

# CIRCULACIÓN LOCAL Y ASCENSO DE AIRE EN UN SITIO COSTERO Y TROPICAL AL PIE DE LA MONTAÑA

Adalberto TEJEDA-MARTÍNEZ\*; Irving R. MÉNDEZ-PÉREZ\*; Alberto UTRERA-ZÁRATE\*;  
Luis G. GARCÍA-TELLO\*\* y Víctor M. MENDOZA-CARRILLO\*

\* *Grupo de Climatología Aplicada, Universidad Veracruzana (UV),  
Postgrado en Geografía UNAM-UV, Xalapa, Veracruz (México)*

\*\* *Laboratorio de Ingeniería Ambiental, Central Nucleoeléctrica de Laguna Verde*

## RESUMEN

La zona tropical centrada en Laguna Verde (19,3° a 20,0°N; 96,4° a 96,6° W; cero a 1.000 m) se localiza sobre un terreno complejo, en la costa central del estado de Veracruz (México) en el Golfo de México. A partir de la información climatológica de superficie y mediciones esporádicas enfocadas al comportamiento de la capa límite superficial (datos de anemómetro sónico, sodar y radiosondeos), esta comunicación revisa el campo de viento y algunas características de la capa de mezcla, en términos del acoplamiento entre el flujo local, la circulación sinóptica, las propiedades convectivas de la capa de mezcla, y el balance de calor en la interfaz suelo atmósfera. Destaca un bajo acoplamiento entre el flujo local y la circulación sinóptica; la altura de la capa de mezcla es prácticamente independiente del balance calórico superficial, y frecuentemente se superponen dos capas límites superficiales: una inducida por la brisa marina y otra por la brisa terral.

**Palabras clave:** Vientos locales, capa superficial, Golfo de México, terreno complejo.

## ABSTRACT

*The tropical Mexican zone centered at Laguna Verde (19,3° to 20,0°N; 96,4° to 96,6° W; zero to 1.000 m) is located on a complex terrain of the State of Veracruz on the coast of the Gulf of Mexico. From superficial meteorological information and sporadic measurement campaigns focused on the behavior of the surface boundary layer (data from sodar, sonic anemometer and radiosonde balloons), this paper shows a review of the wind field and some characteristics of the atmospheric mixed layer in terms of coupling between local flow and synoptic circulation, the convective properties of the mixed layer, and soil-atmosphere energy budget. It is evident a relatively low degree of coupling between the local flow and the synoptic circulation; the height of the mixture layer is almost independent of the surface radiative energy budget, and superposition of two boundary layers (one due to the advection of marine air and other one to the land breeze) often is present.*

**Key words:** Local winds, surface layer, Gulf of Mexico, complex terrain.

## 1. INTRODUCCIÓN

La Central Nucleoeléctrica Laguna Verde se ubica en la costa central del Golfo de México (19° 43,6'N, 96° 24'W), en el punto donde el eje Neovolcánico y la Sierra Madre Oriental llegan hasta la costa. Ahí operan dos reactores nucleares que producen el 7% (1.300 Megawatts) de la energía eléctrica de México (CFE, 2004). Los estudios de la climatología local se remontan a los inicios de la construcción de la central en los años setenta.

Si con centro en Laguna Verde se traza un círculo, un semicírculo queda en el océano y otro sobre el continente. Este último se puede dividir en tres porciones: una en el sur-sudoeste (planicie costera con lomerío), otra al norte (planicie con lomerío), y hacia el poniente el tercero se vuelve muy escarpado, con la elevación este-oeste de 0 a 1.000 m en un radio de 20 km (Fig. 1).

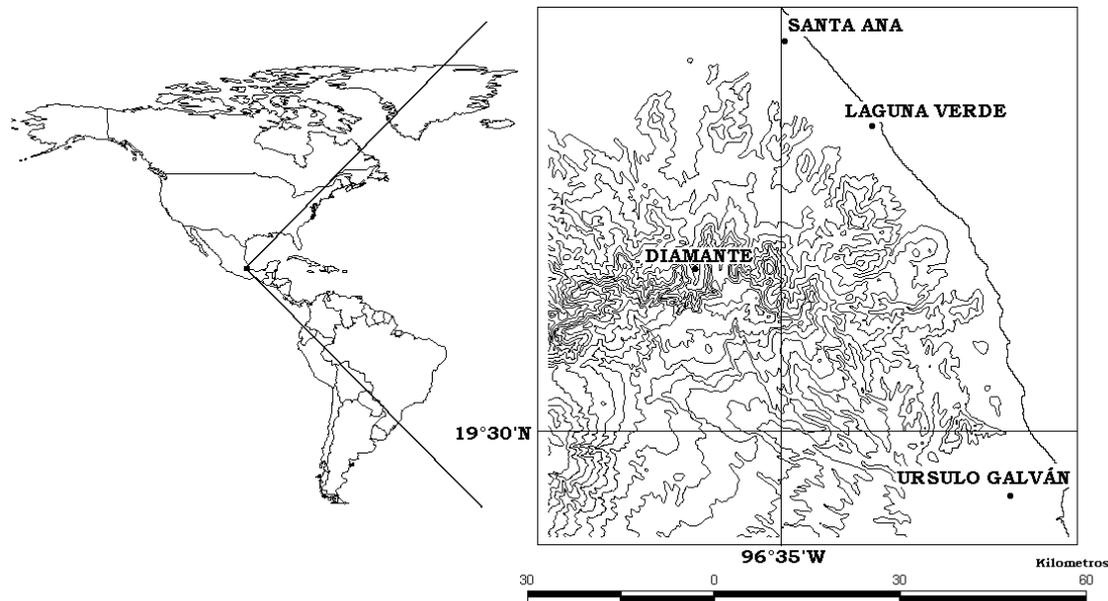


Fig. 1. Ubicación de la zona de estudio y su topografía

En esta región se distribuyen 150.000 habitantes en 200 poblados, sólo tres de ellos con más de 5.000 personas: Ciudad Cardel, Úrsulo Galván y Zempoala. Son importantes dos sitios de ruinas prehispánicas, Quiahuixtla (19,66°N, 96,41°W, 350 msnm) y Zempoala (19,41°N, 96,36°W, 20 m), que fueron habitadas desde el año 900 a.C. hasta la conquista española (1521) y actualmente son atracciones turísticas (ARELLANOS-MELGAREJO, 1997; BRÜGGEMAN, 1991).

El objetivo de esta comunicación es describir los vientos y los movimientos verticales del aire influenciados por el terreno complejo, básicamente dentro de la llamada *capa superficial* -definida por SANTOSO y STULL (1998), como la capa "... donde predominantemente los mecanismos que generan la turbulencia producen un flujo que se asemeja a un perfil logarítmico del viento..."-, en los 20 km de radio del semicírculo continental centrado en Laguna Verde. Para ello, en algunos casos se recurrirá a citar resultados de la Tesis, principalmente de la Licenciatura en Ciencias Atmosféricas de la Universidad Veracruzana, de las cuales ha sido tutor el primer autor de este trabajo.

## 2. LA CIRCULACIÓN LOCAL

Ese semicírculo es parte de una región donde el gradiente topográfico es uno de los más escarpados del mundo, pues va de los 5.700 m de altitud (cima del volcán Citlaltépetl) al nivel del

mar en una distancia horizontal de 100 km (FITZJARRALD, 1986). Como consecuencia, la circulación sinóptica se ve influenciada grandemente por la orografía; por ejemplo, en el semestre centrado en el verano los vientos alisios encuentran la pared montañosa, ascienden de manera forzada para precipitar más de 1.000 mm a barlovento (1.070 mm en Laguna Verde en el semestre mayo-octubre) y menos de 400 mm a sotavento.

Por su parte, las variaciones estacionales de la insolación no dependen tanto de la declinación solar como de la nubosidad. El mes más soleado es mayo coincidiendo con el primer paso del Sol por el cenit de la zona ( $340 \text{ W/m}^2$  de irradiación solar global),  $50 \text{ W/m}^2$  más que en el período lluvioso (junio a septiembre, cuando ocurre el segundo paso del sol por el cenit) y  $100 \text{ W/m}^2$  más que en invierno (octubre a febrero). En la costa el resultado es un clima húmedo-tropical con la influencia oceánica, es decir, con lluvias nocturnas en un 80% de la precipitación anual (entre 9 P.M. y 9 AM).

La figura 2 indica que los vientos más intensos y frecuentes en Laguna verde son los provocados por los *nortes*, que por la configuración del terreno adquieren una componente del oeste o del noroeste. La brisa del mar, en el verano sobrepuesta a los vientos alisios, adquiere una componente sur o sureste. Para la zona de estudio, la variación de la dirección del viento en ausencia de *nortes* está dominada por la alternancia de las brisas marina y terrenal (Fig. 3).

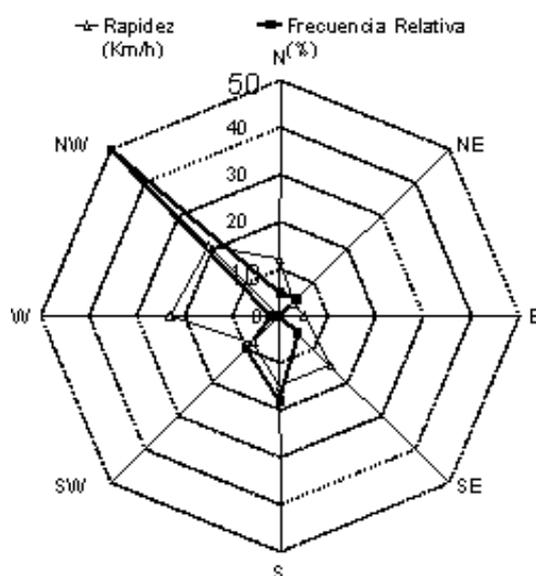


Fig. 2. Rosa de vientos anual de Laguna Verde (diciembre 1983 - noviembre 1984)

Se presentan alrededor de cincuenta *nortes* al año. Provocan un descenso de la temperatura de entre 2 y 5°C en la costa. El Puerto de Veracruz, a 70 km al sur de Laguna Verde, cierra la entrada de embarcaciones de gran calaje en promedio 7 días al año (cuando los vientos rebasan los 105 km/h), pero los botes pesqueros no salen de la costa aproximadamente 70 días al año.

El terreno complejo alrededor de Laguna Verde ha motivado el ensayo de métodos estadísticos (como los de JOHNSON *et al.*, 1986) para simular la circulación superficial.

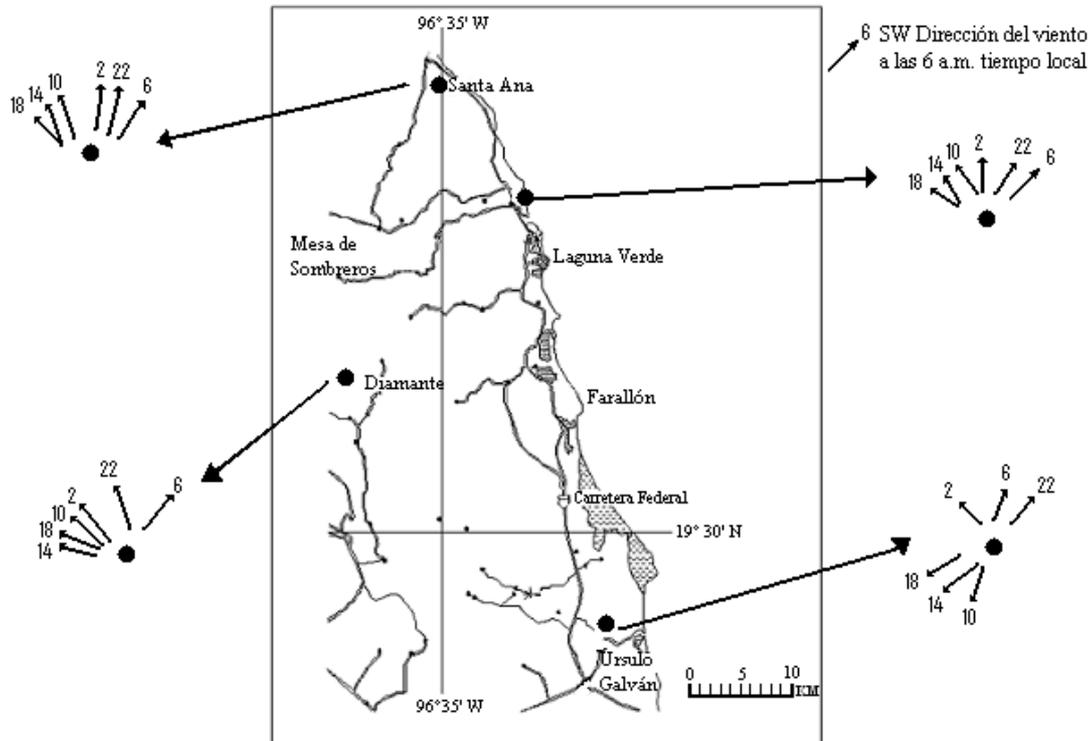


Fig. 3. Variación diaria de la dirección del viento en Laguna Verde y sus alrededores (diciembre 1983-noviembre 1984) considerando sólo los casos en que la zona no estuvo afectada por *nortes*

Una primera evaluación estadística del acoplamiento del viento sinóptico y el flujo superficial en Laguna Verde fue publicada por MORALES *et al.* (1989). Propusieron un modelo de regresión multilineal en el cual la variable dependiente es la dirección media regional del viento en superficie. Encontraron que las variables independientes (viento a 850 hPa, hora del día, situación sinóptica presente, cubierta nubosa, estabilidad vertical y presencia de inversiones térmicas) pueden explicar el 61% de la variabilidad de la dirección en superficie. La rapidez del viento a los 850 hPa y el periodo del día aunados acumulan el 50% de la variación explicada. Sin embargo, al modelar el viento superficial con la circulación a 500 hPa, el resultado es un coeficiente de correlación por debajo de 0,3. Esto revela que el nivel de 500 hPa ya no desempeña un papel importante en el campo superficial del viento (TEJEDA *et al.*, 1994).

La tabla 1 muestra el coeficiente de correlación de CROSSBY *et al.* (1994) para el viento entre cuatro estaciones de superficie en la zona de estudio (RAMOS-GARCÍA, 2000). Dicho coeficiente puede alcanzar hasta un valor de 2, pero superior a 0,9 se considera que la correlación es muy alta (alta entre 0,7 y 0,9; moderada entre 0,5 y 0,7, y baja menor a 0,5).

El acoplamiento del vector viento entre las estaciones circundantes y Laguna Verde es alto (correlación de Crossby cercana a 1) cuando no se presentan los *nortes* (invasiones de aire polar), y disminuye drásticamente con ellos. También se ve que la brisa marina tiende a organizar mejor la circulación (día sin *norte*) que la brisa terrenal (noche sin *norte*).

Tabla 1. Comparación de los coeficientes de correlación de CROSSBY *et al.* (1994) para Laguna Verde y estaciones anemométricas circundantes (Fig. 1) de marzo 1998 a marzo 1999. Se consideró día de norte con vientos entre 345° y 45°

|   | <b>Día con norte</b> | <b>Noche con norte</b> | <b>Día sin norte</b> | <b>Noche sin norte</b> |
|---|----------------------|------------------------|----------------------|------------------------|
| Úrsulo Galván<br>(planicie costera sur) | 0,396                | 0,267                  | 1,070                | 0,899                  |
| Santa Ana<br>(planicie costera norte)   | 0,646                | 0,436                  | 0,931                | 0,754                  |
| Diamante<br>(tierra adentro)            | 0,435                | 0,404                  | 1,020                | 0,814                  |

### 3. LA CAPA DE MEZCLA

Con datos de la estación climatológica de Laguna Verde se abordará el impacto de la superficie en tres características de la atmósfera superficial: la altura de la capa de mezcla, la evaluación del balance de calor superficie-atmósfera y la descripción de la turbulencia. Esa estación mide temperatura del aire (10 y 60 m de altura), velocidad y dirección del viento a 10, 40 y 60 m de altura, radiación solar, humedad atmosférica, precipitación, radiación neta e insolación. Además, del 26 al 30 de mayo de 1997 se realizó una campaña de radiosondeos (se lanzaron 16 globos) y mediciones de las características de la capa superficial y del balance energético superficie/atmósfera con un anemómetro sónico (Metek modelo USAT 3) y un sistema de razón de Bowen (Campbell Scientific Ins.). Otra campaña en 1998 (del 25 al 31 de marzo) consistió de 49 lanzamientos de globos y también se hicieron mediciones de anemómetro sónico.

La radiación neta horaria media durante el día es alrededor de 300 W/m<sup>2</sup> (250 W/m<sup>2</sup> para enero y 350 W/m<sup>2</sup> para abril). MÉNDEZ-PÉREZ (2001) modeló estadísticamente la radiación neta mensual en función de la temperatura, en Laguna Verde con datos diarios del año 1999. Obtuvo un bajo coeficiente de determinación ( $r^2$  de 0,38), por lo que propuso una metodología utilizando la técnica de descomposición de serie de Fourier. Con esta propuesta, es posible estimar la radiación neta promedio horaria y mensual, con una alta confiabilidad ( $r^2$  del 0,91) como se muestra en la tabla 2.

Por otra parte, MENDOZA-CARRILLO (2001) encontró que durante el periodo diurno 93% de la radiación neta se consume en evaporación; o en términos de su correlación lineal, la radiación neta se relaciona en un 98% con los procesos evaporativos, mientras que solamente en el 11% con el calentamiento convectivo. El bajo coeficiente de determinación con el calor almacenado en el suelo (1%) se debe a que la cubierta de vegetación mantiene la temperatura del suelo próxima a la temperatura del aire.

Tabla 2. Coeficiente de determinación ( $r^2$ ) de la radiación neta ( $w/m^2$ ) vs temperatura ( $^{\circ}C$ ) promedio, en la estación de Laguna Verde (Veracruz) para 1999

| Mes     | Q*vs T | Q*vs T (Fourier) |
|---------|--------|------------------|
| Enero   | 0,68   | 0,88             |
| Abril   | 0,38   | 0,60             |
| Julio   | 0,41   | 0,91             |
| Octubre | 0,61   | 0,88             |

La tabla 3 es la matriz de correlación entre las componentes del balance energético. El calor sensible turbulento ( $Q_H$ ) se midió con el anemómetro sónico ( $Q_{HS}$ ) y con el sistema de la razón de Bowen ( $Q_{HB}$ ). Por lo tanto,  $Q_{HS}$  es una medida de los movimientos ascendentes totales y  $Q_{HB}$  implica solamente los ascensos por flotación (o convección libre). Sus diferencias indican el papel de los procesos mecánicos en el flujo ascendente (convección forzada). Su coeficiente de determinación ( $r^2$ ) es de 10,6%, lo que indica que en el 89,4% de los casos estudiados la convección en la capa superficial se debe atribuir al forzamiento topográfico y en 10,6% de casos se trata de convección libre.

Tabla 3. Correlaciones de las componentes del balance de calor en Laguna Verde

|          | $Q_{ES}$ | $Q_{HS}$ | $Q^*$ | $Q_S$ | $Q_{EB}$ | $Q_{HB}$ |
|----------|----------|----------|-------|-------|----------|----------|
| $Q_{ES}$ | 1,000    | 0,254    | 0,997 | 0,787 | 0,997    | 0,996    |
| $Q_{HS}$ |          | 1,000    | 0,325 | 0,286 | 0,324    | 0,326    |
| $Q^*$    |          |          | 1,000 | 0,811 | 0,999    | 0,997    |
| $Q_S$    |          |          |       | 1,000 | 0,791    | 0,998    |
| $Q_{EB}$ |          |          |       |       | 1,000    | 0,998    |
| $Q_{HB}$ |          |          |       |       |          | 1,000    |

La figura 4 permite reforzar el comentario anterior sobre el papel de la convección forzada en este sitio en la atmósfera baja para un día parcialmente nublado (05/28/97, por ejemplo). Como la transferencia vertical de momento puede relacionarse con la velocidad de fricción  $u^*$ , y con la velocidad vertical,  $w$  (JACOBSON, 1999), y en este caso ambas son relativamente altas -al igual que la rapidez horizontal- se infiere que los movimientos ascendentes están altamente relacionados con la turbulencia mecánica generada por la interacción del viento y la topografía escarpada.

Adicionalmente se observa que la rapidez del viento horizontal es un orden de magnitud mayor que el viento vertical. Sin embargo, la desviación estándar de las tres componentes del viento (Fig. 5) muestra el mismo orden de magnitud: es decir, que la varianza relativa de la componente vertical es más grande que la de la componente horizontal. Esto indica que en la componente vertical el transporte de masa, de calor o de momentum es más eficiente que en la horizontal.

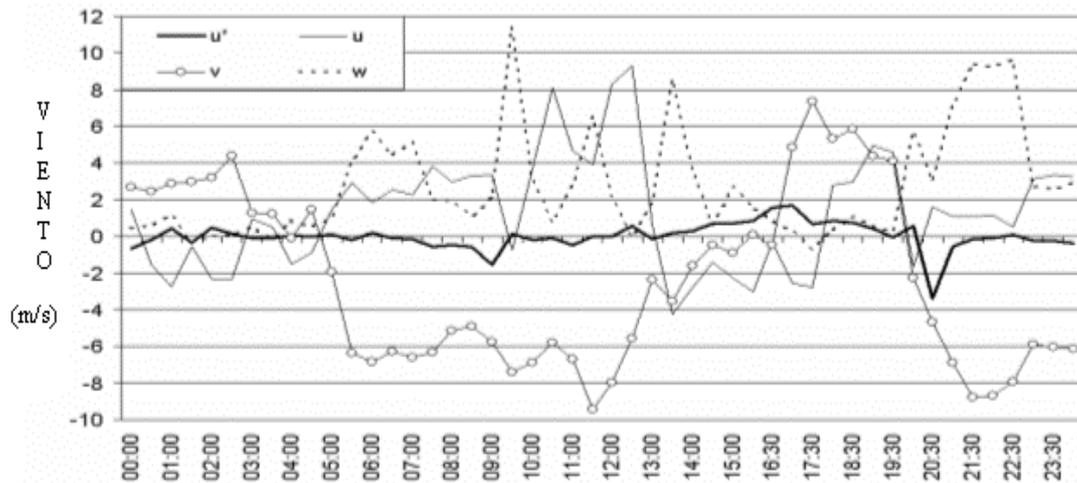


Fig. 4. Componentes de la velocidad del viento horizontales ( $u$  y  $v$ ) y vertical ( $w$  amplificado 10 veces en esta figura) y la velocidad de fricción (amplificado 10 veces también) durante un día parcialmente nublado en Laguna Verde (5/28/1997)

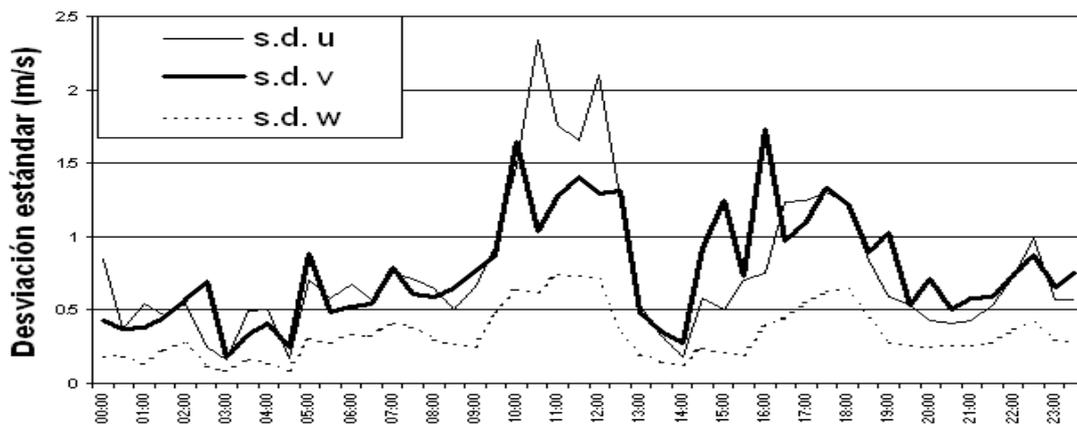


Fig. 5. Desviación estándar (s.d) de las componentes del viento, durante un día parcialmente nublado en Laguna Verde (5/28/1997)

Otra manera de percibir la misma relación (convección libre contra forzada) es a través de la comparación de la velocidad de fricción ( $u^*$ ) obtenida del anemómetro sónico (convección libre más forzada) con un perfil logarítmico del viento (hipótesis de neutralidad, es decir convección libre). El coeficiente de determinación entre ambos es 0,18, así la convección libre en Laguna Verde representa el 18% y la convección forzada el 82% de la convección total. Estos valores son similares a los presentados previamente.

Los procesos convectivos pueden mezclar una parte de la atmósfera baja y eventualmente los perfiles verticales de la velocidad del viento, temperatura potencial, presión de vapor de agua, aerosoles o concentraciones de contaminación del aire, llegan a ser uniformes. La capa con esas

características es llamada la *capa de mezcla*. Su altura depende de la transferencia de energía o momentum desde la superficie a la atmósfera. Por lo tanto, puede reflejar la rugosidad o las características térmicas de la superficie y sus interacciones con el flujo horizontal (HOLLZWORTH, 1967; PASQUILL y SMITH, 1983).

Para estimar la altura de la capa de mezcla ( $Z_{ML}$ ), el método tradicional es el propuesto por HOLLZWORTH (1967). Establece la altura  $Z_{ML}$  como la distancia de la superficie a la intercepción de los perfiles verticales de la temperatura y la curva adiabática que parte de la temperatura superficial. Este método considera que la única fuente de energía para producir los movimientos verticales es el calor sensible. Por otra parte, un perfil vertical uniforme de la temperatura potencial se puede tomar como un indicador de la  $Z_{ML}$ . Ambos métodos descritos requieren información de sondeos atmosféricos verticales.

$$\begin{array}{ll} \text{Si } L > 1 & Z_{ML} = 0,3 u^*/f, \\ \text{Si } L = 0 & Z_{ML} = 0,4 (u^*L/f)^{1/2}, \\ \text{Si } L < 0 \text{ ó } 0 < L \leq 1 & 1,9 Z_{ML}^2/L + Z_{ML} = 0,3 u^*/f, \end{array}$$

Con el anemómetro sónico se puede también medir la velocidad vertical del aire, e incorporando las fuerzas gravitacionales y de flotación calcular la eventual altura de ascenso de una burbuja de aire como en el algoritmo de NIEUWSTADT (1985), donde  $Z_{ML}$  depende de la velocidad de fricción ( $u^*$  en m/s), la longitud de Monin-Obukhov ( $L$  en m) y el parámetro de Coriolis ( $f$ ):

Usando los datos de las campañas de mayo de 1997 y marzo de 1998, es posible calcular la  $Z_{ML}$  por medio de los tres métodos antes mencionados. Los primeros dos fueron aplicados a los radiosondeos, y el tercero fue aplicado a los datos del anemómetro sónico.

Los dos primeros métodos (HOLLZWORTH y la invariancia de la temperatura potencial) demostraron que la variación típica de la capa de mezcla es grande, yendo desde cero en la noche a 800 m por la tarde. Las estimaciones con el método de NIEUWSTADT (1985) a menudo rebasan la marca de los 800 m. Como la convección forzada por el choque del viento y la topografía sólo la incorpora este método, se probó un modelo lineal para estimar la  $Z_{ML}$  según este autor y la rapidez del viento a 10 m de altura ( $V_{10}$ ):

$$Z_{ML} = 17,5 + 29,6 V_{10}$$

El modelo tiene un error estándar de 20 m y el coeficiente de correlación entre lo observado y el estimado es de 0,62. Así, la velocidad del viento horizontal puede explicar 38% de la variación de la  $Z_{ML}$ .

Finalmente, mediante datos de sodar para un periodo de cielos despejados sin perturbaciones de escala sinóptica relevantes, se pudo detectar subsidencia desde las 9 P.M hasta las 6 A.M. (tiempo local), restableciéndose el ascenso de aire antes de las 9 A.M. Los perfiles verticales de viento, por debajo de los 200 m, pudieron ajustarse con un modelo logarítmico (propio de la capa superficial), pero hubo necesidad de hacer ajustes a la constante de von Karman, con valores alrededor de 0,2, en vez del tradicional 0,4 (UTRERA-ZÁRATE, 2001 y LÓPEZ-SILVESTRE, 2003).

#### 4. COMENTARIOS FINALES

Para la zona de estudio ha quedado de manifiesto el papel de la montaña al costado del mar, en la modificación de los sistemas de circulación de escala sinóptica y sus implicaciones para los vientos locales y el ascenso del aire.

Entre superficie y 850 hPa hay un buen acoplamiento entre los vientos, sobre todo en ausencia de *nortes*, pero entre 500 hPa y superficie ya no se mantiene esa conexión. Los perfiles verticales de viento se ajustan al modelo logarítmico sólo en los primeros 200 m, pero para ello es necesario modificar el valor de la constante de von Karman.

La interacción de los vientos con la topografía hace que el 90% de los movimientos ascendentes de aire se expliquen mecánicamente, y sólo el restante 10% tiene causas en el flujo de calor sensible generado por el calentamiento de la superficie. Esta conclusión se ve acentuada por el hecho de que más del 90% de la radiación neta se consume en evaporar agua de las superficies vegetadas y del mar.

La cercanía al mar, hace que en este punto interactúen una capa de mezcla oceánica y otra continental, sobreponiéndose una sobre otra dependiendo de las brisas locales.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo financiero para estos estudios proporcionado por el Sistema de Investigación del Golfo (SIGOLFO CONACYT Nos. 9606-010V, 9706017V y 9801013V) así como las facilidades brindadas por el Laboratorio de Ingeniería Ambiental de la Central Nucleoeléctrica de Laguna Verde.

#### 6. REFERENCIAS

- ARELLANOS-MELGAREJO, R. (1997). *La arquitectura monumental postclásica de Quiahuiztlan: estudio monográfico*. Universidad Veracruzana, México, 224 pp.
- BRÜGGEMAN, J.K. (1991). *Zempoala: el estudio de una ciudad prehispánica*. INAH (México), 400 pp.
- CFE (2004). Comisión Federal de Electricidad. En línea <http://www.cfe.gob.mx>
- CROSSBY, D.S.; BREAKER, L.C. y GEMMIL, W.H. (1994). "The application of a technique for vector correlation to problems in meteorology and oceanography". *J. Appl. Meteor.*, 33, pp.1354-1365.
- FITZJARRALD, D. (1986). "Slope winds in Veracruz". *J. of Climate and Appl. Meteor.*, 25, pp.133-144.
- HOLLZWORTH, C.G. (1967). "Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States". *J. Appl. Meteorol.*, 6, pp.1039-1044.
- JACOBSON, M.Z. (1999). *Fundamentals of atmospheric modeling*. Cambridge University Press, New York, 656 pp.
- JOHNSON, M.E.; KALMA, J.D. y PEDERSON, D. (1986). "A study of the dependence of surface wind direction on the gradient wind". *Monthly Weather Review*, 114, pp.257-269.
- LÓPEZ-SILVESTRE, E. (2003). *Sobre la modelación del perfil vertical del viento en zonas costeras: Laguna Verde, Veracruz, durante el otoño*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana, Xalapa (México), 76 pp.

- MÉNDEZ-PÉREZ, I.R. (2001). *Modelación de la radiación neta en ambientes rurales y urbanos de México*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana, Xalapa (México), 131 pp.
- MENDOZA-CARRILLO, V.M. (2001). *Convección libre y forzada en un sitio costero tropical de Veracruz: Laguna Verde*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana, Xalapa (México), 77 pp.
- MORALES, T.; TEJEDA, A. and CERVANTES, J. (1989). "The surface wind direction as a function of the wind at 850 hPa in Laguna Verde zone, Veracruz, México". *Atmósfera*, 2, pp.181-187.
- NIEUWSTADT, F.T.M. (1985). "The structure of the stable, nocturnal boundary layer". *J. Atmospheric Sciences*, 41, pp.2202-2216.
- PASQUILL, F. and SMITH, F.B. (1983). *Atmospheric diffusion*. Halsted Press, New York, 437 pp.
- RAMOS-GARCÍA, G.E. (2000). *Comportamiento de la dirección y magnitud del viento en Laguna Verde y sus alrededores*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana, Xalapa (México), 108 pp.
- SANTOSO, E. and STULL, R. (1998). "Wind and temperature profiles in the Radix Layer: the bottom fifth of the convective boundary layer". *J. Appl. Meteor.*, 37, pp.545-558.
- TEJEDA, A., OJEDA, M.M. and CONTRERAS-HERNÁNDEZ, A.D. (1994). "Local winds south of Sierra de Misantla (México), and their statistical relationship with 500 hPa circulation". *Geofísica Internacional*, 33, pp.303-309.
- UTRERA-ZÁRATE, A. (2001). *El uso del sodar para estudios de la capa límite superficial*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana, Xalapa (México), 76 pp.