

**ANÁLISIS DE MICROMETEOROLOGÍA PARA DISPERSIÓN DE CONTAMINANTES EN ALREDEDORES  
DE BUCARAMANGA DURANTE EL 14 Y 27 DE MARZO DE 2020**

*José Franklyn Ruiz Murcia*

*Coordinador Grupo de Modelamiento de Tiempo y Clima*

**IDEAM**

# ANÁLISIS DE MICROMETEOROLOGÍA PARA DISPERSIÓN DE CONTAMINANTES EN ALREDEDORES DE BUCARAMANGA DURANTE EL 14 Y 27 DE MARZO DE 2020

Para referenciar, cítese como: Ruiz, J.F., abr,2020: Análisis de micrometeorología para dispersión de contaminantes en alrededores de Bucaramanga durante el 14 y 27 de marzo de 2020. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM. Subdirección de Meteorología. NOTA TÉCNICA DEL IDEAM. IDEAM–METEO/002-2020. Bogotá – Colombia

## RESUMEN

El presente análisis pretende identificar en primera aproximación, las condiciones de estabilidad atmosférica que se han presentado en cercanías de Bucaramanga durante el período comprendido entre el 14 y 27 de marzo de 2020, para responder en parte el por qué han permanecido de forma persistente contaminantes suspendidos en los niveles bajos de su atmósfera. Para ello, se descargaron datos de vientos a 850 hPa ( $\approx 1.550\text{mgp}$ ) y 100 metros de altura que el modelo global GFS FV3 usa como condiciones de entrada para su modelo de pronóstico de tiempo; con el fin de revisar patrones de circulación general, y a su vez calcular la convergencia y divergencia en niveles cercanos a la superficie terrestre. Adicionalmente, se utilizaron datos horarios de estaciones automáticas que no tuviesen datos faltantes de viento, temperatura y nubosidad para obtener la altura de capa de mezcla, una vez calculado el balance energético superficial y los parámetros turbulentos que precisan la estabilidad atmosférica que requiere la micrometeorología y la dispersión de contaminantes. Se encontró que, en la escala sinóptica, la divergencia en niveles bajos prevaleció durante el período analizado, lo que favoreció movimientos descendentes del aire y estabilidad hidrostática en la atmósfera; la altura de mezcla osciló entre 1.571 y 1.866 metros para las estaciones consideradas y; finalmente, el comportamiento local de la dirección del viento sugiere que existe una recirculación del aire que no permite el transporte de la polución hacia otros lugares de la zona analizada.

## INTRODUCCIÓN

La capa límite planetaria es la parte más baja de la atmósfera cerca del suelo y es la que se encarga de transformar la energía solar en movimiento del aire. El sol emite radiación electromagnética principalmente en el intervalo de onda entre 0.1 y  $1\mu\text{m}$  (visible) como un cuerpo negro a una temperatura de 6000k aproximadamente (emisión de onda corta). La composición de aire atmosférico es tal, que no permite una buena absorción de energía de estas frecuencias, de modo que en gran medida es transparente a la radiación solar directa y solo un pequeño número de gases de la atmósfera puede absorber energía directamente de la radiación solar, en proporción a sus concentraciones en el aire:

- Una porción de la radiación solar es reflejada por las nubes.

- Una porción de la radiación solar es reflejada por partículas suspendidas en el aire
- Otra porción de la radiación solar es reflejada directamente por el suelo (albedo)

En la práctica, solo el 50% aproximadamente de la energía solar llega directamente al suelo:

$$R_g \left( \frac{W}{m^2} \right) \\ \rightarrow \text{Energía solar de onda corta que llega al suelo}$$

$$-\alpha R_g \left( \frac{W}{m^2} \right) \\ \rightarrow \text{Energía solar reflejada por el suelo (albedo)}$$

$$(1 - \alpha) R_g \\ \rightarrow \text{Energía que el sol transfiere a la superficie terrestre}$$

La temperatura terrestre tiene una temperatura promedio próxima a 300K y como todos los cuerpos calientes, emite energía electromagnética, esta vez en el intervalo espectral de 3 a 80 $\mu$ m, conocida como emisión de onda larga.

Esta emisión se realiza de acuerdo con la ley de Stephan-Boltzmann. La superficie terrestre pierde, por lo tanto, la energía de onda larga ( $-I \uparrow$ ). También las nubes y el aire mismo son cuerpos calientes. Los cuales emiten energía electromagnética (de onda larga) en todas las direcciones. Una porción de estas emisiones llega al suelo ( $I \downarrow$ )

La cantidad de energía disponible al suelo es igual a:

$$R_N = (1 - \alpha)R_g + I \downarrow - I \uparrow \quad (1)$$

Donde  $R_N$  recibe el nombre de la *radiación neta*.

Una porción de esta energía disponible es transmitida al suelo, acumulándose en la tierra ( $G$ ) y dando lugar al ciclo diario de la temperatura del suelo, que es más evidente en los estratos de la tierra más cercana a la superficie.

Otra porción es absorbida por la vegetación y sirve para la fotosíntesis (esta porción no se considera en este tipo de análisis, porque es prácticamente despreciable).

Otra cantidad de la energía sirve para la evaporación de la humedad presente en el suelo y en la parte baja de la atmósfera (Flujo de calor latente  $H_E$ )

El resto de la energía que recibe la superficie terrestre, la emite nuevamente el suelo a la atmósfera, propagándose por conducción en los primeros milímetros del aire adyacente al suelo y provocando en seguida corrientes de convección que dan lugar a movimientos turbulentos que, a su vez, constituyen un

nuevo mecanismo de propagación del calor (flujo turbulento de calor sensible  $H_0$ ). Físicamente estos mecanismos dan lugar a variaciones de densidad, temperatura y momentum conocido como *turbulencia convectiva*.

Por lo tanto, el balance energético superficial es:

$$R_N - G = H_0 - H_E \quad (2)$$

Esta transferencia de energía determina en el aire, más en la parte cercana al suelo y menos en la parte más alejada, variaciones desordenadas de las variables meteorológicas, que representan una demostración visible de la turbulencia convectiva (de origen térmico). Algunas consideraciones importantes se expresan a continuación:

- La radiación neta es positiva en horas diurnas y permanece positiva hasta que la radiación solar global (que nunca es negativa) tiene un valor superior a  $\approx 20\text{W/m}^2$ .
- La radiación neta en las horas nocturnas siempre es negativa y permanece siempre negativa cuando la radiación global es menor que este límite inferior.
- La componente  $G$  (flujo en el suelo) es una fracción de la radiación neta, generalmente bien definida.
- La repartición entre  $H_0$  y  $H_E$  depende del tipo del suelo y de la humedad presente en el mismo.

El aire que pasa sobre un punto dado de la superficie terrestre recibe por lo tanto esta energía y altera sus características físicas. El aire recibe energía del suelo ( $H_0$  y  $H_E$ ) son las fuentes de energía turbulenta convectiva. El aire, sin embargo, debido a la rugosidad superficial (árboles, construcciones, ciudades) también pierde energía por fricción.

Esto determina una generación de turbulencia mecánica en el flujo del aire.

Durante las horas diurnas, cuando  $R_N > 0$ , la energía perdida por fricción es casi siempre menor a la ganada (situaciones convectivas). En la noche, por el contrario, el suelo no puede proporcionar más energía al aire y este solo pierde energía (situaciones estables). Así, pues, es claro que durante la noche el aire se encuentra en condiciones físicas diferentes a la de día. Esto significa que la turbulencia de la CLP tiene características diferentes en el día y en la noche, por ello, la dispersión de los contaminantes ocurrirá de manera diferente en el día y en la noche. Con esta información tenemos una mejor idea de lo que es la CLP pero aún no es suficiente, porque en este estudio se pretende, como objetivos, definir la extensión vertical de esta capa en áreas circundantes a la ciudad de Bucaramanga para obtener características físicas relevantes en el estudio de la dispersión de contaminantes. Algunas de las características físicas de la CLP que son importante para dichos fines son:

- La velocidad del viento, que en altura solo esta definida por el gradiente horizontal de la presión a meso-escala.
- La absorción de energía electromagnética ( $R_N - G$ ) cerca del suelo.
- La fricción entre el suelo y el aire en movimiento, la cual produce una reducción gradual de la velocidad del viento, hasta su anulación a nivel del suelo.

Para conocer las características físicas de este sistema, tenemos el análisis de perfiles verticales de las variables meteorológicas (en particular la temperatura y la velocidad del viento) y el análisis de la evolución temporal de las variables meteorológicas cerca del suelo y en altura. Experimentalmente se ha encontrado una diferencia muy notable entre

los perfiles diurnos (cuando la radiación neta es superior a  $20W/m^2$ ) y los perfiles nocturnos (cuando la radiación neta es negativa).

En el perfil diurno la temperatura potencial tiene algunas características típicas:

- En la capa más cercana al suelo se observa una disminución notable de  $\theta$  con la altura. En esta capa esta concentrada la transferencia de energía y la generación de la turbulencia mecánica. El nombre de esta parte de la atmósfera es la Capa Superficial. A este mecanismo térmico se sobrepone la generación de vórtices por la interacción del aire con la rugosidad del suelo.
- Arriba de la Capa Superficial,  $\theta$  es más o menos constante. La extensión vertical de esta capa se incrementa con el aumento de la energía transferida del suelo a la atmósfera, es decir normalmente con el transcurso del tiempo antes de la puesta del Sol. El nombre de esta capa es la Capa de Mezclado. En esta capa la mayoría de los vórtices tienen un tamaño bastante grande.
- Sobre la Capa de Mezclado se encuentra una parte de la atmósfera (con una extensión vertical variable, pero no mayor al 40% de la Capa de Mezclado) con un gradiente positivo de  $\theta$  muy grande. El nombre de esta parte de la atmósfera es la Capa de Inversión. En esta capa existe una infiltración de aire de la parte superior de la atmósfera determinando que los vórtices lleguen hasta aquí y luego inician un movimiento descendente hasta el suelo.
- Más arriba, el gradiente térmico se mantiene positivo, pero menor que en la Capa de Inversión, y sus características son las que se observan generalmente en la parte

alta de la tropósfera. En esta capa el gradiente vertical de temperatura no presenta variaciones asociadas al ciclo día-noche (Atmósfera Libre)

Ahora es claro, que la CLP convectiva, es la parte de la atmósfera que incluye la Capa Superficial, la Capa de Mezclado y la Capa de Inversión y existe alternadamente dos flujos de aire: un flujo ascendente o vórtice que se origina cerca del suelo que sube dentro la Capa Superficial, luego en la Capa de Mezclado hasta la Capa de Inversión, donde se mezcla con una parte de aire de la atmósfera libre. También existe un flujo descendente que baja lentamente hasta el suelo. De esta manera los contaminantes se encuentran atrapados en los vórtices y se mezclan en toda la CLP.

La altura donde termina la capa de inversión tiene el nombre de la Altura de Mezcla ( $z_i$ ) uno de los parámetros más importantes en la micrometeorología y en los modelos de dispersión de los contaminantes.

En el día la extensión vertical de la PBL es mínima en las primeras horas (generada solamente por turbulencia mecánica), aumenta con la llegada de energía solar al suelo desde las primeras horas después del amanecer y decae muy rápidamente cuando se interrumpe la inyección de energía solar al ponerse el Sol. En horas nocturnas el perfil de temperatura potencial es mucho más simple:

- Cerca del suelo se distingue un estrato de aire con gradiente de temperatura potencial positivo y muy grande. Esta es la Capa Superficial donde se genera una turbulencia mecánica.
- Sobre esta capa existe siempre un gradiente de temperatura positivo, pero menor. En esta capa se propaga la turbulencia mecánica generada en la Capa Superficial.

- Más arriba se encuentra la atmósfera libre, que puede presentar estratos con un gradiente térmico más o menos adiabático, residuo del decaimiento del CLP convectiva.

En el perfil térmico nocturno no es fácil de identificar estas capas atmosféricas porque no son tan evidentes como las que se presentan en el perfil diurno. Las dos capas anteriores constituyen la CLP nocturna. También en la CLP nocturna existen vórtices, pero son de tamaño mucho menor a los convectivos y su extensión depende de la turbulencia mecánica que se genera sobre el suelo, es decir de la velocidad del viento y la rugosidad superficial. Si bien, no se harán las demostraciones, es útil decir que de acuerdo con todo lo dicho anteriormente, son dos los parámetros básicos que describen las contribuciones mecánica y térmica en la CLP (o mejor dicho, en la Capa Superficial):

- El flujo turbulento de calor sensible (Turbulencia térmica)  $H_0 = -\rho C_p \overline{w'\theta'}$
- La velocidad de fricción (Turbulencia mecánica)  $u_* = \sqrt[4]{\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}}$

Donde  $w$  es la velocidad vertical. No obstante, es costumbre en la micrometeorología y en la teoría de la dispersión de contaminantes introducir 2 parámetros característicos:

La temperatura de escala ( $T_*$ ), que surge de la observación de que el flujo turbulento de calor sensible dividido por el producto  $\rho C_p$  tiene las dimensiones del producto de una velocidad y una temperatura. De esta consideración proviene la definición de la temperatura característica de escala.

$$T_* = -\frac{\overline{w'\theta'}}{u_*} \quad (3)$$

La longitud de escala de Monin-Obukhov: De los estudios de estos investigadores rusos proviene la definición.

$$L = \frac{\bar{T}}{kg} \frac{u_*^3}{w'\theta'} \quad (4)$$

Donde  $T$  es la temperatura promedio de la capa superficial,  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $k$  es una constante conocida como la constante de Von Karman ( $k = 0.4$ ). El significado físico de  $L$  (en valor absoluto) es el de la altura vertical donde ocurre el balance entre la turbulencia mecánica y la térmica. El valor de  $L$  en la práctica, es del mismo orden de magnitud de la extensión vertical de la Capa Superficial. En conclusión, el estado de la turbulencia atmosférica en la Capa Superficial esta definido por los parámetros siguientes:

- La velocidad de escala  $u_*$
- El flujo turbulento de calor sensible  $H_0$
- La temperatura de escala  $T_*$
- La Longitud de Monin-Obukhov  $L$

Los cuales dependiendo de sus valores expresan condiciones de estabilidad en la Capa Superficial de la siguiente manera:

Condición convectiva:

$$u_* > 0, H_0 > 0, T_* < 0 \text{ y } L < 0$$

Condición adiabática:

$$u_* > 0, H_0 = 0, T_* = 0 \text{ y } L \rightarrow \pm\infty$$

Condición estable:

$$u_* > 0, H_0 < 0, T_* > 0 \text{ y } L > 0$$

El parámetro típico de la CLP es la Altura de Mezcla ( $z_i$ ) y su significado físico corresponde a la máxima extensión vertical hasta donde llega la influencia de la turbulencia. En las condiciones convectivas se puede definir una velocidad característica para la CLP ( $w_*$  velocidad convectiva de escala) como:

$$w_* = \left( \frac{g}{T} \overline{w'\theta'} z_i \right) \quad (5)$$

El valor de este parámetro puede identificarse con la velocidad ascensional típica de los vórtices turbulentos. Así, por ejemplo, si se tiene  $T = 300k$ ,  $H_0 = 150W/m^2$  y  $z_i = 1000m$ ,  $w_*$  es igual a  $1.6m/s$ , es decir, que un vórtice turbulento requiere un tiempo mayor de 10 minutos para ir del duelo a la parte superior de la CLP.

## DATOS Y METODOLOGÍA

Inicialmente se realiza un análisis de la situación sinóptica con base en los análisis que utiliza el modelo GFS FV3 de la Administración Nacional del Océano y la Atmósfera (NOAA, por sus siglas en inglés); en particular, descargando el campo del viento en niveles bajos de la atmósfera con el fin de observar la circulación de los vientos dominantes durante el período comprendido entre el 14 y 27 de marzo de 2020. Con dichos datos y usando diferencias finitas, a través del software GrADS, se realizó el cálculo la divergencia y convergencia en el nivel de 850 hPa. (alrededor de 1.500 metros geopotenciales); ya que es el nivel mandatorio ideal de análisis al encontrarse por encima de los valores de elevación de las estaciones meteorológicas utilizadas para calcular la estabilidad atmosférica, esto permitió deducir si los movimientos verticales eran ascendentes o descendentes forzados por los sistemas sinópticos dominante durante el período mencionado.

$$\nabla V = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = h \text{divg}(u \text{expr}, v \text{expr}) \quad (8)$$

Donde  $u$  y  $v$  son las componentes zonal y meridional del viento.

Para realizar el análisis de estabilidad atmosférica en cercanías de Bucaramanga, se utilizaron 3 estaciones meteorológicas automáticas que disponen de datos horarios de temperatura, dirección y velocidad del

viento ubicadas en áreas de influencia de la ciudad de Bucaramanga, como se observa en la Tabla y Fig. 1.

Tabla 1. Estaciones meteorológicas automáticas

ESTACION	ELEVACION (m)	LONGITUD	LATITUD
Neomundo	970	-73.11	7.10
Llano Grande	777	-73.17	7.03
Florida Blanca	980	-73.11	7.06

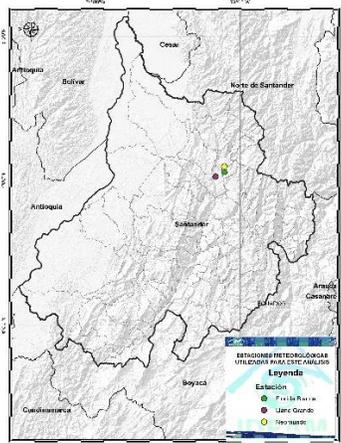


Figura 1. Ubicación de las estaciones meteorológicas automáticas

En el caso de la nubosidad, se utilizaron los datos de la carpeta de observación de observadores aeronáuticos del Aeropuerto Palonegro en cercanías de Lebrija.

Para describir los procesos físicos más importantes que ocurren dentro de la Capa Superficial con miras a cuantificar la estabilidad atmosférica y la Altura de Capa de Mezcla, se utilizó el modelo de Balance Radiativo; dicho modelo separa la radiación  $R_N$  que llega a la superficie terrestre en fracciones de energía de energía que se reparten entre el suelo y la atmósfera. Una parte de esta energía la absorbe el suelo ( $G$ ) y genera el ciclo diario de la temperatura del aire en niveles bajos, otra parte de la energía sirve para los procesos de evaporación del suelo y niveles atmosféricos adyacentes a la superficie, denominada flujo de calor latente ( $H_E$ ); mientras que la parte restante, se

devuelve a la atmósfera inicialmente por conducción en la interfaz suelo-atmósfera y luego por corrientes de convección; esta fracción de energía se denomina Flujo de Calor Sensible ( $H_0$ ) y se encarga de cuantificar la turbulencia de tipo térmico o convectivo.

$$R_N = G + H_E + H_0 \quad (7)$$

Donde:

$$R_N = \frac{(1-\alpha)R_g + c_1 T^6 + c_2 N - \sigma T^4}{1 + c_3} \quad (8)$$

$$c_1 = 5.31 \times 10^{-15}, c_2 = 60, \sigma = 5.67 \times 10^{-8}, c_3 = 0.12$$

$R_g$  es la radiación global,  $\alpha$  es el albedo (0,24),  $T$  es la temperatura del aire y  $N$  la nubosidad en octas. Por otro lado, el rozamiento que ocurre por el movimiento del aire sobre la superficie donde discurre, genera otro tipo de turbulencia, la de tipo mecánico; ella depende de la velocidad de fricción y de las características físicas del suelo. Con lo anterior, se deduce que horas diurnas, ambos tipos de turbulencia (térmica y mecánica) influyen en el crecimiento de la Altura de Capa de Mezcla, pero en las noches, solo la turbulencia de tipo mecánico define el está de esta altura.

Otros parámetros que explican la estabilidad atmosférica dentro de la Capa Superficial y muy usados en modelos de contaminación atmosférica son la temperatura de escala y la longitud de Monin-Obukhov, la cual en valor absoluto indica la altura donde es indistinguible la sensibilidad entre estos dos tipos de turbulencia. Las variables que precisan la estabilidad atmosférica son el Flujo de Calor Sensible ( $H_0$ ), la velocidad de fricción ( $u_*$ ), la temperatura de escala ( $T_*$ ) y la Longitud de Monin-Obukhov ( $L$ ); sin embargo, es el mejor indicador de estabilidad dentro de la capa de mezcla.

$$\begin{aligned} H_0 > 0, & \text{Condición inestable} \\ H_0 = 0, & \text{Condición neutra} \\ H_0 < 0, & \text{Condición estable} \end{aligned}$$

El algoritmo utilizado para determinar la estabilidad atmosférica está relacionado en la Tabla 2.

En modelos de ingeniería, califican la estabilidad atmosférica a través del parámetro sintético de Pasquill-Guifford, el cual tiene en cuenta los valores de radiación neta, radiación global y velocidad del viento tal como se muestra en la Tablas 3 y 4.

Tabla 2. Parámetros de estabilidad atmosférica

Indicador	Horas diurnas	Horas nocturnas
$H_0$	$H_0 = 0.3R_g + A$ $A = 2.4N - 25.5$ <i>N es la nubosidad</i>	$H_0 = -\rho C_p u_* T_*$
$u_*$	Donde: $u_* = u_0 \left[ 1 + a * \ln \left( 1 + \frac{b Q_0}{Q_*} \right) \right]$ $u_0 = \frac{ku}{\ln \left( \frac{z_m}{z_0} \right)}$ $z_m = z_r - 4z_0$ $Q_0 = H_0 / \rho C_p$ $Q_* = (T u_0^3) / kg z_m$ <i>a y b son constantes y dependen de <math>z_0/z_m</math></i>	Con: $u_* = \frac{C_{DN} u}{2} (1 + C^{0.5})$ $C_{DN} = \frac{k}{\ln \left( \frac{z_m}{z_0} \right)}$ $C = 1 - \frac{4u_0^2}{C_{DN} u^2}$ $u_0^2 = \frac{\gamma z_m}{kA}$ $A = 1100, \gamma = 4.7$
$T_*$	$T_* = -\frac{H_0}{\rho C_p u_*}$	$T = \frac{T}{kgA}$
$L$	$\frac{1}{L} = \frac{kg T_*}{T u_*^2}$	$L = A u_*^2$

Tabla 3. Categoría de estabilidad de Pasquill-Guifford para horas diurnas

Velocidad del viento (m/s)	Radiación Neta (W/m <sup>2</sup> )					
	≥700	700-540	540-400	400-270	270-140	<140
<2	1	1	2	2	3	4
2-3	1	2	2	2	3	4
3-4	2	2	2	3	3	4
4-5	2	2	3	3	4	4
5-6	3	3	3	3	4	4
>6	3	3	4	4	4	4

Tabla 4. Categoría de estabilidad de Pasquill-Guifford para horas nocturnas

Velocidad del viento (m/s)	Radiación Neta (W/m <sup>2</sup> )		
	≥-20	-20 y -40	<-40
<2	4	6	6
2-3	4	5	6
3-5	4	4	5
5-6	4	4	4
>6	4	4	4

Las ecuaciones anteriores, son suficientes para determinar la altura de mezcla. Un modelo sencillo para determinarla hace la hipótesis que, para todas las columnas de aire, en la noche, el perfil vertical de la

temperatura potencial es lineal con la altura con una gradiente  $\gamma$  positivo. Cuando se produce un flujo turbulento de calor sensible  $H_0$ , este calor erosiona la estabilidad, esta erosión se expresa como aumento de la

temperatura potencial promedio de toda la Capa Límite Planetaria (CLP). En un intervalo de tiempo  $dt$ , el aumento de la temperatura media de la CLP es  $\overline{d\theta}$ , luego se presenta una erosión en la parte baja de la CPL (por calentamiento), aumentando su altura en  $dz$ . Para la definición de  $\gamma$  (gradiente de la temperatura potencial con la altura) se tiene que:

$$\frac{dz_i}{dt} = \frac{1}{\gamma} \frac{\overline{d\theta}}{dt} \quad (9)$$

La cual es la ecuación de la altura de capa de mezcla en la situación convectiva. Ahora para aumentar en  $\overline{d\theta}$  la temperatura potencial media de la columna de aire (de superficie unitaria) se necesita un calor iguala:

$$Q_1 = \rho C_p \overline{d\theta} z_i \quad (10)$$

Además, la CLP cumple las siguientes condiciones de frontera: a nivel de suelo (en la capa superficial) hay un flujo positivo de calor, que, en un intervalo de tiempo  $dt$ , es igual a  $Q_s = H_0 dt = \rho C_p \overline{w'\theta'} dt$ . Al límite superior de la CLP, la condición de frontera (capa de inversión) establece un flujo de calor igual a  $Q_z = -\rho C_p \overline{w'\theta'} dt$ . Significa que, al interior de la CLP, el flujo total, es la suma de los flujos que se presentan tanto en el tope como en la base de este estrato de la atmósfera. Después de sumar  $Q_s + Q_z$ , igualar con  $Q_1$ , realizar separación de variable, integrar y teniendo en cuenta que  $H_0 = -\rho C_p \overline{w'\theta'}$ , se obtiene:

$$(z_i)_{t_2} = h_{conv} = \sqrt{(z_i)_{t_1}^2 + \frac{2.4}{\gamma(z_i)_{t_1} \rho C_p} H_0 (t_2 - t_1)} \quad (11)$$

Con esta relación se calcula inmediatamente ("con los datos horarios") el valor de la altura de la capa de mezcla en un tiempo dado, siempre cuando se conozca el flujo turbulento de calor sensible en el tiempo actual y la altura de mezcla en el tiempo anterior. En horas nocturnas, la altura de mezcla de tipo

mecánico se ha deducido experimentalmente en laboratorio por métodos físicos con alto grado de precisión:

$$h_{mec} = 1330u_* \quad (12)$$

Los modelos de micrometeorología definen la altura de mezcla así:

En las horas estables (noches)

$$h_{mix} = h_{mec}$$

En las horas convectivas (día)

$$h_{mix} = MAX(h_{conv}, h_{mec})$$

## RESULTADOS

Para el período comprendido entre el 14 y 27 de marzo de 2020 y dentro del contexto del análisis sinóptico a nivel de 850 hPa, se observó, en promedio, la influencia de los vientos alisios del este-noreste sobre el Mar Caribe y mucho más marcado del noreste al oriente del país, especialmente en la Orinoquía. Dicho sistema se encañonó a lo largo del valle del Magdalena en el centro del país, mientras que, al oeste del mismo, sobre el Océano Pacífico, este flujo converge con vientos del hemisferio sur delineando la posición de la Zona de Convergencia Intertropical tal como se presenta en la Fig. 2.

La respuesta a este comportamiento promedio del viento tanto en horas estables (00Z, 06Z y 12Z) como en la hora convectiva (18Z), fue divergencia en niveles bajos sobre el centro del país, el cual incluyó gran parte del departamento de Santander. Divergencia en niveles bajos de la atmósfera está asociado con movimientos descendentes del aire como lo presenta esquemáticamente la Fig. 3, lo que inhibe movimientos verticales de la atmósfera, haciéndola más estable y favoreciendo presencia de fenómenos como niebla y brumas reduciendo la visibilidad dependiendo el grado de polvo y/o contaminantes presentes en la atmósfera.

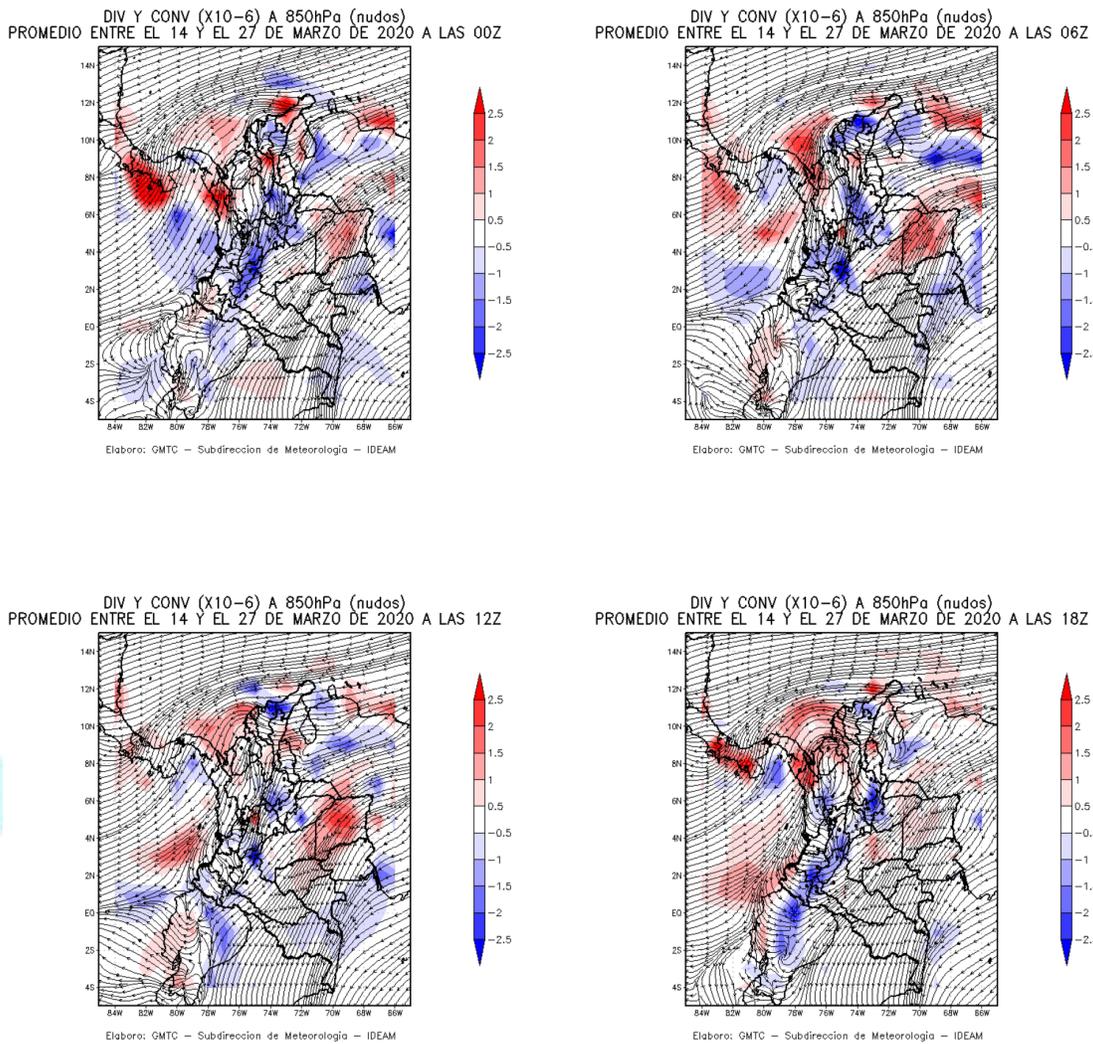


Figura 2. Promedio de la divergencia (en azul) y convergencia (en rojo) del viento a nivel de 850 hPa entre el 14 y 27 de marzo de 2020.

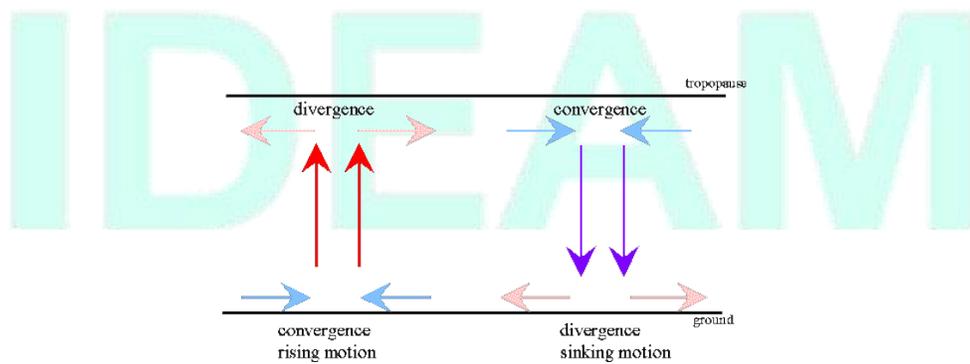


Figura 3. Movimientos verticales asociados a la divergencia y convergencia en superficie y en altura.

Si bien es cierto que a dicho nivel de la atmósfera (850 hPa.) la condición atmosférica

promedio fue estable, entonces se hizo relevante calcular a través de los parámetros

turbulentos de la micrometeorología, la altura a la cual dichos contaminantes pudieran suspenderse en la parte más baja de atmósfera como se presentan en las Tablas 5,

6 y 7 y, en las Figs. 4, 5 y 6 para las estaciones Neomundo, Llano Grande y Floridablanca respectivamente.

Tabla 5. Promedio horario de: las variables meteorológicas, balance energético superficial, parámetros turbulentos, altura de mezcla y categoría de estabilidad de Pasquill-Guifford para la estación Neomundo

HLC	V(m/s)	N(octas)	T(°C)	Rg(W/m2)	Rn(W/m2)	G(W/m2)	H0(W/m2)	HE(W/m2)	u*(m/s)	T*(°C)	1/L(m-1)	L(m)	hmix(m)	hmec(m)	Pasquill_Guifford
0	1,3	6	22,5	0,0	-31,9	-5,9	-5,6	-20,4	0,1	0,1	0,2	5,2	103	103	6
1	1,2	6	22,4	0,0	-31,2	-6,0	-5,0	-20,1	0,1	0,1	0,2	4,8	93	93	6
2	1,4	6	21,8	0,0	-31,3	-5,9	-5,8	-19,7	0,1	0,1	0,2	5,3	107	107	6
3	1,3	6	21,5	0,0	-31,7	-5,9	-5,2	-20,6	0,1	0,1	0,2	5,7	96	96	6
4	1,2	6	21,1	0,0	-32,1	-6,0	-4,6	-21,5	0,1	0,1	0,2	4,8	86	86	6
5	1,2	6	20,9	0,0	-32,4	-6,0	-4,8	-21,6	0,1	0,1	0,2	5,1	89	89	6
6	1,3	6	20,6	0,0	-29,3	-5,9	-5,7	-17,7	0,1	0,1	0,2	5,5	106	106	5
7	1,2	6	21,6	127,9	53,1	5,4	29,7	18,0	0,3	-0,1	-0,1	10,0	441	441	4
8	1,3	5	23,5	309,6	173,7	15,9	82,0	75,8	0,6	-0,1	-0,1	10,0	779	779	3
9	1,4	5	24,8	483,7	291,9	24,9	133,5	133,5	0,7	-0,2	-0,1	10,0	968	968	2
10	1,9	5	26,6	586,0	364,9	28,5	164,7	171,6	0,6	-0,2	-0,1	10,0	858	809	2
11	2,3	5	27,5	698,8	444,1	33,2	199,2	211,7	0,6	-0,3	-0,1	10,0	986	805	2
12	2,5	5	27,9	738,9	472,7	34,9	211,6	226,3	0,6	-0,3	-0,1	10,0	1149	803	1
13	2,5	5	28,6	758,8	486,0	34,9	216,9	234,1	0,6	-0,3	-0,1	10,0	1293	792	2
14	2,5	5	28,8	699,2	444,9	31,8	198,7	214,4	0,6	-0,3	-0,1	10,0	1414	772	1
15	2,5	5	28,3	573,5	358,5	26,2	160,8	171,5	0,5	-0,3	-0,1	10,0	1506	708	2
16	2,2	5	27,4	372,1	223,9	17,0	101,9	105,0	0,5	-0,2	-0,1	10,0	1560	612	2
17	1,9	5	26,7	195,7	101,8	8,1	48,4	45,3	0,4	-0,1	-0,1	10,0	1586	476	3
18	1,3	5	25,1	2,5	-30,7	-5,9	-4,9	-19,8	0,1	0,1	0,0	8,6	91	91	4
19	1,2	5	24,2	0,0	-34,4	-6,0	-4,6	-23,8	0,1	0,1	0,2	4,6	85	85	6
20	1,1	5	23,7	0,0	-34,1	-6,1	-4,7	-23,3	0,1	0,1	0,3	4,5	87	87	6
21	1,0	5	23,5	0,0	-36,1	-6,1	-4,3	-25,6	0,1	0,1	0,3	4,1	80	80	6
22	1,2	6	23,1	0,0	-32,4	-6,0	-6,2	-20,2	0,1	0,1	0,3	4,3	114	114	6
23	1,2	6	22,8	0,0	-31,0	-6,0	-5,3	-19,8	0,1	0,1	0,2	4,9	97	97	6

Tabla 6. Promedio horario de: las variables meteorológicas, balance energético superficial, parámetros turbulentos, altura de mezcla y categoría de estabilidad de Pasquill-Guifford para la estación Llano Grande

HLC	V(m/s)	N(octas)	T(°C)	Rg(W/m2)	Rn(W/m2)	G(W/m2)	H0(W/m2)	HE(W/m2)	u*(m/s)	T*(°C)	1/L(m-1)	L(m)	hmix(m)	hmec(m)	Pasquill_Guifford
0	0,6	6	22,6	0,0	-31,8	-6,2	-4,1	-21,5	0,1	0,1	0,3	3,4	74	74	6
1	0,7	6	22,2	0,0	-31,3	-6,2	-4,1	-21,0	0,1	0,1	0,3	3,4	73	73	6
2	0,8	6	21,9	0,0	-31,2	-6,1	-5,8	-19,3	0,1	0,1	0,3	4,0	105	105	6
3	0,6	6	21,5	0,0	-31,7	-6,3	-4,0	-21,5	0,1	0,1	0,3	3,2	72	72	6
4	0,6	6	21,1	0,0	-32,2	-6,2	-4,1	-21,9	0,1	0,1	0,3	3,4	74	74	6
5	0,7	6	20,7	0,0	-32,6	-6,2	-4,2	-22,2	0,1	0,1	0,3	3,7	76	76	6
6	0,7	6	20,6	0,0	-29,4	-6,2	-4,1	-19,1	0,1	0,1	0,3	3,5	74	74	5
7	0,7	6	21,6	128,6	53,5	5,5	29,9	18,1	0,4	-0,1	-0,1	10,0	479	479	3
8	0,8	5	24,0	310,3	174,8	15,7	82,2	76,8	0,8	-0,1	-0,1	10,0	1031	1031	3
9	1,2	5	26,4	484,4	294,4	23,3	133,7	137,4	1,0	-0,1	-0,1	10,0	1295	1293	2
10	1,5	5	28,2	586,5	367,7	26,5	164,9	176,3	0,9	-0,2	-0,1	10,0	1249	1237	2
11	2,3	5	29,7	699,2	447,6	30,0	199,3	218,4	0,6	-0,3	-0,1	10,0	980	806	2
12	2,8	5	29,9	739,1	475,9	31,7	211,6	232,6	0,6	-0,3	-0,1	10,0	1133	755	2
13	3,2	5	30,4	758,7	488,8	31,9	216,9	240,0	0,6	-0,4	-0,1	10,0	1280	753	2
14	3,3	5	30,5	698,9	447,5	29,2	198,6	219,7	0,6	-0,3	-0,1	10,0	1400	743	2
15	3,1	5	30,0	573,0	360,9	24,1	160,7	176,1	0,5	-0,3	-0,1	10,0	1491	694	2
16	2,8	5	29,4	371,5	226,5	15,6	101,7	109,3	0,4	-0,2	-0,1	10,0	1545	595	2
17	2,0	5	28,2	194,9	103,6	7,6	48,2	47,8	0,4	-0,1	-0,1	10,0	1571	475	3
18	1,2	5	27,0	2,0	-28,4	-5,9	-5,2	-17,3	0,1	0,1	0,1	7,6	95	95	4
19	0,8	5	25,7	0,0	-32,3	-6,2	-4,2	-22,0	0,1	0,1	0,3	3,5	75	75	5
20	0,7	5	25,0	0,0	-32,4	-6,2	-4,1	-22,1	0,1	0,1	0,3	3,6	75	75	6
21	0,8	5	24,3	0,0	-35,0	-6,2	-5,1	-23,7	0,1	0,1	0,3	3,6	92	92	6
22	0,7	6	23,6	0,0	-31,7	-6,2	-4,1	-21,4	0,1	0,1	0,3	3,5	74	74	6
23	0,8	6	23,3	0,0	-30,4	-6,1	-4,6	-19,7	0,1	0,1	0,3	4,0	83	83	6

Tabla 7. Promedio horario de: las variables meteorológicas, balance energético superficial, parámetros turbulentos, altura de mezcla y categoría de estabilidad de Pasquill-Guifford para la estación Floridablanca

HLC	V(m/s)	N(octas)	T*(°C)	Rg(W/m2)	Rn(W/m2)	G(W/m2)	H0(W/m2)	HE(W/m2)	u*(m/s)	T*(°C)	1/L(m-1)	L(m)	hmix(m)	hmec(m)	Pasquill_Guifford
0	0,8	6	21,6	0,0	-32,9	-6,2	-3,9	-22,7	0,1	0,1	0,3	3,2	72	72	6
1	0,7	6	21,4	0,0	-32,3	-6,3	-3,9	-22,1	0,1	0,1	0,3	3,2	72	72	6
2	0,8	6	21,1	0,0	-32,2	-6,2	-4,1	-21,9	0,1	0,1	0,3	3,6	75	75	6
3	0,6	6	20,8	0,0	-32,5	-6,3	-3,9	-22,3	0,1	0,1	0,3	3,2	71	71	6
4	0,7	6	20,3	0,0	-33,0	-6,2	-4,0	-22,8	0,1	0,1	0,3	3,3	73	73	6
5	0,8	6	20,0	0,0	-33,3	-6,2	-4,0	-23,1	0,1	0,1	0,3	3,4	74	74	6
6	0,9	6	19,7	0,0	-30,3	-6,2	-4,2	-19,9	0,1	0,1	0,3	3,8	77	77	5
7	0,5	6	20,4	128,4	52,1	5,7	29,9	16,6	0,4	-0,1	-0,1	10,0	491	491	3
8	0,6	5	22,9	311,0	173,8	16,6	82,4	74,8	0,8	-0,1	-0,1	10,0	1076	1076	3
9	0,6	5	25,4	485,8	294,0	24,6	134,1	135,2	1,2	-0,1	-0,1	10,0	1651	1651	2
10	0,9	5	27,2	588,5	367,6	27,8	165,5	174,2	1,4	-0,1	-0,1	10,0	1866	1866	2
11	1,3	5	28,4	701,8	447,5	32,1	200,1	215,3	1,2	-0,2	-0,1	10,0	1620	1596	1
12	1,6	5	29,0	742,1	476,5	33,3	212,5	230,8	0,9	-0,2	-0,1	10,0	1327	1224	1
13	1,8	5	29,0	762,1	488,8	34,4	217,9	236,5	0,9	-0,3	-0,1	10,0	1424	1183	1
14	1,8	5	29,1	702,3	447,6	31,3	199,6	216,6	0,8	-0,3	-0,1	10,0	1448	1048	1
15	1,8	5	28,9	576,1	361,1	25,6	161,6	173,9	0,8	-0,2	-0,1	10,0	1554	1035	1
16	1,5	5	28,2	373,7	226,0	16,6	102,3	107,1	0,6	-0,2	-0,1	10,0	1562	788	2
17	1,4	5	27,3	196,5	103,3	7,9	48,6	46,7	0,4	-0,1	-0,1	10,0	1584	531	3
18	1,0	5	26,0	2,2	-29,6	-6,1	-4,3	-19,2	0,1	0,1	0,0	8,5	80	80	4
19	0,8	5	24,5	0,0	-34,0	-6,2	-4,0	-23,7	0,1	0,1	0,3	3,5	74	74	6
20	0,9	5	23,5	0,0	-34,4	-6,2	-4,1	-24,1	0,1	0,1	0,3	3,5	75	75	6
21	0,9	5	22,9	0,0	-36,8	-6,2	-4,2	-26,5	0,1	0,1	0,3	3,8	77	77	6
22	0,8	6	22,4	0,0	-33,2	-6,2	-4,2	-22,9	0,1	0,1	0,3	3,7	77	77	6
23	0,8	6	22,0	0,0	-32,0	-6,2	-4,0	-21,7	0,1	0,1	0,3	3,4	74	74	6

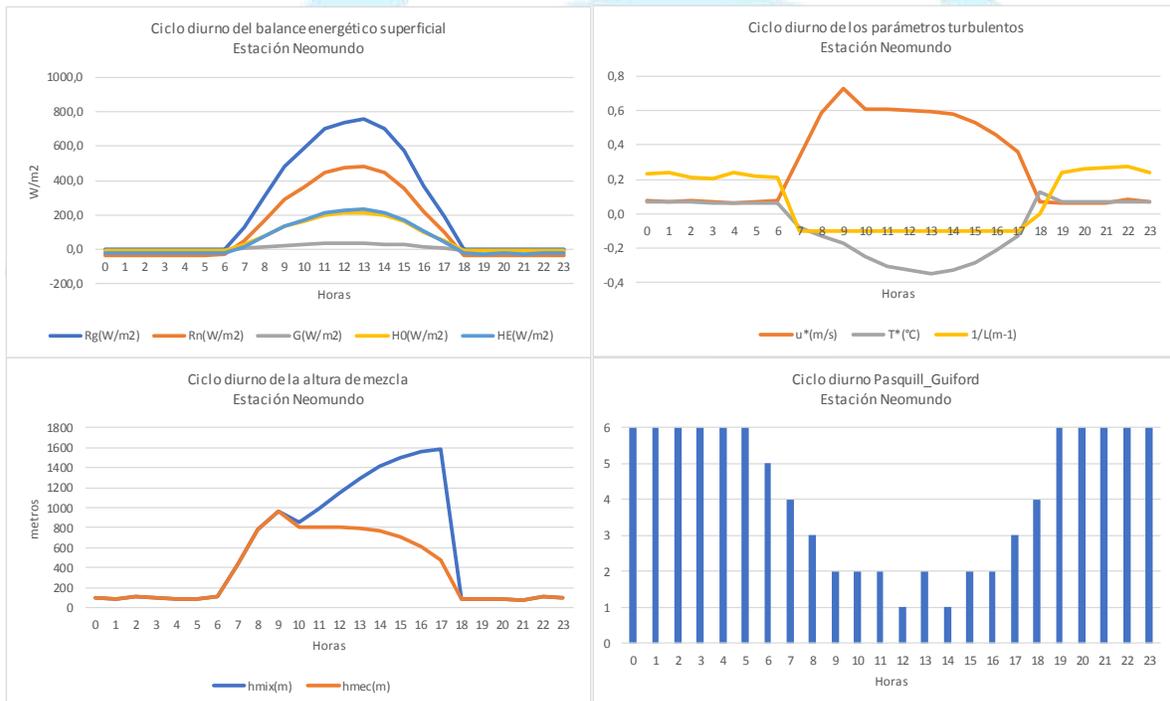


Figura 4. Promedio horario del balance energético superficial, parámetros turbulentos, altura de mezcla y categoría de estabilidad de Pasquill-Guifford para la estación Neomundo.

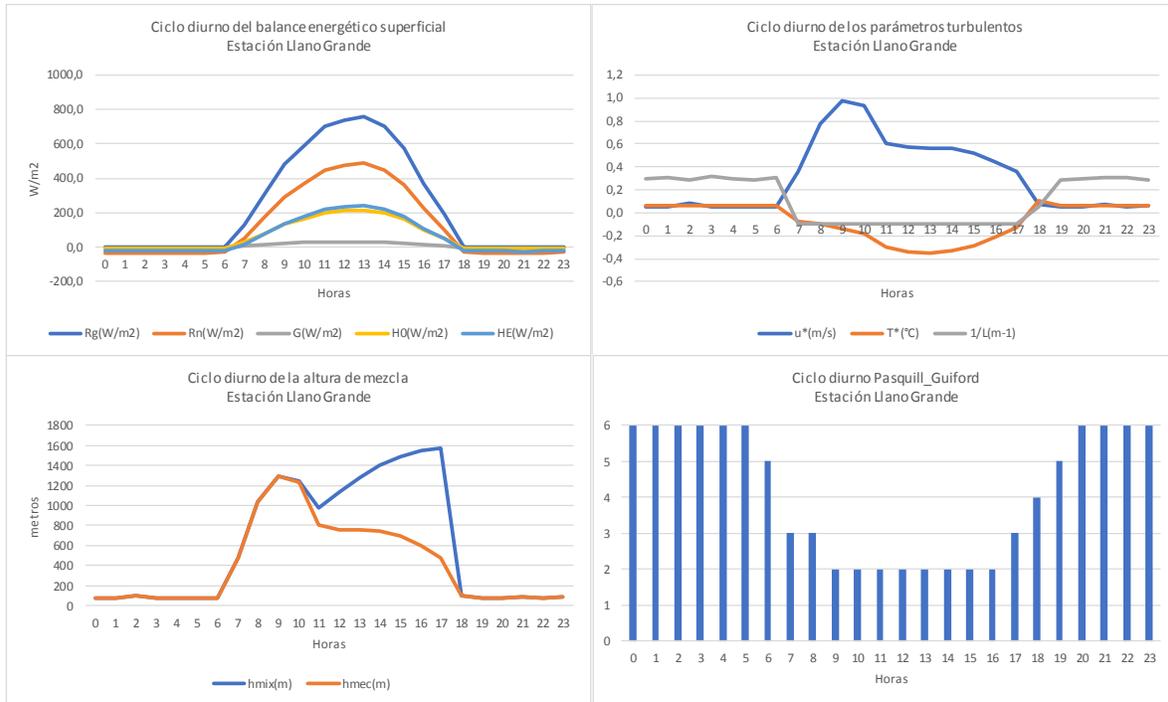


Figura 5. Promedio horario del balance energético superficial, parámetros turbulentos, altura de mezcla y categoría de estabilidad de Pasquill-Guifford para la estación Llano Grande.

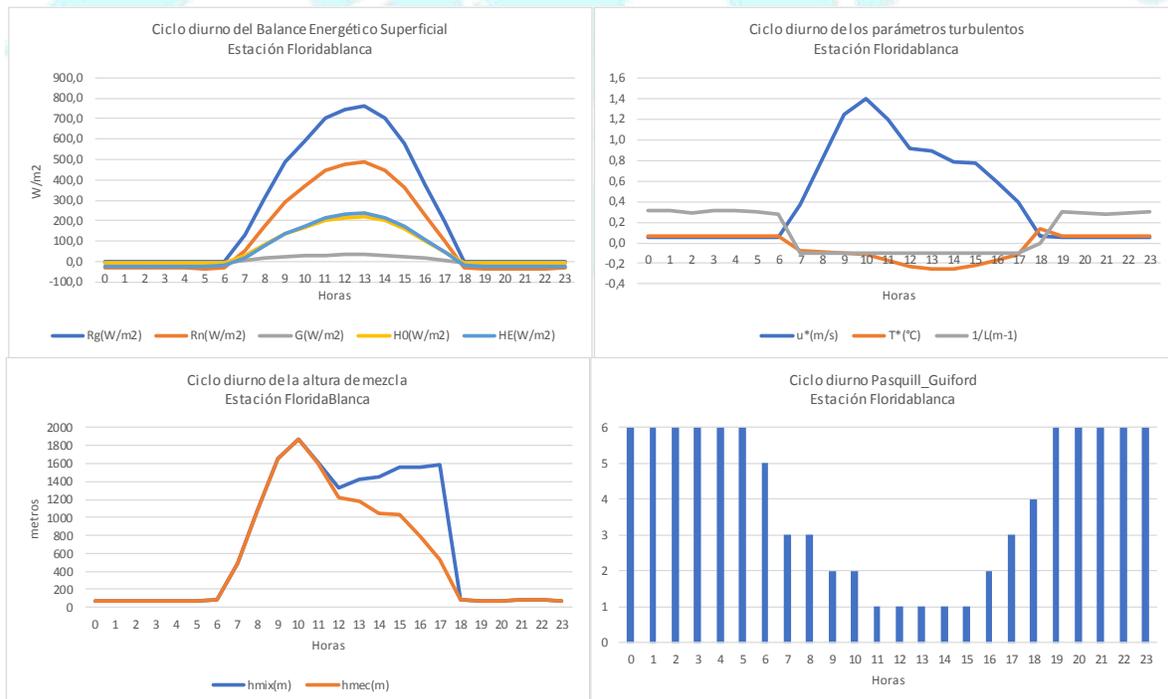


Figura 6. Promedio horario del balance energético superficial, parámetros turbulentos, altura de mezcla y categoría de estabilidad de Pasquill-Guifford para la estación FloridaBlanca.

El modelo propuesto resolvió que la extensión vertical (promedio) de la atmósfera a la cual puede suceder la dispersión de contaminantes fue de 1.586 metros para la estación Neomundo, 1.866 metros para Llano Grande y 1.571 metros sobre Floridablanca; lo cual es coherente con lo que teóricamente se conoce, pues a la altura de la capa de mezcla, se le asigna de modo convencional una extensión vertical de 600 a 800 metros, pero puede oscilar entre unas decenas de metros a uno o dos kilómetros, dependiendo de factores tan variados como la hora del día, topografía, rugosidad de la superficie, naturaleza de la cubierta vegetal, intensidad del viento, grado de calentamiento o enfriamiento del suelo, advección de calor y humedad, etc. Las Figs. 4, 5 y 6 mostraron que, durante el día, el aporte de calor y la consiguiente mezcla vertical del aire incrementaron el grosor de la altura de capa de mezcla, la cual alcanzó, en general, su máxima altura en horas de la tarde; pero, por el contrario, durante la noche el enfriamiento del suelo impidió la presencia de turbulencia y provocó que el espesor de la misma se redujera.

Con respecto a la estabilidad atmosférica, se observó cómo entre las 18 horas y 06 horas, la condición estable en todos los parámetros turbulentos prevalece, ya que el flujo de calor sensible permanece negativo ( $H_0 < 0$ ), mientras que la temperatura de escala y la longitud de Monin-Obukhov son positivos ( $T_* > 0, L > 0$ ) tal como se presentan en los resultados de las Tablas 5, 6 y 7; caso contrario en las horas diurnas, cuando las condiciones convectivas prevalecieron.

Las 6 categorías de estabilidad de Pasquill-Guifford reflejó que la categoría 1 representa situaciones convectivas con viento bastante bajo y radiación solar elevada; en este sentido, la estación Floridablanca presentó esta condición mucho mejor que las otras 2 estaciones particularmente entre las 11 y 15 horas. La categoría 2, la cual es una situación

que se encuentra cuando la radiación solar no es muy elevada o cuando la velocidad del viento (y por lo tanto la turbulencia mecánica) es elevada, se mostró principalmente en las estaciones de Neomundo y Llano Grande. La categoría 3, en teoría se presenta generalmente cuando el viento es muy elevado y la radiación solar muy baja y prevaleció algunas horas antes de alcanzar el medio día y horas después de que este momento ocurriera sobre las 3 estaciones consideradas. La condición adiabática o categoría 4 que se presenta con radiación solar prácticamente nula se alcanzó en las 3 estaciones exactamente a las 06 y 18 horas y, finalmente, las situaciones estables 5 y 6 ocurren típicamente en horas nocturnas con la diferencia que la primera ocurre con condiciones de viento elevado y la segunda con intensidades débiles; esta última fue la dominante en la zona de estudio para dichas horas.

Es relevante mencionar que, de acuerdo con las observaciones, para el período de estudio, se ha visto de forma continua la presencia de contaminación atmosférica de manera persistente, esto posiblemente se debe de que a pesar de que se genera un volumen óptimo para que exista dispersión, existe una recirculación local de vientos débiles que evita que dicha polución se transporte eficientemente hacia otros lugares como lo muestra la Fig. 7 y ocupe siempre el volumen confinado entre la superficie y la altura de mezcla que osciló en el ciclo diurno entre los 72 y aproximadamente los 1500 metros.

En ella se puede observar, por ejemplo, en la estación Floridablanca como en horas de la noche los vientos soplan del sureste ( $\approx 135^\circ$ ) pero en horas de la tarde lo hace procedentes del Noroeste ( $\approx 315^\circ$ ) haciendo que retorne cualquier partícula de aire cerca a su punto de origen, lo que sugiere que la condición local es responsable de este proceso. Una situación similar se aprecia en la estación Llano Grande en la cual por la noche el viento se presentó

del sur ( $\approx 180^\circ$ ) y en horas de la tarde del Norte-Noroeste ( $\approx 315^\circ$ ) y, finalmente para la estación Neomundo, donde los datos presentaron, en promedio, por la noche, vientos que oscilaron del sur-sureste y sur-suroeste (entre  $\approx 135^\circ$  y  $\approx 225^\circ$ ) y en la tarde entre el norte y norte-noroeste (entre  $\approx 0^\circ$  y  $\approx 315^\circ$ ).

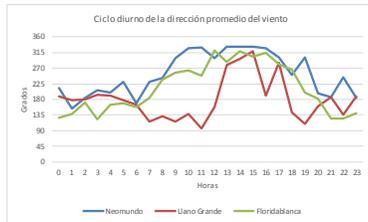


Figura 6. Promedio horario de la dirección del viento para las estaciones Neomundo, Llano Grande y Floridablanca.

Esta situación también se puede ver reforzada en niveles superiores como lo representan los campos medios de la dirección del viento a 100 metros de altura en la Fig. 7, donde al noreste del departamento de Santander, en cercanías de su capital, Bucaramanga, se presenta confluencia de vientos débiles que hace que el aire no fluya mayormente en las horas estables (00Z y 06Z). No obstante, entre las 12Z y 18Z se presenta un cambio de dirección del viento, dicho datos, presentaron flujos del sureste a las 12Z y del noroeste a las 18Z similar a como lo registraron las estaciones.

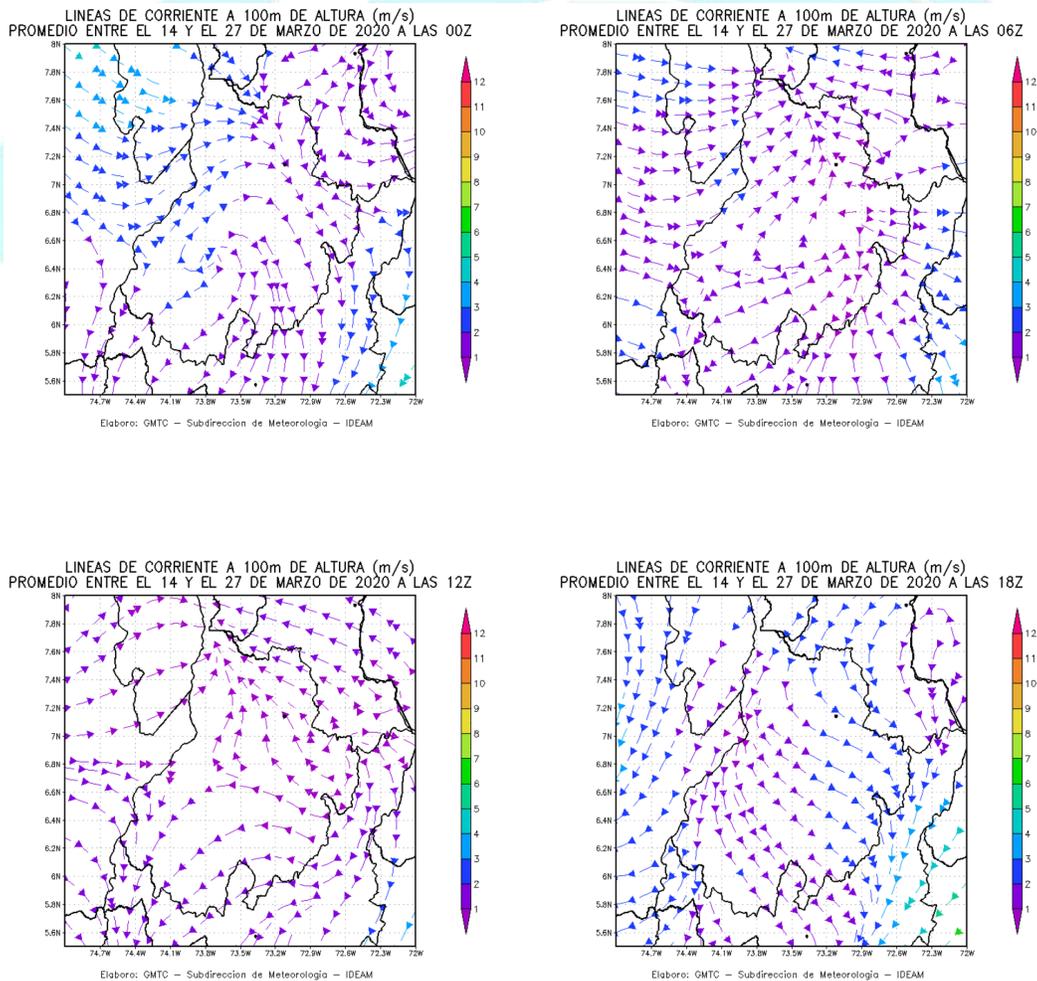


Figura 7. Promedio horario de la dirección del viento a 100 metros de altura sobre el departamento de Santander para el período comprendido entre el 14 y 27 de marzo de 2020.

## CONCLUSIONES

- Durante el período comprendido entre el 14 y 27 de octubre, en la escala sinóptica dominaron vientos alisios del noreste al nivel de 850 hPa al oriente de Santander y sobre grandes extensiones de los Llanos Orientales, mientras que la oeste de dicho departamento, su flujo se encañonó por el valle de Magdalena favoreciendo circulaciones locales.
- De acuerdo con los datos del modelo GFS FV3, la divergencia en niveles bajos prevaleció sobre el departamento de Santander tanto en horas diurnas como nocturnas, lo cual apoyó la subsidencia (movimientos verticales descendentes) y por ende la estabilidad atmosférica; encontrando desde esta escala meteorológica una de las posibles razones por la cual no se presentó una dispersión eficiente de la bruma en áreas circundantes a la ciudad de Bucaramanga.
- Los parámetros que definen la turbulencia térmica y mecánica dentro de la CLP se presentaron como teóricamente se ha demostrado, reflejando situaciones estables en horas nocturnas, adiabáticas a las 06 y 18 horas y, convectivas durante el día cuando la radiación solar global permanece positiva.
- En respuesta a lo anterior, la altura de capa de mezcla osciló entre 80 metros y 1.586 metros para la estación Neomundo; entre 71 metros y 1.866 metros para Llano Grande y, entre 72 metros y 1.571 metros para Floridablanca; valores que indican el espesor atmosférico en el cual se estarían confinados los contaminantes.
- El comportamiento local de la dirección del viento el cual cambia de

sentido casi paralelamente durante el día, aunado a sus velocidades, en promedio, débiles, sugiere que existe una recirculación del aire que hace que el mismo permanezca por varios días moviéndose sobre la misma zona; lo cual no permite un transporte eficiente de la polución hacia otros lugares de la zona analizada.

- Los datos de viento considerados del modelo GFS FV3 sugieren una circulación general de la atmósfera a 100 metros de altura similar a los registrados por las estaciones en superficie en el centro-noreste del departamento de Santander; con vientos muy débiles en horas nocturnas, pero con cambio de sentido en la dirección del mismo inicialmente procedentes del suroeste en las primeras horas del día y luego con vientos procedentes del noroeste en las primeras horas de la tarde.

## BIBLIOGRAFÍA UTILIZADA

- Csanady, G. 1972: Crosswind effects on atmospheric diffusion- Atmos. Environ. 6:221-232
- Garratt, J. 1992: The atmospheric boundary layer; Cambridge University Press. Oxford, 316p
- Gutierrez, J., I. Romieu, G. Corey, et al., 1997: Contaminación del aire. Riesgos para la salud. 1ra edición. Ed El Manual Moderno. Mexico D.F.
- Sozzi, R. 1998: La turbulencia de la atmósfera y la dispersión de contaminantes en el aire – Vol. 1 Micrometeorología y turbulencia del aire. Mexico D. F.
- Wark, K & C. Warner. 1998: Contaminación del Aire: Origen y Control. Ed Limusa. Mexico D.F.