} = \bar{\rho} R \bar{T} (1 + 0.61 \bar{q}) \tag{7}$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0$$

En estas ecuaciones, $f = 2\Omega \sin\phi$ es el parámetro de Coriolis, (Ω velocidad angular de la tierra; ϕ latitud); γ_d es la razón adiabática seca, cercano a 9.8 C/km; R es la constante de los gases para el aire seco; S_R describe los efectos de radiación electromagnética sobre la temperatura, S_L describe los cambios de temperatura por efectos de calor latente, y S_q representa los efectos de evaporación y condensación en el cambio de humedad. Las aproximaciones son validas cuando u', v', w' son del mismo orden de magnitud, a condición de que los gradientes verticales sean más grandes que los gradientes horizontales. La fuerza de Coriolis puede ser despreciada para problemas de pequeña escala y la aceleración vertical en problemas de gran escala [Businger, Wingard, Izumi, Bradley, 1971].

Turbulencia energética simplificada

Considerando la ecuación de energía cinética para la turbulencia podemos predecir fluctuaciones estáticas desde variables accesibles, una ecuación de energía turbulenta para superficies cerradas ves:

$$\frac{\partial(q^2/2)}{\partial t} = \frac{g}{\bar{\theta}} (\overline{w'\theta'}) + \frac{\partial U}{\partial z} (\overline{w'u'}) - \epsilon - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\overline{w'q'}}{2} + \frac{\overline{w'p'}}{l} \right)$$

En la ecuación el término de la izquierda representa el flujo de energía total, mientras que el primer término de la derecha representa la fluctuación térmica de energía, el segundo la fluctuación mecánica de energía, el tercero la disipación de energía por efecto de fricción y el cuarto, el término de flujo de energía que conjunta el término de transporte turbulento y el de presión.

A partir de la ecuación anterior se puede determinar un parámetro muy importante llamado longitud de Obukhov (L), el cual es una altura determinada en la que se equilibra la producción térmica con la mecánica

$$\frac{(g/\vartheta)(\overline{w'\vartheta})}{(\partial U/\partial Z)(\overline{w'u'})} = 1$$

de acuerdo a la teoría atmosférica se cumple $\overline{w'u'} = \mu^2 \cdot y(\partial U/\partial Z) = \mu_* / KZ$ donde μ_* es la velocidad de fricción, $Q_s = C_p r \overline{w'\vartheta}$ flujo de calor superficial y k la constante de Van Karmans. Reemplazando en la ecuación anterior y considerando $Z=L$, hallamos la longitud de Obukhov, que generalmente se le escribe por convención como:

$$L = - \frac{\mu_*^3 C_p \rho T}{kg Q_s}$$

donde, el parámetro de la derecha se les considera de superficie y pueden ser determinados indirectamente a través de medidas meteorológicas (velocidad del viento, temperatura, nubosidad, etc.), ecuación que generalmente se usa como un indicador del estado dinámico de la atmósfera [Finzi, Brusasca, 1991].

En términos generales se puede decir que dicho estado dinámico se manifiesta al desplazar una parcela de aire hacia arriba, si la misma no sufre alteración alguna con la altura, es decir no actúan fuerzas externas de las parcelas circundantes, entonces podemos considerar a la atmósfera como neutra o adiabática; al contrario, si al ser desplazada actúan fuerzas tales que la pequeña porción de aire es desplazada hacia arriba, se dice que es inestable, pero si las fuerzas externas tienden hacer que la parcela regrese a la posición de equilibrio u origen entonces la atmósfera se halla en condiciones estables.

Por otro lado, el estado dinámico de la atmósfera, se le puede asociar a los flujos superficiales de calor, especialmente al flujo de calor sensible, así, si no existe o el flujo de calor es muy pequeño entre la superficie y la atmósfera, la atmósfera tenderá a un estado adiabático, en consecuencia será neutra, en cambio si hay un flujo de calor desde la superficie de hacia la atmósfera, el aire se calentará haciéndose menos denso y tenderá a acelerarse hacia arriba. Caso contrario sucede cuando la atmósfera cede calor a la superficie de la tierra, donde el aire superficial tendrá que ser más frío que el superior y la parcela desplazada hacia arriba será más fría y más densa que sus circundantes, lo que produce que la misma tienda a acelerarse hacia abajo.

Flujos en la capa superficial

En este método se considera el balance total de energía correspondiente a un elemento de volumen con base a la superficie, que contiene cobertura vegetal y la atmósfera circundante. Una parte de la energía que recibe se empleará en producir evapotranspiración y es la que interesa evaluar, traduciendo el resultado a unidades de agua evaporada.

La ecuación del balance de energía, de forma simplificada sería:

$$R_N = Q_H + Q_E + Q_G$$

- R_N el flujo de radiación neta
- Q_G el flujo de calor almacenado en el suelo
- Q_H el flujo de calor sensible. El calor sensible, representa tanto el calor que es emitido desde las superficies al aire por conducción o por convección (H), como el calor que pasa por conducción al suelo (G).
- Q_E el flujo de calor latente

En la fórmula no se tiene en cuenta la energía invertida en la fotosíntesis, ya que es despreciable frente a otros flujos energéticos. Asimismo, se desprecian la divergencia horizontal de calor latente y de calor sensible en dicho volumen. También se supone nulo, el flujo de calor advectivo procedente de las zonas circundantes, para cuya hipótesis es preciso crear una zona de amortiguamiento de este efecto (conocido como efecto "oasis") alrededor de la parcela experimental, especialmente si se trabaja en zonas áridas y la parcela se mantiene húmeda artificialmente (por irrigación).

Los términos R_N y Q_s se pueden medir con bastante aproximación directamente con el radiómetro de radiación neta, sistema de termopares de láminas ennegrecidas que reciben en una y otra cara la radiación global incidente (R_g) y la radiación global reflejada (R_p) y miden la diferencia (R_N).

Q_s se mide de forma análoga a R_N , con pequeños termopares enterrados en el suelo. En ocasiones también se desprecia el flujo de calor almacenado en el suelo (C_s) lo que puede dar lugar a que se incurran en errores importantes. Por ejemplo, a primeras horas de la mañana Q_s puede ser negativo y del orden del 25% de R_N por lo que despreciar este término producirá tanto más error, cuanto más corto sea el intervalo de

medida, y más próximo a las horas matutinas. Otras veces C_s se estima empíricamente como función fija de R_N .

El flujo de calor sensible (Q_H) y el flujo de calor latente (Q_E) no pueden medirse por separado. El flujo de calor sensible es el calor que calienta el aire en el volumen elemental considerado y el flujo de calor latente, es la energía que se emplea exclusivamente para producir evaporación. El cociente entre ambos flujos (Q_H/Q_E) se conoce con el nombre de relación de Bowen.

Partiendo de un balance de energía superficial:

$$R_N = Q_H + Q_E + Q_G$$

Con

$$Q_G = a Q^*$$

Donde $a = 0.1$ para áreas rurales y $a = 0.3$ para áreas urbanas (Doll D, Ching J. K. S. y Kaneshire J).

$$Q_H = \left[\frac{(1-a) + S}{1+S} \right] R_N (1-a) - \alpha \beta$$

Donde b es una constante, que asumimos igual a 20 W m^{-2} . el parámetro S es definido por:

$$S = \exp [0.055 (T - 279)]$$

La radiación neta es observada, aunque también puede ser parametrizada, basada en el albedo A (se puede hallar en tablas), ángulo de elevación solar θ , fracción de nubosidad N , flujo de radiación en onda corta Q_{SW} y la temperatura en la superficie de la tierra T :

$$R_N = \frac{((1-A)Q_{SW} + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N)}{1+c_3}$$

Donde:

$s = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ es la constante de Stefan-Boltzmann

$c_1 = 5.31 \times 10^{-13} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-6}$ y $c_2 = 60 \text{ W m}^{-2}$

El parámetro c_3 es dado por la fórmula:

$$c_3 = \frac{0.38((1-\alpha)S + 1)}{S + 1}$$

Si Q_s no es observado, este puede ser parametrizado como función de f y N (Holtslag y Van Ulden).

$$Q_s = (a_1 \text{sen} \phi + a_2)(1 - b_1 N^{b_2})(1 - A)$$

$$a_1 = 990 \text{ W m}^{-2}$$

$$a_2 = -30 \text{ W m}^{-2}$$

$$b_1 = 0.75$$

$$b_2 = 3.4$$

[Van Ulden, Hostlag, 1985]

Resultados

En primera instancia se presenta una tabla en la cual se observa los valores medios de los datos meteorológicos usados para desarrollar el trabajo.

PARÁMETRO	PROMEDIO
Velocidad	2,25
Lluvia	0,0005
Temperatura	13,20
Radiación solar	216,16
Presión	768,38
Humedad	75,57

Tabla N° 1. Parámetros meteorológicos medios anuales en la ciudad de Riobamba

En la Tabla N° 1 se observan los parámetros meteorológicos medios de las variables meteorológicas principales en la ciudad de Riobamba durante los dos años de análisis.

Con los datos obtenidos por cada hora durante los dos años de análisis se procedió a procesarlos mediante el modelo de Van Ulden Hostlang, desarrollado en software con codificación fortran en el estudio de difusión de contaminantes atmosférica en el Parque Industrial Riobamba, el cual permite calcularlos para luego ser procesados y analizados por días, horas y meses, los mismos que se presentan en la Figura No. 1:

La variación de los flujos de calor como de la radiación se observan bastante regulares en los diferentes días (Figura 1), particularmente ésta es mayor en el flujo de calor latente y superficial.

En media se nota una gran diferencia entre el calor sensible y el latente y superficial, siendo el primero mucho mayor, como muestra la Tabla 2; de igual

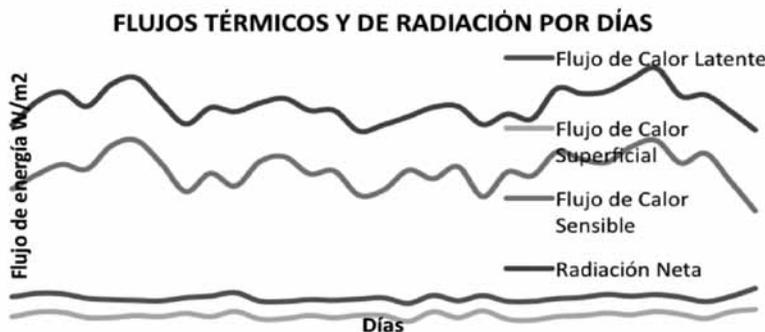


Figura N° 1. Flujos de energía superficial en la ciudad de Riobamba, calculado por días

Tabla N° 2. Flujos superficiales de calor y radiación neta media, máxima y mínima por días en la ciudad de Riobamba

	Flujo de Calor Latente	Flujo de Calor Superficial	Flujo de Calor Sensible	Radiación Neta
Media	38,216129	22,2122581	155,195806	215,624839
Máximo	46,88	27,82	182,52	249,48
Mínimo	33,12	16,77	117,86	191,54

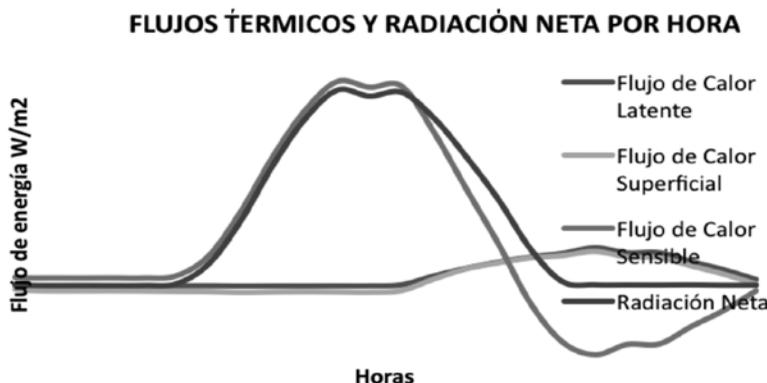


Figura N° 2. Flujos de energía superficial en la ciudad de Riobamba calculado por horas.

Tabla N° 3. Flujos superficiales de calor y radiación neta media, máxima y mínima por horas en la ciudad de Riobamba

	Flujo de Calor Latente	Flujo de Calor Superficial	Flujo de Calor Sensible	Radiación Neta
Media	38,09625	22,1266667	155,735417	215,955833
Máximo	139,24	126,86	763,04	734,05
Mínimo	-3,92	-27,48	-263,27	0

manera sucede entre máximos y mínimos, sin embargo se puede notar que entre ellos mismos no hay fluctuaciones significativas.

La variación de los flujos térmicos por horas es más significativo durante las diferentes horas del día, siendo entre las 10h00 y 15h00 las de mayor intensidad en el caso del calor sensible y radiación neta, mientras que el flujo de calor la-

tente y superficial aumentan en horas de la noche (Figura 2).

En el caso de los parámetros medios de los flujos y la radiación, a diferencia de lo que sucede entre días, la variación para las horas entre máximos y mínimos es significativa como se observa en la Tabla 3, particularmente para el flujo de calor sensible.

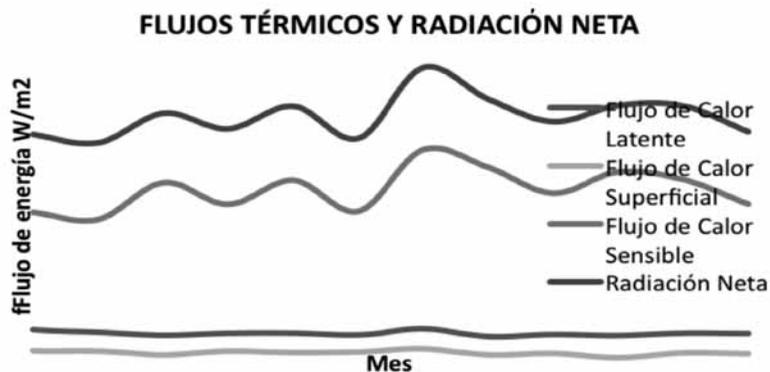


Figura N° 3. Flujos de energía superficial en la ciudad de Riobamba mensuales

Tabla N° 4. Flujos superficiales de calor y radiación neta media, máxima y mínima por meses en la ciudad de Riobamba

	Flujo de Calor Latente	Flujo de Calor Superficial	Flujo de Calor Sensible	Radiación Neta
Media	38,0849482	22,1246709	155,515551	215,72517
Máximo	41,9427116	25,4694835	188,195869	255,608065
Mínimo	35,5172609	18,3387887	131,244212	194,106887

Las fluctuaciones de calor y radiación durante los meses de julio y agosto presentan cierto incremento en el flujo de calor sensible y radiación neta (Figura 2), sin embargo no es tan significativa en comparación a lo que sucede entre horas (Figura 2).

La variación mensual entre máximos y mínimos para los flujos térmicos y los de radiación no presenta variaciones considerables, determinándose así, meses regulares, así como entre días, lo que no sucedió con las horas para la zona de la ciudad de Riobamba.

Conclusiones

- Los flujos térmicos de energía dependen de la intensidad de radiación neta que llega a la superficie de la tierra, distribuyéndose como flujos de calor latente, superficial y sensible.
- El flujo de calor sensible es alto entre horas del día, superando los 734 W/m², entre las horas del medio día.
- El flujo de calor superficial es menor al flujo de calor sensible, alcanzando hasta los 126,86 W/m² y el calor latente de igual manera alcanza hasta 139,24 W/m².
- El flujo de calor sensible es mucho mayor que el flujo de calor superficial y sensible en media alcanza los 215,7 W/m², mientras que al contrario el flujo de calor latente y superficial alcanza 38,1 y 22,1 W/m² respectivamente.
- Del comportamiento de los flujos térmicos y radiación neta se desprende variaciones diarias de energía significativas entre horas en la ciudad de Riobamba, lo que no sucede en el mismo nivel entre meses.
- El comportamiento entre días y meses se presenta bastante regular sin fluctuaciones significativas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Businger, Wingard, Izumi, Bradley, 1971; Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer Journal of the Atmospheric Sciences 28, Pg. 181-189.
- Diffusion Applications; Journal of climate and Applied Metereology, 24, pg 1196 - 1207.
- Finzi, Brusasca, 1991; La qualità dell'aria; modelli previsionali e gestionali, - Masson, Milano.
- Geral Kiely, 1999; Ingeniería Ambiental, Tomo II y III, McGRAW-HILL, España.
- Haro A., 2001, Estudio de difusión de contaminantes en el Parque Industrial Riobamba, Informe proyecto.
- Pasquill, Smith, 1983: Atmospheric Diffusion. - Ellis Horwood Limited, Chichester U.K.
- Van Ulden, Hostlag, 1985: Estimation of Atmospheric Boundary Layer Parameters for
- Vittori G.; 1982; Chaos Deterministico Nelle Oscillazioni di Mare a Venezia.