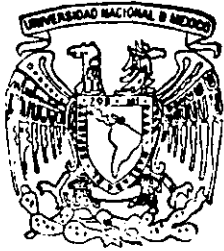


00582
18



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

PROGRAMA DE
POSGRADO EN CIENCIAS QUIMICAS

"ANALISIS DE SENSIBILIDAD DEL PARAMETRO DE
TURBULENCIA ATMOSFERICA EN LA DISPERSION Y
TRANSPORTE DE CONTAMINANTES. PARA LA
DETERMINACION DE ZONAS DE IMPACTO Y
PLANTEAMIENTO DE ESTRATEGIAS DE CONTROL DE
EMISIONES EN LA INDUSTRIA"

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
DOCTOR EN CIENCIAS
(QUIMICA AMBIENTAL)
P R E S E N T A:

JOSE LUIS LOPEZ MARTINEZ

297920

MEXICO, D. F.

2001



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO SEGÚN EL TEMA:

Presidente:	Humberto Bravo Alvarez
Secretario:	Rafael Villalobos Pietrini
Primer Vocal:	Claudio Alejandro Estrada Gasca
Segundo Vocal:	María del Carmen Durán Domínguez de Bazúa
Tercer Vocal:	Arón Jazcilevich Diamant
Primer Suplente:	Telma Gloria Castro Romero
Segundo Suplente:	Alfonso Durán Moreno

SITIO DONDE SE DESARROLLÓ EL TEMA:

UNAM, Facultad de Química

Programa de Investigación en Medio Ambiente y Seguridad
Instituto Mexicano del Petróleo
Distrito Federal

Laboratorio de Micrometeorología del
Instituto de Investigaciones Eléctricas
Morelos

Trabajo experimental en Minatitlán, Veracruz, México

Trabajo experimental en Salamanca, Guanajuato, México

Trabajo experimental en Salina Cruz, Oaxaca, México

Trabajo experimental en Cadereyta, Nuevo León, México

M. en I.Q. José Luis López Martínez
Sustentante



Dr. Víctor Alejandro Salcido González
Tutor principal



Dra. Telma Gloria Castro Romero
Miembro del Comité Tutorial



Dra.-Ing. María del Carmen Durán Domínguez de Bazúa
Miembro del Comité Tutorial



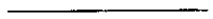
Dr. Arón Jazcilevich Diamant
Miembro del Comité Tutorial



Dr. Rafael Villalobos Pietrini
Miembro del Comité Tutorial



Dr. Darrel Baumgardner
Miembro del Comité Tutorial



ÍNDICE

	Página
RECONOCIMIENTOS	1
RESUMEN / ABSTRACT	2
GLOSARIO DE ABREVIATURAS	6
GLOSARIO DE TÉRMINOS	10
I. MARCO GENERAL DE LA INVESTIGACIÓN	16
I.1 Antecedentes	16
I.2 Caracterización de la atmósfera	18
I.3 Avances en la estimación de la dispersión atmosférica	20
I.4 El modelo atmosférico en estudio: AERMOD	21
I.5 Planteamiento del problema	23
I.6 Objetivos específicos	25
I.7 Hipótesis	26
II. METODOLOGÍA	28
II.1 Análisis de sensibilidad	28
II.1.1 Fundamentos	28
II.1.2 Metodología	32
II.2 “Parametrización” de la turbulencia atmosférica	33
II.2.1 Fundamentos	33
II.2.2 Metodología	37
II.3 Campañas de turbulencia atmosférica	40
II.3.1 Experimentación en Minatitlán, Veracruz	40
II.3.2 Experimentación en Cuernavaca, Morelos	41
II.3.3 Experimentación en Salamanca, Guanajuato y Salina Cruz, Oaxaca	42
II.3.4 Experimentación adicional en una región cercana a la tropical; Cadereyta, Nuevo León	46
III. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	49
III.1 Introducción	49
III.2 Análisis de sensibilidad del modelo AERMOD con respecto a las variables micrometeorológicas	50
III.2.1 Contribución directa	51
III.2.2 Contribución indirecta	52
III.2.3 Contribución penetrada	52
III.2.4 Contribución en condiciones estables	53
III.3 Análisis de sensibilidad de los algoritmos del AERMOD	54
III.3.1 Generalidades	54
III.3.2 Intensidad del viento	56
III.3.3 Temperatura ambiente	58

	Página	
III.3.4	Velocidad de fricción	59
III.3.5	Velocidad convectiva	61
III.3.6	Longitud de Monin – Obukhov	63
III.3.7	Flujo de calor sensible	64
III.3.8	Gradiente vertical de la temperatura	65
III.3.9	Altura de mezcla mecánica	66
III.3.10	Altura de mezcla convectiva	68
III.4	Sensibilidad por escenario atmosférico	69
III.4.1	Escenario: fuertemente inestable	73
III.4.2	Escenario: moderadamente inestable	74
III.4.3	Escenario: Ligeramente inestable	75
III.4.4	Escenario: Neutro	76
III.4.5	Escenario: Ligeramente estable	76
III.4.6	Escenario: Moderadamente estable	77
III.5	Parametrización del fenómeno de la turbulencia atmosférica en regiones tropicales	78
III.5.1	Mediciones de turbulencia atmosférica	78
III.5.2	Parametrización de términos turbulentos a partir de meteorología convencional para una región tropical	85
III.6	Comparación entre datos estimados y medidos para diferentes regiones	88
III.7	Aplicación de la “parametrización” en la simulación de la dispersión de contaminantes	92
III.7.1	Salina Cruz, punto 2 de medición	95
III.7.2	Salina Cruz, punto 3 de medición	96
III.7.3	Salamanca, punto 5 de medición (60 minutos)	98
III.7.4	Salamanca, punto 5 de medición (30 minutos)	99
III.7.5	Salamanca, punto 5 de medición (15 minutos)	101
III.7.6	Salamanca, punto 5 de medición (6 minutos)	102
III.7.7	Cadereyta, zona de influencia (datos horarios), próxima a la región tropical	103
III.7.8	Cadereyta, zona de influencia (datos por sitio), próxima a la región tropical	105
III.7.9	Resumen de las comparaciones: Cadereyta–Salamanca–Salina Cruz	106
IV.	CONCLUSIONES	109
V.	ANEXOS	113
A.	Análisis de la información meteorológica de la estación en Minatitlán	114
B.	Ecuaciones empleadas para estimar la dispersión atmosférica	120
C.	Comparación de las mediciones entre un anemómetro sónico y sistema integrado por un anemómetro triaxial –termohigrómetro	129
D.	Sensibilidad normalizada para variable meteorológica estudiada	133
E.	Concentración de SO ₂ estimada para los diferentes niveles de perturbación y por escenario meteorológico	141
F.	Trabajos escritos derivados de la investigación	149
BIBLIOGRAFÍA		I

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página	
Figura II.1	Representación de la distribución Gaussiana y la dispersión atmosférica	29
Figura II.2	Comparación de la tendencia diurna de la intensidad del viento con la velocidad de fricción. (Promedio de datos para los 54 días en Minatitlán en Veracruz)	34
Figura II.3	Efecto de la superficie sobre la generación de turbulencia atmosférica	35
Figura II.4	Comparación de la tendencia diurna de la temperatura ambiente con la velocidad convectiva. (Promedio de datos para los 54 días en Minatitlán en Veracruz)	35
Figura II.5	Comparación de la tendencia diurna de la radiación solar global con la velocidad convectiva. (Promedio de datos para los 54 días en Minatitlán en Veracruz)	36
Figura II.6	Comparación de la tendencia diurna en la covarianza de $\langle w'T' \rangle$ con la temperatura ambiente. (Promedio de datos para los 54 días en Minatitlán en Veracruz)	37
Figura II.7	Estación micrometeorológica en Minatitlán, Veracruz	41
Figura II.8	Estación micrometeorológica de Cuernavaca, Morelos	42
Figura II.9	Campaña de medición de parámetros turbulentos en Salamanca	43
Figura II.10	Campaña de medición de parámetros turbulentos en Salina Cruz	44
Figura II.11	Sistema de medición de parámetros micrometeorológicos, integrado por un anemómetro triaxial y un termohigrómetro, Salina Cruz	45
Figura II.12	Sistema de adquisición de datos micrometeorológicos	46
Figura II.13	Medición de parámetros meteorológicos y calidad del aire en Cadereyta, Nuevo León	47
Figura II.14	Localización de los puntos de medición de calidad del aire en Cadereyta	48
Figura III.1	Distribución espacial de la sensibilidad normalizada de la intensidad del viento en un escenario inestable	56
Figura III.2	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la intensidad del viento para los diversos escenarios meteorológicos	56
Figura III.3	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la temperatura ambiente para los diversos escenarios meteorológicos	58
Figura III.4	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la velocidad de fricción para los diversos escenarios meteorológicos	60
Figura III.5	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la velocidad convectiva para los diversos escenarios meteorológicos	62
Figura III.6	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la Longitud de Monin Obukhov para los diversos escenarios meteorológicos	63
Figura III.7	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada del gradiente de temperatura en la vertical (dT/dZ) para los diversos escenarios meteorológicos	65
Figura III.8	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la altura de mezcla mecánica para los diversos escenarios meteorológicos	67
Figura III.9	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la altura de mezcla convectiva para los diversos escenarios meteorológicos	68
Figura III.10	Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico fuertemente inestable	70
Figura III.11	Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico moderadamente inestable	70

	Página	
Figura III.12	Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico ligeramente inestable	71
Figura III.13	Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico neutro	72
Figura III.14	Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico ligeramente estable	72
Figura III.15.	Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico moderadamente estable	73
Figura III.16	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico fuertemente inestable	74
Figura III.17	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico moderadamente inestable	75
Figura III.18	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico ligeramente inestable	75
Figura III.19.	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico neutro	76
Figura III.20	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico ligeramente estable	77
Figura III.21.	Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico moderadamente estable	77
Figura III.22.	Localización geográfica de las campañas de medición de la turbulencia en Salamanca y en Salina Cruz	79
Figura III.23	Evolución de la temperatura ambiente en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b)Salina Cruz, Oaxaca, México	80
Figura III.24	Figura III.24. Evolución de la intensidad del viento en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b)Salina Cruz, Oaxaca, México	80
Figura III.25	Evolución de la humedad relativa en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b)Salina Cruz, Oaxaca, México	81
Figura III.26	Evolución de la desviación estándar de la dirección del viento en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b)Salina Cruz, Oaxaca, México	81
Figura III.27	Evolución de la velocidad de fricción en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b)Salina Cruz, Oaxaca, México	82
Figura III.28	Evolución de la covarianza $w'T'$ en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b)Salina Cruz, Oaxaca, México	83
Figura III.29	Evolución de la velocidad del viento en la vertical (w) en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b)Salina Cruz, Oaxaca, México	83

		Página
Figura III.30	Comparación entre la velocidad de fricción u^* , medida, con respecto de la estimada a través de la "parametrización". La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México. Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado	85
Figura III.31	Distribución de la velocidad de fricción medida y estimada	86
Figura III.32	Comparación entre la covarianza de $w'T$ medida y la estimada a través de la "parametrización". La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México. Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado	87
Figura III.33	Distribución de la covarianza de $\langle w'T \rangle$ medida y estimada	87
Figura III.34 a, b, c y d	Comparación de la velocidad de fricción y la covarianza de $w'T$ medida y la estimada a través de la "parametrización", usando un promedio de 6 minutos. Campaña en Salamanca (a) y (c). Campaña en Salina Cruz (b) y (d). Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado	88
Figura III.35	Localización geográfica de las estaciones micrometeorológicas de Salamanca, Salina Cruz, Minatitlán y Cuernavaca	89
Figura III.36	Comparación entre la velocidad de fricción medida y la estimada a través de la "parametrización", usando información de la estación micrometeorológica de Minatitlán en Veracruz. Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado	89
Figura III.37	Comparación entre la covarianza de $w'T$ medida y la estimada a través de la "parametrización", usando información micrometeorológica de la estación de Minatitlán en Veracruz. Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado	90
Figura III.38	Comparación entre la velocidad de fricción medida y la estimada a través de la "parametrización", usando información de la estación micrometeorológica de Cuernavaca, en Morelos. Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado.	91
Figura III.39	En el eje horizontal se encuentra el tiempo (datos cada 30 segundos) Comparación entre la covarianza de $\langle w'T \rangle$ medida y la estimada a través de la "parametrización", usando información de la estación micrometeorológica de Cuernavaca en Morelos. Línea oscura medición real. Línea clara valor generado, en el eje horizontal se encuentra el tiempo (dato cada 30 segundos)	91
Figura III.40	Evolución de la concentración estimada en un radio de 12.5 km, usando el modelo AERMOD por medio de información turbulenta medida y la estimada por la "parametrización"	93
Figura III.41	Distribución de la concentración estimada con mediciones reales y las generadas por la "parametrización"	93
Figura III.42	Plano de localización de los sitios de medición de la calidad del aire en Salamanca.	94
Figura III.43	Plano de localización de los sitios de medición de la calidad del aire en Salina Cruz	94
Figura III.44	Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO_2 en el punto 2 de Salina Cruz, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida	95
Figura III.45	Comparación entre las concentraciones de SO_2 estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización". Punto 2 de Salina Cruz	96
Figura III.46	Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO_2 en el punto 3 de Salina Cruz, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida	97
Figura III.47	Comparación entre las concentraciones de SO_2 estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización". Punto 3 de Salina Cruz	97
Figura III.48	Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO_2 en el punto 5 de Salamanca, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 60 minutos	98

	Página	
Figura III.49	Comparación entre las concentraciones de SO ₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización" . Punto 5 de Salamanca a 60 minutos de promedio	99
Figura III.50	Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO ₂ en el punto 5 de Salamanca, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 30 minutos	100
Figura III.51	Comparación entre las concentraciones de SO ₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización" . Punto 5 de Salamanca a 30 minutos de promedio	100
Figura III.52	Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO ₂ en el punto 5 de Salamanca, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 15 minutos	101
Figura III.53	Comparación entre las concentraciones de SO ₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización" . Punto 5 de Salamanca a 15 minutos de promedio	101
Figura III.54	Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO ₂ en el punto 5 de Salamanca, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 6 minutos	102
Figura III.55	Comparación entre las concentraciones de SO ₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización" . Punto 5 de Salamanca a 6 minutos de promedio	103
Figura III.56	Distribución de la dirección del viento para el estudio en Cadereyta	104
Figura III.57 a - j	Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO ₂ para 10 sitios de medición en Cadereyta, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 60 minutos	105
Figura III.58	Distribución de la tendencia de la concentración de SO ₂ por sitio de medición en Cadereyta, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida	106
Figura III.59	Distribución de la tendencia de la concentración de SO ₂ por sitio de medición en Cadereyta, Salamanca y Salina Cruz, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida	107
Figura III.60	Comparación entre las concentraciones de SO ₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización", para los sitios de Cadereyta, Salamanca y Salina Cruz	107
Figura III.61	Comparación entre la concentración de SO ₂ estimada por el AERMOD usando información turbulenta generada por la "parametrización" y la concentración medida, para los sitios de Cadereyta, Salamanca y Salina Cruz	108

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla II.1. Ubicación de los puntos de medición de la campaña de Cadereyta (N.L.)	47
Tabla III.1 Parámetros meteorológicos característicos para los distintos escenarios atmosféricos para una región tropical húmeda	55
Tabla III.2 Sensibilidad normalizada con respecto a la intensidad del viento bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación	57
Tabla III.3 Sensibilidad normalizada con respecto a la temperatura bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación	59
Tabla III.4 Sensibilidad normalizada con respecto a la velocidad de fricción bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación	61
Tabla III.5 Sensibilidad normalizada con respecto a la velocidad convectiva bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación	62
Tabla III.6 Sensibilidad normalizada con respecto a la longitud de Monin Obukhov bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación	64
Tabla III.7 Sensibilidad normalizada con respecto al gradiente de la temperatura en la vertical bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación	66
Tabla III.8 Sensibilidad normalizada con respecto a la altura de mezcla mecánica bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación	67
Tabla III.9 Sensibilidad normalizada con respecto a la altura de mezcla convectiva bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación	69

RECONOCIMIENTOS

A mi familia, por el amor, el apoyo y la comprensión durante el desarrollo de mi proyecto de vida

A la Dra. Ing. María del Carmen Durán de Bazúa, por sus invaluable consejos, apoyo y ejemplo a seguir

Al Dr. Alejandro Salcido González por su enseñanza

A la Dra. María Esther Ruiz Santoyo, por su apoyo, interés y confianza

Al comité tutorial ampliado por sus consejos para el enriquecimiento de este trabajo de investigación

Al Instituto Mexicano del Petróleo, por su apoyo fundamental para el desarrollo de este trabajo de investigación por medio del “Programa de Formación y Desarrollo del Factor Humano del Instituto Mexicano del Petróleo ”

Al Instituto de Investigaciones Eléctricas, por las facilidades otorgadas para la elaboración de este trabajo de tesis

A la Facultad de Química, mi Alma mater

Y a cada una de las personas que de alguna u otra manera han participado en esta odisea llamada vida. A todas ellas muchas gracias

RESUMEN

Este estudio contribuye al entendimiento de la forma en que las variables micrometeorológicas influyen en los algoritmos de cálculo para la estimación de la dispersión atmosférica de contaminantes. Los avances en la representación del fenómeno de dispersión de contaminantes gaseosos en la atmósfera, implican también una mayor cantidad y calidad de la información disponible, aspecto que requiere de una infraestructura específica especializada, la mayor parte de la cual no está al alcance de la mayor parte de los países del mundo, entre ellos México. Esto disminuye las posibilidades, de manera general, de implantar el uso de las nuevas herramientas para la evaluación del impacto ambiental. Por esta razón, se realizó un estudio de sensibilidad de los algoritmos para el cálculo de la dispersión atmosférica con respecto a las variables micrometeorológicas que son utilizadas por los modelos de dispersión comerciales, tales como los llamados AERMOD y CALPUFF. Como resultado, se obtuvo que las velocidades de fricción y convectiva son los parámetros turbulentos que influyen de manera más importante en dicha estimación, por lo que estos parámetros deben ser suministrados a los modelos de dispersión cuidando de la mejor manera el origen de esta información, ya que de ella dependerá la calidad de los resultados obtenidos. Las velocidades de fricción y convectiva son variables que representan, respectivamente, el aporte mecánico y térmico para la generación de turbulencia y, por lo tanto, del grado de mezclado de los contaminantes en la atmósfera. Identificadas estas variables, se planteó el estudio de sus efectos para regiones tropicales con objeto de reproducir la información turbulenta a través de la información meteorológica convencional, la cual sí se encuentra disponible con los equipos que se tienen en el país. Estas "parametrizaciones" o estudio de los efectos de estos parámetros se realizaron por medio de dos polinomios con coeficientes ajustados. Uno de estos polinomios asocia la velocidad de fricción con la intensidad del viento en la horizontal y el otro asocia a la covarianza entre las fluctuaciones de la velocidad del viento en la vertical y la temperatura, $\langle w'T' \rangle$ (de la cual se calcula la velocidad convectiva) con la temperatura ambiente y la velocidad horizontal del viento. Estas "parametrizaciones" se obtuvieron del análisis estadístico de los resultados de campañas micrometeorológicas realizadas en Salamanca (Guanajuato) y Salina Cruz (Oaxaca), así como de las estaciones micrometeorológicas instaladas en Minatitlán (Veracruz) y Cuernavaca (Morelos). Las expresiones obtenidas se aplicaron en diversas regiones tropicales y en la cercanía a esta, comparando sus resultados con las mediciones reales de estos parámetros turbulentos. Estas "parametrizaciones", fueron integradas a un procesador micrometeorológico llamado PROMI, desarrollado en esta investigación, con el propósito de obtener la información turbulenta requerida por los modelos de dispersión, a partir de la información meteorológica convencional obtenida generalmente por los servicios meteorológicos de México. Este procesador micrometeorológico se aplicó, en particular, para obtener los datos micrometeorológicos requeridos por el modelo atmosférico AERMOD, que la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos de América (US-EPA) se encuentra desarrollando y que se está estudiando en México para ser utilizado en el futuro inmediato como modelo de calidad del aire. Usando este modelo se realizaron simulaciones de la dispersión de dióxido de azufre en la atmósfera, empleando información de

emisiones, calidad del aire y meteorología convencional y turbulenta, para las regiones de Salamanca y Salina Cruz y, adicionalmente, dada su proximidad a la región tropical (está a dos grados al norte del Trópico de Cáncer), se utilizaron datos de experimentos llevados a cabo en Cadereyta, Nuevo León. El procesador micrometeorológico se utilizó para generar la información turbulenta a partir de las mediciones de meteorología convencional y se usó el AERMOD para estimar el transporte de este contaminante en la atmósfera. Se compararon los resultados de la simulación de la dispersión de contaminantes utilizando, tanto la información turbulenta real, como la generada por el PROMI. Los resultados de esta comparación indican que las estimaciones de la distribución espacial de la concentración de dióxido de azufre, obtenidos con los datos del PROMI y los medidos, coinciden con una buena aproximación (coeficiente de correlación de 0.81 y valor de la pendiente de la línea recta es de 0.97). También se realizó una comparación de la simulación de la dispersión de dióxido de azufre con la información de la calidad del aire real medida en los diferentes sitios, utilizando información turbulenta real y la aproximada por el PROMI. Como resultado se obtiene una aproximación razonable en las concentraciones medidas y las estimadas (coeficiente de correlación de 0.84 y valor de la pendiente de la línea recta es de 0.64). Con este estudio se pudo reconocer el papel de las variables micrometeorológicas en la estimación de la dispersión atmosférica y se concluye que la utilización del AERMOD, junto con la información del PROMI para la evaluación del impacto ambiental, constituye una herramienta satisfactoria para la evaluación del efecto que tiene la emisión de un contaminante en la atmósfera, utilizando los más recientes avances en la materia, con el sólo requerimiento de la meteorología convencional.

ABSTRACT

This study is meant to analyze how micrometeorological variables influence algorithms when estimating the atmospheric dispersion. Due to the breakthroughs on the representation of gaseous contaminants transport by the atmosphere, a greater amount of high-quality information has become available. However, information spread requires a specific technical infrastructure, which is not within most countries reach, including Mexico. In general, this fact impairs the possibility to implant the use of new tools to evaluate environmental impact. Therefore, it carried out a study on the sensitivity of the algorithms used to calculate atmospheric dispersion, with regard to meteorological variables used by commercial dispersion models such as AERMOD and CALPUFF. As a result, it can be said that friction velocity and convective velocity are the turbulent parameters that influence more significantly the mentioned estimation. Thus, these parameters should be taken into account to develop the dispersion models, but the origin of this information should be carefully regarded since the quality of the results depend on it. Both friction velocity and convective velocity are variables which respectively represent the mechanical and thermal contribution to generate turbulence and as a consequence, the degree of contaminants mixture within the atmosphere. Once these variables were identified, the analysis of their effect on tropical regions was brought about in order to deduct the "turbulent" data out of conventional meteorological information, which is indeed available in this country. This "parameterization" or study on the effect of these parameters were estimated by using two polynomials with adjusted coefficients. One of these polynomials evinces the association of friction velocity to wind intensity on the horizontal; the other one evinces the association of covariance among the fluctuations of the wind velocity on the vertical and temperature (which convective velocity is measured) $\langle w'T' \rangle$ to the environmental temperature and the horizontal wind velocity. These "parameterizations" were obtained out of the statistical analysis of the micrometeorological campaign results carried out in Salamanca (Guanajuato) and Salina Cruz (Oaxaca), as well as in the micrometeorological stations installed in Minatitlán (Veracruz) and Cuernavaca (Morelos). The obtained expressions were applied at different tropical regions and at their surroundings; the results were compared to the real measurements of the turbulent parameters. These parameterizations were integrated to a micrometeorological processor, which was called PROMI and developed as a consequence of this research. This was done in order to obtain the turbulent information required by the dispersal models from the conventional meteorological information given by the Mexican meteorological services. This micrometeorological processor particularly operated to obtain the required data by the atmosphere model AERMOD. The latter is currently being developed by the United States Environmental Protection Agency and analyzed by Mexican scientists so as to use it eventually as an air-quality model. This model was used to simulate sulfur-dioxide dispersion in the atmosphere taking into account information on emissions, air quality as well as turbulent and conventional meteorology within Salamanca and Salina Cruz. On the other hand, some data were collected from experiments conducted in Cadereyta, Nuevo León, a city which is close to the tropical region (it is located two grades to the North of the tropic of Cancer). The micrometeorological processor was used to yield turbulent information out of

conventional meteorological measurements, and AERMOD was used to estimate the spread of this contaminant in the atmosphere. The results of the contaminants dispersal simulation were compared on the basis of the real turbulent information and the data given by PROMI. The comparison evinces that the estimations of the space distribution of sulfur dioxide concentration, gathered out of the PROMI data, coincided closely (correlation coefficient of 0.81 and right line gradient value of 0.97). The simulation of sulfur dioxide dispersion and real air-quality, measured at different sites, were also compared by taking into account real turbulent information and the PROMI estimations. The result is a reasonable approximation of the estimated concentration (correlation coefficient of 0.84 and right line gradient value of 0.64). Thanks to this analysis, it was possible to acknowledge the roll played by micrometeorological variables on the estimation of the atmospheric dispersion. As a conclusion, it can be said that, by taking advantage of the most important breakthroughs and conventional meteorology, the use of AERMOD along with PROMI data to evaluate environmental impact is a useful to evaluate the effect of contaminant emission on the atmosphere.

GLOSARIO DE ABREVIATURAS

a_c	Parámetro adimensional de la zona de "atrapamiento" o "entrainment"
A_i	Son los datos registrados por los sensores para la variable A en el tiempo <i>iésimo</i>
<A>	Es el valor medio de la variable A en el período
B_o	Relación de Bowen
B_i	Son los datos registrados por los sensores para la variable B en el tiempo <i>iésimo</i>
	Es el valor medio de la variable B en el período
C_k	Concentración del escenario base
C'_k	Concentración del escenario perturbado
$C(x_r, y_r, z_r)$	Contribución a la concentración en la horizontal
$C(x_r, y_r, z_{reff})$	Contribución a la concentración por terreno complejo
$C_c(x_r, y_r, z_r)$	Concentración total en la capa límite convectiva
$C_d(x_r, y_r, z_r)$	Contribución a la concentración directa en la capa límite convectiva
$C_p(x_r, y_r, z_r)$	Contribución a la concentración penetrada en la capa límite convectiva
c_p	Calor específico a presión constante
$C_r(x_r, y_r, z_r)$	Contribución a la concentración en la en la capa límite convectiva
$C_s(x_r, y_r, z_r)$	Concentración total en la capa límite estable
$C_T(x_r, y_r, z_r)$	Concentración total en la capa límite convectiva
CBL, CLC	Capa límite convectiva (por sus siglas en inglés, convective boundary layer)
CLE, SBL	Capa límite estable (por sus siglas en inglés, stable boundary layer)
d_{rt}	Distancia entre el receptor y el terreno complejo
d_{sr}	Distancia entre la fuente y el receptor
D.S.t	Desviación estandar de la temperatura
D.S.u	Desviación estandar de la componente de la velocidad del viento en el eje X
D.S.v	Desviación estandar de la componente de la velocidad del viento en el eje Y
D.S.w	Desviación estandar de la componente de la velocidad del viento en el eje Z
E	Escenario meteorológico base
dT/dz	Gradiente vertical de la temperatura en la atmósfera
e	Energía cinética asociada a la componente turbulenta del movimiento
f	Función de ponderación del estado de la pluma
F_b	Flujo boyante de la pluma
F_G	Flujo de calor hacia el suelo
F_m	Flujo de momentum de la pluma
f_p	Fración de la masa de la pluma contenida en la capa límite convectiva = $(1 - \text{Factor de Penetración})$
f_t	Función que pondera el efecto del terreno
H	Flujo de calor sensible
h_c	Altura específica del receptor
H_e	Altura genérica del receptor
h_{ed}	Altura de la pluma emitida bajo condiciones de dispersión directa
h_{eff}	Altura efectiva de la superficie
$(h_{eff})_{max}$	Altura máxima dentro del dominio de la simulación
h_{ep}	Altura por arriba de la base de la emisión de la fuente penetrada
h_{es}	Altura de fuente estable
$H_p\{x\}$	Altura del centro de masa de la pluma
H.R.	Humedad relativa
h_s	Altura de la emisión corregida por el efecto de arrastre hacia el suelo ("downwash")
H_u	Flujo de calor en la capa límite nocturna
g	Aderación de la gravedad (9.8 m/s ²)

Δh	Sigla general para referirse a la distancia ascendida por la pluma
Δh_d	Ascenso de la pluma dentro de la capa de mezcla (porción directa)
Δh_{eq}	Ascenso en equilibrio de la pluma
Δh_h	Altura de la capa que está entre la altura de la capa de mezcla (z_i) y el extremo superior de la chimenea
Δh_i	Ascenso de la pluma en la porción indirecta
Δh_p	Ascenso de la pluma en la porción penetrada
Δh_s	Ascenso de la pluma en la porción estable
I_n	Longitud de onda de la radiación neta
I.V.	Intensidad del viento
k	Constante de Von Karman (0,4)
L	Longitud de Monin-Obukhov
n	Cobertura de nubes (fraccional)
N	Frecuencia de Brunt-Vaisala
N_h	Frecuencia de Brunt-Vaisala por arriba de z_i
PBL	Capa límite planetaria (por sus siglas en inglés, planetary boundary layer)
P-G	Clases de estabilidad de Pasquill y Gifford
PMM	Parámetros micrometeorológicos
PMO	Parámetros meteorológicos ordinarios
Q	Tasa de emisión de la fuente
R	Radiación solar
$r(\varphi)$	Albedo (función de la elevación solar)
R_n	Radiación neta
R.S.	Radiación solar global
r_i	Radio de la chimenea, corregido por el efecto de arrastre hacia el suelo ("downwash")
S	Parámetro de dispersión lateral, factor que pondera la distribución de la concentración adyacente a la línea de acción del viento ("skewness")
SBL, CLE	Capa límite estable (por sus siglas en inglés, stable boundary layer)
T	Temperatura ambiente
T_g	Temperatura del gas de chimenea
T_v	Temperatura virtual
T_{Lyc}	Escala de tiempo Lagrangiano para la capa límite convectiva
T_{Lys}	Escala de tiempo Lagrangiano para la capa límite estable
T_{Lxc}	Escala de tiempo Lagrangiano para la capa límite convectiva en la vertical
T_{Lxs}	Escala de tiempo Lagrangiano para la capa límite estable en la vertical
ΔT_i	Diferencia de temperatura entre el gas de salida de chimenea y el ambiente
u	Velocidad del viento
u_p	Velocidad del viento a la altura de la pluma
u_{ref}	Velocidad del viento a la altura de referencia
u^*	Velocidad de fricción en la superficie
V	Velocidad del viento
w_j	Velocidad del viento en la vertical, para flujo ascendente ($j=1$) y para descendente ($j=2$)
w_i	Velocidad del gas de salida de la chimenea
w^*	Velocidad de escala convectiva
x	Distancia viento abajo (en la dirección del viento)
x_f	Distancia de la estabilización de la pluma
(x_r, y_r, z_r)	Localización del receptor en coordenadas cartesianas
(x_s, y_s, z_s)	Localización de algún punto en el terreno circundante
z_i	Altura de la capa de mezcla
z_{ic}	Altura de la capa límite de mezcla convectiva
z_{ieff}	Altura donde la pluma es reflejada hacia abajo debido al choque con el tope de la capa límite de mezcla

Z_{im}	Altura de la capa límite por efectos mecánicos
Z_o	Rugosidad
Z_{PG}	Altura de emisión usada en el experimento Prairie Grass (Barad, 1958)
Z_{ref}	Altura de referencia del viento
Z_{Tref}	Altura de referencia de la temperatura
$\langle u'w' \rangle$	Covarianza de la fluctuación de la velocidad del viento en las direcciones u y w
$\langle v'w' \rangle$	Covarianza de la fluctuación de la velocidad del viento en las direcciones v y w
$\langle w'T' \rangle$	Covarianza de la fluctuación de la velocidad del viento en la dirección w y la temperatura

Caracteres griegos

α	Factor que asocia la altura de mezcla convectiva y la altura de la emisión en condiciones directas de dispersión
β	Parámetro sin dimensiones que es obtenida experimentalmente para ajustar la turbulencia lateral ambiente por efecto de la advección
β_1	Parámetro de ajuste para la zona de "atrapamiento" o "entrainment" obtenido por Briggs (Briggs, 1984)
δC_k	Concentración perturbada para el escenario meteorológico k
δE_k	Perturbación del escenario meteorológico k
λ_E	Calor latente de evaporación
λ_j	Coefficiente que pondera las contribuciones a la dinámica atmosférica debido a los flujos ascendentes o descendentes
ρ	Densidad del aire
φ	Ángulo de elevación solar
θ	Temperatura potencial
θ_h	Temperatura potencial por arriba de z_i
θ_e	Temperatura de escala
σ_b	Dispersión inducida por efecto boyante dentro de la capa de mezclado (contribución directa e indirecta)
σ_{bp}	Dispersión inducida por efecto boyante por arriba de la capa de mezclado (contribución penetrada)
σ_{b1}	Dispersión inducida por efecto boyante en atmósferas estables o nocturnas
α_{eff}	Sigla que representa los parámetros efectivos
σ_{SB}	Constante de Stefan-Boltzman ($5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$)
σ_v	Turbulencia lateral
σ_{vc}	Turbulencia lateral parte convectiva
σ_{vm}	Turbulencia lateral parte mecánica
σ_{vo}	Turbulencia lateral valor en superficie
σ_{vT}	Turbulencia lateral total
σ_w	Turbulencia vertical
σ_{wc}	Turbulencia vertical parte convectiva
σ_{wm}	Turbulencia vertical parte mecánica
σ_{wmb1}	Turbulencia vertical parte mecánica en la capa límite planetaria
σ_{wmmmax}	Turbulencia vertical mecánica máxima en la parte residual
σ_{wmr}	Turbulencia vertical mecánica en la parte vertical por arriba de la capa límite planetaria residual
σ_{wT}	Turbulencia vertical total
$\sigma_{yp,zp}$	Dispersión total en la fuente penetrada
$\sigma_{y,zj}$	Dispersión total lateral y vertical, respectivamente, en la fuente directa e indirecta
σ_{y_a,z_a}	Turbulencia inducida por efecto de la misma atmósfera sobre la pluma emitida
$\sigma_{y_{zp},z_{ap}}$	Dispersión considerando que la pluma se transporta por arriba de la capa mezclado (contribución penetrada)

$\sigma_{y_{s1}, z_{s1}}$	Dispersión bajo una atmósfera estable o nocturna
σ_{y_d, z_d}	Dispersión inducida por el efecto de arrastre hacia el suelo ("Downwash")
σ_{y_1, z_1}	Dispersión total lateral y vertical para condiciones estables
$\sigma_{z_{aj}}$	Dispersión en la vertical por efecto de la atmósfera sobre la pluma emitida, los subíndices se refieren al ascenso y descenso de la pluma ($j = 1,2$), respectivamente
$\sigma_{z_{dj}}$	Dispersión en la vertical por efecto de la una contribución directa, los subíndices se refieren al ascenso y descenso de la pluma ($j = 1,2$), respectivamente
$\sigma_{z_{ej}}$	Contribución elevada a la dispersión en la vertical inducida por la turbulencia atmosférica
$\sigma_{z_{es}}$	Contribución elevada a la turbulencia atmosférica en condiciones estables
$\sigma_{z_{ss}}$	Contribución de la superficie a la turbulencia atmosférica en condiciones estables
$\sigma_{z_{zj}}$	Dispersión en la vertical bajo una contribución indirecta, los subíndices se refieren al ascenso y descenso de la pluma ($j = 1,2$), respectivamente
ψ_{dj}	Altura efectiva de la pluma emitida en una contribución directa (altura de la chimenea, + efecto de flotabilidad de la pluma + condición convectiva de la atmósfera)
ψ_{zj}	Altura efectiva de la pluma emitida en una contribución indirecta

GLOSARIO DE TÉRMINOS

Absorción de onda corta	Proceso de calentamiento de la superficie de la Tierra por efecto de la radiación solar en la región del ultravioleta. Este fenómeno se lleva a cabo en los momentos de alta incidencia solar
AERMET	Procesador diseñado para proporcionar la información meteorológica requerida por el modelo AERMOD conforme al formato de la base de datos generada por la Sociedad Meteorológica Americana
AERMIC	Comité creado por la Agencia de Protección del Ambiente de los Estados Unidos y la Sociedad Meteorológica Americana para el desarrollo de la siguiente generación de modelos de la calidad del aire
AERMOD	Modelo de dispersión de contaminantes desarrollado por la AERMIC
Albedo	Se define como el cociente de la radiación solar reflejada por la superficie terrestre y la incidente. El albedo es una forma de estimar la cobertura de nubes y es expresada de manera porcentual
Altura de la capa de mezcla	Región de la atmósfera donde la temperatura potencial virtual y la velocidad del viento son prácticamente constantes con la altura
Altura de la capa límite por efectos convectivos	Región de la atmósfera donde el fenómeno de mezclado es fuerte y tiene su origen en el gradiente de la temperatura, debido al calentamiento de la superficie terrestre, ocasionando movimientos ascendentes en la atmósfera
Altura de la capa límite por efectos mecánicos	Región de la atmósfera donde el fenómeno de mezclado es fuerte y tiene su origen en el gradiente de la velocidad del viento. Contribución presente de manera permanente en la atmósfera pero que es más intenso durante los períodos nocturnos
Altura de medición de la temperatura	Distancia sobre el nivel de la superficie en que se ubica el termohigrómetro para medir la temperatura ambiente
Altura de medición de la velocidad del viento	Distancia sobre el nivel de la superficie en que se ubica el anemómetro para medir la velocidad del viento
Anemómetro sónico	Sensor utilizado para medir el nivel de turbulencia atmosférica a través de las componentes ortogonales del viento y la temperatura y su principio de operación es la velocidad de transmisión del sonido en el aire. Este tipo de sensor puede trabajar a una alta frecuencia de adquisición de datos (10 a 20 Hertz)
Anemómetro triaxial	Sensor utilizado para medir el nivel de turbulencia atmosférica a través de las componentes ortogonales del viento y su principio de operación es de tipo mecánico. Este tipo de sensor puede trabajar a una alta frecuencia de adquisición de datos (1 Hertz)
APA (EPA)	Agencia de Protección Ambiental de los E.E.U.U.A. (U.S. Environmental Protection Agency, EPA)
Arrastre de la pluma	Caída descendente de la pluma debido a obstáculos ("downwash" en inglés)
Bandera de terminación del radiosondeo	Señalamiento utilizado en el modelo AERMOD para denotar que el radiosondeo ha terminado
Barómetro	Sensor para medir la presión barométrica

Bowen, relación de	Se define como el cociente del flujo de calor sensible y el flujo de calor latente. Este parámetro permite conocer el tipo de intercambio energético para un sistema
CALPUFF	Modelo de dispersión de contaminantes que incorpora la transformación química en sus algoritmos, este modelo fue estudiado por la Oficina de Protección Ambiental de California en los Estados Unidos de América
Calor específico	Cantidad de calor necesaria para que aumente 1°C la temperatura de la unidad de masa del aire a presión constante
Capa superficial	Aquella parte de la atmósfera que está en contacto con la superficie de la Tierra y en la cual los perfiles de las principales magnitudes meteorológicas siguen las leyes de similitud
Coefficientes de dispersión	Son los parámetros que rigen la dispersión de contaminantes atmosféricos en los modelos de calidad del aire
Concentración del contaminante	Contenido másico de un contaminante por unidad de volumen que está presente en la atmósfera
Concentración patrón del escenario	Estimado de la cantidad de masa de contaminante por unidad de volumen que está presente en un escenario meteorológico base
Concentración lateral	Es aquella concentración que no se encuentra en la línea de acción del viento
Condiciones estables de la atmósfera	Períodos nocturnos, donde existe prácticamente nula convección natural en la atmósfera
Covarianza $\langle u'w' \rangle$	Parámetro de origen estadístico que brinda información sobre la fluctuación de la velocidad del viento en el eje x (u) con respecto a la fluctuación de la velocidad del viento en el eje z (w). Además se utiliza para conocer el nivel de turbulencia atmosférica
Covarianza $\langle v'w' \rangle$	Parámetro de origen estadístico que brinda información sobre la fluctuación de la velocidad del viento en el eje y (v) con respecto a la fluctuación de la velocidad del viento en el eje z (w)
Covarianza $\langle w'T' \rangle$	Parámetro de origen estadístico que brinda información sobre la fluctuación de la velocidad del viento en el eje z (w) con respecto a la fluctuación de la temperatura
Densidad del aire	Es la cantidad de masa de aire por unidad de volumen
Desviación estándar de la velocidad en la vertical	Parámetro de origen estadístico que se utiliza para conocer la fluctuación de la componente ortogonal de la velocidad del viento en el eje vertical
Desviación estándar lateral	Parámetro de origen estadístico que se utiliza para conocer la fluctuación de la componente de la velocidad del viento en la horizontal y en dirección perpendicular a la línea de acción al viento
Dirección del viento	Parámetro de que proporciona la información sobre en que ángulo se transportará en la atmósfera una pluma contaminante
“Discreta” (separada)	Anglicismo comúnmente usado por los matemáticos derivado de la mala traducción de <i>discrete</i> , separado por <i>discret</i> , discreto
Dispersión lateral	Transporte de contaminantes en la atmósfera que no sucede en la línea de acción del viento, fenómeno que está asociado con la turbulencia atmosférica
Energía cinética turbulenta, ECT	Energía cinética ϵ asociada a la componente turbulenta del movimiento (por sus siglas en inglés, TKE)

Escala espacial de la turbulencia	Distancia a la cual las propiedades, como la temperatura y velocidad de los vórtices, que definen los remolinos, es uniforme. Parámetro utilizado para describir el comportamiento e la turbulencia atmosférica
Escala temporal de la turbulencia	Intervalo de tiempo característico que poseen los vórtices de velocidad de los remolinos, representación para describir la turbulencia atmosférica
Escenario meteorológico base	Conjunto de variables meteorológicas (Intensidad del viento, temperatura ambiente, velocidad de fricción, velocidad convectiva, Longitud de Monin-Obukhov, flujo de calor sensible, gradiente de temperatura en la vertical y altura de mezcla, tanto mecánica como convectiva) que definen la condición de mezclado en la atmósfera
Escenario meteorológico perturbado	Conjunto de variables meteorológicas (Intensidad del viento, temperatura ambiente, velocidad de fricción, velocidad convectiva, Longitud de Monin-Obukhov, flujo de calor sensible, gradiente de temperatura en la vertical y altura de mezcla, tanto mecánica como convectiva)
Estabilidad atmosférica	Parámetro utilizado para caracterizar atmósfera y definir el tipo de transporte de contaminantes. Valores empíricos identificados por letras (A, ..., F). La letra A, significa muy inestable o convectivo, pasando por una D que es una estabilidad neutra y llegando a una F que corresponde a una atmósfera muy estable o condiciones nocturnas
Estocástico y determinístico	En estudios de simulación, se aplica el término estocástico cuando se refiere a un fenómeno con una fuerte componente aleatoria. Así, un "Proceso Estocástico" se puede definir como un sistema que sufre cambios en el tiempo de manera aleatoria o de manera muy compleja. El término determinístico se usa cuando un fenómeno es representado de manera satisfactoria por una o más variables previamente determinadas
Estratificación atmosférica	Efecto que existe por el transporte energético proveniente del calentamiento de la Tierra a través de la atmósfera, lo que ocasiona la generación de capas de aire que tienen propiedades características. Está dada en la dirección vertical (ver Anexo F). Las capas más importantes son: La capa superficial, la capa de mezclado, la zona de "atrapamiento" ("entrainment") y la atmósfera libre
Evaluaciones de impacto ambiental	Estudios regulados por las autoridades ambientales para conocer los niveles de afectación de los recursos naturales (aire, agua, fauna, flora y suelo) por efecto de la actividad humana
Evaluaciones de riesgo	Estudios regulados por las autoridades ambientales, de higiene y seguridad industrial y de desarrollo social para conocer los niveles de exposición a alguna condición que pueda afectar la salud y calidad de vida por parte de la sociedad en general por efecto de alguna actividad humana
Evolución horaria	Término utilizado para definir la tendencia de una propiedad a lo largo de un ciclo de 24 horas, con el fin de conocer comportamiento en períodos nocturnos y de alta radiación solar
Factor de rugosidad	Característica específica que poseen los diversos tipos de suelo, debido a estructuras, montañas, árboles, etc, que, junto con la interrelación con el viento ocasiona una variación de la velocidad del viento en la vertical
FCI (ISC)	Modelo para estimar las fuentes de contaminantes de origen industrial (Industrial Source Complex model, ISC)
Flotabilidad de la pluma	Es la ascensión de la pluma emitida por una fuente debido a una diferencia de temperatura de la pluma con respecto a los alrededores, que ocasiona una diferencia en las densidades
Flujo de calor sensible	Intercambio energético entre la superficie terrestre y las parcelas de aire próximas a ésta que ocasiona un incremento en la temperatura en el aire

Flujo de calor latente	Intercambio energético entre la superficie terrestre y las parcelas de aire próximas a ésta y que no ocasiona un incremento en la temperatura en el aire, solo un cambio de fase en ella
Fuentes	Directa (o fuente real de la chimenea), indirecta (que toma en cuenta la dispersión hacia abajo en la parte superior de la capa convectiva) y penetrada (que consiste en el material que inicialmente entró a la capa arriba de la convectiva y que después reingresa a la zona convectiva)
Gradiente vertical de la temperatura	Diferencial de temperatura que existe en la atmósfera debido al efecto de calentamiento y/o enfriamiento de dos materiales, como lo son la tierra y el aire
Información meteorológica convencional	Emplea la dirección e intensidad del viento, la temperatura ambiente, la cobertura de nubes en el cielo, la humedad y la radiación global, entre otras variables
Información meteorológica turbulenta	Emplea las componentes ortogonales del viento y la temperatura ambiente con una frecuencia de adquisición de datos de 20 Hertz
Intensidad del viento	Variable de tipo escalar que denota la magnitud del vector velocidad del viento
Longitud de Monin-Obukhov	Parámetro micrometeorológico que permite definir el tipo régimen turbulento reinante en la atmósfera (convectivo o mecánico)
Momentum mecánico de la pluma	Se refiere al transporte ascendente que presenta la pluma por efecto de la velocidad de salida de la chimenea
Monitoreo	Medición y/o evaluación de parámetros de interés. La palabra es admitida por la Real Academia de la Lengua Española como un americanismo versión difundida por un comunicado vía correo electrónico (consu2@rae.es) el día 10 de julio de 2001
Optimización	Método matemático para determinar los valores de las variables que hacen máximo el rendimiento de un proceso o un sistema
Optimar	Buscar la mejor manera de realizar una actividad
Parametrización	Expresión que establece los parámetros que definen un fenómeno. La palabra es incorporada por la Real Academia de la Lengua Española en la base de datos llamada CREA (Corpus de Referencia del Español Actual). La palabra fue propuesta por Salvador Senent en 1975 en España en un artículo de Química llamado "La química cuántica: Su importancia en el desarrollo de la Química moderna". Información obtenida de la página electrónica de la Real Academia de la Lengua Española (http://www.rae.es)
Parametrizar	Acción de establecer los parámetros que se asocian a la reproducción de un fenómeno. La palabra es incorporada por la Real Academia de la Lengua Española en la base de datos llamada CREA (Corpus de Referencia del Español Actual). La palabra fue propuesta por Carlos Dávila en 1975 en España Información obtenida de la página electrónica de la Real Academia de la Lengua Española (http://www.rae.es)
Parámetro de dispersión lateral	Factor que pondera la distribución de la concentración adyacente a la línea de acción del viento
Perfil de distribución de concentración transversal	Distribución espacial de la concentración en la dirección perpendicular a la línea de acción del viento
Perfil de fluctuaciones del viento	Información de la atmósfera que permite conocer el perfil de la turbulencia atmosférica estimada estadísticamente con la fluctuación del viento

Piranómetro	Sensor utilizado para medir la radiación solar global incidente, desde un ángulo sólido igual a $2p$, sobre una superficie plana. Este sensor consta de una termópila que suministra un milivoltaje
Perfil vertical del viento	Corte vertical de la atmósfera que permite conocer la variación de la intensidad y dirección del viento por medio de radiosondas; dicha variación dependerá fuertemente de las características del terreno y de la meteorología en superficie
Pluma	Término utilizado para referirse al conjunto de gases y/o partículas emitidas por parte de una fuente móvil o fija
Pluviómetro	Sensor empleado para medir la cantidad de lluvia recibida en la superficie terrestre, éste puede realizar mediciones horarias por medio de una señal de pulsos, que cuenta los volúmenes de lluvia por unidad de tiempo (hora)
PROMI	Procesador micrometeorológico diseñado para proveer la información turbulenta necesaria para el modelo AERMOD utilizando variables meteorológicas convencionales y para regiones tropicales
Propiedades de la atmósfera	Características de la atmósfera que le otorgan propiedades específicas y que afectan la dinámica atmosférica, es decir el tipo de transporte de contaminantes. Los principales parámetros utilizados para caracterizar la atmósfera son: Intensidad y dirección del viento, temperatura ambiente de bulbo seco y de bulbo húmedo, presión atmosférica y radiación solar
Radiación solar global	Es la cantidad de energía emitida por el Sol sobre la superficie de la Tierra, considerando únicamente la contribución directa
Radiación solar neta	Es la cantidad de energía emitida por el Sol sobre la superficie de la Tierra menos la radiación emitida por la superficie por el calentamiento de la misma
Radiómetro neto	Sensor utilizado para medir la radiación solar neta que llega a la superficie de la Tierra. Este sensor consta de dos fotoceldas una en la parte de abajo y otra arriba, su electrónica le permite realizar una resta entre ambas lecturas
Radiosondeos atmosféricos	Técnica utilizada para conocer las propiedades físicas de la atmósfera a diferentes alturas, las propiedades medidas son : Velocidad y dirección del viento, presión atmosférica, temperaturas de bulbo húmedo y seco. La técnica consiste en lanzar un globo meteorológico que con una sonda envía la información a un receptor en la superficie
Reemisión de onda larga	Proceso de enfriamiento de la Tierra, después de absorber energía de onda corta, el cual involucra emisión de radiación en onda larga (infrarrojo). Este fenómeno se presenta en los periodos nocturnos
Regímenes de escala	Se definen como aquellas regiones en la capa límite donde se tiene la influencia de los procesos turbulentos a micro y gran escala
Remolino	Concepto utilizado para visualizar y conceptualizar el fenómeno de la turbulencia atmosférica, la cual está integrada por diversos remolinos de diferentes tamaño
Rugosidad	Término que representa las variaciones en la superficie y que interactúa con la velocidad del viento ocasionando fluctuaciones en su perfil vertical en la atmósfera
Sensor ecoacústico tipo Rass	Dispositivo que determina el perfil vertical de la temperatura a través de los cambios de la velocidad del sonido en el medio

Sensores	Dispositivos utilizados para conocer propiedades de la atmósfera e incorporar esta información en los modelos de dispersión de contaminantes. Los sensores tradicionales miden la dirección e intensidad del viento, temperatura, humedad relativa, presión atmosférica y radiación solar. Existen otro tipo de sensores más sofisticados que sirven para medir la turbulencia atmosférica o las variaciones en la vertical de las propiedades físicas de la atmósfera, entre los cuales se encuentran el anemómetro sónico, el llamado "sodar", el tipo "rass", etc
Similaridad, leyes de	Representación de un fenómeno complejo de gran escala a partir de experimentos realizados a una escala espacial y temporal menor al problema original
Similaridad, teoría de	Representación de un fenómeno complejo a gran escala, como lo es la turbulencia atmosférica, a partir de experimentos realizados a una escala espacial y temporal mucho menor al problema original y que con lleva a su descripción. Para el caso de la turbulencia atmosférica esta teoría utiliza parámetros como son: Velocidad de fricción, velocidad convectiva, Longitud de Monin-Obukhov, flujo de calor sensible y temperatura de escala
SMA (AMS)	Sociedad Meteorológica Americana (American Meteorological Society, AMS)
Sodar	Sensor ecoacústico, el cual determina las propiedades físicas a través de los cambios de la velocidad del sonido en el medio. Las propiedades medidas son: Las componentes ortogonales del viento y de la temperatura en la vertical y a diferentes alturas
"Software"	Término utilizado para designar la parte lógica y de programas que están instalados en una computadora
Tasa de emisión	Variable de operación de equipos de proceso, como las calderas, que se utiliza para conocer su nivel de emisión de contaminantes a la atmósfera
Temperatura de escala convectiva	Parámetro utilizado por la teoría de similitud para definir qué tan intensos (calientes) son los flujos ascendentes de parcelas de aire con respecto a los alrededores
Temperatura virtual	Es la temperatura que una parcela de aire seco debe tener para igualar su densidad a la del aire húmedo a la misma presión
Teoría de difusión de Taylor	Abstracción del fenómeno de la turbulencia atmosférica, la cual considera la existencia de remolinos de tamaño definido y que tienen propiedades físicas uniformes a lo largo y ancho del mismo
Termohigrómetro	Instrumento que mide los cambios de temperatura y humedad atmosférica con una frecuencia de cada segundo en el registro de la medición
TKE	Ver ECT
Turbulencia atmosférica	Mecanismo implicado en la difusión en la atmósfera y que tiene un origen altamente aleatorio
Velocidad convectiva	Es una medida de la intensidad y amplitud espacial del transporte vertical debido a la turbulencia atmosférica generada por la convección natural de las masas de aire, resultado del calentamiento de la superficie terrestre por la insolación
Velocidad de fricción	Magnitud que representa el transporte del flujo turbulento de momento horizontal en la vertical, generado por la fricción que existe entre el viento y la rugosidad de la superficie de la Tierra
Velocidad del viento	Variable que representa la magnitud del transporte de los componentes de la atmósfera por efecto mecánico
Zona de atrapamiento	Región de la atmósfera donde ocurre un intercambio de propiedades físicas entre la capa de mezclado y la atmósfera libre. Esta región también es conocida por su nombre en inglés ("entrainment")

CAPÍTULO I

MARCO GENERAL DE LA INVESTIGACIÓN

I.1 ANTECEDENTES

Los procesos industriales son fuentes generadoras de emisiones contaminantes, las cuales pueden impactar negativamente al ambiente así como a la salud humana. El desarrollo industrial, si bien es una fuente de trabajo y de satisfactores para la comunidad, históricamente ha demostrado que también modifica al entorno ecológico e incide en la salud de los seres vivos. Por ello es que se ha asociado al desarrollo industrial con un deterioro en los ecosistemas. Sin embargo, esta situación tiende a cambiar mediante el concepto denominado desarrollo sustentable, el cual procura no sacrificar los recursos naturales ni el desarrollo económico - social de una región. Este concepto ha surgido gracias a la creciente preocupación ecológica de los individuos, quienes han presionado a las autoridades responsables de las políticas ambientales a establecer criterios o metodologías que permitan controlar y mantener las condiciones que favorezcan la salud humana y la preservación de los recursos naturales.

Los encargados de las políticas ambientales necesitan regular y planear los polos de crecimiento y, para ello, se debe evaluar el impacto sobre la calidad del aire y la salud humana en una región específica derivado del desarrollo industrial. En este sentido es necesario evaluar entre otros factores la dispersión de contaminantes emitidos a la atmósfera y definir los niveles y áreas de impacto ambiental, así como conocer los factores involucrados en la generación, transporte y transformaciones químicas y físicas de los agentes contaminantes.

En esta investigación se estudia el transporte turbulento de contaminantes en la atmósfera de regiones tropicales (entre el Ecuador y el Trópico de Cáncer), considerando las condiciones meteorológicas específicas de algunas zonas. El fenómeno de la dispersión atmosférica es sumamente complejo debido a la existencia de una gran cantidad de factores involucrados, tales como el tipo de emisión (gases, partículas, etc), los parámetros atmosféricos que gobiernan dicha dispersión (dinámica y turbulencia atmosférica), las condiciones geofísicas de la región y las características físicas de la fuente emisora (altura, diámetro, etc) (Gifford, 1961).

Los modelos de dispersión atmosférica se manifiestan como necesarios si se considera que la previsión y cuantificación del impacto ambiental atmosférico sólo es posible a través de un análisis apropiado del transporte de contaminantes en la atmósfera (Tilden y Seinfeld, 1982) (Smith, 1984). La necesidad de abordar la problemática de la contaminación atmosférica a través del análisis de los resultados obtenidos con los modelos de dispersión se presenta como primordial e insustituible frente a otras técnicas, ya que permite obtener resultados con

antelación a la implantación de la industria. Si bien es cierto que cualquier simulación de un fenómeno tan complejo como lo es la dispersión atmosférica nunca es exacta, no es menos cierto que los resultados de un modelo son el instrumento más útil, hasta el momento, en la toma de decisiones para la planificación y en la adopción de medidas preventivas y correctivas, ya que con ellos se identifica y se disciernen cuáles zonas pueden tener mayor o menor incidencia de contaminación atmosférica procedente de una instalación o instalaciones determinadas. Los modelos de dispersión atmosférica aparecen como instrumentos de gran utilidad y, en muchas ocasiones, como prioritarios en los programas de control de contaminantes, cuando es necesario abordar, entre otros, los siguientes problemas:

- Evaluaciones de impacto ambiental o de riesgo de uno o varios focos de contaminación atmosférica de carácter puntual, lineal o superficial existentes o previstos
- Optimización de definiciones de alturas de chimeneas para instalaciones industriales grandes y medianas
- Estudios de pre-operación (llamados también punto cero) o estudios de contaminación de fondo
- Determinación de la "carga de contaminantes permitida" para un centro urbano específico
- Planificación urbana e industrial (a escalas regional, local y nacional)
- Diseño de redes de calidad del aire
- Predicción de la contaminación potencial (Programas de prevención)

El uso de los modelos para evaluar la dispersión de contaminantes es cada vez más extenso, ya que posee ciertas ventajas en la estimación y pronóstico de las áreas de impacto ambiental, tales como la de minimizar el número de puntos para la evaluación de la calidad del aire, cuya realización es costosa y lenta y consume demasiados recursos, tanto humanos como de infraestructura y materiales. La simulación abre, además, la posibilidad de realizar múltiples corridas o pruebas cambiando las condiciones de operación y de diseño, con el fin de observar su repercusión en la calidad del aire estimada en tiempos cortos, permitiendo sintetizar nuevos procesos o tecnologías más limpias y, por último, tener información veraz que apoye la toma de decisiones y la planeación de acciones de control de los contaminantes (López, 1997). No obstante, es importante subrayar que la confiabilidad de un modelo está directamente relacionada con el banco de datos disponible, siendo fundamental la información meteorológica. A nivel mundial se están haciendo esfuerzos para la creación de modelos que consideren cada vez de mejor manera todos los factores involucrados en el fenómeno de la dispersión atmosférica. Estos nuevos desarrollos requieren, sin embargo, de cada vez mayor información sobre los parámetros micrometeorológicos y geofísicos.

Dentro de los continuos avances en el área de los modelos de dispersión de contaminantes, resaltan los realizados por la Sociedad Meteorológica Americana (American Meteorological Society, AMS) y la Agencia de Protección Ambiental (Environmental Protection Agency, EPA), ambas de los EEUUA, para la formación de un comité, conocido como AERMIC (por las palabras en inglés AMS EPA Regulatory Model Improvement Committee), con el objetivo de desarrollar la nueva generación de modelos de dispersión (Aermic, 1995a,b). Este comité propuso como punto de partida la mejora del modelo llamado Industrial Source Complex (ISC) (EPA, 1987; Lee y Perry, 1995). El nuevo modelo, además

de ser instrumentado fácilmente, debía contener el estado actual de la ciencia en el área de dispersión atmosférica para garantizar estimaciones confiables de las concentraciones de contaminantes gaseosos bajo una amplia gama de condiciones ambientales (Perry y Paumier, 1995). Bajo estos lineamientos, se ha estado desarrollando el modelo AERMOD (Acronimo de AERmic MODel), el cual además de las ventajas heredadas de ISC (Schwede y col., 1997; Weil, 1992), tiene algoritmos nuevos para la dispersión en las capas límite estable y convectiva, la elevación de la pluma por flotabilidad, la penetración de la pluma dentro de inversiones elevadas, el tratamiento de fuentes de emisión a nivel superficial (cercasas o alejadas de la superficie) y el cálculo de los perfiles verticales del viento, la turbulencia y la temperatura.

Los nuevos algoritmos de cálculo ya no requieren de datos de estabilidad atmosférica, que era una forma de caracterizar la turbulencia, muy utilizada en los antiguos modelos. Por el contrario, los nuevos modelos utilizan directamente información de la turbulencia atmosférica a través de la teoría de similaridad (Venkatram, 1992). En el caso del AERMOD, esta información normalmente es provista por un procesador de parámetros micrometeorológicos llamado AERMET, por AERmod METeorology (EPA, 1995), el cual necesita datos de la turbulencia atmosférica, cobertura de nubes y temperatura ambiente a nivel de la superficie, así como datos sobre el albedo, la relación de Bowen y la rugosidad.

Desafortunadamente, estas herramientas no se pueden utilizar de manera generalizada en México, ya que la gran mayoría de las estaciones meteorológicas no registran todos los datos que el modelo requiere sobre la turbulencia en la atmósfera. Por tales razones, en esta investigación, se plantea la realización de un estudio de sensibilidad del modelo que se desea estudiar (el AERMOD) para definir las variables micrometeorológicas relevantes en su representación del fenómeno de dispersión, que permitan diseñar un procesador micrometeorológico adecuado para regiones tropicales ubicadas entre el Trópico de Cáncer y el Ecuador, que es donde se encuentran ubicadas la mayor parte de las industrias contaminantes en México y que utilice la meteorología convencional para generar la información turbulenta (Hicks, 1985).

I.2 CARACTERIZACIÓN DE LA ATMÓSFERA

El transporte turbulento de contaminantes gaseosos es un proceso sumamente complejo, ya que implica movimientos aparentemente caóticos que son el resultado de una amplia gama de remolinos de diferentes tamaños. Los remolinos de gran escala, son aquellos que dependen del tiempo y son espacialmente no homogéneos, produciendo movimientos coherentes de la pluma de dispersión de contaminantes gaseosos, mientras que los remolinos de menor escala, incrementan la dispersión del contaminante, facilitando su mezclado con el aire ambiente (Sykes, 1997).

Otra cuestión importante involucrada en el fenómeno de la dispersión atmosférica es la de la altura de la capa de mezcla, la cual se define como la región donde la temperatura potencial virtual y la velocidad del viento son prácticamente constantes con la altura. En la capa de mezcla, el flujo turbulento de calor sensible disminuye con la altura de manera casi lineal, desapareciendo en la parte superior de ésta. La estimación de la evolución de la capa de mezcla resulta importante para acercarse cada vez más a una representación más fidedigna del fenómeno de dispersión. Experimentalmente es posible estimar la altura de la capa de mezcla, analizando los perfiles verticales de temperatura potencial virtual que se obtienen mediante la

realización de radiosondeos (Vaisala, 1997). Gryning y Batcharova (1990) propusieron un método para estimar el desarrollo de la capa de mezcla.

Durante las horas de la mañana, la altura de la capa de mezcla no es alta (menos de 250 metros), pero evoluciona rápidamente por efecto de la radiación solar, alcanzando su mayor altura (2400 metros) a las 16:00 o 17:00 horas, momento en que comienza a cesar el efecto de la radiación solar. La capa de mezcla aumenta debido a que el aire caliente cercano a la superficie de la Tierra fluye libremente hacia arriba, hasta que se equilibra térmicamente con las parcelas de aire superiores, ajustándose al nivel de energía cinética turbulenta dentro de la capa de mezcla. La turbulencia dentro de la capa de mezcla diurna se debe principalmente a la convección natural y al viento cortante (Sozzi y col., 2001).

En períodos nocturnos (condiciones estables) de la atmósfera, no existe efecto de la radiación solar. Al desaparecer el efecto de convección natural en la atmósfera, se desarrolla en la región cercana a la superficie terrestre una capa caracterizada por condiciones débiles de turbulencia, así como heterogénea (Briggs, 1972). La turbulencia presente en los períodos nocturnos tiene su origen por efecto mecánico solamente; es decir, depende de la estructura del campo de viento de la región y de la rugosidad del terreno.

Si bien es importante caracterizar la atmósfera en la superficie, también es cierto que la variación de las propiedades de la atmósfera (temperatura potencial virtual, velocidad del viento) en la dirección vertical influyen en la tendencia de la dispersión de contaminantes. Por ello, se han desarrollado nuevas teorías y se ha generalizado el uso de sensores rápidos para conocer el estado de la turbulencia atmosférica. En el AERMOD se usan algoritmos de cálculo que involucran otra forma de caracterizar la atmósfera, y tiene la capacidad de procesar información meteorológica en la dirección vertical, a través de datos de radiosondeos.

De los estudios de radiosondeos atmosféricos, se encuentra que la atmósfera está estratificada verticalmente (ver Anexo F). Las capas más importantes son: La capa superficial, la capa de mezclado, la zona de "atrapamiento" ("entrainment") y la atmósfera libre. Estas capas poseen diversas características que repercuten en la dispersión atmosférica: La capa superficial es aquella parte de la atmósfera que está en contacto con la superficie de la Tierra y en la cual los perfiles de las principales magnitudes meteorológicas siguen las leyes de similitud.

En la capa de mezcla, los perfiles de la temperatura potencial e intensidad del viento presentan pocos cambios y domina la turbulencia atmosférica. La atmósfera libre es la capa que está por encima de la capa de mezclado, existiendo una ausencia de turbulencia atmosférica. En la atmósfera libre, las variables meteorológicas medias presentan considerables variaciones. La zona denominada como de "atrapamiento", se ubica entre la capa de mezcla y la atmósfera libre. En esta delgada capa se realiza el intercambio de parcelas de aire entre la atmósfera libre y la capa de mezcla y las propiedades del aire en esa capa presentan grandes variaciones.

Las características de cada una de estas capas influye en el comportamiento de la dispersión atmosférica (López y Salcido, 2000b). Las principales contribuciones a la dispersión se encuentran en la capa de mezcla. En esta capa predomina el fenómeno de la turbulencia y es justamente donde se desarrolla la actividad industrial, generadora de emisiones

a la atmósfera. La existencia de estas capas es considerada en los nuevos desarrollos de los modelos de dispersión atmosféricos. Por ejemplo, el AERMOD considera diferentes contribuciones al transporte de contaminantes en las diferentes capas de la atmósfera.

El incremento en los avances del conocimiento del transporte turbulento y la dinámica atmosférica han llevado a la generación de nuevas teorías y aproximaciones que ayudan a representar mejor el fenómeno de la dispersión de contaminantes en la atmósfera. El transporte turbulento es un fenómeno no del todo comprendido, el cual ha tratado de ser explicado de manera tanto estocástica como determinística. La caracterización de la atmósfera se ha venido realizando por medio de información meteorológica convencional, usando la dirección e intensidad del viento, la temperatura ambiente, la cobertura de nubes en el cielo, la humedad y la radiación global, entre otras variables. Con estas mediciones y la realización de radiosondeos para obtener la altura de mezclado, se pueden estimar las categorías de estabilidad atmosférica a través del uso de metodologías ampliamente conocidas, tales como las de Pasquill (Hanna y col., 1977).

Las metodologías de Pasquill-Gifford (Pasquill, 1976) o Pasquill-Gifford-Turner (EPA, 1994) son utilizadas para la estimación de la estabilidad atmosférica con cierto grado de confiabilidad. La primera se basa en el conocimiento de las intensidades del viento y la hora del día y proporciona los valores de la estabilidad atmosférica, identificados por letras (A, ..., F). La letra A, significa muy inestable, pasando por una D que es una estabilidad neutra y llegando a una F que corresponde a una atmósfera muy estable.

Una variante de lo anterior utiliza el grado de insolación solar. Ambas metodologías han sido usadas extensamente (Seinfeld, 1986), pero estas formas de caracterizar a la atmósfera pueden ser en ocasiones un tanto subjetivas. La idea de categorías de estabildades atmosféricas fue un concepto práctico para caracterizar la atmósfera (Turner, 1997), pero resulta limitada e insuficiente para representar la amplia gama de posibilidades o estados de la turbulencia atmosférica. Por lo anterior, se han buscado otras formas de caracterizar el estado de la turbulencia atmosférica. Una de ellas es la de utilizar la teoría de similaridad, que involucra la velocidad de fricción, la velocidad convectiva, la Longitud de Monin-Obukhov, el flujo de calor sensible y la temperatura de escala.

I.3 AVANCES EN LA ESTIMACIÓN DE LA DISPERSIÓN ATMOSFÉRICA

Actualmente existen sensores muy rápidos (anemómetro sónico, sensores sodar y ras, etc) y nuevos conocimientos que permiten caracterizar la atmósfera de manera más completa. Internacionalmente, se están haciendo estudios para la creación de modelos más representativos de los fenómenos de transporte de contaminantes en la atmósfera que involucren los avances recientes en la caracterización de la turbulencia atmosférica. Sin embargo, esta representación de esos fenómenos requiere de mayor cantidad y calidad en la información micrometeorológica. Algunos de los avances recientes, para el caso del AERMOD en particular, se refieren a nuevas formas de estimación de los coeficientes de dispersión y a la inclusión de la dispersión lateral en los modelos.

La dispersión lateral es un parámetro estadístico de mucho interés en los modelos de dispersión Gaussianos. A nivel de laboratorio y con experimentos se ha demostrado que el perfil de distribución de concentración transversal se aproxima a una distribución Gaussiana (Weil, 1985). Por eso es posible estimar la concentración lateral en cualquier punto por medio del parámetro de dispersión lateral. La estimación de la dispersión lateral de los contaminantes bajo condiciones convectivas ha sido tratada de diversas formas (Briggs, 1993). Degrazia (1998), por ejemplo, estudió una nueva formulación para calcular la dispersión, la cual es válida para condiciones atmosféricas inestables, y está basada en el espectro turbulento de energía cinética y en la teoría de difusión de Taylor. Los estudios han sido comparados a través de una serie de datos y su evaluación estadística, obteniendo que la "parametrización" propuesta es adecuada para aplicaciones avanzadas en modelos de calidad del aire.

Los coeficientes de dispersión son los parámetros clave en los modelos de calidad del aire y su uso en condiciones de baja intensidad del viento (esto es bajo una condición atmosférica estable) involucra cierto grado de incertidumbre. Sharan (1995) presentó una forma de calcular dichos parámetros en condiciones de vientos de baja intensidad y los comparó con los estimados por los métodos tradicionales, obteniendo mejores resultados. No obstante, el conocimiento actual y el entendimiento de la turbulencia atmosférica bajo condiciones estables dista todavía de ser completo (Hanna, 1983; Kemp, 1996).

Agarwal (1995) discutió la variación de los parámetros de turbulencia en la capa superficial y su dependencia con la estabilidad atmosférica, utilizando datos micrometeorológicos obtenidos con un anemómetro sónico. En la generación de la turbulencia atmosférica existen principalmente dos contribuciones, el efecto mecánico (debido a la fricción del viento cortante) y el efecto térmico (debido a los gradientes de temperatura). La contribución mecánica a la turbulencia atmosférica se manifiesta esencialmente por la existencia de fuertes gradientes de velocidades, creando zonas de diferentes velocidades y generando pequeños vórtices. La contribución térmica a la turbulencia es debida al calentamiento de la Tierra durante las horas de día, lo cual genera una capa límite convectiva y da lugar a un transporte de parcelas de aire en la dirección vertical. En la noche, una capa límite estable se forma arriba de la superficie de la Tierra debido al enfriamiento radiativo del suelo. La velocidad del viento cerca de la superficie tiende a ser menor aún durante las condiciones nocturnas. Un gran número de los avances antes mencionados se han integrado en los algoritmos de cálculo del AERMOD, el cual en la actualidad se considera como el modelo que contiene la forma más completa de caracterizar la turbulencia atmosférica. Debido a ello, este trabajo se centra en el estudio del AERMOD, no obstante que aún se encuentra en desarrollo y evaluación por parte de la comunidad científica mundial.

I.4 EL MODELO ATMOSFÉRICO EN ESTUDIO: AERMOD

El AERMOD es un modelo basado en la solución del fenómeno de transporte en la atmósfera bajo la hipótesis de que los contaminantes se distribuyen espacialmente siguiendo una función de distribución normal (Gaussiana). Se considera que la pluma de gases contaminantes se transporta en un régimen estacionario y tiene una distribución Gaussiana de la concentración, tanto en la horizontal como en la vertical. El AERMOD, por otra parte, está diseñado para tratar el fenómeno de reflexión de la pluma, es decir, cuando una porción de la masa de la pluma emitida por la fuente se transporta hasta la parte superior de la capa límite

por efecto de la convección natural y regresa a mezclarse en la capa superficial. Los algoritmos consideran también que la pluma emitida por la chimenea puede penetrar por arriba de la capa límite superior (Willis y Deardorff, 1981). Este comportamiento de la pluma es considerado en el modelo, lo que le otorga más veracidad en la reproducción del fenómeno. Estas contribuciones se denominan como fuentes, directa (o fuente real de la chimenea), indirecta (que toma en cuenta la dispersión hacia abajo en la parte superior de la capa convectiva) y penetrada (que consiste en el material que inicialmente entró a la capa arriba de la convectiva y que después reingresa a la zona convectiva).

Weil, en 1997, presentó un modelo de dispersión que se basa en una función de densidad de probabilidad para plumas que presentan un ascenso por flotabilidad en la capa convectiva, con lo cual obtuvo la concentración a partir de una función de probabilidad en la dirección horizontal. Asimismo, realizó una comparación entre los resultados de su modelo y lo observado al nivel de la superficie y alrededor de plantas de generación de electricidad, obteniendo buenos resultados (que son considerablemente mejores que aquellos obtenidos con modelos tradicionales de plumas Gaussianas). Este esquema es el que utiliza el AERMOD.

Las principales mejoras del modelo se realizaron a partir de varios estudios sobre el fenómeno de dispersión de contaminantes. Entre estos se encuentran los realizados por Hanna y Paine (1989), donde se plantean una serie de actualizaciones a los modelos de dispersión y los de Venkatram (1997), que realizó experimentos para reproducir el efecto de la dispersión en la dirección vertical y obtuvo buenas correlaciones entre lo observado y lo modelado.

Para representar de la mejor manera el fenómeno de la dispersión atmosférica en la capa límite es importante considerar los cambios de los coeficientes de dispersión en la dirección vertical (Sharan, 1997). En la capa límite, la turbulencia atmosférica rige el intercambio vertical de momentum mecánico, temperatura y humedad.

Para describir la turbulencia atmosférica, se introducen variables adimensionales. Esto es la base de la teoría de similaridad. Los componentes de estos términos son, en primer lugar, los diferentes procesos de producción de turbulencia, los cuales son los esfuerzos cortantes (contribución mecánica) y la flotabilidad (contribución térmica). En segundo lugar, se tienen las escalas temporales y espaciales de la turbulencia, que sirven para cuantificar el tamaño de los remolinos y dependen de las condiciones a la frontera, así como de la existencia de obstáculos. Con la ayuda de estos términos adimensionales se introducen los llamados regímenes de escala, los cuales se definen como aquellas regiones en la capa límite donde se tiene la influencia de los procesos turbulentos a micro y gran escala (Nieuwstadt, 1996).

Debido a que las condiciones meteorológicas cambian de manera espacial y temporal, los perfiles en la capa límite afectan la velocidad de crecimiento de la pluma (Gupta, 1997). Esta idea es tomada por el AERMOD e incorporada en sus algoritmos. Por esto, el AERMOD requiere de los perfiles verticales del viento, temperatura y de la fluctuación del viento en las direcciones horizontal y vertical, los cuales deben ser proporcionados cada hora.

Dado que los coeficientes de dispersión son los parámetros clave en los modelos de transporte, su correcta estimación ayuda a tener mejor certidumbre en la estimación de la dispersión de contaminantes. El valor de estos coeficientes depende de la caracterización usada

y de la "parametrización" empleada. Por ello, para calcular estos coeficientes de dispersión, el AERMOD utiliza datos de la velocidad de fricción, la temperatura de escala y el flujo de calor sensible. Por lo mismo, cabe observar que para contar con tales datos es necesario que las estaciones micrometeorológicas cuenten con instrumentos rápidos tales como: Anemómetros sónicos, termohigrómetros rápidos, etc.

El AERMOD utiliza varias formas para estimar la turbulencia vertical (σ_w) y lateral (σ_v). El modelo considera diferentes efectos: La flotabilidad de la pluma, los obstáculos que hacen que la pluma descienda ("downwash" en inglés) y la turbulencia atmosférica. Estas tres formas de estimar las desviaciones estándar cambiarán dependiendo del tipo de evolución de la pluma (si se trata de una dispersión directa, indirecta y/o penetrada).

Para poder utilizar el AERMOD se requieren datos de micrometeorología de superficie, los cuales son suministrados a través de un archivo de datos, que debe tener la siguiente información: Año, mes, día, día juliano, hora, flujo de calor sensible, velocidad de fricción en la superficie (u^*), velocidad de escala convectiva (w^*), gradiente de temperatura potencial en la vertical, altura de la capa límite por efectos mecánicos (Z_{lmc}), altura de la capa límite por efectos convectivos (Z_{lcc}), Longitud de Monin-Obuhkov, rugosidad de la superficie, relación de Bowen, albedo, velocidad y dirección del viento, altura de medición de la velocidad del viento, temperatura ambiente y altura de medición de la temperatura.

El modelo puede procesar información de radiosondeos o generar los perfiles verticales a partir de la meteorología en superficie. La información requerida para estos perfiles es: Año, mes, día, hora, altura de la medición, bandera de terminación del radiosondeo, dirección y velocidad del viento, temperatura, desviación estándar del viento en la horizontal y en la vertical. Cabe hacer mención que esta información debe ser proporcionada de manera horaria. El algoritmo del AERMOD estima la concentración suponiendo que es un terreno plano, para posteriormente, realizar las correcciones debido a la altura del terreno y del receptor.

Con el fin de usar este modelo como herramienta para la evaluación del impacto ambiental, en esta investigación se identifican las variables turbulentas más importantes en los algoritmos de cálculo y, a partir de ahí, se obtiene un procesador micrometeorológico para las condiciones particulares de una zona tropical. Con esto se podrá extender el uso del AERMOD para identificar las áreas de impacto y poder planificar los desarrollos industriales a construir en México.

1.5 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El AERMOD es un modelo en desarrollo que pretende reunir los avances más recientes en materia de dispersión de contaminantes en la atmósfera y realizar sus simulaciones usando información micrometeorológica más detallada para caracterizar la atmósfera. Un gran número de estudios que se han realizado recientemente en las materias de dispersión de contaminantes atmosféricos y micrometeorología garantizan la confiabilidad de los algoritmos de cálculo usados por el AERMOD, por lo que se espera que este modelo, en un futuro muy cercano, resulte ser el más adecuado y representativo en sus estimaciones de la distribución

espacial de la concentración de los contaminantes y, consecuentemente, el modelo más apropiado para la evaluación del impacto de emisiones sobre la calidad del aire.

Sin embargo, este modelo requiere, como ya se indicó, de información muy detallada sobre la turbulencia atmosférica, la cual, en la actualidad, prácticamente no se encuentra disponible en nuestro país. Esta carencia de datos micrometeorológicos se debe principalmente a que las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional, así como las de otras instituciones mexicanas dedicadas a la recolección de datos meteorológicos, no fueron concebidas para los propósitos de los estudios de contaminación atmosférica en los términos que actualmente lo requieren los modelos de dispersión de contaminantes en la atmósfera y, por ello, no cuentan con sensores suficientemente rápidos a fin de que sus datos puedan utilizarse para la caracterización del estado de la turbulencia atmosférica. Esta situación impide que en el país se utilice el AERMOD como una herramienta confiable en la realización de estudios especializados en cuestión ambiental, por ejemplo, en la evaluación del impacto industrial en el ambiente, para el planteamiento de estrategias de control de contaminantes, en la planificación de polos de desarrollo industrial y urbano, en estudios de pronóstico de la calidad del aire debido a cambios de operación en los equipos industriales, en el delineamiento de las políticas de reordenamiento ecológico, etc.

Cabe observar que, en México, existen varios organismos, tales como el Sistema Meteorológico Nacional, el Servicio Meteorológico Aeronáutico, la Red Automática de Monitoreo Ambiental, etc, que cuentan con un número importante de estaciones meteorológicas, así como con sistemas de información, que los erigen como las más importantes fuentes de información meteorológica convencional en el país. La información meteorológica disponible en estos organismos puede ser de gran utilidad para los estudios de contaminación atmosférica si se utiliza junto con metodologías de estimación apropiadas para reconstruir la información sobre la turbulencia atmosférica requerida por los modelos avanzados de dispersión de contaminantes, tales como el AERMOD.

Diseminados en la literatura se encuentran numerosos estudios orientados a la estimación de los parámetros que caracterizan el estado de la turbulencia atmosférica a partir de los valores de los parámetros meteorológicos convencionales, tales como la velocidad y dirección del viento, la temperatura ambiente, la humedad y la radiación solar. Sin embargo, en estos estudios se utilizan expresiones empíricas o semi-empíricas que, en general, restringen su aplicabilidad a las condiciones atmosféricas, de insolación y de tipo de terreno de la región particular donde fueron obtenidos los datos meteorológicos usados para su elaboración y, debido a ello, no siempre son aplicables para la estimación de los valores de los parámetros turbulentos en zonas con características meteorológicas y climatológicas muy diferentes, como es el caso de los países como México, donde predomina una climatología tropical, seca o húmeda (López y Sálcido, 2000a).

La problemática descrita en los párrafos anteriores, muestra claramente la necesidad de realizar estudios en México orientados a superar los diferentes obstáculos que impiden la utilización de los modelos de dispersión de contaminantes más recientes y confiables, tales como el AERMOD. El presente trabajo tiene precisamente esto como objetivo general, es decir, se centra en la evaluación de la sensibilidad del modelo AERMOD con respecto a los parámetros turbulentos y en la construcción de un procesador micrometeorológico que permita estimar los datos de la turbulencia atmosférica requeridos por este modelo a partir de datos meteorológicos convencionales y, de esta manera, abrir las posibilidades de aplicación del

AERMOD y otros modelos recientes, para el estudio del impacto de emisiones contaminantes sobre la calidad del aire en México.

I.6 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

A continuación se presentan los objetivos específicos del presente trabajo de investigación, los cuales están encaminados hacia la solución de la problemática anteriormente planteada.

Primer objetivo:

Evaluar la sensibilidad de los algoritmos del modelo AERMOD en los cuales se incluye el efecto de la turbulencia atmosférica en la simulación de la dispersión de contaminantes en la atmósfera.

Dado que el AERMOD requiere de datos sobre la turbulencia atmosférica para la simulación de la dispersión de contaminantes y, dado que en México no existen estaciones meteorológicas apropiadas para estos propósitos, es importante identificar cuáles parámetros turbulentos tienen impacto y en qué medida, sobre las estimaciones del AERMOD. Esto permitirá poner mayor cuidado en la determinación de los parámetros más influyentes, a fin de garantizar los mejores resultados posibles con la información meteorológica disponible. Debido a ello se plantea realizar un análisis de sensibilidad de los algoritmos de cálculo con respecto a las variables turbulentas bajo distintos escenarios meteorológicos.

Segundo objetivo:

“Parametrizar” el fenómeno de turbulencia atmosférica a partir de las variables meteorológicas normalmente disponibles.

Una vez identificadas las variables turbulentas más importantes, se propone realizar su “parametrización” (bajo las condiciones tropicales de México), en términos de las variables meteorológicas ordinarias, mediante el análisis estadístico de datos experimentales de meteorología y micrometeorología, medidos simultáneamente.

Tercer objetivo:

Construir un procesador micrometeorológico, PROMI, para suministrar la información requerida por el modelo de dispersión de contaminantes AERMOD, a partir de la información meteorológica disponible de México.

Usando las “parametrizaciones” que se obtengan de la actividad anterior se construirá una herramienta (programa de computadora) para la reproducción de la información de la turbulencia atmosférica requerida por el AERMOD, tanto por el tipo y formato del archivo de datos.

Cuarto objetivo:

Estudio de un problema real de evaluación del impacto ambiental, utilizando el AERMOD y la información suministrada por el PROMI construido en esta investigación.

El procesador micrometeorológico desarrollado se utilizará para generar la información turbulenta necesaria para usar el AERMOD. Se realizarán simulaciones de la dispersión de contaminantes, usando datos de la turbulencia real medida y la generada por el procesador. Las estimaciones obtenidas se compararán con los niveles de concentración en el aire de un contaminante atmosférico específico, tomando el bióxido de azufre como ejemplo. Estas pruebas servirán para conocer el desempeño del procesador al surtir de información al AERMOD en la evaluación del impacto ambiental.

1.7 HIPÓTESIS

En esta sección se presentan las hipótesis en las que se sustenta el desarrollo de la investigación y que sirven de base a la metodología utilizada para la consecución de los objetivos planteados.

Primera hipótesis:

Existen parámetros micrometeorológicos involucrados en los algoritmos de cálculo del modelo AERMOD que tienen un impacto más importante sobre los resultados de las estimaciones de las concentraciones de contaminantes que produce este modelo.

La producción de turbulencia en la atmósfera tiene su origen en dos mecanismos importantes. Uno de ellos es la fricción del viento con la superficie de la Tierra (turbulencia de origen mecánico). El otro es la convección natural del aire atmosférico debido al calentamiento de la superficie de la Tierra por la insolación (turbulencia de origen térmico) (Gislason y Prahm, 1983). Ambas contribuciones a la turbulencia atmosférica determinan las condiciones de mezclado en la atmósfera, es decir, su capacidad para la dispersión de los contaminantes. Debido a ello, se espera que aquellos parámetros micrometeorológicos que representan físicamente estos mecanismos de producción de turbulencia tengan una mayor importancia en los algoritmos de cálculo que se utilizan en el AERMOD para evaluar la dispersión de contaminantes en la atmósfera.

Un estudio de sensibilidad del modelo AERMOD con respecto a los parámetros micrometeorológicos (es decir, que caracterizan el estado de la turbulencia atmosférica), tales como la velocidad de fricción, la temperatura de escala, el flujo de calor sensible, la Longitud de Monin-Obukhov y la velocidad convectiva, entre otros, permitirá:

- Determinar en qué medida ha sido considerada e incorporada la turbulencia atmosférica en el desarrollo del modelo AERMOD.
- Evaluar la estabilidad y el desempeño de los algoritmos de cálculo numérico del AERMOD con respecto a cada uno de los parámetros micrometeorológicos.
- Determinar en qué medida es importante para la simulación de la dispersión atmosférica de contaminantes con el AERMOD, la alimentación al modelo con datos experimentales de alta calidad para cada uno de los parámetros micrometeorológicos.

- Determinar en qué medida es posible sustituir los datos de mediciones experimentales de los parámetros micrometeorológicos por datos estimados mediante “parametrizaciones” alimentadas con datos meteorológicos ordinarios (tales como la velocidad del viento, la temperatura, la humedad y la radiación solar).
- Determinar en qué medida impactan sobre los resultados de las simulaciones del AERMOD cada uno de los parámetros micrometeorológicos, así como identificar cuáles de ellos son los más relevantes en ese proceso.

Segunda hipótesis:

Algunos de los parámetros que caracterizan el estado de la turbulencia atmosférica en zonas tropicales secas y húmedas pueden estimarse mediante “parametrizaciones” apropiadas en términos de variables meteorológicas ordinarias.

En la literatura se encuentran reportados numerosos trabajos orientados a la “parametrización” (empírica o semi-empírica) de las variables micrometeorológicas en términos de variables meteorológicas ordinarias. Estos estudios, sin embargo, han sido realizados utilizando datos experimentales obtenidos en regiones donde prevalecen condiciones meteorológicas y climatológicas muy diferentes a las que existen en zonas tropicales, como es el caso donde se ubica México. La existencia de tales “parametrizaciones” para otras zonas diferentes de las tropicales sugiere la posibilidad de extender dichas “parametrizaciones” a las zonas tropicales o de la determinación de otras nuevas que sean apropiadas para las condiciones climatológicas tropicales, secas y húmedas.

En particular, se espera poder encontrar “parametrizaciones” para la velocidad de fricción (u^*) y la covarianza de la fluctuación de la componente ortogonal del viento en la vertical (dirección w) y la temperatura ($\langle wT \rangle$) entre las fluctuaciones turbulentas de la temperatura y la componente vertical de la velocidad del viento, en términos de la intensidad del viento en la horizontal y la temperatura ambiente, mediante un análisis estadístico de datos experimentales meteorológicos y micrometeorológicos medidos en zonas tropicales. La búsqueda de estas “parametrizaciones” tiene como objetivo el establecimiento de herramientas prácticas (tales como un procesador micrometeorológico) que permitan la utilización de modelos de dispersión avanzados (como es el caso del AERMOD) para los estudios de contaminación atmosférica, a pesar de la carencia de fuentes de información micrometeorológica en México.

Bajo las anteriores premisas, se plantean en el capítulo II, las metodologías que se emplearon para confirmar las hipótesis antes mencionadas, esto es, estimar la sensibilidad de los algoritmos de cálculo de dispersión de contaminantes con respecto a las variables micrometeorológicas y “parametrizar” el fenómeno de la turbulencia atmosférica en condiciones propias de la región, por medio de las variables meteorológicas convencionales medidas.

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA

II.1. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

En esta sección se presentan los fundamentos y la metodología del estudio realizado en este trabajo para evaluar la sensibilidad de los algoritmos de dispersión del modelo AERMOD con respecto a los parámetros que caracterizan el estado de la turbulencia atmosférica.

II.1.1. Fundamentos

Para la simulación de la dispersión de contaminantes en la atmósfera se utilizan diversos modelos que reproducen el fenómeno con mayor o menor grado de aproximación. Los modelos más sencillos y más ampliamente utilizados, sobre todo para los propósitos de evaluación del impacto ambiental, son los llamados modelos Gaussianos, los cuales están basados en la hipótesis de que la dispersión de los contaminantes en la atmósfera ocurre de tal manera que la distribución espacial de éstos puede representarse mediante una función de distribución normal (o Gaussiana). El modelo AERMOD utiliza esta aproximación en sus algoritmos de cálculo. La ecuación básica de los modelos Gaussianos se presenta en la Ecuación II.1, en ella se muestran las partes más importantes involucradas en el modelo Gaussiano de dispersión, el cual involucra el flujo másico de los contaminantes emitidos, la intensidad del viento, la distancia con respecto a la fuente de emisión, factores de rugosidad y los parámetros de dispersión que determinan la distribución espacial de los contaminantes (López y Mora, 1998).

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} \times \left[\exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \right] \left[\exp\left(-\frac{(z-H)^2}{2\sigma_z^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z+H)^2}{2\sigma_z^2}\right) \right]$$

Ecuación II.1 Representación Gaussiana del fenómeno de la dispersión atmosférica (donde, C es la concentración del contaminante en la posición x,y,z (g/m³), u es la velocidad del viento (m/s), σ_x y σ_y , parámetros de turbulencia atmosférica (m/s) y H es la altura de elevación de la pluma emitida (m))

Los parámetros de dispersión son las desviaciones estándar σ_x y σ_y de las componentes horizontal y vertical de la velocidad del viento, respectivamente (ver Figura II.1). Para el cálculo de estas magnitudes se han utilizado diversas "parametrizaciones" obtenidas a través del análisis estadístico de datos experimentales. Hasta hace algunos años, los parámetros de dispersión se calculaban en términos de información meteorológica convencional (velocidad

del viento, temperatura y radiación solar) (Randerson, 1979). En la actualidad se utiliza una nueva forma de estimar los parámetros de dispersión del modelo Gaussiano, la cual involucra la caracterización del estado de la turbulencia atmosférica. Esta nueva forma de calcular los parámetros de dispersión es utilizada en los algoritmos de cálculo del modelo AERMOD y, por ello, entre los datos meteorológicos requeridos por este modelo se encuentran algunos datos micrometeorológicos, tales como la velocidad de fricción, la velocidad convectiva, la temperatura de escala, el flujo de calor sensible, y la Longitud de Monin-Obukhov, entre otros.

En el AERMOD, la forma de calcular los parámetros de dispersión depende del tipo de interrelación que exista entre la pluma emitida y la dinámica atmosférica. En sus algoritmos de cálculo se utilizan básicamente tres formas para estimar los coeficientes de dispersión y la concentración de contaminantes, las cuales se denominan directa, indirecta y penetrada.

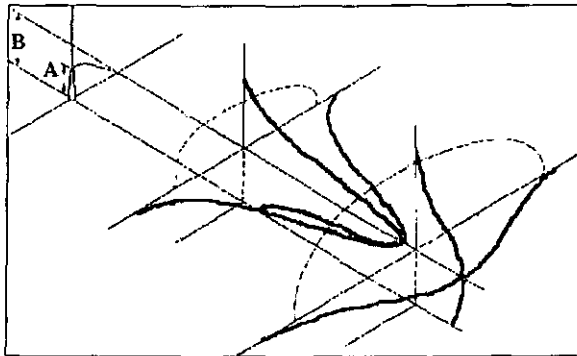


Figura II.1 Representación de la distribución Gaussiana y la dispersión atmosférica

En el AERMOD se utilizan, además, distintas “parametrizaciones” para estimar la dispersión atmosférica. La elección particular de cada una de estas “parametrizaciones”, lo cual cambia sensiblemente la estimación de la distribución espacial de la concentración, depende de las condiciones atmosféricas reinantes en un momento dado; es decir, de la existencia de una atmósfera convectiva (presencia de radiación solar) o estable (períodos nocturnos). La Longitud de Monin - Obukhov (L) es el parámetro que se utiliza para caracterizar el grado de estabilidad de la atmósfera y seleccionar el tipo de “parametrización”. El signo de este parámetro indica si la atmósfera es inestable ($L < 0$) o estable ($L > 0$), mientras que su magnitud (en valor absoluto) constituye una medida de la intensidad de estos estados.

Para la aplicación de este modelo es necesario conocer, además de la Longitud de Monin-Obukhov, los valores de otros de los parámetros micrometeorológicos que se utilizan para la caracterización del estado de la turbulencia atmosférica. Tales parámetros son los siguientes: Velocidad de fricción, flujo de calor sensible, temperatura de escala y velocidad convectiva.

No obstante, debido a que la turbulencia atmosférica es el mecanismo más importante en la dispersión de los contaminantes atmosféricos y, dado que la generación de turbulencia en la atmósfera tiene básicamente dos contribuciones, una de ellas asociada a la fricción del viento con la superficie de la Tierra (turbulencia de origen mecánico).

La otra contribución está asociada a la convección atmosférica natural resultante del calentamiento de la superficie de la Tierra por la radiación solar (turbulencia de origen térmico) (Koda, 1982), es natural esperar que aquellos parámetros micrometeorológicos que físicamente representan a estos dos efectos, es decir, la velocidad de fricción y la velocidad convectiva, jueguen un papel de mayor importancia, en relación con los otros parámetros.

Debido a lo anterior y, dado que en México no existen hasta ahora estaciones meteorológicas equipadas para suministrar de manera sistemática y rutinaria, datos sobre el estado de la turbulencia atmosférica, es importante evaluar en qué medida es posible sustituir en los modelos de dispersión avanzados (como es el caso del AERMOD) los datos micrometeorológicos por valores estimados a partir de datos meteorológicos ordinarios mediante "parametrizaciones" y modelos.

Un camino para ello, es la realización de un estudio de sensibilidad del AERMOD con respecto a cada uno de los parámetros que caracterizan el estado de la turbulencia atmosférica. Esto permitirá determinar en qué medida impacta cada uno de las variables micrometeorológicas en los resultados de la simulación de la dispersión de contaminantes, así como su importancia para cada uno de las variables estudiadas. Además, se requiere conocer en qué grado es posible sustituir datos reales de turbulencia por estimaciones realizadas a partir de los datos meteorológicos ordinarios.

El análisis de sensibilidad del AERMOD debe permitir conocer cuáles son la respuesta y la estabilidad de los algoritmos de cálculo del modelo ante la perturbación de los parámetros turbulentos (para diferentes niveles de magnitud dentro de intervalos permitidos) (Hearne, 1985), en torno a distintos escenarios meteorológicos típicos de referencia (o escenarios base) (López y Salcido, 2001a).

Esto debido a que, como se mencionó anteriormente, este modelo selecciona de manera automática, entre varias posibilidades, una forma particular para el cálculo de la dispersión de contaminantes, dependiendo de las condiciones meteorológicas y micrometeorológicas alimentadas al modelo (Cukier y col., 1978).

En este trabajo, como se detallará más adelante, la definición de los escenarios base para el análisis de sensibilidad del AERMOD se realizó usando datos obtenidos mediante una campaña experimental de 54 días, llevada a cabo en una estación micrometeorológica instalada en Minatitlán, Veracruz, México, donde se midieron simultáneamente los parámetros meteorológicos ordinarios y los parámetros que caracterizan el estado de la turbulencia atmosférica, usando, para la obtención de estos últimos, un sensor ultrasónico de turbulencia (modelo USA1, marca METEK), de fabricación alemana (se detalla más en la sección II.3.1).

De esta manera, la idea básica del análisis de sensibilidad que se realiza en este trabajo para el modelo AERMOD involucra los siguientes aspectos:

1. Definición de los Escenarios Meteorológicos Base. Un escenario meteorológico base, E, se define como el conjunto de valores {PMO, PMM} de los parámetros meteorológicos ordinarios (PMO) y de los parámetros micrometeorológicos (PMM), que corresponden típicamente a una clase de estabilidad atmosférica dada. En este trabajo se consideraron 6 escenarios base, uno para cada una de las clases de estabilidad atmosférica P-G.

2. Para cada escenario base E_k ($k = 1 \dots 6$), considerando una tasa de emisión Q_0 de un contaminante típico, se calcula, usando el AERMOD, la correspondiente distribución espacial de la concentración del contaminante, C_k (la cual se denomina concentración patrón del escenario E_k).
3. Para cada escenario meteorológico base E_k , se construye un conjunto de escenarios meteorológicos perturbados E'_k , mediante la perturbación de los parámetros PMO y PMM en torno a sus valores de referencia correspondientes al escenario considerado, pero dentro de los intervalos de valores permitidos (meteorológicamente posibles). Entonces, para cada escenario perturbado E'_k , considerando la tasa de emisión Q_0 del contaminante típico, se calcula, usando AERMOD, la correspondiente distribución espacial de la concentración del contaminante, C'_k (concentración perturbada). De esta manera, para cada escenario base se obtiene un conjunto de perturbaciones resultantes en la concentración $\{C_k\}$ correspondiente al conjunto $\{E_k\}$ de las perturbaciones del escenario base: $\{E_k + E'_k\} \rightarrow \text{AERMOD} \rightarrow \{C_k + C'_k\}$.
4. De esta manera, las estimaciones de la distribución espacial de la concentración generadas por AERMOD para los distintos escenarios micrometeorológicos estudiados (escenarios base y escenarios perturbados) pueden compararse entre sí utilizando la siguiente expresión para calcular la sensibilidad normalizada:

$$\text{sensibilidad} = \frac{\left(\frac{\text{Concentración patrón} - \text{Concentración perturbada}}{\text{Concentración patrón}} \right)}{\left(\frac{\text{Entrada original} - \text{Entrada perturbada}}{\text{Entrada original}} \right)}$$

Ecuación II.2 Ecuación para la sensibilidad normalizada

Esta expresión es muy similar a la usada por Carmichael y Potra (1997) para estudiar la sensibilidad normalizada del algoritmo, para el cálculo de la concentración de ozono por medio de un modelo de reacción fotoquímica, con respecto a la tasa de emisión.

Las ventajas de usar la sensibilidad normalizada radican en el hecho de que se puede comparar la sensibilidad para los diferentes parámetros, aunque estos sean de distintos órdenes de magnitud (Dunker, 1981). Los valores cercanos a cero, indican una baja sensibilidad, esto es, poca influencia de la variable considerada sobre la estimación de la concentración; mientras que valores mayores representan una mayor influencia de la variable en cuestión (es decir, mayor sensibilidad respecto a esa variable). De esta manera, es posible identificar los parámetros de mayor impacto en el algoritmo del AERMOD. El signo de la sensibilidad normalizada indica el tipo de relación (directa o inversa) que existe entre el parámetro estudiado y la concentración calculada.

En esta sección se definieron los aspectos básicos que fundamentan el análisis de sensibilidad realizado sobre los algoritmos de cálculo del modelo AERMOD con respecto a los parámetros turbulentos. En la siguiente sección se presentan los detalles de las etapas en que fue realizado el estudio de sensibilidad.

II.1.2. Metodología

Como primer paso para llevar a cabo el estudio de la sensibilidad del modelo AERMOD con respecto a los parámetros turbulentos, fue necesario conocer el flujo y manejo de la información micrometeorológica en sus algoritmos de cálculo, analizando la secuencia de procesamiento (Peterson y Demerjian, 1976). También fue necesario identificar el papel que, al menos en teoría, juegan en este modelo las variables micrometeorológicas que caracterizan la turbulencia atmosférica. Para ello, además de llevar a cabo una recopilación de la documentación que acompaña al “software” de distribución de este modelo, así como de los artículos publicados sobre estudios de evaluación del mismo, se consideró conveniente establecer contacto con el Dr. Steven Perry, uno de los desarrolladores del AERMOD, quien facilitó las versiones más recientes de los algoritmos de cálculo utilizados por el modelo. La revisión de estos documentos permitió identificar de qué manera intervienen las variables micrometeorológicas en tales algoritmos. Con esta revisión se pudo verificar, además, que los parámetros turbulentos más utilizados por los algoritmos de cálculo del AERMOD son la velocidad de fricción y la velocidad convectiva.

De esta revisión se desprende también que los algoritmos del AERMOD utilizan distintas “parametrizaciones” para estimar los parámetros de dispersión, cuya selección depende de las características de la atmósfera proporcionadas por el usuario para el cálculo, las cuales se determinan con la información turbulenta. De esto, naturalmente, se desprende que un análisis de sensibilidad del modelo AERMOD debe ser realizado considerando distintos escenarios meteorológicos.

Una vez reconocida la importancia de cada una de las variables micrometeorológicas y la manera en que se maneja la información en los algoritmos de cálculo del AERMOD, se realizó el estudio de la sensibilidad de este modelo con respecto a las variables siguientes: Intensidad del viento, temperatura ambiente, velocidad de fricción, velocidad convectiva, Longitud de Monin-Obukhov, flujo de calor sensible, gradiente de temperatura en la vertical y altura de mezcla, tanto mecánica como convectiva. En este estudio se tomaron en cuenta seis casos base o escenarios meteorológicos (convectivos, estables y neutro) y se perturbaron las variables indicadas de manera independiente para los seis escenarios meteorológicos, considerando hasta 37 niveles de perturbación.

Para la definición de los escenarios meteorológicos considerados se utilizaron los resultados obtenidos de un análisis estadístico de la información de micrometeorología medida en una estación ubicada en Minatitlán, Veracruz, México (ver detalles, sección II.3.1). Este análisis se inició con una exploración de los datos para evaluar la calidad de la información (validación de la base de datos). En este proceso se realizó, en particular, una verificación de la confiabilidad de los métodos de cálculo implícitos en el “software” de adquisición instalado en la estación meteorológica, mediante el cálculo directo de algunos parámetros turbulentos a partir de los datos primitivos de temperatura y velocidad del viento y su comparación con los valores correspondientes en la base de datos (López y Salcido, 2001d).

Una vez definidos los conjuntos de valores de las variables meteorológicas y micrometeorológicas que definen a los distintos escenarios ambientales de referencia, se procedió a la construcción de los escenarios perturbados, modificando cada una de las variables respecto a su valor de referencia en el escenario base. Para ello, cada variable fue

perturbada modificando su valor por una fracción f [$-1.0 < f < 1.0$] de su valor de referencia. Los niveles de perturbación f aquí considerados fueron los siguientes: -0.90, -0.80, -0.70, -0.60, -0.50, -0.40, -0.30, -0.20, -0.10, -0.09, -0.08, -0.07, -0.06, -0.05, -0.04, -0.03, -0.02, -0.01, 0.00, 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05, 0.06, 0.07, 0.08, 0.09, 0.10, 0.20, 0.30, 0.40, 0.50, 0.60, 0.70, 0.80, 0.90, 1.0 (Henninger, 1997).

Usando el modelo AERMOD, se calculó la concentración de contaminantes a diferentes distancias en la línea de acción del viento y el valor obtenido para cada uno de los escenarios meteorológicos perturbados se comparó con la concentración obtenida para el escenario meteorológico base, calculándose la sensibilidad normalizada para cada parámetro en estudio. El uso de la sensibilidad normalizada tiene la ventaja de que permite la comparación de los efectos de parámetros físicos diferentes y de diferentes órdenes de magnitud (Dunker, 1980), lo cual resulta de gran utilidad en este trabajo porque permite comparar la relevancia de las diferentes variables micrometeorológica en la estimación de la concentración.

II.2. "PARAMETRIZACIÓN" DE LA TURBULENCIA ATMOSFÉRICA

II.2.1. Fundamentos

El análisis de sensibilidad realizado para el modelo AERMOD, cuya descripción fue realizada en la sección anterior, permitió concluir que los parámetros que más influyen en los algoritmos de cálculo del AERMOD para estimar la dispersión de contaminantes, son la velocidad de fricción (u^*) y la velocidad convectiva (w^*). El primero de estos parámetros se determina directamente de las covarianzas $\langle u'w' \rangle$ y $\langle v'w' \rangle$ entre las fluctuaciones de la componente vertical del viento y las fluctuaciones de cada una de las componentes horizontales de la velocidad del viento; mientras que el segundo parámetro se define en términos de la altura de mezcla y de la covarianza $\langle w'T' \rangle$ entre las fluctuaciones de la componente vertical del viento y las fluctuaciones de la temperatura absoluta. Estas covarianzas, $\langle u'w' \rangle$, $\langle v'w' \rangle$ y $\langle w'T' \rangle$, pueden determinarse directamente a partir de los datos de temperatura y velocidad del viento medidos con un sensor de respuesta rápida, tal como un sensor ultrasónico de turbulencia, mientras que la altura de mezcla se determina, generalmente, a partir de datos de los perfiles verticales de temperatura de bulbo seco y bulbo húmedo obtenidos mediante radiosondeo atmosférico.

Como puede observarse, la determinación experimental de la velocidad de fricción y de la velocidad convectiva implica la utilización de un sensor de turbulencia que, en las actuales condiciones de las estaciones meteorológicas mexicanas, no se encuentra disponible. Debido a ello, para poder utilizar en México el modelo AERMOD en estudios de evaluación del impacto de emisiones sobre la calidad del aire, es necesario elaborar modelos o "parametrizaciones" que permitan la determinación de la velocidad de fricción y de la covarianza $\langle w'T' \rangle$ a partir de parámetros meteorológicos más convencionales, tales como la intensidad del viento y la temperatura ambiente, por ejemplo.

Para la elaboración de estas "parametrizaciones", de tal manera que sean de utilidad en México, es necesario contar con datos experimentales de la velocidad de fricción u^* y de la covarianza $\langle w'T' \rangle$, así como con los datos de las variables meteorológicas ordinarias en términos de las cuales se busca el establecimiento de las "parametrizaciones", medidos todos

ellos simultáneamente bajo las condiciones climatológicas propias de las regiones tropicales secas o húmedas. Los datos que se utilizaron en este trabajo para la elaboración de tales expresiones fueron obtenidos de las campañas experimentales que se realizaron en: Salamanca (Guanajuato), la cual comprendió del 23 de marzo al 1 de abril de 2000, Salina Cruz (Oaxaca), del 3 de abril al 10 de abril del 2000 y Cadereyta (Nuevo León) del 31 de julio al 18 de agosto de 1998.

En la Figura II.2 se presentan las gráficas de la evolución horaria de la velocidad de fricción y de la intensidad del viento, las cuales fueron medidas simultáneamente en la estación micrometeorológica de Minatitlán, Veracruz, México, a lo largo de un período de 54 días (del 5 de marzo al 7 de mayo de 1998). En esta figura puede observarse claramente que, excepto por las magnitudes, la evolución temporal de la velocidad de fricción sigue a la de la intensidad del viento; es decir, que estos parámetros presentan comportamientos muy similares entre sí.

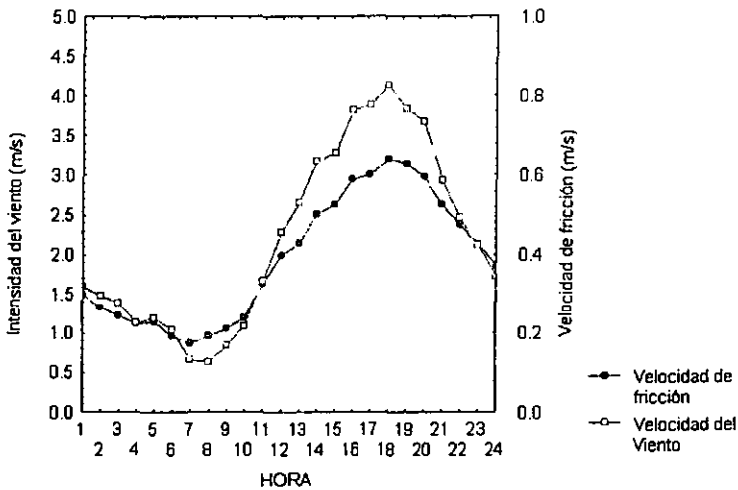


Figura II.2 Comparación de la tendencia diurna de la intensidad del viento con la velocidad de fricción (Promedio de datos para los 54 días en Minatitlán, Veracruz, México)

La existencia de esta similitud en los comportamientos de estas variables puede entenderse de la siguiente manera. La velocidad de fricción es una magnitud que representa el flujo turbulento de momento horizontal en la vertical, generado por el rozamiento del viento con la rugosidad de la superficie de la tierra. Cuando la velocidad del viento es relativamente baja y la superficie de la tierra es relativamente lisa, debido a la conocida condición de adherencia en superficies sólidas, la velocidad del viento se anula en la superficie y el flujo es predominantemente laminar cerca de esta superficie (ver Figura II.3).

Por el contrario, cuando la velocidad del viento es relativamente alta, la fricción del viento con la superficie terrestre rompe la condición de flujo laminar y se genera turbulencia, con una intensidad que depende tanto de la intensidad del viento como del grado de rugosidad superficial. En este proceso, las fluctuaciones turbulentas de la componente vertical del viento transportan en la vertical el momento asociado a las fluctuaciones de la componente horizontal, la intensidad de este proceso está justamente representado por la velocidad de

fricción. De esta observación, resulta razonable esperar la existencia de una “parametrización” de la velocidad de fricción en términos de la intensidad del viento.

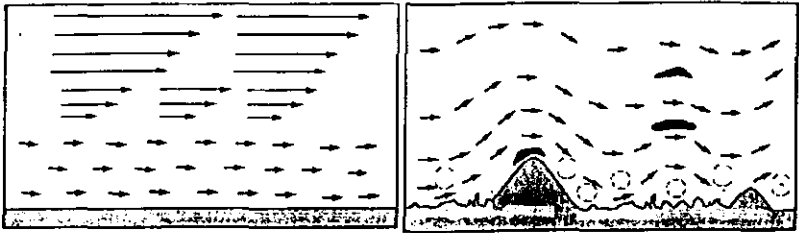


Figura II.3 Efecto de la superficie sobre la generación de turbulencia atmosférica

Por otra parte, en la Figura II.4 se muestran las gráficas representativas de la evolución horaria de la velocidad convectiva y la temperatura ambiente, las cuales, al igual que el caso anterior, también fueron medidas simultáneamente en la estación micrometeorológica de Minatitlán (Veracruz, México), como ya se mencionó, a lo largo de un periodo de 54 días (ver Anexo A). En esta figura puede observarse una gran similitud entre los comportamientos de estas variables.

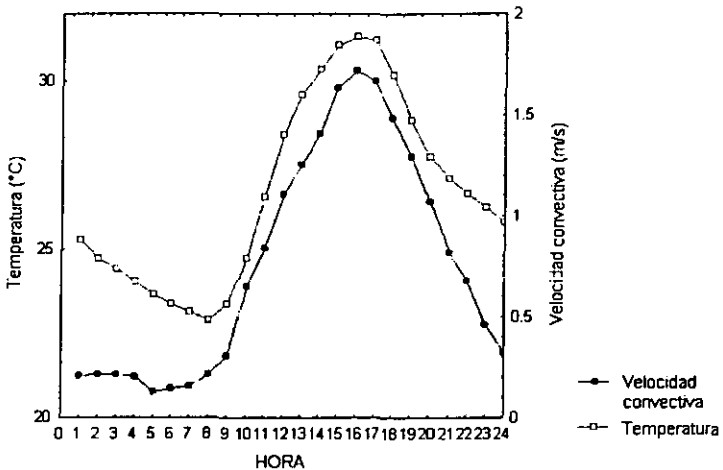


Figura II.4 Comparación de la tendencia diurna de la temperatura ambiente con la velocidad convectiva (Promedio de datos para los 54 días en Minatitlán, Veracruz, México)

La velocidad convectiva w^* es una variable micrometeorológica que se define en términos de la covarianza $\langle w'T' \rangle$ entre las fluctuaciones de la temperatura y las fluctuaciones de la componente vertical del viento generadas por la turbulencia atmosférica, la altura de la capa de mezcla (z_i), la temperatura virtual (T_v) y g es el valor de la aceleración de la gravedad (9.8 m/s^2):

$$w_* = \left[\frac{g \langle w'T' \rangle z_i}{T_v} \right]^{1/3} \tag{Ecuación II.3}$$

La velocidad convectiva es una medida de la intensidad y amplitud espacial del transporte vertical debido a la turbulencia atmosférica generada por la convección natural de las masas de aire, resultado del calentamiento de la superficie terrestre por la insolación. Otro parámetro micrometeorológico relacionado con la covarianza $\langle w'T' \rangle$ es el flujo de calor sensible H , el cual se define como

$$H = \rho C_p \langle w'T' \rangle \tag{Ecuación II.4}$$

donde ρ es la densidad del aire atmosférico y C_p es su calor específico a presión constante.

Ambas relaciones resaltan la conveniencia de contar con una “parametrización” que permita calcular la covarianza $\langle w'T' \rangle$ en términos de parámetros meteorológicos convencionales, tales como la temperatura y la intensidad del viento. La existencia de esta “parametrización”, se basa físicamente en el hecho de que la temperatura ambiente es el resultado del calentamiento de la atmósfera debido, más que a la insolación directa, al calentamiento de la superficie terrestre por la insolación. La superficie terrestre absorbe la energía solar de onda corta incidente y la emite nuevamente a la atmósfera como radiación de onda larga, calentando las capas de aire adyacentes a la superficie, y provocando, de esta manera un fenómeno de convección natural en régimen turbulento, mezclando el aire atmosférico y elevando la temperatura del aire. Este proceso, por otro lado, es afectado naturalmente por la intensidad del viento en la horizontal y por el contenido de humedad de la atmósfera.

Claramente, se podría pensar en establecer directamente una correlación entre la covarianza $\langle w'T' \rangle$ y la radiación solar; sin embargo, tal como puede observarse en la Figura II.5 de la evolución horaria de $\langle w'T' \rangle$ y la radiación solar global, existe un desfaseamiento en la evolución de estas variables debido al retardo entre la absorción (onda corta) y la reemisión (onda larga) de energía en la superficie terrestre, acentuándose este fenómeno en regiones de alta humedad o cercana a un cuerpo acuífero (McQueen, 1997), como es el caso de las zonas tropicales húmedas.

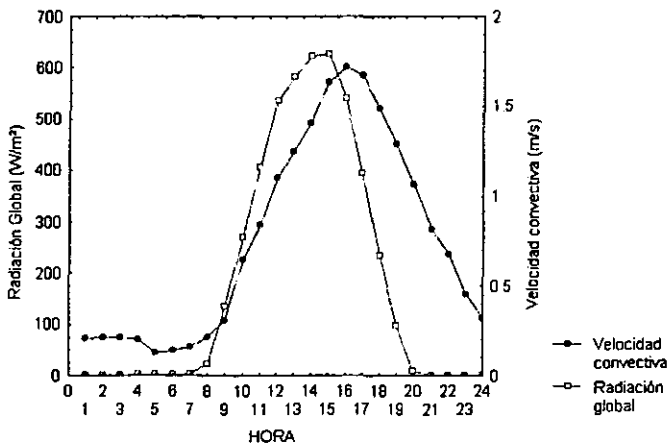


Figura II.5 Comparación de la tendencia diaria de la radiación solar global con la velocidad convectiva (Promedio de datos para los 54 días en Minatitlán, Veracruz, México)

Este fenómeno no se presenta cuando se compara la temperatura ambiente con la $\langle w'T' \rangle$ (ver Figura II.6). De las observaciones anteriores se desprende la posibilidad de parametrizar la velocidad de fricción y la velocidad convectiva en términos de la intensidad del viento y de la temperatura ambiente. En la siguiente sección se presentan las actividades realizadas para la "parametrización" de estas variables turbulentas a través de las variables meteorológicas convencionales.

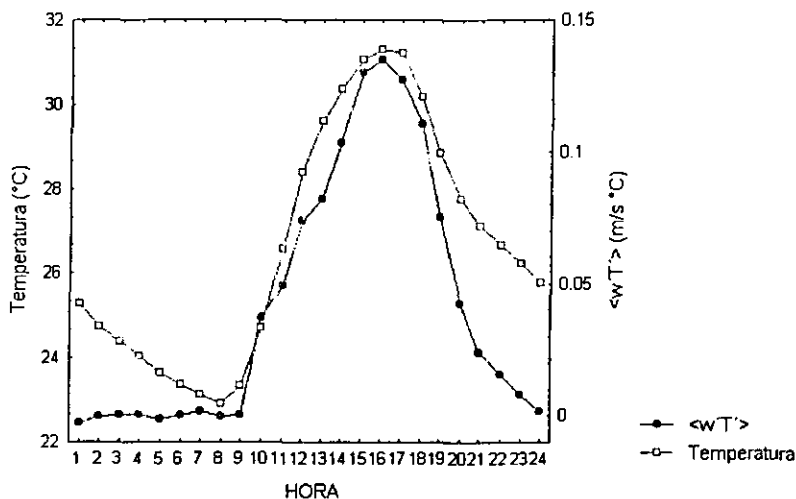


Figura II.6 Comparación de la tendencia diurna en la covarianza de $\langle w'T' \rangle$ con la temperatura ambiente (Promedio de datos para los 54 días en Minatitlán, Veracruz, México)

II.2.2 Metodología

En esta sección se describe la metodología que fue utilizada para llevar a cabo la "parametrización" de la velocidad de fricción y de la covarianza $\langle w'T' \rangle$ en términos de variables meteorológicas simples, como la velocidad (o intensidad) del viento y la temperatura del aire. Las "parametrizaciones" realizadas en este trabajo para las variables antes mencionadas son puramente empíricas, en el sentido de que son el resultado de un análisis estadístico de una base de datos meteorológicos y micrometeorológicos medidos simultáneamente y en un mismo sitio, durante un período determinado de tiempo. El procedimiento seguido en cada caso consiste básicamente de las siguientes etapas:

- Con el análisis estadístico de la información micrometeorológica de la estación de Minatitlán (Ver Sección II.3) se identificaron las posibles relaciones entre las variables meteorológicas turbulentas y convencionales.
- Con esta información preliminar se planearon y realizaron otras campañas experimentales (Ver Sección II.3) que proporcionaron los datos meteorológicos y micrometeorológicos usados para obtener las "parametrizaciones".
- Validación, aseguramiento de la calidad y organización de la base de datos experimentales.
- Análisis preliminar de los datos para confirmar la existencia de correlaciones entre las variables micrometeorológicas de interés y los datos meteorológicos ordinarios.

- Selección y evaluación de diversas expresiones matemáticas para asociar los parámetros meteorológicos turbulentos y convencionales.
- Aplicación del método de Newton-Raphson, para obtener los coeficientes de las expresiones que minimicen la diferencia entre el valor estimado y el medido.
- Análisis en el desempeño de las “parametrizaciones” obtenidas para diferentes escenarios meteorológicos.

En la Sección II.3 se describen con detalle las diferentes campañas experimentales que proporcionaron los datos meteorológicos y micrometeorológicos utilizados en este trabajo para la “parametrización” de la velocidad de fricción y de la covarianza $\langle w'T' \rangle$ en términos de variables meteorológicas simples, como la velocidad (o intensidad) del viento y la temperatura del aire. En el resto de la presente sección se detallan algunos aspectos importantes de la metodología utilizada en este trabajo para obtener las “parametrizaciones” antes mencionadas.

Para el análisis de la información de meteorología convencional y turbulenta obtenida de las campañas experimentales (ver Sección II.3) se desarrollaron varios programas de cómputo específicos: Uno para la lectura y validación de los datos, otro para la normalización de los datos y otro más para la estimación de los parámetros turbulentos a partir de los datos primitivos obtenidos durante las campañas experimentales (Siler y Spotts, 1998)

El programa desarrollado para la lectura y validación de los datos permitió verificar que cada uno de los parámetros medidos tuviese valores dentro del intervalo normal correspondiente, desechando los datos de las lecturas erróneas y construyendo una base de datos con la calidad requerida para el análisis estadístico. La base de datos obtenida después del proceso de validación y aseguramiento de calidad de los datos fue sometida a un proceso de elaboración preliminar y normalización de datos usando el segundo programa desarrollado. Este programa realizó, en particular, las conversiones de unidades necesarias y la rotación de las componentes de la velocidad del viento para transformarla en las coordenadas apropiadas para el análisis meteorológico (coordenadas streamwise). Esto último se realizó siguiendo la metodología presentada por Sozzi y Favaron (1996).

En el tercer programa se implementaron los procedimientos para la estimación de los parámetros que caracterizan el estado de la turbulencia atmosférica (velocidad de fricción, u^* , temperatura de escala, θ^* , flujo de calor sensible, H , Longitud de Monin-Obukhov, L , y energía cinética turbulenta, ECT o TKE) a partir de los datos instantáneos de temperatura y las componentes ortogonales de la velocidad del viento. Estos parámetros, de acuerdo con sus definiciones, se determinan a partir del conocimiento de las varianzas y covarianzas entre las fluctuaciones turbulentas de la temperatura y las componentes de la velocidad del viento:

$$u^* = \sqrt{\langle u'w' \rangle^2 + \langle v'w' \rangle^2} \quad \text{Ecuación II.5}$$

$$w^* = \sqrt{\langle g/Tv \rangle \langle w'T' \rangle / z_i} \quad \text{Ecuación II.6}$$

$$\theta^* = \langle w'T' \rangle / w^* \quad \text{Ecuación II.7}$$

$$L = - \left(\frac{\langle u'w' \rangle^2 + \langle v'w' \rangle^2}{k \cdot (g/T) \cdot \langle w'T' \rangle} \right)^{3/4} \quad \text{Ecuación II.8}$$

$$ECT = TKE = \frac{1}{2} \cdot \left(\langle u' \rangle^2 + \langle v' \rangle^2 + \langle w' \rangle^2 \right) \quad \text{Ecuación II.9}$$

Las covarianzas antes mencionadas se determinan mediante la fórmula general siguiente:

$$\langle A_i' B_i' \rangle = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (A_i - \langle A \rangle) \cdot (B_i - \langle B \rangle) \quad \text{Ecuación II.10}$$

donde A_i y B_i ($i = 1, \dots, n$) son los datos registrados por los sensores para las variables A y B en el período de promediación seleccionado, y $\langle A \rangle$ y $\langle B \rangle$ son los valores medios de estas variables en ese período. Claramente las desviaciones estándar de las variables son las raíces cuadradas de las varianzas correspondientes.

Para el cálculo de los parámetros turbulentos, en este trabajo se consideró inicialmente un tiempo de promediación parcial de seis minutos y, posteriormente, los valores medios horarios de tales parámetros se obtuvieron promediando los resultados de los períodos de seis minutos sobre una hora. Este procedimiento evita incluir entre las fluctuaciones turbulentas de las variables, información que corresponde propiamente a variaciones debidas a la evolución temporal de las variables medias, las cuales no están asociadas con la turbulencia atmosférica, sino con fenómenos que ocurren a escalas temporales mayores.

La “parametrización” de la turbulencia atmosférica realizada en este trabajo consistió básicamente en la determinación de dos relaciones empíricas que permiten calcular la velocidad de fricción, por un lado, y la covarianza entre las fluctuaciones de la temperatura y la componente vertical de la velocidad del viento ($\langle w'T' \rangle$) por el otro, en términos de variables meteorológicas convencionales, tales como la temperatura y la intensidad del viento. Para ello, en cada caso, se estudiaron varias expresiones polinómicas en las que los coeficientes jugaron el papel de parámetros de ajuste (López y Salcido, 2001b). Los coeficientes de las expresiones estudiadas fueron sometidos a un proceso, utilizando el método de Newton-Raphson para minimizar la función error, $error = (valor\ medido - valor\ estimado)^2$.

Con el fin de conocer el grado de aplicabilidad de las “parametrizaciones” en regiones tropicales diferentes, así como su efecto en la estimación de la dispersión de contaminantes, las “parametrizaciones” obtenidas se aplicaron y compararon con mediciones de la turbulencia en regiones con distintas condiciones geográficas y climatológicas, específicamente: Cuernavaca (Morelos) y Minatitlán (Veracruz), sitios éstos donde se ubican las estaciones de tipo micrometeorológico más completas de México (ver Sección II.3).

Las “parametrizaciones” obtenidas en esta fase del trabajo se utilizaron en el diseño y construcción del procesador micrometeorológico (llamado PROMI), el cual tiene el objetivo de procesar la información meteorológica convencional y generar información de la turbulencia atmosférica necesaria para el estudio de la dispersión de contaminantes usando el modelo AERMOD. Este procesador fue desarrollado en el programa VISUAL BASIC, Versión VI (Siler y Spotts, 1998). La estructura de este procesador permite leer un archivo de

datos de meteorología convencional, procesar la información para generar los parámetros de turbulencia atmosférica y dar formato a los datos para que sean leídos por el AERMOD.

El procesador micrometeorológico desarrollado (PROMI) se aplicó para obtener los datos micrometeorológicos requeridos para la aplicación del modelo AERMOD para la simulación de la dispersión de dióxido de azufre en tres sitios donde se ubican complejos industriales mexicanos importantes: Salamanca (Guanajuato), Salina Cruz (Oaxaca) y Cadereyta (Nuevo León). Los resultados obtenidos de las simulaciones fueron comparados con mediciones de la concentración de dióxido de azufre en el ambiente que se realizaron en dichos sitios.

En el Capítulo III se presentan los resultados obtenidos por el PROMI para la generación de los archivos micrometeorológicos utilizando solamente la información meteorológica convencional, así como los resultados de las simulaciones con el AERMOD.

II.3 CAMPAÑAS DE TURBULENCIA ATMOSFÉRICA

Como se ha presentado en las diferentes etapas del trabajo de investigación, se requiere de información meteorológica convencional y turbulenta para su análisis y para corroborar las hipótesis, por esto es imprescindible realizar mediciones experimentales. Se realizaron diversas campañas experimentales para obtener información y analizarla. En Minatitlán (Veracruz), se obtuvo la información meteorológica y micrometeorológica para la definición de los escenarios atmosféricos, los cuales se utilizaron en el análisis de sensibilidad de los algoritmos de cálculo. Para la "parametrización" del fenómeno de la turbulencia atmosférica en términos de la meteorología convencional se realizaron dos campañas, una en Salamanca (Guanajuato) y otra en Salina Cruz (Oaxaca). Las "parametrizaciones" obtenidas en la investigación se aplicaron en Salamanca (Gto.), Salina Cruz (Oax.) y Cadereyta (N.L.), con el objetivo de estimar el impacto ambiental utilizando el modelo AERMOD con la información turbulenta generada por el PROMI. Las estimaciones de concentración fueron comparadas con las mediciones de concentración de un contaminante, dióxido de azufre, en el ambiente.

II.3.1 EXPERIMENTACIÓN EN MINATITLÁN, VERACRUZ

Minatitlán (Veracruz) se ubica a los $94^{\circ} 30' 9''$ de Longitud, al Oeste del meridiano de Greenwich y a los $18^{\circ} 2' 19''$ latitud Norte, a escasos kilómetros del Golfo de México. La altura sobre el nivel del mar es de 40 m (ver Figura II.7). Esta región se caracteriza por alta radiación solar, alta temperatura y alta humedad. La estación se ubica en una región catalogada como trópico-húmeda. Además, existen pocos accidentes geográficos importantes.

La estación micrometeorológica es una de las mejor equipadas en México y en América Latina en cuanto a los sensores instalados. La estación cuenta con la capacidad para evaluar de manera confiable el estado de la turbulencia atmosférica mediante un sensor ultrasónico que mide la temperatura y las tres componentes de la velocidad del viento con frecuencias de 10 datos por segundo (10 Hz). Además, la estación micrometeorológica registra la información meteorológica convencional (temperatura, humedad, radiación solar global, radiación solar neta y presión atmosférica). La información de meteorología convencional y turbulenta obtenida de la estación de Minatitlán se utilizó para la definición de los escenarios meteorológicos de

referencia, característicos de una zona tropical húmeda (inestable y estable) y para el análisis de sensibilidad.

El período en estudio fue del 5 de marzo al 7 de mayo de 1998. El análisis estadístico aplicado a la base de datos fue hecho con mediciones de meteorología convencional y parámetros micrometeorológicos. De esta manera se logró caracterizar a las diferentes condiciones ambientales de una región tropical.

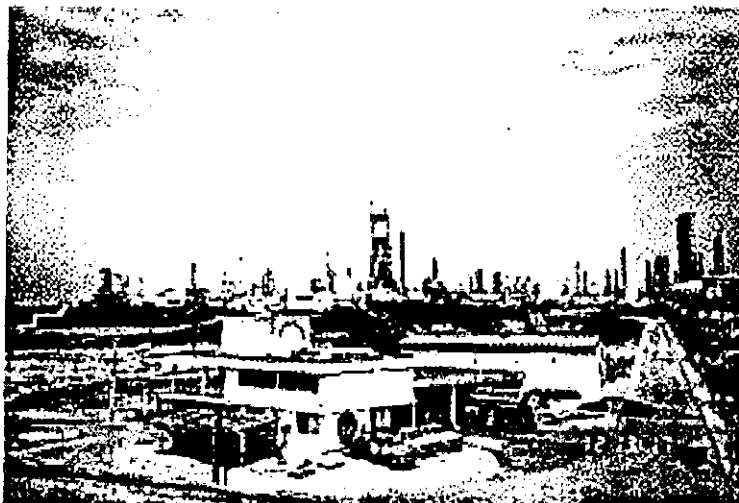


Figura II.7 Estación micrometeorológica en Minatitlán, Veracruz, México

La base de datos consistió de la siguiente información: Año, mes, día, hora, intensidad, dirección del viento, flujo de calor sensible, temperatura de escala, Longitud de Monin-Obukhov, energía cinética turbulenta, estabilidad atmosférica, altura de mezcla, velocidad convectiva, componentes del viento (u, v, w), temperatura, desviaciones estándar del viento ($u', v' w', t'$), las covarianzas ($u'v', u'w', v'w', u't', v't', w't'$), componentes del viento (v_x, v_y, v_z), las covarianzas ($v_x'v_y', v_x'v_z', v_y'v_z', v_x'T', v_y'T', v_z'T'$), las desviaciones estándar (v_x', v_y', v_z'), dirección, intensidad y temperatura convencionales, humedad relativa, radiación global y radiación neta. Con esta información se realizó el análisis estadístico mencionado con el objetivo de identificar la tendencia diurna de las variables meteorológicas convencionales y turbulentas, obteniendo los valores de las variables (meteorológicas y micrometeorológicas) que son característicos para los diversos escenarios meteorológicos.

II.3.2 EXPERIMENTACIÓN EN CUERNAVACA, MORELOS

Cuernavaca (Morelos) se ubica en zona central de México a los $99^{\circ} 32' 27''$ de Longitud, al Oeste del meridiano de Greenwich y a los $18^{\circ} 30' 3''$ latitud Norte. Su altura sobre el nivel del mar es de 1500 m. El lugar se caracteriza por alta radiación solar, alta temperatura y alta humedad, lo que la hace una región trópico-húmeda. En Cuernavaca existen accidentes geográficos importantes (una alta rugosidad), así como estructuras altas, aunque la estación se

encuentra en un edificio que está por encima de las demás edificaciones. El uso de suelo tiene un carácter urbano y suburbano.

La estación micrometeorológica está integrada por los siguientes sensores: Un termohigrómetro, un anemómetro triaxial, radiómetro neto, piranómetro, un barómetro y un pluviómetro, la frecuencia en el tiempo de registro fue de un segundo (frecuencia de lectura de 10 Hz). Además, la estación cuenta con un anemómetro sónico, el cual mide la turbulencia atmosférica (componentes ortogonales del viento y la temperatura) con una frecuencia de adquisición de 10 datos de cada segundo (ver Figura II.8). Estos sensores están integrados en un sistema especializado de adquisición y almacenamiento de datos. El tiempo del promedio de los datos analizados fue de 30 segundos y el período en estudio abarca del 5 al 12 de junio de 2000, temporada sin la presencia de lluvia.



Figura II.8 Estación micrometeorológica de Cuernavaca, Morelos, México

La medición de la turbulencia atmosférica (velocidad de fricción y velocidad convectiva), es comparada con la información turbulenta generada por la "parametrización" y a partir de la información meteorológica convencional (intensidad del viento y temperatura).

Además, en esta estación micrometeorológica se obtuvo la información requerida para comparar las mediciones de turbulencia atmosférica (las tres componentes ortogonales de la velocidad del viento y la temperatura) medidas con un anemómetro sónico y con un anemómetro triaxial, sensor utilizado en las campañas de medición de turbulencia atmosférica.

II.3.3 EXPERIMENTACIÓN EN SALAMANCA, GUANAJUATO Y SALINA CRUZ, OAXACA

Salamanca (Guanajuato) se ubica en la parte central de México, situada a los $101^{\circ} 11' 39''$ de longitud, al Oeste del meridiano de Greenwich y a los $20^{\circ} 34' 22''$ latitud Norte. Su altura sobre el nivel del mar es de 1,721 m. El lugar se caracteriza por intensidades bajas de viento, así como por una alta temperatura y alta radiación solar y, en contraparte, una baja

humedad, lo que hace que sea una región trópico-seca. La geografía en Salamanca presenta pocos accidentes o cambios en el relieve de importancia. Su uso de suelo es mixto, con más tendencia hacia suburbano que rural y no existen edificaciones altas (López y Salcido, 2001c). Durante la medición existió una gran variación de la dirección del viento. En Salamanca se utilizó un laboratorio móvil tipo remolque, en cuyo interior se encuentran los analizadores (ver Figura II.9).



Figura II.9 Campaña de medición de parámetros turbulentos en Salamanca, Guanajuato, México

Salina Cruz se ubica en la costa de Oaxaca a los $95^{\circ} 30' 17''$ de longitud, al Oeste del meridiano de Greenwich y a los $16^{\circ} 18' 23''$ latitud Norte, a escasos 5 kilómetros del Océano Pacífico. La altura sobre el nivel del mar es de 27 m. Esta región se caracteriza por una alta intensidad del viento, así como alta radiación solar, alta temperatura y alta humedad, lo que la hace una región trópico-húmeda. En Salina Cruz, existen algunos accidentes geográficos importantes, en particular, dos conjuntos de cerros, los cuales se encuentran, uno al Norte a unos 1700 metros del sitio en estudio. El otro se encuentra a unos 3,500 metros al sur del sitio. El uso de suelo tiene un carácter rural, con matorrales de baja altura. Durante la campaña de medición de la micrometeorología existió una alta intensidad del viento y una baja fluctuación en su dirección. Para la realización de las mediciones se utilizó un laboratorio móvil con fuerza motriz independiente (ver Figura II.10).

La base de datos de las campañas constó de 14 días, abarcando del 23 de marzo al 10 de abril de 2000. Incluye información meteorológica convencional (intensidad del viento, temperatura, humedad relativa y radiación solar) y micrometeorológica (velocidad de fricción, flujo de calor sensible, Longitud de Monin-Obukhov, velocidad de escala convectiva,

temperatura de escala y energía cinética turbulenta) con una frecuencia de un dato por segundo. También se obtuvo información de las emisiones de las chimeneas y datos de la calidad del aire en la proximidad de las fuentes de emisión.

Para el desarrollo de esta actividad es de vital importancia la confiabilidad en las mediciones de los sensores, por lo que se utilizó un anemómetro triaxial marca R. M. Young, instrumento que permite medir las componentes ortogonales del viento con una frecuencia de un dato por segundo, y un termohigrómetro Campbell, ambos debidamente calibrados y operados conforme a procedimiento (Young Company, 2000) y (Campbell Scientific, 1998), respectivamente. Estas mediciones sirvieron para estimar el nivel de la turbulencia atmosférica.

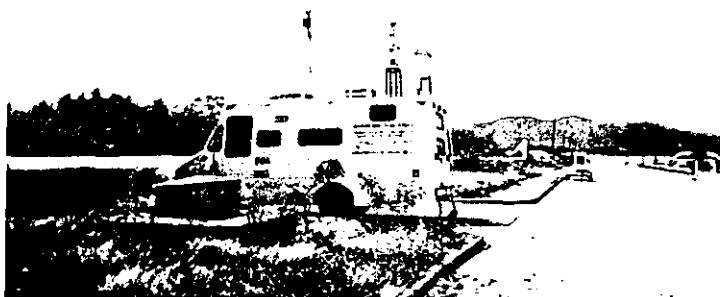


Figura II.10 Campaña de medición de parámetros turbulentos en Salina Cruz, Oaxaca, México

Para conocer la factibilidad de usar el anemómetro triaxial se realizaron pruebas preliminares donde se compararon las mediciones de la velocidad del viento usando los anemómetros triaxial y sónico ya mencionados. El anemómetro sónico modelo USA-1 es utilizado para estudios de turbulencia en la atmósfera, encontrando que existe una buena correlación entre sus mediciones, lo que brinda confianza en las mediciones del anemómetro triaxial para medir el nivel de turbulencia atmosférica. Durante las campañas se empleó el anemómetro triaxial para medir las variables micrometeorológicas y para medir la temperatura se utilizó un termohigrómetro (ver Figura II.11), los cuales brindan confianza en las mediciones resultantes (ver anexo C). El intervalo de operación del anemómetro triaxial es de 0 a 40 m/s. El anemómetro se alinea al norte utilizando una brújula. El termohigrómetro tiene una longitud de 25.4 cm y un diámetro de 2.5 cm, el cual está constituido por un filtro de Teflón de 0.2 μm y un diámetro de 1.9 cm.

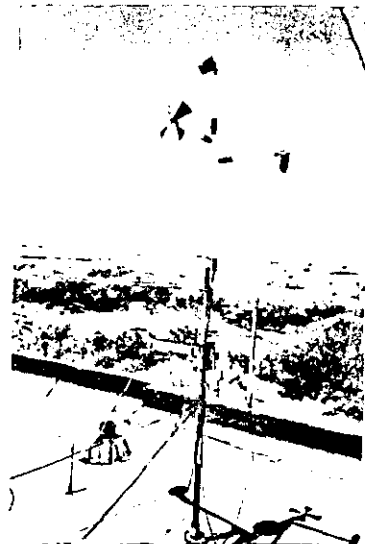


Figura II.11 Sistema de medición de parámetros micrometeorológicos, integrado por un anemómetro triaxial y un termohigrómetro, ubicados en Salina Cruz, Oaxaca, México

El termohigrómetro es un sensor altamente confiable, con el que se obtiene información de la humedad y temperatura del ambiente. El intervalo de medición de la humedad relativa es de 0.8 a 100%, la señal de salida es de 0.008 a 1 V de corriente directa, la exactitud en la medición a 20°C con respecto a una referencia es de $\pm 1\%$. El consumo de corriente eléctrica es de 4 mA. El intervalo de medición de la temperatura del sensor es de -40° a +60°C. El intervalo de la señal de salida es de 0.008 a 1.0V. Ambos sensores fueron integrados a un sistema de adquisición de datos, el cual registra la información de las mediciones con una frecuencia de un dato por segundo (ver Figura II.12). Para esto se utilizó un “software” comercial y una computadora portátil para almacenar la información medida. La información almacenada era fecha, hora, componentes ortogonales del viento, temperatura y humedad relativa con una frecuencia de cada segundo.

Los sensores se instalaron en una torre de 10 metros en la estación de Salamanca y en un mástil ubicado en el techo de un tercer piso en Salina Cruz. En ambos casos se procuró instalar los sensores los más próximo posible, aunque también tratando de no interferir en las mediciones de ambos sensores. En la instalación de los sensores se cuidó que el sitio no tuviera obstáculos o factores locales y que, por lo tanto, afectaran a la información micrometeorológica.

Adicionalmente a la información meteorológica convencional y turbulenta, se obtuvo información de las fuentes de emisión durante el mismo período en estudio, la cual consistió en el flujo volumétrico, concentración de la emisión, temperatura y velocidad de los gases de combustión (bióxido de azufre, óxidos de nitrógeno y monóxido de carbono, así como de las características físicas de las chimeneas, diámetro, altura y posición. Se considera que la tasa de emisión es constante. Consideración que es confiable si se toma en cuenta que en el funcionamiento de las calderas y hornos, no existe una fuerte variación en las condiciones de

operación; además, durante el estudio no se presentaron condiciones anormales de operación (paros de emergencia, de mantenimiento, etc). Aunque se realizaron mediciones en las principales fuentes de emisión, el inventario no está completo; existen emisiones que no fueron consideradas (por ejemplo en los quemadores de fosa y elevados) y, por esto, en la calidad del aire, el valor de concentración estimado generalmente es menor al valor medido.



Figura II.12 Sistema de adquisición de datos micrometeorológicos

Como se mencionó, también se obtuvo información de la calidad del aire (monóxido de carbono, óxidos de nitrógeno, bióxido de azufre, ozono y partículas con una frecuencia de un minuto) en la zona aledaña a las fuentes de emisión para el mismo período en estudio. Estas mediciones fueron realizadas en sitios abiertos, con el fin de no considerar efectos locales, y que las mediciones fueran representativas del impacto real de las fuentes de emisión. Durante las mediciones, la variación en la dirección del viento ocasionó que no toda la información fuese utilizada, se escogió solamente la de aquellos sitios que estuvieran orientados en la dirección de la acción del viento, ya que de esa manera se puede estudiar el efecto de las fuentes de emisión sobre la calidad del aire y poder hacer comparaciones con el modelo y las mediciones.

II.3.4 EXPERIMENTACIÓN ADICIONAL EN UNA REGIÓN CERCANA A LA TROPICAL; CADEREYTA, NUEVO LEÓN

Cadereyta (Nuevo León) se encuentra ubicado a los $100^{\circ}20'15''$ de longitud, al Oeste del meridiano de Greenwich y a los $25^{\circ}30'8''$ latitud Norte. Esto es aproximadamente dos grados al norte del Trópico de Cáncer y su altura sobre el nivel del mar es de 538 m. El lugar se caracteriza por intensidades medias de viento (4-7 m/s), así como una alta temperatura y radiación solar y, en contraparte, una baja humedad. La geografía presenta muy pocos accidentes en el relieve. El uso de suelo tiene características rurales, no existen edificaciones

altas. Durante esta campaña se obtuvo información meteorológica convencional (ver Figura II.13) durante el período del 31 de julio al 18 de agosto de 1998, midiendo velocidad y dirección del viento, temperatura, humedad relativa, radiación global, radiación de onda corta y presión. La frecuencia de adquisición de datos fue cada minuto y el tiempo de promediación fue de una hora (López y Gutiérrez, 1999). El objetivo de esta experimentación es la de conocer el desempeño de la “parametrización” bajo condiciones en la “frontera” tropical y templada, las cuales prevalecen en el Norte de México.

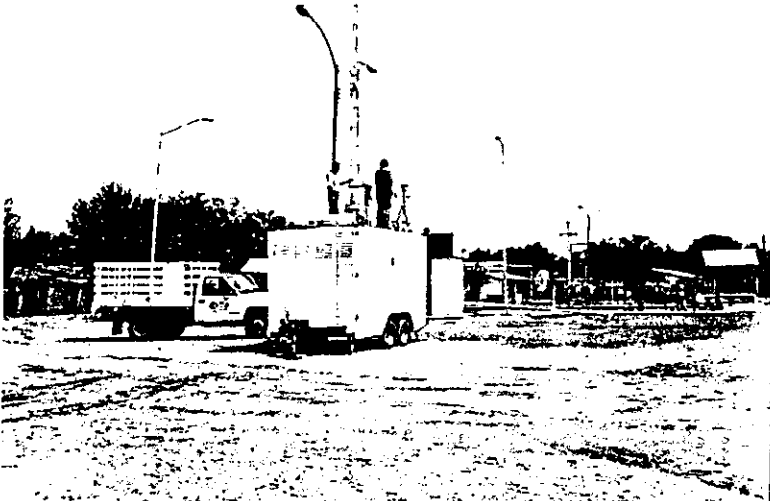


Figura II.13 Medición de parámetros meteorológicos y calidad del aire en Cadereyta, Nuevo León, México

Las mediciones de la calidad del aire se realizaron en 10 sitios localizados al Oeste de la fuente de emisión y hasta una distancia de 7600 metros con respecto a la fuente de emisión, ya que hacia esa dirección se dirige la emisión (ver Figura II.14 y Tabla II.1). Se determinaron las concentraciones ambientales de bióxido de azufre, ozono, bióxido de nitrógeno, monóxido de carbono, partículas (fracción respirable) y partículas suspendidas totales.

Tabla II.1. Ubicación de los puntos de medición de la campaña de Cadereyta (N.L.)

Punto	Nombre	Dirección	Distancia
ZI - 1	FLETES ASTRO	WNW	2,479 m
ZI - 2	CERESO CADEREYTA	WNW	2,763 m
ZI - 3	QUINTA Ma. JOSEFA	WNW	5,477 m
ZI - 4	ESC. GUEDELIO J. LEAL R.	W	4,223 m
ZI - 5	MOTEL IMPERIAL	W	5,334 m
ZI - 6	CD. DEPORTIVA	WSW	4,967 m
ZI - 7	PLAZA HIDALGO	W	6,188 m
ZI - 8	CLUB DE LEONES	W	7,647 m
ZI - 9	SSA JURISDICCIÓN 6	W	6,737 m
ZI - 10	ESTACIÓN DE BOMBEROS	W	5,710 m

Para la determinación de la ubicación de los sitios de medición, fue de suma importancia el análisis histórico de la meteorología existente en la región, con la finalidad de determinar el comportamiento del viento (dirección y velocidad).

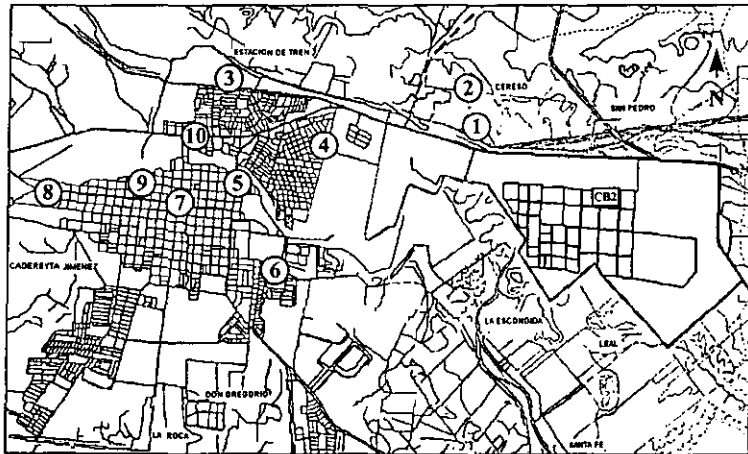


Figura II.14 Localización de los puntos de medición de calidad del aire en Cadereyta, Nuevo León, México

También se midió la información de las emisiones a la atmósfera en la misma época en la que se realizó esta campaña. Con esta información y las de Salamanca y Salina Cruz se realizó una comparación entre las estimaciones de la concentración de bióxido de azufre generados por el AERMOD utilizando la información turbulenta suministrada por el PROMI y las concentraciones medidas de la calidad del aire.

CAPÍTULO III

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

III.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan los principales resultados obtenidos durante el trabajo de investigación realizado. En ellos se incluyen los siguientes aspectos: El análisis de sensibilidad de los algoritmos de cálculo que utiliza el AERMOD para estimar la dispersión de contaminantes en la atmósfera en función de los parámetros micrometeorológicos, la “parametrización” de la turbulencia atmosférica desde el punto de vista de la meteorología convencional y la comparación de los resultados generados con las mediciones reales de la micrometeorología.

En la primera parte de este capítulo (Sección III.2), se muestra la relación que existe entre los parámetros turbulentos y la estimación del fenómeno de transporte de contaminantes en la atmósfera. Para ello se planteó en la metodología, la revisión de la secuencia de cálculo para identificar, de esta manera, y en una primera aproximación, las variables micrometeorológicas más importantes. La confirmación y cuantificación de la importancia de estas variables se realizó, posteriormente, con el análisis de sensibilidad. Este análisis consistió en evaluar el efecto de perturbar el valor de cada unas las variables estudiadas sobre la distribución de la concentración.

En la segunda parte del capítulo (Sección III.3), se presenta la “parametrización” del fenómeno de la turbulencia atmosférica en una región tropical en función de la información meteorológica convencional. Esta “parametrización” fue realizada tomando en consideración los resultados del análisis de sensibilidad y los resultados de las campañas de medición de la turbulencia atmosférica. La “parametrización” obtenida se aplicó en diversas regiones tropicales con el fin de evaluar su desempeño, y se utilizó también para diseñar un procesador micrometeorológico (PROMI).

En la tercera parte (Sección III.4), se presentan los resultados de la comparación de la información de la turbulencia atmosférica medida contra la generada por el procesador micrometeorológico (PROMI) y también los resultados de la simulación de la distribución de concentración de bióxido de azufre, obtenidos usando información micrometeorológica real e información generada por el procesador. Los resultados de las simulaciones se comparan contra las concentraciones medidas durante las mediciones de la calidad del aire que fueron realizadas en Cadereyta, Salamanca y Salina Cruz.

III.2. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO AERMOD CON RESPECTO A LAS VARIABLES MICROMETEOROLÓGICAS

Para estimar la dispersión de contaminantes, se emplean expresiones matemáticas que representan o modelan la dinámica y la turbulencia atmosféricas y su efecto en el transporte de contaminantes. Una expresión muy utilizada es la de la aproximación Gaussiana, la cual involucra las desviaciones estándar horizontal y vertical de la velocidad del viento para determinar la distribución espacial de los contaminantes. Los algoritmos de cálculo del AERMOD, el modelo que aquí fue estudiado, utiliza datos sobre los parámetros micrometeorológicos para el cálculo de estas desviaciones estándar. En este sentido, la ventaja del AERMOD, respecto a otros modelos, radica en la utilización de algoritmos en los que se considera explícitamente el efecto de la turbulencia atmosférica sobre la dispersión de los contaminantes. En este modelo, además, la caracterización de la estabilidad atmosférica se realiza de manera continua y no en forma "discreta" o separada, como ocurre en algoritmos anteriores.

El tipo de aproximación Gaussiana usada en el modelo AERMOD (Weil, 1997) considera tres situaciones que contribuyen a la dispersión atmosférica de contaminantes:

- 1) Cuando la emisión es vertida directamente de la fuente a la superficie, es decir, describe la dispersión del material de la pluma que alcanza directamente el suelo proveniente de la fuente de emisión. Esta contribución se denomina *directa*.
- 2) Cuando la emisión es transportada a la parte superior de la CLC (Capa límite convectiva) por efecto de la flotabilidad de la pluma y ésta es reintegrada a la superficie. Esta contribución se denomina *indirecta*.
- 3) Cuando la pluma emitida logra sobrepasar la parte superior de la CLC y se transporta en la atmósfera libre, descendiendo posteriormente hasta la superficie (efecto conocido como *fumigación*). Esta contribución se llama *penetrada*.

Adicionalmente se considera otra situación, la cual rige la dispersión de contaminantes en los períodos nocturnos, es decir, bajo condiciones estables de la atmósfera.

Estas contribuciones a la estimación de la concentración espacial $C(x,y,z)$ de los contaminantes están integradas en la siguiente expresión:

$$C_c(x_r, y_r, z_r) = C_d(x_r, y_r, z_r) + C_r(x_r, y_r, z_r) + C_p(x_r, y_r, z_r) \quad \text{Ec. III.1}$$

donde:

$C_c(x_r, y_r, z_r)$ ≡ Concentración Total en la CLC

$C_d(x_r, y_r, z_r)$ ≡ Contribución de la fuente directa

$C_r(x_r, y_r, z_r)$ ≡ Contribución de la fuente indirecta

$C_p(x_r, y_r, z_r)$ ≡ Contribución de la fuente penetrada

A continuación, se presentan las observaciones obtenidas del análisis de las expresiones de los diferentes mecanismos usados para estimar la dispersión atmosférica de contaminantes.

En el Anexo B se presentan con detalle todas las expresiones utilizadas por el AERMOD y, en particular, las que corresponden a las tres contribuciones antes mencionadas.

III.2.1 CONTRIBUCIÓN DIRECTA

La ecuación que representa la parte correspondiente a la contribución directa es la siguiente:

$$C_d(x, y, z) = \frac{Q f_p}{2\pi \sigma_y} \cdot \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \sum_{j=1}^n \sum_{m=0}^{\infty} \frac{\lambda_j}{\sigma_{zj}} \left[\exp\left(-\frac{(z - \Psi_{dj} - 2mz)^2}{2\sigma_{zj}^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z + \Psi_{dj} + 2mz)^2}{2\sigma_{zj}^2}\right) \right]$$

Ec. III.2

En esta ecuación, la magnitud σ_y representa en conjunto los siguientes efectos sobre la dispersión horizontal: El efecto de la turbulencia atmosférica, el efecto de la flotabilidad (movimiento convectivo) de la pluma, y el efecto de edificios y estructuras (lavado y precipitación" o "downwash"). Como puede observarse en el Anexo B, en cada una de estas contribuciones se consideran los aspectos mecánico y térmico. En particular, el efecto térmico en la generación de turbulencia horizontal se considera a través de la velocidad convectiva, empleando la siguiente expresión: $\sigma_w^2 = 0.35 w_i^2$, mientras que la parte mecánica se considera a través de la velocidad de fricción: $\sigma_w^2 = 3.6 u_i^2$, las cuales son expresiones propuestas por Panofsky (1977). Las distintas consideraciones para estimar la dispersión atmosférica toman en cuenta las contribuciones a la generación turbulencia atmosférica recién mencionadas.

De manera similar, para la estimación del efecto de la turbulencia atmosférica en la dispersión en la vertical, la desviación estándar σ_{zdf} incluye términos que involucran expresiones donde se utilizan la velocidad de fricción y la velocidad convectiva; pero de manera más compleja que en el caso de la dispersión horizontal, ya que también se toma en cuenta la interacción con la superficie.

Por otra parte, en el cálculo de la elevación de la pluma se consideran también contribuciones mecánicas y térmicas. La parte convectiva (o térmica) se estimó de la siguiente manera:

$$F_b = g w_i r_i^2 \frac{\Delta T_i}{T_i} \quad \text{Ec. III.3}$$

mientras que para la contribución mecánica se utiliza la siguiente expresión

$$F_m = w_i^2 r_i^2 \frac{T}{T_i} \quad \text{Ec. III.4}$$

De las observaciones anteriores se encuentra que para la inclusión de los efectos de la turbulencia atmosférica sobre las contribuciones lateral y vertical a la dispersión, el AERMOD utiliza siempre expresiones que giran entorno al conocimiento de las velocidades de fricción y convectiva.

En términos físicos, esta situación es cualitativamente clara. La velocidad de fricción representa el transporte turbulento en la vertical del momento en la horizontal, de modo que una mayor velocidad de fricción es consecuencia de una mayor intensidad de la turbulencia lateral, lo cual se traduce en una mayor dispersión horizontal de los contaminantes. Análogamente, el ciclo diurno de insolación establece un fuerte flujo turbulento de calor de la superficie terrestre hacia la atmósfera, siendo la flotabilidad asociada con este flujo lo que alimenta a las parcelas de aire ascendentes. La velocidad convectiva está determinada por el transporte turbulento vertical del calor sensible y por la altura de la capa de mezclado y es, de hecho, una medida de las fluctuaciones de la velocidad vertical de las parcelas de aire que ascienden. De acuerdo con esto, una velocidad convectiva alta corresponde a una turbulencia vertical intensa, lo cual se traduce en una amplia capa de mezclado y una gran dispersión vertical de los contaminantes, bajo condiciones de alta insolación.

III.2.2. CONTRIBUCIÓN INDIRECTA

Para la estimación de la contribución indirecta a la dispersión de contaminantes se utiliza la siguiente ecuación. Esta involucra expresiones diferentes de las anteriores para estimar los efectos mecánico y térmico de la generación de turbulencia atmosférica sobre la distribución de las concentraciones.

$$C_r(x_r, y_r, z_r) = \frac{Q f_p}{2\pi u \sigma_y} \cdot \exp\left(-\frac{y_r^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \sum_{j=1}^2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\lambda_L}{\sigma_{zj}} \left[\exp\left(-\frac{(z_r + \Psi_{\theta j} - 2mz_L)^2}{2\sigma_{zj}^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z_r - \Psi_{\theta j} + 2mz_L)^2}{2\sigma_{zj}^2}\right) \right]$$

Ec. III.5

Las expresiones empleadas en estas condiciones de dispersión, presentan su mayor diferencia en la manera de estimar la elevación de la pluma. Para la estimación de las contribuciones de la turbulencia atmosférica se utilizan también la velocidad de fricción y la velocidad convectiva a través de expresiones similares a los casos anteriores (ver Anexo B).

III.2.3. CONTRIBUCIÓN PENETRADA

El efecto de la fumigación es considerado en los algoritmos de cálculo para estimar la dispersión atmosférica de contaminantes. Para este caso se utiliza la siguiente expresión:

$$C_r(x_r, y_r, z_r) = \frac{Q(1-f_p)}{2\pi u \sigma_{yp} \sigma_{zp}} \exp\left(-\frac{y_r^2}{2\sigma_{yp}^2}\right) \cdot \sum_{m=1}^{\infty} \left[\exp\left(-\frac{(z_r - h_{ap} - 2mz_{eff})^2}{2\sigma_{zp}^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z_r + h_{ap} + 2mz_{eff})^2}{2\sigma_{zp}^2}\right) \right]$$

Ec. III.6

Aquí, para estimar los efectos de la turbulencia atmosférica tanto en la vertical y como en la horizontal se utilizan las siguientes expresiones para las desviaciones estándar σ_{yp} y σ_{zp} :

$$\sigma_{yp, zp}^2 = \sigma_{yap, zap}^2 + \sigma_{bp}^2 + \sigma_{yL, zL}^2$$

Ec. III.7

Éstas son similares a las expresiones anteriormente revisadas (ver Anexo B), pero se introduce un factor especial cuando la pluma penetra la interfase entre la capa límite convectiva y la atmósfera libre. El efecto de la turbulencia atmosférica en la dispersión horizontal se estima a través de:

Ec. III.8

$$\sigma_{yap} = \frac{\sigma_{vm} x / u}{\left(1 + \frac{x}{2u T_{Lys}(h_{ap})} \right)^{0.3}}$$

Esta expresión representa el efecto de la contribución mecánica en la generación de turbulencia atmosférica sobre la dispersión horizontal, y depende básicamente de la velocidad de fricción. Además, se añade el término T_{Lys} que se refiere a escala de tiempo Langrangiano, el cual se emplea para estimar el tamaño del remolino o "eddy". Como en los casos anteriores, para estimar los efectos de la turbulencia en la horizontal se requiere de la velocidad de fricción y de la convectiva. La siguiente expresión permite calcular la turbulencia en la vertical:

Ec. III.9

$$\sigma_{zap} = \frac{\sigma_{wT} x/u}{\left(1 + \frac{0.5x}{uT_{Lz}} \right)^{1/2}}$$

La expresión toma en cuenta las contribuciones térmica y mecánica a través de la velocidad convectiva y de la velocidad de fricción. En el cálculo de la elevación de la pluma, se considera básicamente el efecto de flotabilidad. Éste tiene que ver con la diferencia de temperatura entre la pluma emitida y el ambiente, así como con la contribución mecánica a la velocidad de salida de la chimenea y con el efecto de la intensidad del viento a la altura de la emisión. Como en los casos anteriores, las contribuciones lateral y vertical de la turbulencia son estimadas por medio de las velocidades de fricción y convectiva.

III.2.4. CONTRIBUCIÓN EN CONDICIONES ESTABLES

Para estimar la distribución espacial de la concentración durante los períodos nocturnos, es decir, cuando cesan los movimientos convectivos y existe básicamente el aporte mecánico a la turbulencia atmosférica se utiliza la siguiente ecuación (ver Anexo B).

$$C_i(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi u \sigma_{ys} \sigma_{zs}} \exp\left[-\frac{y^2}{2\sigma_{ys}^2}\right] \cdot \sum_{m=-\infty}^{\infty} \left[\exp\left(-\frac{(z_r - h_{es} - 2mz_{eff})^2}{2\sigma_{zs}^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z_r + h_{es} + 2mz_{eff})^2}{2\sigma_{zs}^2}\right) \right]$$

Ec. III.10

El efecto de la turbulencia atmosférica en la vertical y en la horizontal, así como las distintas contribuciones a la generación de turbulencia, son representadas por medio de la siguiente expresión $\sigma_{y,z}^2 = \sigma_{y_{me},z}^2 + \sigma_{hs}^2 + \sigma_{y_{cl},z}^2$. Aquí, sin embargo y, a diferencia de los casos anteriores, solamente se considera el efecto mecánico. Para estimar dispersión en la horizontal se utiliza la siguiente expresión para la desviación estándar:

Ec. III.11

$$\sigma_{y_{me}} = \frac{\sigma_{vm} x / u}{\left(1 + \frac{x}{2u T_{Lys}(h_{es})} \right)^{0.3}}$$

y en la vertical se utiliza:

$$\sigma_{z_{ms}} = \left(1 - \frac{h_{ca}}{z_i}\right) \sigma_{z_{ms}} + \left(\frac{h_{ca}}{z_i}\right) \sigma_{z_{ms}} \quad \text{Ec. III.12}$$

En ambas expresiones prevalece el efecto mecánico en la dispersión de contaminantes, representado éste por la velocidad de fricción.

De la anterior revisión de los algoritmos utilizados por el AERMOD para estimar la distribución espacial de la concentración se observa, de manera general, que las variables micrometeorológicas primarias más involucradas en los algoritmos son la velocidad de fricción y la velocidad convectiva. Estos parámetros son utilizados para representar los aportes mecánico y térmico en la generación de la turbulencia atmosférica, por lo que inciden también y de manera directa, en la distribución espacial de la concentración.

Otro parámetro importante, sobre todo en situaciones estables, es la Longitud de Monin-Obukhov, el cual define el tipo de condiciones de estabilidad de la atmósfera (estable o inestable). Este parámetro, que es función de los dos antes mencionados, se usa en el AERMOD para seleccionar el algoritmo de cálculo que debe ser utilizado.

III.3. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE LOS ALGORITMOS DEL AERMOD

En esta sección se presentan los resultados obtenidos del análisis de sensibilidad que fue aplicado a los algoritmos de cálculo del AERMOD para conocer la influencia de los parámetros micrometeorológicos sobre la estimación de la dispersión de contaminantes en la atmósfera. Este análisis, además, permitió complementar la identificación de los parámetros relevantes, así como el reconocimiento de su nivel de importancia en los algoritmos de cálculo.

III.3.1 GENERALIDADES

El análisis de sensibilidad del modelo AERMOD con respecto a los parámetros micrometeorológicos se diseñó con el fin de conocer el grado de importancia de las variables que participan en la estimación de la dispersión atmosférica. Este análisis se inició con los resultados derivados de la revisión previa de los algoritmos de cálculo del AERMOD, los cuales permitieron identificar a las principales variables turbulentas que están involucradas en ello.

La definición de los escenarios base para el análisis de sensibilidad se realizó usando, como ya se ha mencionado antes, datos obtenidos mediante una campaña experimental de 54 días, llevada a cabo en una estación micrometeorológica instalada en Minatitlán, Veracruz, México. Ahí se midieron simultáneamente los parámetros meteorológicos ordinarios y los parámetros que caracterizan el estado de la turbulencia atmosférica. Los parámetros micrometeorológicos utilizados para la caracterización de la atmósfera fueron: Velocidad de fricción, velocidad convectiva, temperatura de escala, Longitud de Monin-Obukhov, flujo de calor turbulento y energía cinética turbulenta. En la Tabla III.1 se resumen los escenarios meteorológicos base que se definieron para el período de la campaña experimental.

Tabla III.1. Parámetros meteorológicos característicos para los distintos escenarios atmosféricos para una región tropical húmeda

Parámetro	Muy inestable	Mod. inestable	Ligeramente inestable	Neutra	Ligeramente estable	Mod. estable
V promedio (m/s)	1.640	2.830	5.600	5.400	3.900	2.220
T promedio (°C)	28	27	28	27	26	25
R.S. promedio (W/m ²)	730	543	528	270	46	29
HR promedio (%)	58	70	62	72	80	79
D.S.u promedio (m/s)	0.950	1.050	1.400	1.180	1.050	0.660
D.S.v promedio (m/s)	1.100	1.100	1.240	1.040	0.940	0.630
D.S.w promedio (m/s)	0.450	0.480	0.650	0.580	0.530	0.250
D.S.t promedio (°C)	0.480	0.510	0.480	0.330	0.280	0.270
u* promedio (m/s)	0.260	0.330	0.510	0.470	0.450	0.200
H promedio (W/m ²)	7.060	6.760	6.350	5.070	1.690	-0.460
1/L (1/m)	-0.096	-0.045	-0.011	-0.012	-0.004	0.014
L(m)	-10.444	-22.212	-87.779	-85.734	-224.618	72.205
θ* (K)	-0.497	-0.375	-0.228	-0.197	-0.069	0.042
Zic (m)	2500	1493	980	548	201	80
w* (m/s)	2.189	1.820	1.546	1.184	0.589	-0.281
Relación de Bowen (adimensional)	0.700	0.600	0.500	0.400	0.300	0.200
dT/dZ (°C/m)	0.005	0.010	0.015	0.022	-9.0000	-9.0000
Zim (m)	304	436	837	741	694	205
Albedo (adimensional)	1	1	1	1	1	1
Rugosidad (m)	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75

El análisis de sensibilidad se realizó aplicando, en cada escenario base, para cada una de las variables estudiadas, 37 niveles de perturbación, tanto por arriba como por debajo de los valores que definen al escenario base. Las variables consideradas fueron: Intensidad del viento, temperatura ambiente, velocidad de fricción, velocidad convectiva, longitud de Monin-Obukhov, flujo de calor sensible, el gradiente de temperatura en la vertical y la altura de mezcla, tanto mecánica como convectiva. En las secciones siguientes se presentan los resultados obtenidos para cada parámetro analizado.

Antes de ello, sin embargo, es conveniente observar que la sensibilidad de los algoritmos del AERMOD es función de la distancia (a manera de ejemplo, ver la Figura III.1), ya que ésta es tomada en cuenta en los algoritmos para la estimación de las diferentes contribuciones a la turbulencia atmosférica que se utilizan para calcular la concentración. Debido a ello, el estudio de la sensibilidad de los algoritmos se realizó considerando diferentes distancias, a intervalos de 250m y hasta una distancia de 12,500m. Con respecto a la dependencia en la distancia, se observó, en general, que cerca de la fuente de emisión existe una sensibilidad alta para todos los parámetros micrometeorológicos estudiados y para los distintos escenarios atmosféricos, la cual disminuye con la distancia. En el Anexo D se presentan las tendencias de la sensibilidad para cada uno de los niveles de perturbación de las variables.

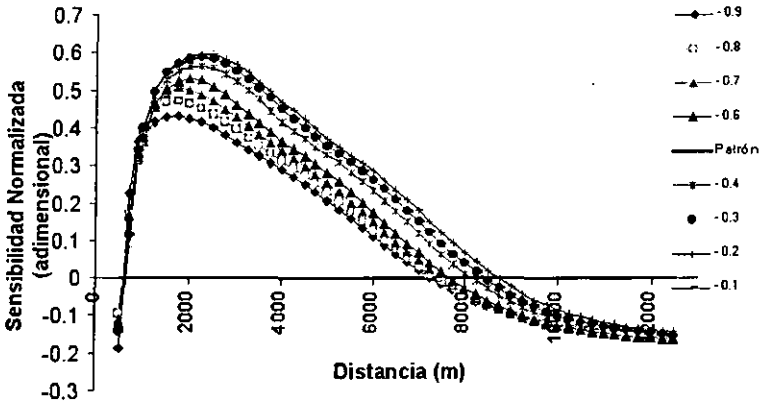


Figura III.1. Distribución espacial de la sensibilidad normalizada de la intensidad del viento en un escenario inestable

III.3.2 INTENSIDAD DEL VIENTO

En la Figura III.2 se presenta la variación de la sensibilidad del AERMOD respecto a la intensidad del viento, promediada para todas las distancias, con respecto a cada una de las perturbaciones. Se observan básicamente dos comportamientos: Uno para condiciones estables y otro para condiciones inestables. Bajo condiciones estables, existe una mayor influencia de la intensidad del viento conforme disminuye su magnitud, mientras que, para situaciones inestables, la sensibilidad aumenta conforme el valor de este parámetro aumenta. Estos comportamientos distintos tienen su origen en la diferencia de las expresiones utilizadas en el AERMOD para cada condición atmosférica.

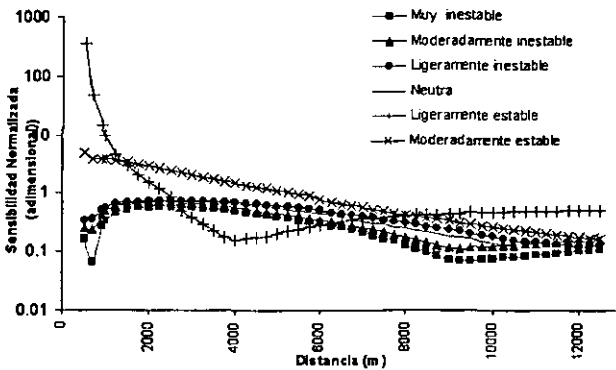


Figura III.2. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la intensidad del viento para los diversos escenarios meteorológicos, en escala semi-logarítmica

Como se observa en esta figura, la intensidad del viento influye fuertemente (0.7) en los algoritmos de cálculo del AERMOD, aumentando conforme se incrementa la estabilidad de la atmósfera. Respecto a la distancia, la sensibilidad de los algoritmos disminuye (0.25) a medida que la distancia aumenta, tanto para los escenarios inestables como para los estables.

En los períodos nocturnos o estables de la atmósfera, la intensidad del viento juega un papel más importante en la estimación del transporte de contaminantes (la sensibilidad de los algoritmos llega a ser mayor a 1). De la Tabla III.2 se observa que existe una sensibilidad promedio de 0.22 a 0.38 en condiciones inestables, la sensibilidad promedio aumenta a más de 8.7 en condiciones de atmósfera estable. Esta alta influencia de la intensidad del viento radica en la misma definición de la expresión Gaussiana general, ya que existe una influencia inversamente proporcional de este parámetro. También se observa de las gráficas (Anexo D), que después de una distancia de 3,250 metros, la sensibilidad tiende a disminuir y a mantenerse constante en condiciones inestables.

Tabla III.2. Sensibilidad normalizada con respecto a la intensidad del viento bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación

Perturbación	MUY INESTABLE	INESTABLE	POCO INESTABLE	NEUTRA	ESTABLE	MUY ESTABLE
	Sensibilidad normalizada					
-0.90	0.0961	0.0402	0.0356	-0.1153	-94.7241	-1.6060
-0.80	0.1069	0.0648	0.1183	0.0022	-75.7799	-2.8092
-0.70	0.1191	0.0966	0.1933	0.0981	-40.7718	-2.6787
-0.60	0.1339	0.1306	0.2535	0.1693	-19.1409	-2.4451
-0.50	0.1494	0.1638	0.3016	0.2232	-8.7913	-2.1194
-0.40	0.1666	0.1948	0.3413	0.2667	-4.1802	-1.8232
-0.30	0.1848	0.2220	0.3756	0.3047	-2.0821	-1.6027
-0.20	0.2001	0.2480	0.4061	0.3408	-1.0146	-1.4206
-0.10	0.2223	0.2747	0.4268	0.3623	-0.6539	-1.2699
-0.09	0.2193	0.2756	0.4335	0.3670	-0.6318	-1.2701
-0.08	0.2323	0.2773	0.4322	0.3725	-0.6349	-1.2734
-0.07	0.2288	0.2774	0.4407	0.3697	-0.6162	-1.2804
-0.06	0.2256	0.2768	0.4388	0.3762	-0.5987	-1.1947
-0.05	0.2437	0.2959	0.4354	0.3713	-0.5817	-1.2006
-0.04	0.2374	0.2976	0.4485	0.3798	-0.5641	-1.2169
-0.03	0.2304	0.2989	0.4438	0.3929	-0.5473	-1.2507
-0.02	0.2748	0.2993	0.4713	0.3832	-0.5311	-1.3285
-0.01	0.2855	0.3068	0.4731	0.4197	-0.5156	-1.0500
0.00	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.10	0.2400	0.3027	0.4406	0.3933	-0.3800	-1.0445
0.20	0.2537	0.3181	0.4520	0.3738	-0.3075	-0.9707
0.30	0.2728	0.3318	0.4616	0.4121	-0.2585	-0.9175
0.40	0.2836	0.3474	0.4694	0.4193	-0.2248	-0.8696
0.50	0.2985	0.3170	0.4759	0.4254	-0.2014	-0.8262
0.60	0.3081	0.3664	0.4808	0.4300	-0.1851	-0.7948
0.70	0.3171	0.3785	0.4838	0.4332	-0.1738	-0.7544
0.80	0.3286	0.3866	0.4862	0.4360	-0.1659	-0.7158
0.90	0.3363	0.3939	0.4884	0.4384	-0.1606	-0.6796
1.00	0.3460	0.4019	0.4901	0.4398	-0.1570	-0.6461
PROMEDIO	0.2256	0.2616	0.3862	0.3202	-8.7784	-1.2779

Cabe hacer mención también que, en condiciones estables, la pluma contaminante tiende a viajar grandes distancias, esto es, la concentración cerca de la superficie será mayor a una mayor distancia de la emisión. Si la velocidad es alta, la pluma tenderá a viajar más, haciendo que la concentración sea menor. A velocidades bajas, la pluma caerá a la superficie más cerca de la emisión, incrementándose en forma sensiblemente mayor que en el caso de velocidades medias a altas. Por el contrario, bajo condiciones inestables, la concentración en

superficie es más alta cerca de la emisión. Así que, en condiciones inestables y a intensidades de viento bajas, no existirán grandes diferencias, ya que la pluma viaja una distancia corta y pronto toca la superficie a pesar de una intensidad del viento que va de baja a media. Existen mayores diferencias a altas velocidades porque entonces la pluma puede viajar un poco más y esto cambia la distribución de la concentración.

La Tabla III.2 muestra que, en atmósferas inestables, existe una proporcionalidad directa entre la sensibilidad y la intensidad del viento, no así en condiciones estables, donde existe una proporcionalidad inversa.

III.3.3 TEMPERATURA AMBIENTE

El análisis de sensibilidad del AERMOD con respecto a la temperatura muestra que la influencia de este parámetro en la estimación de la dispersión de contaminantes es pequeña (menos de 0.1) (Tabla III.3). Además, como en el caso anterior, la sensibilidad de los algoritmos de cálculo disminuye con la distancia (ver Anexos D y E). En la Figura III.3 se presenta la sensibilidad de los algoritmos del AERMOD, respecto a la temperatura, como función de la distancia y promediada para todos los niveles de perturbación.

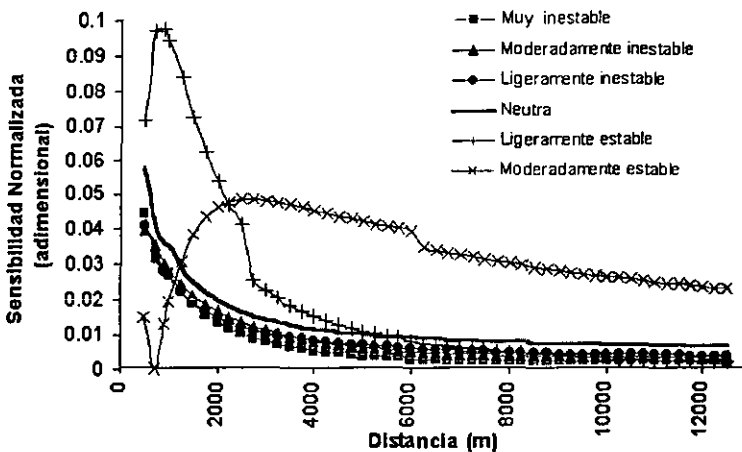


Figura III.3. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la temperatura ambiente para los diversos escenarios meteorológicos

De los resultados obtenidos se desprende que, en condiciones inestables existe una sensibilidad baja (menos de 0.045), la cual disminuye con la distancia, hasta los 4,750 metros con respecto a la emisión, no observándose cambios importantes a distancias mayores. En condiciones inestables, se observa un comportamiento distinto respecto al del escenario estable, ya que en este último la sensibilidad llega hasta valores de 0.1. Este comportamiento se debe básicamente al algoritmo de cálculo con que el AERMOD estima la elevación de la pluma en términos de la diferencia de temperaturas entre el ambiente y la emisión. Los valores de sensibilidad obtenidos en este caso muestran que la influencia de la temperatura sobre la estimación de la dispersión de contaminantes no es muy importante para la calidad de los

resultados. De hecho, no existe una variación significativa de la sensibilidad entre las distintas perturbaciones de la temperatura ambiente. Esto es debido a que los algoritmos de cálculo que estiman la elevación de la pluma utilizan la temperatura y son los mismos para las distintas condiciones de la atmósfera (alta convección o periodos nocturnos).

Tabla III.3. Sensibilidad normalizada con respecto a la temperatura bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación

Perturbación	MUY INESTABLE	INESTABLE	POCO INESTABLE	NEUTRA	ESTABLE	MUY ESTABLE
	Sensibilidad normalizada					
-0.90	0.0076	0.0094	0.0096	0.0137	0.0208	0.0317
-0.80	0.0076	0.0094	0.0096	0.0137	0.0209	0.0318
-0.70	0.0076	0.0094	0.0096	0.0137	0.0210	0.0319
-0.60	0.0076	0.0094	0.0096	0.0137	0.0211	0.0321
-0.50	0.0076	0.0094	0.0095	0.0138	0.0212	0.0322
-0.40	0.0077	0.0095	0.0096	0.0138	0.0213	0.0323
-0.30	0.0077	0.0095	0.0096	0.0138	0.0214	0.0325
-0.20	0.0077	0.0095	0.0096	0.0139	0.0215	0.0326
-0.10	0.0077	0.0095	0.0096	0.0139	0.0216	0.0327
-0.09	0.0077	0.0094	0.0098	0.0141	0.0217	0.0342
-0.08	0.0076	0.0097	0.0100	0.0136	0.0219	0.0337
-0.07	0.0079	0.0096	0.0097	0.0138	0.0220	0.0330
-0.06	0.0078	0.0094	0.0100	0.0141	0.0223	0.0353
-0.05	0.0077	0.0092	0.0096	0.0133	0.0206	0.0347
-0.04	0.0076	0.0097	0.0100	0.0136	0.0206	0.0338
-0.03	0.0074	0.0094	0.0094	0.0141	0.0206	0.0386
-0.02	0.0083	0.0088	0.0100	0.0151	0.0206	0.0386
-0.01	0.0083	0.0106	0.0120	0.0121	0.0207	0.0386
0.00	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.10	0.0078	0.0096	0.0097	0.0140	0.0218	0.0330
0.20	0.0078	0.0096	0.0097	0.0140	0.0219	0.0331
0.30	0.0078	0.0096	0.0096	0.0140	0.0220	0.0332
0.40	0.0078	0.0096	0.0096	0.0141	0.0221	0.0334
0.50	0.0078	0.0097	0.0096	0.0141	0.0222	0.0335
0.60	0.0079	0.0097	0.0096	0.0141	0.0224	0.0336
0.70	0.0079	0.0097	0.0097	0.0142	0.0225	0.0338
0.80	0.0079	0.0097	0.0097	0.0142	0.0226	0.0339
0.90	0.0080	0.0097	0.0097	0.0142	0.0227	0.0340
1.00	0.0080	0.0098	0.0097	0.0142	0.0228	0.0342
PROMEDIO	0.0075	0.0092	0.0094	0.0134	0.0208	0.0326

III.3.4 VELOCIDAD DE FRICCIÓN

La velocidad de fricción es un parámetro micrometeorológico muy utilizado en el algoritmo de cálculo del AERMOD, que se utiliza estimar la distribución espacial de la concentración. Esto se refleja claramente en los resultados obtenidos del análisis de sensibilidad para este caso. Así, en la Tabla III.4 se observa que, en una atmósfera inestable, la sensibilidad del AERMOD respecto a la velocidad de fricción presenta valores menores a los que se presentan en condiciones estables, los cuales para este último caso son relativamente grandes. Este comportamiento de la sensibilidad respecto a la velocidad de fricción no es sorprendente ya que, en condiciones estables, el efecto mecánico es la principal fuente de turbulencia atmosférica y, por lo tanto, es lo que rige la dispersión. De esta manera, es razonable que la sensibilidad respecto a la velocidad de fricción se incremente cuando las condiciones atmosféricas se vuelven más estables.

En la Figura III.4 se presenta la variación espacial de la sensibilidad promediada a diferentes niveles de perturbación de la velocidad de fricción. En condiciones fuertemente inestables, la sensibilidad es considerablemente menor respecto a la situación estable de la atmósfera. Conforme disminuye la característica de inestabilidad la sensibilidad aumenta. En condiciones inestables, la sensibilidad llega a ser de 0.1, manteniéndose sin variación después de 1,750 metros de distancia con respecto a la emisión. Bajo un escenario estable la sensibilidad es alta (mayor a 1.0) y disminuye con la distancia.

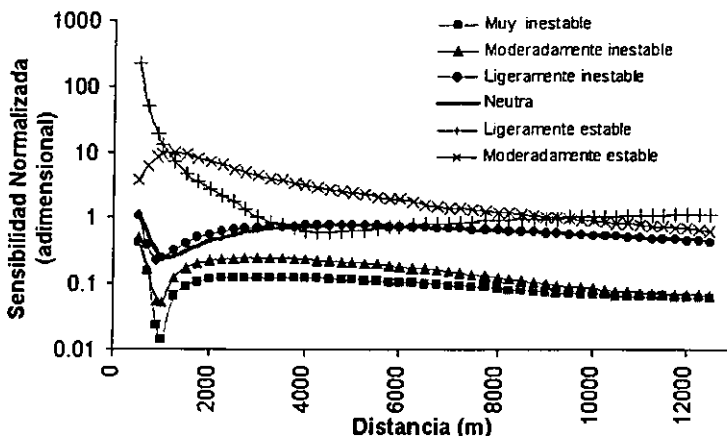


Figura III.4. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la velocidad de fricción para los diversos escenarios meteorológicos, en escala semi-logarítmica

Como puede observarse, de nueva cuenta se hace presente la diferencia en la estimación de la distribución de la concentración bajo estos dos tipos de escenarios. En condiciones fuertemente inestables, la principal contribución a la turbulencia es la térmica, más que el efecto mecánico, el cual es representado por la velocidad de fricción. En condiciones inestables, después de 3,250 metros, la influencia de la velocidad de fricción es muy baja. No así en una atmósfera estable, donde se observa más su influencia.

En condiciones inestables ocurren variaciones muy pequeñas en la influencia de este parámetro (0.1), permaneciendo la sensibilidad casi constante respecto a la magnitud de la perturbación. En condiciones poco inestables la sensibilidad aumenta (0.5), pero de nuevo permanece casi constante con respecto al nivel de perturbación. Ya en condiciones estables se observa una alta variación de la sensibilidad, la cual se incrementa con la característica de una atmósfera estable, mostrando un comportamiento muy similar al de la intensidad del viento explicado anteriormente. Así pues, la velocidad de fricción es un parámetro de importancia para una estimación adecuada de la dispersión atmosférica, acentuándose su relevancia en condiciones estables o en períodos nocturnos.

Tabla III.4. Sensibilidad normalizada con respecto a la velocidad de fricción bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación

Perturbación	MUY INESTABLE	INESTABLE	POCO INESTABLE	NEUTRA	ESTABLE	MUY ESTABLE
	Sensibilidad normalizada					
-0.90	-0.0681	-0.1288	-0.5684	-0.5606	1.1105	0.9745
-0.80	-0.0741	-0.1387	-0.6066	-0.5846	1.2484	1.0810
-0.70	-0.0799	-0.1469	-0.6328	-0.6266	1.4105	1.2041
-0.60	-0.0855	-0.1529	-0.6450	-0.6360	1.4759	1.3547
-0.50	-0.0909	-0.1557	-0.6421	-0.6261	1.1154	1.5510
-0.40	-0.0961	-0.1537	-0.6424	-0.6107	0.7686	1.7715
-0.30	-0.1010	-0.1431	-0.6396	-0.6040	0.5589	1.9230
-0.20	-0.1057	-0.1135	-0.6290	-0.5890	0.5103	2.0040
-0.10	-0.1100	-0.1188	-0.6118	-0.5696	0.6371	2.1250
-0.09	-0.1105	-0.1193	-0.6098	-0.5680	0.6649	2.1410
-0.08	-0.1109	-0.1199	-0.6077	-0.5669	0.6885	2.1594
-0.07	-0.1113	-0.1204	-0.6056	-0.5658	0.7193	2.1801
-0.06	-0.1117	-0.1208	-0.6034	-0.5654	0.7468	2.2021
-0.05	-0.1121	-0.1214	-0.6012	-0.5639	0.7855	2.2248
-0.04	-0.1126	-0.1219	-0.5989	-0.5620	0.8178	2.2481
-0.03	-0.1129	-0.1223	-0.5967	-0.5596	0.8584	2.2737
-0.02	-0.1134	-0.1228	-0.5944	-0.5571	0.8928	2.2991
-0.01	-0.1137	-0.1234	-0.5921	-0.5552	0.9464	2.3220
0.00	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.10	-0.0467	-0.1284	-0.5816	-0.5292	1.6721	2.5718
0.20	-0.0432	-0.1326	-0.5608	-0.5046	2.8513	2.8309
0.30	-0.0433	-0.1363	-0.5393	-0.4842	4.7543	3.1336
0.40	-0.0444	-0.1395	-0.5178	-0.4666	7.6043	3.6106
0.50	-0.0459	-0.1421	-0.4968	-0.4491	11.5276	4.1628
0.60	-0.0476	-0.1443	-0.4765	-0.4321	16.4450	4.7861
0.70	-0.0494	-0.1461	-0.4572	-0.4160	21.9886	5.5005
0.80	-0.0512	-0.1473	-0.4389	-0.4007	27.6691	6.3159
0.90	-0.0531	-0.1481	-0.4216	-0.3862	33.0890	7.2393
1.00	-0.0550	-0.1486	-0.4054	-0.3726	37.7538	8.2752
PROMEDIO	-0.0793	-0.1296	-0.5491	-0.5142	6.2521	2.8436

III.3.5 VELOCIDAD CONVECTIVA

La velocidad convectiva es un parámetro que mide el efecto térmico sobre la generación de turbulencia atmosférica, indicando el transporte de calor sensible en la vertical debido al efecto de convección natural. Así, el comportamiento de la velocidad convectiva está asociado con la radiación solar y alcanzará su máximo en las primeras horas después del mediodía. La velocidad convectiva es un parámetro muy utilizado en los algoritmos de cálculo del AERMOD. En los Anexos D y E, se presentan los resultados de la sensibilidad de los algoritmos con respecto a este parámetro, por nivel de perturbación y tipo de escenario atmosférico. En la Figura III.5 se presenta la influencia de la velocidad convectiva con respecto a la distancia, promediada por nivel de perturbación. La sensibilidad permanece alta para casi todas las distancias en condiciones inestables, mientras que, en condiciones estables, existe una influencia nula. Debido a ello, la influencia de este parámetro en la estimación de la dispersión de contaminantes es muy importante.

En la Tabla III.5 se presenta la sensibilidad de los algoritmos de cálculo, promediada espacialmente y por nivel de perturbación. Ahí se observa que la sensibilidad, en valor absoluto, disminuye al pasar de condiciones muy inestables (1.0) a menos inestables (0.1). Llegando a tener una injerencia nula bajo condiciones estables, es decir, en períodos nocturnos.

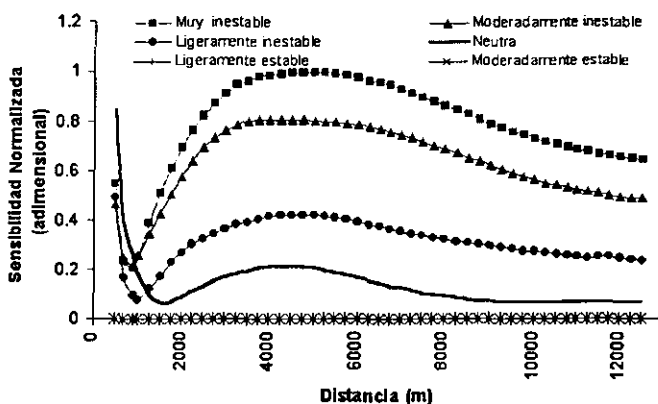


Figura III.5. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la velocidad convectiva para los diversos escenarios meteorológicos

A distancias próximas a la fuente de emisión (aproximadamente de 1,000 metros), los algoritmos de cálculo del AERMOD presentan una alta sensibilidad respecto a la velocidad convectiva, la cual disminuye lentamente con la distancia.

Tabla III.5. Sensibilidad normalizada con respecto a la velocidad convectiva bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación

Perturbación	MUY INESTABLE	INESTABLE	POCO INESTABLE	NEUTRA	ESTABLE	MUY ESTABLE
	Sensibilidad normalizada					
-0.90	-0.4724	-0.3760	-0.1611	0.0121	0.0000	0.0000
-0.80	-0.6725	-0.4511	-0.1736	0.0127	0.0000	0.0000
-0.70	-0.8737	-0.5466	-0.1870	0.0117	0.0000	0.0000
-0.60	-1.0038	-0.6386	-0.2027	0.0087	0.0000	0.0000
-0.50	-1.0481	-0.7052	-0.2211	0.0024	0.0000	0.0000
-0.40	-1.0329	-0.7385	-0.2412	-0.0065	0.0000	0.0000
-0.30	-0.9869	-0.7438	-0.2609	-0.0177	0.0000	0.0000
-0.20	-0.9287	-0.7311	-0.2795	-0.0314	0.0000	0.0000
-0.10	-0.8694	-0.7076	-0.2962	-0.0492	0.0000	0.0000
-0.09	-0.8637	-0.7049	-0.2977	-0.0516	0.0000	0.0000
-0.08	-0.8583	-0.7021	-0.2993	-0.0533	0.0000	0.0000
-0.07	-0.8529	-0.6993	-0.3009	-0.0548	0.0000	0.0000
-0.06	-0.8478	-0.6965	-0.3026	-0.0563	0.0000	0.0000
-0.05	-0.8432	-0.6936	-0.3044	-0.0578	0.0000	0.0000
-0.04	-0.8394	-0.6907	-0.3065	-0.0593	0.0000	0.0000
-0.03	-0.8366	-0.6878	-0.3092	-0.0608	0.0000	0.0000
-0.02	-0.8368	-0.6848	-0.3133	-0.0623	0.0000	0.0000
-0.01	-0.8493	-0.6818	-0.3175	-0.0639	0.0000	0.0000
0.00	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.10	-0.7484	-0.6481	-0.3296	-0.0801	0.0000	0.0000
0.20	-0.7009	-0.6174	-0.3366	-0.0938	0.0000	0.0000
0.30	-0.6571	-0.5876	-0.3405	-0.1058	0.0000	0.0000
0.40	-0.6177	-0.5594	-0.3416	-0.1173	0.0000	0.0000
0.50	-0.5822	-0.5329	-0.3406	-0.1287	0.0000	0.0000
0.60	-0.5504	-0.5081	-0.3379	-0.1384	0.0000	0.0000
0.70	-0.5215	-0.4851	-0.3339	-0.1464	0.0000	0.0000
0.80	-0.4955	-0.4638	-0.3290	-0.1530	0.0000	0.0000
0.90	-0.4718	-0.4440	-0.3233	-0.1585	0.0000	0.0000
1.00	-0.4503	-0.4257	-0.3173	-0.1628	0.0000	0.0000
PROMEDIO	-0.7349	-0.5915	-0.2795	-0.0642	0.0000	0.0000

Este parámetro tiene influencia exclusivamente en atmósferas inestables, debido a que bajo estas condiciones la contribución convectiva es más fuerte que la mecánica y, conforme la atmósfera es más estable, desaparece su influencia. Con respecto a este parámetro se observa una sensibilidad alta, pero sólo en los casos de atmósferas inestables.

III.3.6 LONGITUD DE MONIN-OBUKHOV

La Longitud de Monin-Obukhov (LMO) es un parámetro que frecuentemente se utiliza para caracterizar la estabilidad de la atmósfera. El signo de la LMO proviene de la velocidad convectiva la cual, a su vez, lo toma de la covarianza de la temperatura con la componente vertical de la velocidad del viento. El signo de la LMO es positivo en condiciones nocturnas y negativo en condiciones convectivas. La LMO no es utilizada directamente en el algoritmo de cálculo para estimar la concentración, sino que solamente es requerida para conocer el tipo de algoritmo que el AERMOD utilizará para ello. De la Tabla III.6 se observa que existe una sensibilidad baja (0.0019) en condiciones muy inestables, aumentando (en valor absoluto) a medida que la atmósfera se torna estable (0.60). En condiciones inestables este parámetro no influye en la estimación de la concentración, no así en condiciones estables, cuando existe una sensibilidad alta. En los Anexos D y E se presenta la influencia de la LMO sobre las estimaciones para los diferentes escenarios meteorológicos y niveles de perturbación. En la Figura III.6 se presenta la sensibilidad con respecto a la distancia de emisión, promediada por nivel de perturbación.

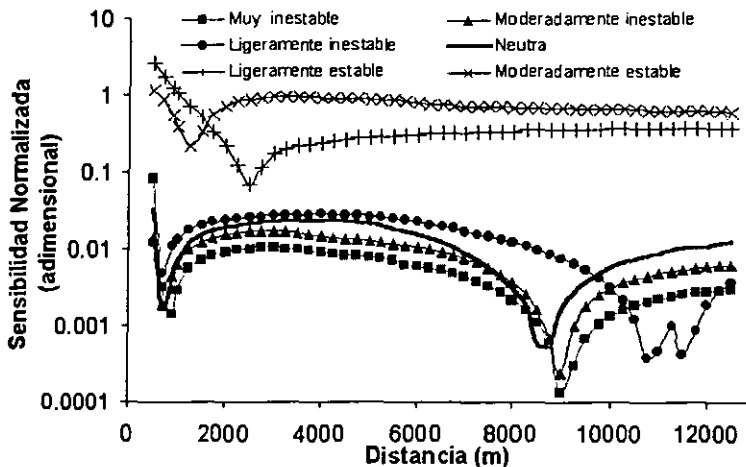


Figura III.6. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la Longitud de Monin Obukhov para los diversos escenarios meteorológicos, en escala semi-logarítmica

De la Figura III.6 se observa poca influencia en la estimación de la concentración en condiciones inestables. La baja sensibilidad encontrada con respecto a la LMO en el cálculo de la concentración es un resultado que se esperaba, ya que en el análisis de los algoritmos se

encontró que la LMO no se emplea directamente en los cálculos. La importancia de este parámetro radica en que define el tipo de algoritmo de cálculo que el AERMOD aplicará (inestable o estable) para las estimaciones, lo cual cambia los valores de la concentración. Así, dado que para un mismo escenario atmosférico (inestable) se utiliza una misma expresión, no se observan variaciones importantes por efecto de sus diferentes valores, mientras no haya cambio de signo.

Tabla III.6. Sensibilidad normalizada con respecto a la longitud de Monin Obukhov bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación

Perturbación	MUY INESTABLE	INESTABLE	POCO INESTABLE	NEUTRA	ESTABLE	MUY ESTABLE
	Sensibilidad normalizada					
-0.90	-0.0065	0.0072	0.0234	0.0153	-0.5222	-3.7381
-0.80	-0.0035	0.0069	0.0215	0.0131	-0.3529	-1.8090
-0.70	-0.0006	0.0067	0.0200	0.0115	-0.2643	-1.1678
-0.60	0.0009	0.0065	0.0187	0.0103	-0.2049	-0.8697
-0.50	0.0017	0.0064	0.0177	0.0093	-0.1615	-0.7106
-0.40	0.0021	0.0062	0.0168	0.0085	-0.1275	-0.6055
-0.30	0.0024	0.0060	0.0160	0.0078	-0.1000	-0.5329
-0.20	0.0026	0.0059	0.0153	0.0073	-0.0779	-0.4870
-0.10	0.0027	0.0058	0.0147	0.0068	-0.0580	-0.4521
-0.09	0.0027	0.0058	0.0148	0.0067	-0.0564	-0.4489
-0.08	0.0027	0.0058	0.0146	0.0067	-0.0550	-0.4456
-0.07	0.0027	0.0057	0.0145	0.0066	-0.0536	-0.4423
-0.06	0.0027	0.0057	0.0143	0.0066	-0.0509	-0.4389
-0.05	0.0027	0.0057	0.0141	0.0065	-0.0495	-0.4352
-0.04	0.0027	0.0057	0.0146	0.0065	-0.0483	-0.4311
-0.03	0.0028	0.0057	0.0144	0.0065	-0.0473	-0.4273
-0.02	0.0028	0.0057	0.0149	0.0064	-0.0435	-0.4249
-0.01	0.0028	0.0057	0.0149	0.0064	-0.0420	-0.4226
0.00	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.10	0.0028	0.0055	0.0134	0.0060	-0.0283	-0.3877
0.20	0.0029	0.0054	0.0124	0.0056	-0.0169	-0.3664
0.30	0.0029	0.0053	0.0123	0.0053	-0.0082	-0.3500
0.40	0.0029	0.0052	0.0116	0.0051	-0.0006	-0.3358
0.50	0.0029	0.0052	0.0113	0.0048	0.0059	-0.3256
0.60	0.0029	0.0051	0.0110	0.0046	0.0115	-0.3109
0.70	0.0029	0.0050	0.0106	0.0044	0.0163	-0.2986
0.80	0.0029	0.0049	0.0103	0.0042	0.0202	-0.2883
0.90	0.0029	0.0048	0.0100	0.0041	0.0233	-0.2791
1.00	0.0029	0.0048	0.0098	0.0039	0.0257	-0.2711
PROMEDIO	0.0019	0.0055	0.0141	0.0068	-0.0782	-0.6035

Por el contrario, bajo condiciones estables, existe una influencia alta de este parámetro sobre la estimación de la dispersión de contaminantes, la cual aumenta fuertemente a valores bajos de LMO. Esto se debe, a que a menor LMO, menor es el tiempo Langragiano, es decir, se trata de un vórtice pequeño, el cual genera turbulencia por efecto mecánico.

III.3.7 FLUJO DE CALOR SENSIBLE

El estudio de la sensibilidad de los algoritmos de cálculo del AERMOD con respecto al flujo de calor sensible, muestra un efecto nulo tanto en condiciones estables como inestables. Esto concuerda con lo observado en el análisis del algoritmo de cálculo, donde se encontró que no se hace referencia explícita de dicho parámetro.

III.3.8 GRADIENTE VERTICAL DE LA TEMPERATURA

La siguiente Tabla (Tabla III.7) presenta el resultado del análisis de sensibilidad respecto al gradiente vertical de la temperatura (dT/dZ). Aquí se observa que el efecto de las variaciones de este parámetro sobre la sensibilidad es casi nulo, aún en el caso de una atmósfera convectiva (inestable); mientras que en el caso de una atmósfera estable no se observa sensibilidad alguna respecto a este parámetro.

Estos resultados concuerdan también con lo observado durante el análisis teórico del algoritmo, ya que en dicho algoritmo no se hace referencia a este parámetro. Como función de la distancia, la sensibilidad, promediada para todos los niveles de perturbación, disminuye con los incrementos de ésta. Resumiendo, respecto al gradiente vertical de la temperatura, se encontró sensibilidad sólo bajo condiciones inestables, la cual aumenta ligeramente conforme la atmósfera se vuelve más neutra.

En la Figura III.7 se presenta la sensibilidad con respecto al nivel de perturbación del gradiente vertical de la temperatura, promediada para todas las distancias. Cabe hacer mención que mientras menor sea el valor de dT/dZ más alta es la sensibilidad, aunque no llega a afectar de manera importante al cálculo de la concentración espacial. Así pues, este parámetro no tiene una repercusión importante en la estimación de la dispersión de contaminantes.

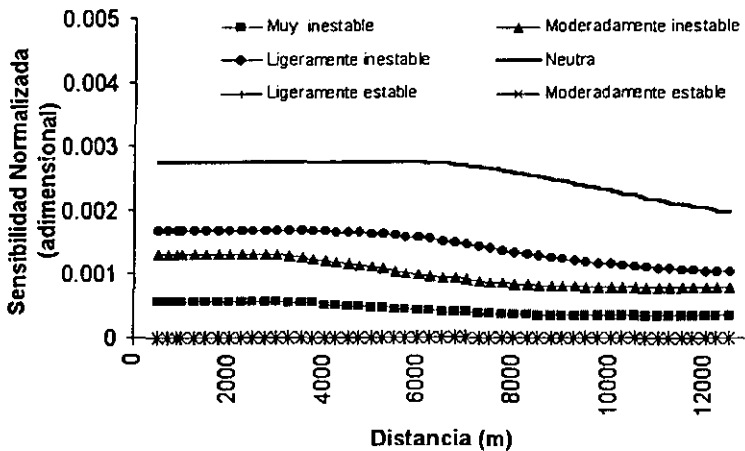


Figura III.7. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada del gradiente de temperatura en la vertical (dT/dZ) para los diversos escenarios meteorológicos

Tabla III.7. Sensibilidad normalizada con respecto al gradiente de la temperatura en la vertical bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación

Perturbación	MUY INESTABLE	INESTABLE	POCO INESTABLE	NEUTRA	ESTABLE	MUY ESTABLE
	Sensibilidad normalizada					
-0.90	0.0028	0.0066	0.0093	0.0166	0.0000	0.0000
-0.80	0.0014	0.0033	0.0047	0.0084	0.0000	0.0000
-0.70	0.0009	0.0022	0.0031	0.0056	0.0000	0.0000
-0.60	0.0007	0.0017	0.0023	0.0042	0.0000	0.0000
-0.50	0.0006	0.0013	0.0019	0.0034	0.0000	0.0000
-0.40	0.0005	0.0011	0.0016	0.0028	0.0000	0.0000
-0.30	0.0004	0.0010	0.0013	0.0024	0.0000	0.0000
-0.20	0.0004	0.0008	0.0012	0.0021	0.0000	0.0000
-0.10	0.0003	0.0007	0.0010	0.0019	0.0000	0.0000
-0.09	0.0003	0.0007	0.0010	0.0019	0.0000	0.0000
-0.08	0.0003	0.0007	0.0010	0.0018	0.0000	0.0000
-0.07	0.0003	0.0007	0.0010	0.0018	0.0000	0.0000
-0.06	0.0003	0.0007	0.0010	0.0018	0.0000	0.0000
-0.05	0.0003	0.0007	0.0010	0.0018	0.0000	0.0000
-0.04	0.0003	0.0007	0.0010	0.0018	0.0000	0.0000
-0.03	0.0003	0.0007	0.0010	0.0017	0.0000	0.0000
-0.02	0.0004	0.0007	0.0010	0.0017	0.0000	0.0000
-0.01	0.0004	0.0007	0.0010	0.0017	0.0000	0.0000
0.00	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.10	0.0003	0.0006	0.0009	0.0015	0.0000	0.0000
0.20	0.0002	0.0006	0.0008	0.0014	0.0000	0.0000
0.30	0.0002	0.0005	0.0007	0.0013	0.0000	0.0000
0.40	0.0002	0.0005	0.0007	0.0012	0.0000	0.0000
0.50	0.0002	0.0004	0.0006	0.0011	0.0000	0.0000
0.60	0.0002	0.0004	0.0006	0.0011	0.0000	0.0000
0.70	0.0002	0.0004	0.0006	0.0010	0.0000	0.0000
0.80	0.0002	0.0004	0.0005	0.0009	0.0000	0.0000
0.90	0.0001	0.0004	0.0005	0.0009	0.0000	0.0000
1.00	0.0001	0.0003	0.0005	0.0008	0.0000	0.0000
PROMEDIO	0.0004	0.0010	0.0014	0.0026	0.0000	0.0000

III.3.9 ALTURA DE MEZCLA MECÁNICA

En las horas de incidencia de radiación solar (atmósfera en condiciones inestables) existen movimientos convectivos ascendentes que hacen que la altura de la capa de mezclado se desarrolle. Cuando cesa el calentamiento de la Tierra, la altura de la capa de mezclado convectivo comienza a disminuir. Bajo condiciones estables, la intensidad del viento contribuye al desarrollo de una capa de mezclado de origen mecánico, cuya altura es normalmente menor a la de la capa de mezclado de origen convectivo. El algoritmo de cálculo utilizado por el modelo AERMOD compara las alturas de mezcla mecánica y convectiva y utiliza la mayor para sus estimaciones.

El estudio de sensibilidad respecto a la altura de mezcla mecánica muestra que, en situaciones muy inestables, existe una influencia muy baja (0.0000042) de este parámetro en la estimación de la concentración, la cual aumenta conforme la atmósfera se torna más estable (ver Figura III.8). Naturalmente, en la Tabla III.8 se observa que la sensibilidad respecto a este parámetro se incrementa considerablemente en condiciones estables (generalmente, períodos nocturnos); pues, como se indicó en el párrafo anterior, bajo estas condiciones el AERMOD usa principalmente la altura de mezcla mecánica. Bajo esta situación existe una sensibilidad alta que se acentúa con la distancia.

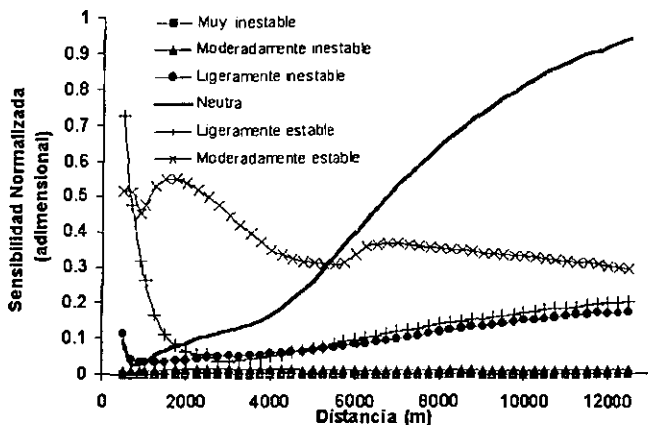


Figura III.8. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la altura de mezcla mecánica para los diversos escenarios meteorológicos

Se observa una influencia baja de la altura de mezcla mecánica bajo condiciones inestables, así como variaciones casi nulas de la sensibilidad con respecto al nivel de perturbación.

Tabla III.8. Sensibilidad normalizada con respecto a la altura de mezcla mecánica bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación

Perturbación	MUY INESTABLE	INESTABLE	POCO INESTABLE	NEUTRA	ESTABLE	MUY ESTABLE
	Sensibilidad normalizada					
-0.90	-0.0000252	-0.0148663	-0.2018897	-0.5102787	-0.0109830	0.7191786
-0.80	-0.0000146	-0.0158905	-0.1642898	-0.4768047	-0.3787920	0.8464232
-0.70	-0.0000103	-0.0158948	-0.1332961	-0.4552192	-0.3284738	0.9601213
-0.60	-0.0000081	-0.0156316	-0.1081236	-0.4595533	-0.2712315	1.1022828
-0.50	-0.0000065	-0.0150548	-0.0880673	-0.4988782	-0.2283606	1.2487843
-0.40	-0.0000056	-0.0146741	-0.0719908	-0.5825701	-0.1966861	0.9144117
-0.30	-0.0000048	-0.0142995	-0.0602989	-0.7390139	-0.1722772	0.5452832
-0.20	-0.0000044	-0.0139493	-0.0518037	-0.7485517	-0.1521254	0.1624250
-0.10	-0.0000044	-0.0134939	-0.0454157	-0.6275135	-0.1334322	0.0669273
-0.09	-0.0000010	-0.0135683	-0.0448875	-0.6164252	-0.1312566	0.0693742
-0.08	-0.0000011	-0.0136547	-0.0443093	-0.6069772	-0.1289013	0.0698138
-0.07	-0.0000013	-0.0135156	-0.0438065	-0.5964676	-0.1263040	0.0678724
-0.06	-0.0000015	-0.0133782	-0.0433170	-0.5874825	-0.1232760	0.0628599
-0.05	-0.0000017	-0.0132118	-0.0427772	-0.5775650	-0.1195357	0.0513707
-0.04	-0.0000022	-0.0130805	-0.0423111	-0.5691365	-0.1146046	0.0321530
-0.03	-0.0000028	-0.0129513	-0.0418540	-0.5609207	-0.1072349	-0.0006916
-0.02	-0.0000025	-0.0127999	-0.0032396	-0.5518045	-0.0937575	-0.0629427
-0.01	-0.0000028	-0.0126659	-0.0409201	-0.5441021	-0.0557676	-0.0594471
0.00	0.0000000	0.0000000	0.0000000	0.0000000	0.0000000	0.0000000
0.10	-0.0000027	-0.0126999	-0.0364823	-0.4647466	-0.1254714	-0.0305087
0.20	-0.0000028	-0.0123324	-0.0849306	-0.4081134	-0.1129721	-0.0202985
0.30	-0.0000026	-0.0119972	-0.1703949	-0.3620740	-0.1040720	-0.0383364
0.40	-0.0000025	-0.0116755	-0.1958461	-0.3261749	-0.0969110	-0.0477200
0.50	-0.0000022	-0.0113718	-0.2012488	-0.2964062	-0.0907108	-0.0505890
0.60	-0.0000022	-0.0110979	-0.1982417	-0.2713747	-0.0853874	-0.0555370
0.70	-0.0000020	-0.0108349	-0.1919967	-0.2502131	-0.0806206	-0.0566965
0.80	-0.0000019	-0.0105472	-0.1842388	-0.2322738	-0.0764337	-0.0589850
0.90	-0.0000018	-0.0102218	-0.1760187	-0.2169820	-0.0726208	-0.0595325
1.00	-0.0000017	-0.0098818	-0.1678367	-0.2036847	-0.0692250	-0.0597082
PROMEDIO	-0.0000042	-0.0125945	-0.0993046	-0.4600451	-0.1306009	0.2178720

Por el contrario, en condiciones neutras y estables, se observa una sensibilidad importante, ya que el efecto de la altura de mezcla mecánica domina sobre el de la altura de mezcla convectiva. Cabe observar que la altura de mezcla mecánica no es un parámetro que pueda medirse fácilmente en forma directa, pero sí puede ser estimada en términos de parámetros micrometeorológicos como la velocidad de fricción.

III.3.10 ALTURA DE MEZCLA CONVECTIVA

El estudio de la sensibilidad de los algoritmos del AERMOD respecto a la altura de mezcla convectiva muestra, básicamente, que en situaciones estables (períodos nocturnos) no existe influencia alguna sobre la estimación de la concentración (ver Tabla III.9); pero sí existe una sensibilidad alta (más de 1.8) bajo condiciones inestables, la cual se acentúa al aumentar la distancia con respecto a la fuente de emisión.

La Figura III.9 presenta la sensibilidad como función de la distancia a la fuente de emisión, promediada para todos los niveles de perturbación de la altura de mezcla convectiva. Ahí se observa que la influencia de este parámetro se incrementa con la distancia, y que la altura de mezcla convectiva sólo tiene influencia bajo condiciones inestables, incrementándose la sensibilidad a medida que es más fuerte esta característica de la atmósfera. La altura de mezcla convectiva es un parámetro que se utiliza directamente en la expresión Gaussiana.

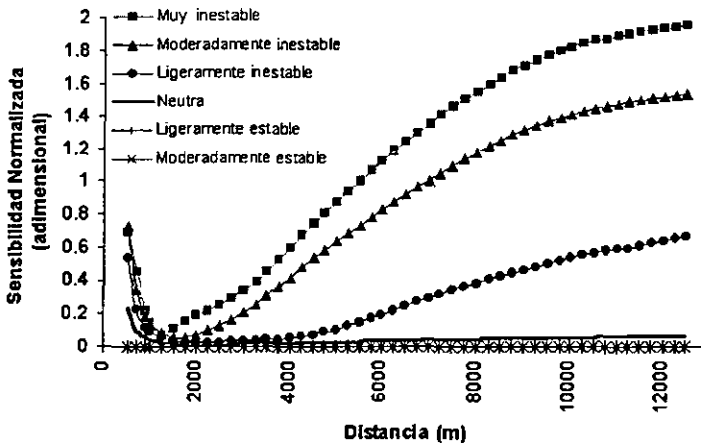


Figura III.9. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de la altura de mezcla convectiva para los diversos escenarios meteorológicos

Como puede observarse, la sensibilidad en este caso es mayor para valores pequeños de altura de mezcla convectiva, ya que en tales condiciones la extensión vertical de la capa atmosférica donde ocurre la dispersión es pequeña y, en consecuencia, el impacto de la contaminación es mayor que en los casos donde la altura de mezcla es mayor. La altura de mezcla convectiva no es un parámetro que se estima con mediciones micrometeorológicas.

Para ello, se utilizan otros elementos, tales como los perfiles verticales de temperatura que se obtienen mediante radiosondeos atmosféricos.

Tabla III.9. Sensibilidad normalizada con respecto a la altura de mezcla convectiva bajo distintos escenarios atmosféricos y niveles de perturbación

Perturbación	MUY INESTABLE	INESTABLE	POCO INESTABLE	NEUTRA	ESTABLE	MUY ESTABLE
	Sensibilidad normalizada					
-0.90	-8.1134	-2.7220	-0.2712	-0.0411	0.0000	0.0000
-0.80	-5.0685	-2.8073	-0.1167	-0.0423	0.0000	0.0000
-0.70	-3.0693	-3.0624	-0.0960	-0.0152	0.0000	0.0000
-0.60	-2.1061	-2.1121	-0.1103	-0.0024	0.0000	0.0000
-0.50	-1.5604	-1.5663	-0.1392	0.0012	0.0000	0.0000
-0.40	-1.2155	-1.2196	-0.1822	0.0016	0.0000	0.0000
-0.30	-0.9802	-0.9812	-0.2515	0.0014	0.0000	0.0000
-0.20	-0.8100	-0.8094	-0.3860	0.0015	0.0000	0.0000
-0.10	-0.6825	-0.6759	-0.4901	0.0011	0.0000	0.0000
-0.09	-0.6715	-0.6636	-0.4821	0.0009	0.0000	0.0000
-0.08	-0.6605	-0.6511	-0.4740	0.0012	0.0000	0.0000
-0.07	-0.6498	-0.6393	-0.4657	0.0013	0.0000	0.0000
-0.06	-0.6394	-0.6266	-0.4577	0.0014	0.0000	0.0000
-0.05	-0.6289	-0.6128	-0.4598	0.0016	0.0000	0.0000
-0.04	-0.6180	-0.5973	-0.4432	0.0017	0.0000	0.0000
-0.03	-0.6067	-0.5780	-0.4362	0.0018	0.0000	0.0000
-0.02	-0.5939	-0.5491	-0.4292	0.0019	0.0000	0.0000
-0.01	-0.5735	-0.4810	-0.4220	0.0020	0.0000	0.0000
0.00	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.10	-0.4997	-0.5251	-0.3729	0.0005	0.0000	0.0000
0.20	-0.4366	-0.4569	-0.3269	-0.0003	0.0000	0.0000
0.30	-0.3828	-0.4038	-0.2880	-0.0012	0.0000	0.0000
0.40	-0.3386	-0.3599	-0.2575	-0.0422	0.0000	0.0000
0.50	-0.3011	-0.3240	-0.2315	-0.0925	0.0000	0.0000
0.60	-0.2697	-0.2945	-0.2102	-0.1163	0.0000	0.0000
0.70	-0.2311	-0.2688	-0.1919	-0.1274	0.0000	0.0000
0.80	-0.2022	-0.2466	-0.1766	-0.1314	0.0000	0.0000
0.90	-0.1798	-0.2275	-0.1630	-0.1322	0.0000	0.0000
1.00	-0.1618	-0.2110	-0.1513	-0.1307	0.0000	0.0000
PRÓMEDIO	-1.1121	-0.8538	-0.2925	-0.0294	0.0000	0.0000

III.4 SENSIBILIDAD POR ESCENARIO ATMOSFÉRICO

De los resultados presentados en las secciones anteriores sobre análisis de sensibilidad, se determinó cuáles variables micrometeorológicas son las más importantes en la estimación de la dispersión de contaminantes; obteniéndose que éstas son la intensidad del viento, la velocidad de fricción, velocidad convectiva, altura de mezcla mecánica y la altura de mezcla convectiva.

A continuación se presentan los resultados del análisis de los niveles de participación de los parámetros micrometeorológicos estudiados para cada escenario atmosférico. Aquí se cuantifica (en %) la importancia de estas variables en la estimación de la dispersión de contaminantes. Para un escenario fuertemente inestable, es decir, con alta convección natural, se encontró que las variables más importantes son la altura de mezcla convectiva (48%), la intensidad del viento (15%), la velocidad convectiva (33%) y la velocidad de fricción (4%). Hablando particularmente de los parámetros micrometeorológicos, las velocidades convectiva y de fricción son las más importantes, siendo la primera la que tiene mayor participación en la estimación de la concentración (ver Figura III.10).

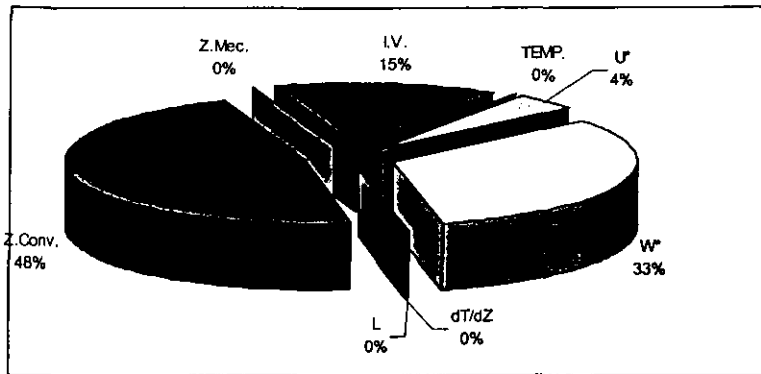


Figura III.10. Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico fuertemente inestable (dT/dZ = Gradiente vertical de la temperatura, I.V. =Intensidad del viento, L= Longitud de Monin-Obukhov, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva, Z.Conv.= Altura de mezcla de origen convectivo y Z.Mec.=Altura de mezcla de origen mecánico)

Bajo este escenario meteorológico, como puede observarse, las variables que involucran el efecto térmico son las que más influyen en la estimación de la dispersión de contaminantes. Su influencia disminuye conforme la atmósfera se torna más estable, como se verá más adelante. En escenarios estables, las variables más importantes son las que consideran el efecto mecánico en la generación de turbulencia atmosférica.

En condiciones moderadamente inestables, las variables más importantes son la altura de mezcla convectiva (41%), la intensidad del viento (20%), la velocidad convectiva(30%) y la velocidad de fricción (8%) (ver Figura III.11).

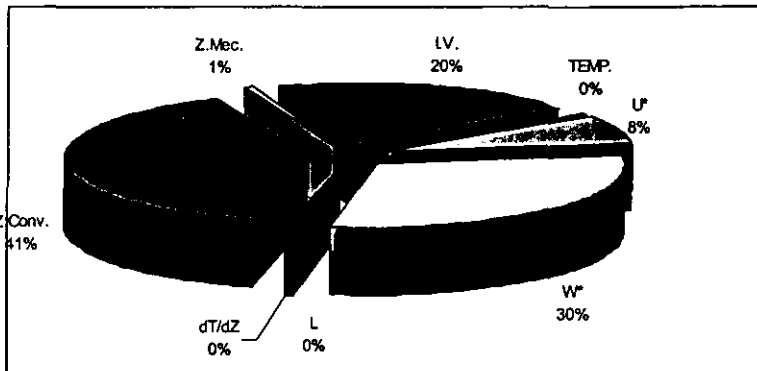


Figura III.11. Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico moderadamente inestable (dT/dZ = Gradiente vertical de la temperatura, I.V. =Intensidad del viento, L= Longitud de Monin-Obukhov, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva, Z.Conv.= Altura de mezcla de origen convectivo y Z.Mec.=Altura de mezcla de origen mecánico)

Los parámetros micrometeorológicos más importantes son las velocidades convectiva y de fricción, siendo la primera la de mayor participación en la estimación de la concentración. Comparando con un escenario fuertemente inestable se observa que se reduce la participación de la velocidad convectiva y aumenta levemente la velocidad de fricción. Otro parámetro que aumentó su influencia es la intensidad del viento.

Bajo un escenario ligeramente inestable, la presencia de movimientos ascendentes convectivos disminuye. En este caso, las variables más influyentes son la altura de mezcla convectiva (15%), la intensidad del viento (28%), la velocidad convectiva (17%) y la velocidad de fricción (33%) (ver Figura III.12), mientras que los parámetros micrometeorológicos más importantes son las velocidades convectiva y de fricción, siendo la segunda la más importante en la estimación de la concentración. La intervención de la velocidad convectiva continua disminuyendo y aumenta la de la velocidad de fricción. La intensidad del viento conserva una influencia fuerte en las estimaciones. La influencia de la altura de mezcla también se incrementa.

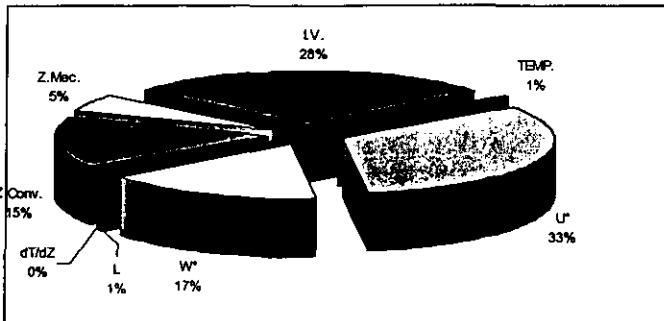


Figura III.12. Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico ligeramente inestable (dT/dZ = Gradiente vertical de la temperatura, I.V. =Intensidad del viento, L= Longitud de Monin-Obukhov, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva, Z.Conv.= Altura de mezcla de origen convectivo y Z.Mec.=Altura de mezcla de origen mecánico)

En un escenario de estabilidad neutra, cuando el movimiento convectivo ha cesado casi completamente (pero sin ser un período nocturno) y existe un fuerte aporte mecánico de la intensidad del viento, las variables más influyentes son la altura de mezcla mecánica (26%), la intensidad del viento (27%), la velocidad convectiva (8%) y la velocidad de fricción (34%) (ver Figura III.13). En este caso, el efecto de la velocidad y la altura de mezcla convectivas casi ha desaparecido, y la velocidad de fricción es el parámetro micrometeorológico más importante.

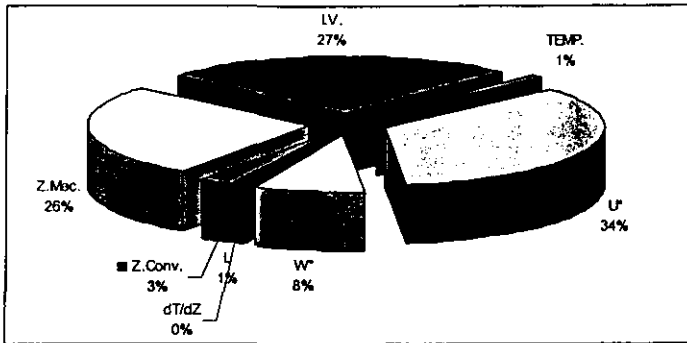


Figura III.13. Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico neutro (dT/dZ = Gradiente vertical de la temperatura, I.V. =Intensidad del viento, L= Longitud de Monin-Obukhov, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva, Z.Conv.= Altura de mezcla de origen convectivo y Z.Mec.=Altura de mezcla de origen mecánico)

La intensidad del viento conserva su importancia en los algoritmos de cálculo y la participación de la altura de mezcla mecánica ha crecido fuertemente en la estimación de la dispersión de contaminantes.

En una atmósfera con características ligeramente estables, propias del período nocturno, se tiene una situación donde ha desaparecido completamente el movimiento convectivo. Aquí, las variables que más influyen son la velocidad de fricción (88%), la intensidad del viento (5%), la Longitud de Monin-Obukhov (5%) y la altura de mezcla mecánica (2%), tal como se muestra en la Figura III.14. Ahora, la velocidad de fricción es la variable micrometeorológica más importante en los algoritmos de cálculo.

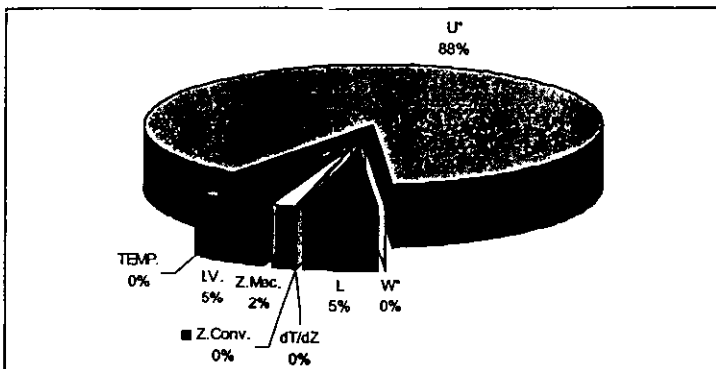


Figura III.14. Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico ligeramente estable (dT/dZ = Gradiente vertical de la temperatura, I.V. =Intensidad del viento, L= Longitud de Monin-Obukhov, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva, Z.Conv.= Altura de mezcla de origen convectivo y Z.Mec.=Altura de mezcla de origen mecánico)

En condiciones moderadamente estables, que implican períodos nocturnos con una intensidad de viento más alta que en el escenario anterior, las variables que más influyen resultaron ser la velocidad de fricción (61%), la intensidad del viento (14%), la Longitud de Monin-Obukhov (16%) y la altura de mezcla mecánica (8%), tal como se ilustra en la Figura III.15. Aquí, al igual que en el caso anterior, la velocidad de fricción es la variable micrometeorológica más importante en los algoritmos de cálculo, aunque se incrementa la participación de la Longitud de Monin-Obukhov.

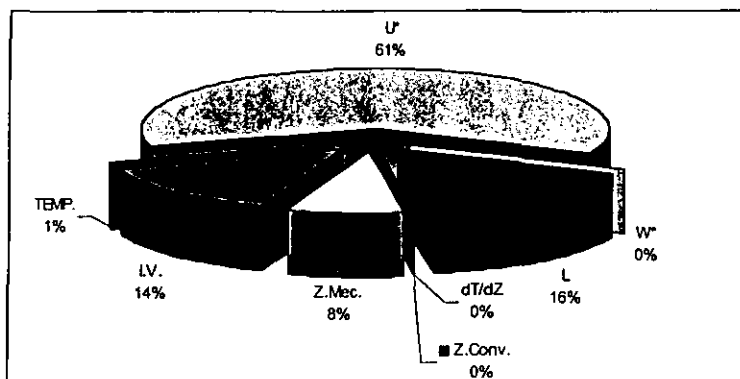


Figura III.15. Distribución de la influencia de los parámetros micrometeorológicos estudiados en la estimación de la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico moderadamente estable (dT/dZ = Gradiente vertical de la temperatura, I.V. =Intensidad del viento, L= Longitud de Monin-Obukhov, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva, Z.Conv.= Altura de mezcla de origen convectivo y Z.Mec.=Altura de mezcla de origen mecánico)

Los resultados anteriores indican qué variables y en qué medida participan en los algoritmos de cálculo del AERMOD para la estimación de la dispersión de contaminantes. Cabe hacer mención que la participación de las variables micrometeorológicas corresponde a valores promedio por nivel de perturbación y para todas las distancias. Enseguida se presentan los resultados de la sensibilidad de los algoritmos del AERMOD con respecto a las variables micrometeorológicas, promediando los niveles de perturbación, con respecto a la distancia de la emisión y por tipo de escenario meteorológico. Esta información indica cómo varía la influencia de las variables micrometeorológicas por escenario atmosférico y por la distancia con respecto a la fuente de emisión.

III.4.1 ESCENARIO: FUERTEMENTE INESTABLE

Como puede apreciarse en la Figura III.16, en el caso de una atmósfera fuertemente inestable, la altura de mezcla convectiva juega un papel muy importante a grandes distancias, aunque cerca de la fuente de emisión también lo es, pero disminuye hasta cerca de los 1,000 metros incrementándose posteriormente de manera importante. La velocidad convectiva también influye considerablemente después de los 1,000 metros, y un comportamiento similar

lo presenta la intensidad del viento. La velocidad de fricción, por su parte, no influye de manera importante en la estimación de la dispersión de contaminantes bajo este tipo de escenario. La velocidad de fricción alcanza un valor que mantiene prácticamente constante a partir de los 1,750 metros. Con esta información se puede concluir que en una atmósfera muy convectiva, la variable micrometeorológica que determina la distribución de la concentración es la velocidad convectiva.

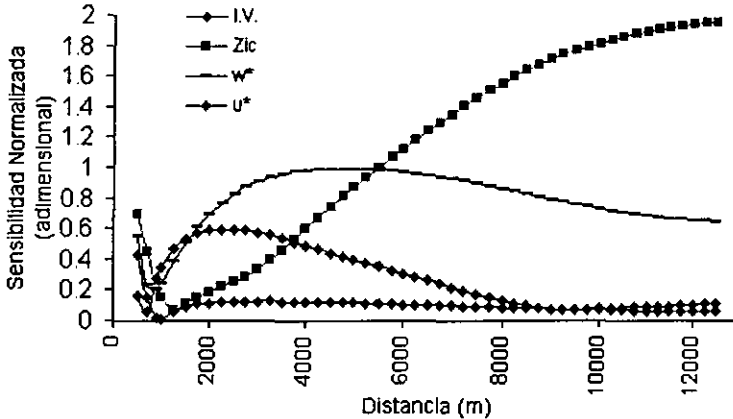


Figura III.16. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico fuertemente inestable (I.V. =Intensidad del viento, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva y Z_{icnv} = Altura de mezcla convectiva)

III.4.2 ESCENARIO: MODERADAMENTE INESTABLE

La influencia de la velocidad convectiva en una atmósfera moderadamente inestable presenta una tendencia creciente después de los 1,500 m respecto a la fuente de emisión, llegando a un valor máximo de 0.8 a una distancia de 4,000 m y disminuyendo muy ligeramente más allá de esta distancia. La importancia de la intensidad del viento aumenta también ligeramente hasta 0.7 a una distancia de 2,000 m, disminuyendo posteriormente. La velocidad de fricción, aumenta su injerencia hasta un valor de 0.2 y después de los 2,000 m se mantiene casi constante. La altura de mezcla convectiva sigue influenciando el fenómeno, pero ha disminuido ligeramente (ver Figura III.17).

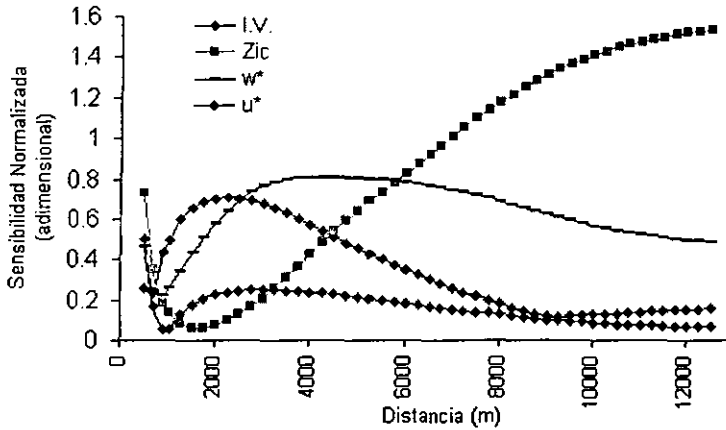


Figura III.17. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico moderadamente inestable (I.V. =Intensidad del viento, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva y Ziconv= Altura de mezcla convectiva)

III.4.3 ESCENARIO: LIGERAMENTE INESTABLE

En condiciones atmosféricas ligeramente inestables, la participación de la altura de mezcla convectiva disminuye respecto a los escenarios anteriores, aunque todavía sigue siendo importante, incrementándose su influencia después de los 5,000 m. También existe un incremento en la influencia de la intensidad del viento y de la velocidad de fricción, pero la influencia de la velocidad convectiva disminuye (Ver Figura III.18).

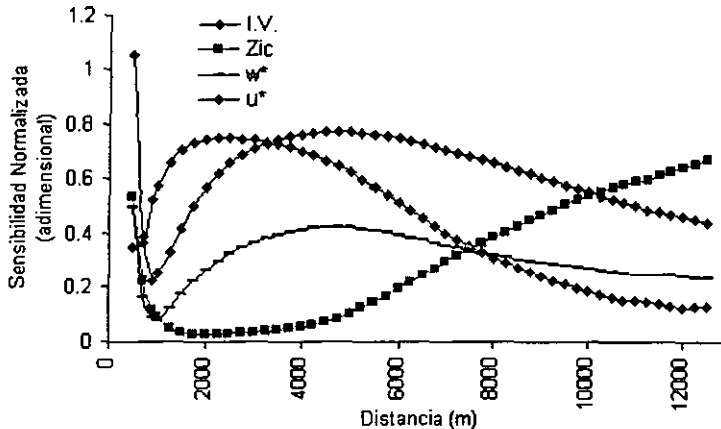


Figura III.18. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico ligeramente inestable (I.V. =Intensidad del viento, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva y Ziconv= Altura de mezcla convectiva)

III.4.4 ESCENARIO: NEUTRO

Bajo condiciones neutras de la atmósfera, el efecto mecánico participa fuertemente en las estimaciones de la dispersión de contaminantes que realiza el AERMOD. Este efecto es estimado a través de la velocidad de fricción y de la altura de mezcla mecánica. La intensidad del viento presenta aún una participación importante, pero la velocidad convectiva disminuye sensiblemente su participación en los algoritmos. (Figura III.19).

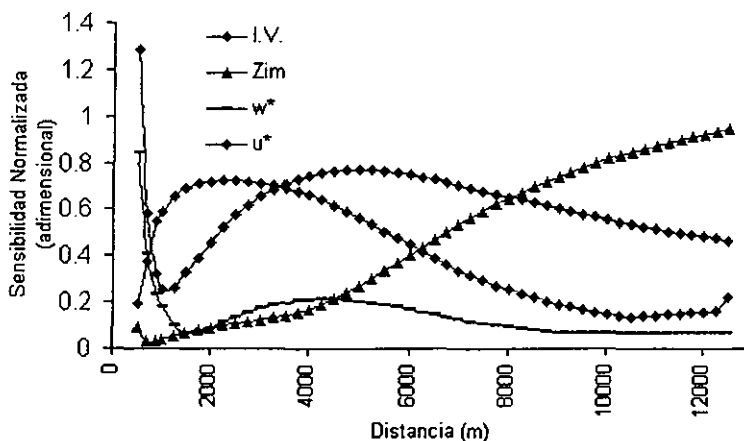


Figura III.19. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico neutro (I.V. =Intensidad del viento, u^* = Velocidad de fricción, w^* = Velocidad convectiva y Zirneec=Altura de mezcla mecánica)

III.4.5 ESCENARIO: LIGERAMENTE ESTABLE

En la estimación de la dispersión de contaminantes en los períodos nocturnos o en condiciones estables, la velocidad de fricción y de la intensidad del viento son parámetros muy importantes. La altura de mezcla mecánica y la Longitud de Monin-Obukov, aunque en menor medida, también son parámetros importantes. La mayor influencia de todos estos parámetros se presenta cerca de la emisión (menos de 2,500 m), más allá de esta distancia la influencia de ellos disminuye (ver Figura III.20).

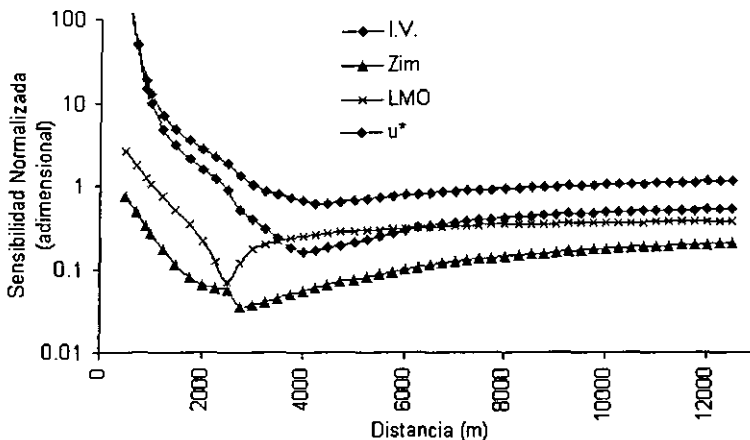


Figura III.20. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico ligeramente estable, en escala semi-logarítmica (I.V. =Intensidad del viento, L= Longitud de Monin-Obukhov, u^* = Velocidad de fricción, y Zimec=Altura de mezcla mecánica)

III.4.6 ESCENARIO: MODERADAMENTE ESTABLE

En condiciones moderadamente estables, la velocidad de fricción y la intensidad del viento son de los parámetros que más influyen en los algoritmos. La mayor influencia existe a una distancia alrededor de los 1,750 m; después de esta distancia la influencia disminuye (ver Figura III.21).

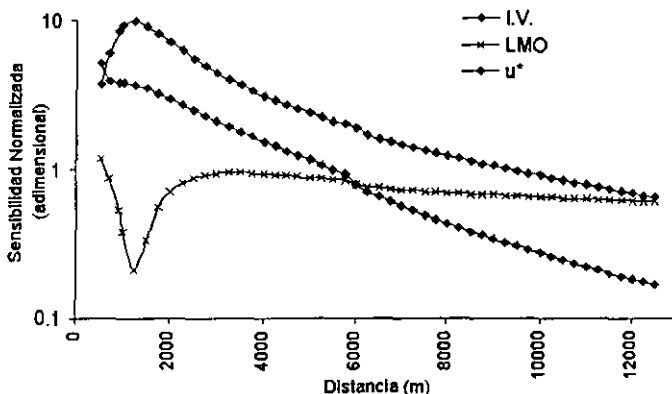


Figura III.21. Distribución espacial de la sensibilidad (en valor absoluto) normalizada de los algoritmos que estiman la dispersión de contaminantes para un escenario atmosférico moderadamente estable, en escala semi-logarítmica (I.V. =Intensidad del viento, LMO= Longitud de Monin-Obukhov y u^* = Velocidad de fricción)

Tal como puede observarse de las figuras anteriores, existen parámetros cuya sensibilidad varía fuertemente para los distintos niveles de perturbación y distancias con respecto a la fuente de emisión. Esto es debido a que el algoritmo de cálculo utiliza expresiones que dependen del tipo de escenario atmosférico y de la distancia con respecto a la fuente de emisión. Debido a ello no se observa una variación suave, ya que están involucradas diferentes expresiones que se utilizan bajo determinadas condiciones, dependiendo de los valores de los mismos parámetros.

En esta sección se presentaron los resultados obtenidos del estudio de sensibilidad de los algoritmos para estimar la dispersión atmosférica con respecto a los parámetros micrometeorológicos. Los resultados confirman que las variables micrometeorológicas más importantes en la estimación de la concentración son la velocidad de fricción, la velocidad convectiva y el signo de la longitud de Monin-Obukhov. La intensidad del viento también es una variable de alta influencia en los algoritmos de cálculo, esto último debido al origen Gaussiano del modelo.

III.5 PARAMETRIZACIÓN DEL FENÓMENO DE LA TURBULENCIA ATMOSFÉRICA EN REGIONES TROPICALES

Los parámetros que son utilizados para estimar la dispersión atmosférica dependen básicamente de las velocidades de fricción y convectiva, ya que ellos brindan información acerca de las contribuciones mecánica y térmica, respectivamente, a la generación de la turbulencia atmosférica. En esta sección se presentan los resultados obtenidos de la "parametrización" de las variables micrometeorológicas que más influyen en los algoritmos a partir de la información meteorológica convencional, "parametrización" que será incluida en el procesador micrometeorológico (PROMI) desarrollado en esta investigación.

III.5.1 MEDICIONES DE TURBULENCIA ATMOSFÉRICA

Para la "parametrización" de las velocidades de fricción y convectiva, se realizó una campaña de mediciones de turbulencia atmosférica, utilizando un sistema de sensores, integrado por un anemómetro triaxial (marca R.M. Young) y un termohigrómetro (marca Campbell Scientific), cuyo desempeño fue comparado contra un anemómetro sónico (López y col., 2001d), que es un medidor de alta sensibilidad, (ver Anexo C). Las campañas fueron realizadas en Salamanca (Guanajuato) y Salina Cruz (Oaxaca), del 23 de marzo al 10 de abril de año 2000. La información obtenida con estos sensores se registró en un sistema de adquisición de datos, el cual fue programado para registrar la fecha, la hora, las componentes ortogonales del viento, la temperatura y la humedad relativa, con una frecuencia 1 Hz. Como ya se mencionó, Salamanca se ubica en la parte central de México, situada a los $101^{\circ} 11' 39''$ de longitud, al Oeste del meridiano de Greenwich, y a los $20^{\circ} 34' 22''$ latitud Norte (ver Figura III.22). Su altura sobre el nivel del mar es de 1721 m. Salina Cruz se ubica en la costa de Oaxaca, a los $95^{\circ} 30' 17''$ de longitud, al Oeste del meridiano de Greenwich, y a los $16^{\circ} 18' 23''$ latitud Norte, a 5 kilómetros del Océano Pacífico; su altura sobre el nivel del mar es de 27 m.

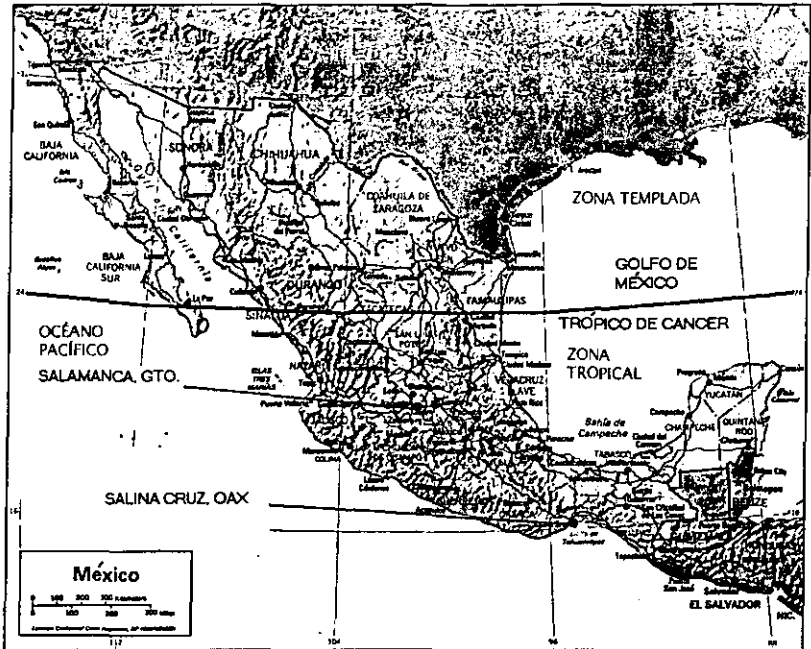


Figura III.22. Localización geográfica de las campañas de medición de la turbulencia en Salamanca y en Salina Cruz

La base de datos obtenida de la campaña experimental incluye información de 14 días sobre la meteorología convencional (intensidad del viento, temperatura, humedad relativa y radiación solar) y sobre la micrometeorología (velocidad de fricción, flujo de calor sensible, longitud de Monin-Obukhov, velocidad de escala convectiva, temperatura de escala y energía cinética turbulenta), con una frecuencia de un dato por minuto. Con esta base de datos se realizó el análisis estadístico del comportamiento de los parámetros meteorológicos, tanto convencionales como turbulentos. A continuación se presentan los resultados de las mediciones de los parámetros meteorológicos y micrometeorológicos.

Parámetros meteorológicos

En la Figura III.23 se presenta la evolución de la temperatura en el período del 23 de marzo al 10 de abril de 2000, tanto para Salamanca como para Salina Cruz. En dicha Figura se observa el efecto de la variación diurna de la insolación. Este comportamiento observa más claramente en Salamanca (primera mitad de la Figura) que en Salina Cruz, debido a que, en este último sitio, el efecto de la alta intensidad del viento y al valor alto de humedad amortiguan los cambios en la temperatura.

ESTADO UNIDO MEXICO
DE LA TURBULENCIA

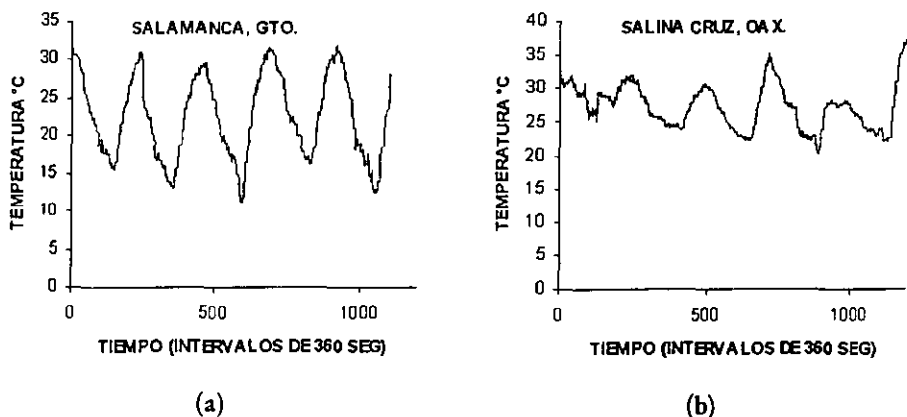


Figura III.23. Evolución de la temperatura ambiente en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México

La evolución de la intensidad del viento se presenta en la Figura III.24. Aquí puede observarse que, en Salamanca (primera mitad de la gráfica), se presentaron velocidades de hasta 4 m/s, mientras que en Salina Cruz (segunda mitad) alcanzó valores de hasta 14 m/s. Estas condiciones son típicas de las regiones estudiadas, y afectan de manera directa el aporte mecánico a la turbulencia atmosférica.

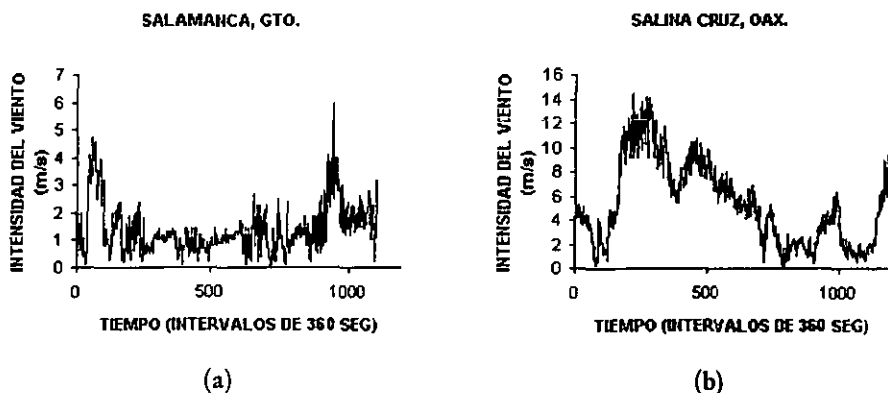


Figura III.24. Evolución de la intensidad del viento en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México

Comparativamente, la humedad en Salamanca fue más baja que en Salina Cruz, como se observa en la Figura III.25. Aquí se observa también el efecto de la variación diurna de la insolación, característica que se acentúa en el primer sitio. Salina Cruz, por su cercanía al mar, presenta una humedad alta. Aquí se pone de manifiesto el efecto del uso del suelo sobre el contenido de agua en la atmósfera, hecho que puede implicar cambios en el nivel energético de la atmósfera.

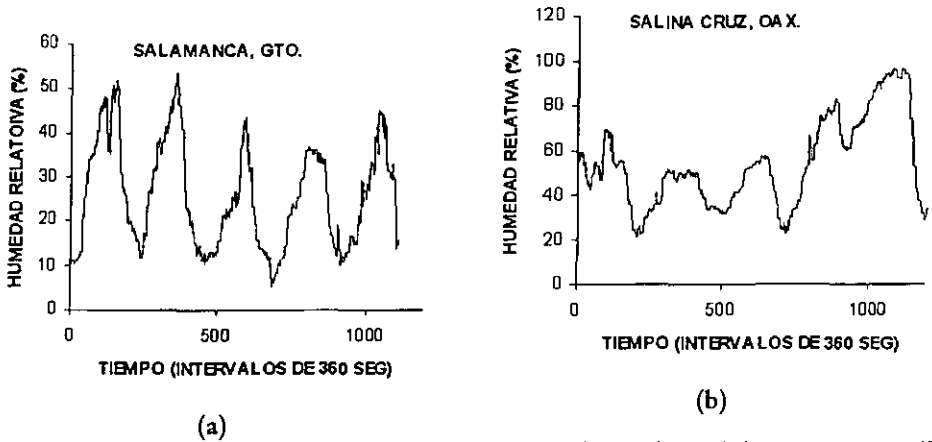


Figura III.25. Evolución de la humedad relativa en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México

La variación en la dirección del viento en la horizontal fue una condición más intensa en Salamanca que en Salina Cruz, tal como puede verse en la Figura III.26. La fricción desarrollada por la variación de la dirección del viento, tendrá un efecto sobre el transporte de momentum en la vertical. La alta velocidad del viento en Salina Cruz impide que exista una variación fuerte en la dirección del viento.

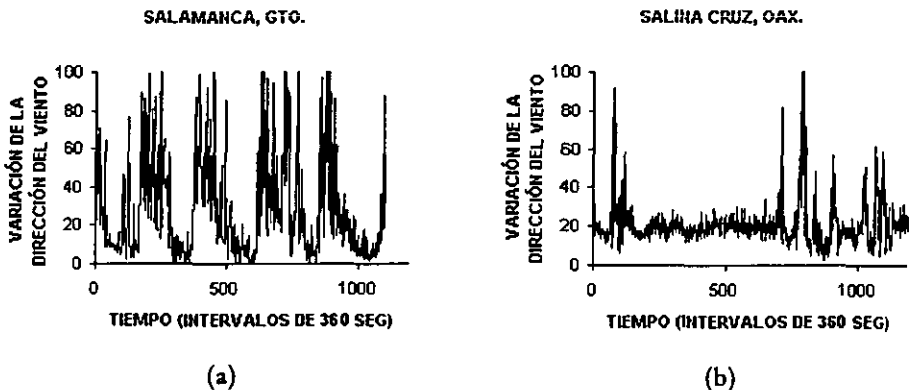


Figura III.26. Evolución de la desviación estándar de la dirección del viento en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México

Parámetros micrometeorológicos

La velocidad de fricción es un parámetro que estima el transporte turbulento vertical del momentum mecánico. Este parámetro se calcula como: $u_* = (uw^2 + vw^2)^{0.25}$, donde se observa la presencia de las fluctuaciones de u y v ; por ello, al aumentar la velocidad del viento en la horizontal se espera también un incremento en la velocidad de fricción, efecto que se observa en los datos de Salina Cruz. También es de esperarse una dependencia cualitativa similar de la velocidad de fricción con la desviación estándar de la dirección del viento, lo cual se observa de las figuras III.26 y III.27, para la parte que corresponde a Salamanca, que muestran valores altos de la velocidad de fricción asociados con valores altos de la desviación estándar de la dirección del viento (ver Figura III.27).

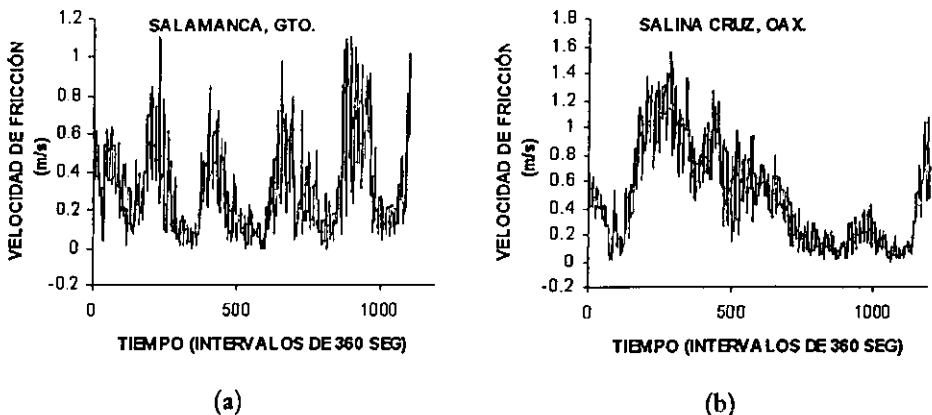


Figura III.27. Evolución de la velocidad de fricción en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México

La velocidad convectiva es un parámetro que determina la intensidad de movimiento vertical debido a la convección natural, es decir, estima el aporte térmico a la generación de turbulencia atmosférica. Para determinar este efecto se utiliza $w_* = ((g/T) * z_{ic} * \langle w'T' \rangle)^{1/3}$. La anterior expresión agrupa la altura de mezcla convectiva y la covarianza de $w'T'$. Este término presenta una alta fluctuación, debido a la sensibilidad a la componente vertical del viento. En este caso no se observa, a primera vista, alguna relación directa con los parámetros convencionales, pero por los componentes para su estimación se espera un aporte de la velocidad del viento y de la temperatura (ver Figura III.28).

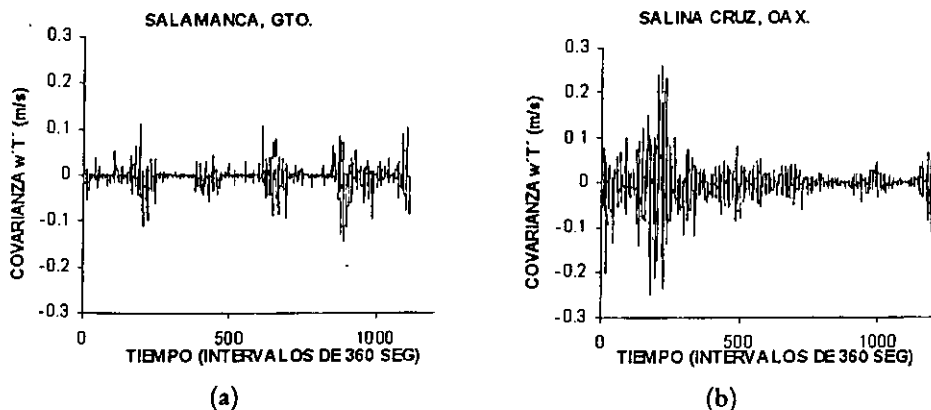


Figura III.28. Evolución de la covarianza $w'T'$ en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México

En Salamanca, la velocidad del viento en la vertical presenta, en general, valores mayores que en Salina Cruz; esto es debido a que en ese sitio la velocidad del viento fue baja, permitiendo que existiera una gran componente vertical del viento. En Salina Cruz, por el contrario, la alta velocidad del viento en la horizontal no favoreció los movimientos verticales. Esto se aprecia en la segunda parte de la Figura III.29. Si se compara la tendencia de la velocidad del viento en la horizontal (Figura III.24) con la de la componente vertical (Figura III.29), se observa, que existe una relación de dependencia entre ambos parámetros. Esta similitud en las tendencias no es tan clara en condiciones de baja intensidad del viento (Salamanca), existiendo una mayor relación con la desviación estándar de la dirección del viento.

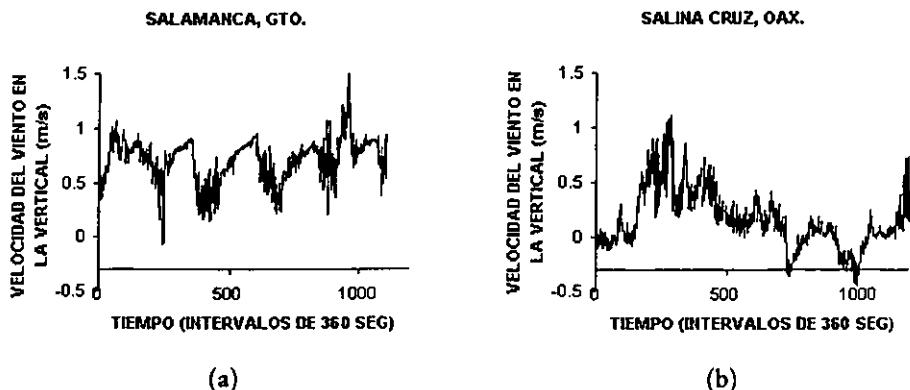


Figura III.29. Evolución de la velocidad del viento en la vertical (w) en las campañas de mediciones de la turbulencia. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México

De la información micrometeorológica anterior, se desprende que la base de datos conjunta de ambos sitios, presenta interesantes características peculiares y distintas y abarca condiciones meteorológicas muy diferentes, garantizando una amplia variabilidad y representatividad para diferentes escenarios meteorológicos.

Las velocidades de fricción y convectiva son los parámetros micrometeorológicos más importantes para el algoritmo de cálculo de la dispersión de contaminantes del AERMOD, el cual toma en cuenta parámetros micrometeorológicos y la teoría de similaridad en sus estimaciones. Esto se obtuvo del análisis de sensibilidad de los algoritmos de cálculo respecto a los parámetros micrometeorológicos descrito anteriormente.

Como ya se mencionó, la velocidad convectiva depende básicamente de la covarianza $\langle w'T' \rangle$ y de la altura de mezcla convectiva. La covarianza $\langle w'T' \rangle$ es un término turbulento que se determina directamente de los datos de las fluctuaciones turbulentas de la temperatura y la componente vertical del viento y representa, físicamente, el transporte turbulento de calor sensible en la vertical. La altura de mezcla, por su parte, es una medida de la extensión vertical de la capa límite planetaria, región donde se genera y se encuentra confinada, prácticamente, toda la turbulencia atmosférica. La altura de mezcla, entonces, no es un parámetro que pueda medirse directamente y su estimación no puede realizarse fácilmente a partir de datos medidos en superficie únicamente. Debido a ello, para los propósitos de este trabajo, es conveniente considerar la "parametrización" de la covarianza $\langle w'T' \rangle$ en lugar de la "parametrización" de la velocidad convectiva.

Del análisis estadístico de la información obtenida en la estación micrometeorológica de Minatitlán (54 días de datos meteorológicos y micrometeorológicos simultáneos) se obtuvieron las tendencias de las variables meteorológicas convencionales y turbulentas para el día promedio (ver Anexo A). Esto permitió evaluar la posibilidad de existencia de relaciones entre las variables turbulentas, como la velocidad de fricción y la velocidad convectiva y las variables meteorológicas ordinarias, como la intensidad del viento y la temperatura. En las Figuras II.3 y II.7 se muestran, respectivamente, la comparación entre las evoluciones horarias de la velocidad de fricción y la intensidad del viento, por un lado, y la comparación entre las evoluciones horarias de velocidad convectiva y la temperatura, por el otro.

Estas figuras, en términos cualitativos, muestran que existe una buena posibilidad de encontrar relaciones que permitan estimar la velocidad de fricción en términos de la intensidad del viento, así como la velocidad convectiva en términos de la temperatura y la intensidad del viento. Desde el punto de vista físico, por otra parte, también existen razones para esperar la existencia de relaciones para la velocidad de fricción en términos de la intensidad del viento y para la covarianza $\langle w'T' \rangle$, en términos de la intensidad del viento y la temperatura. En el caso de la velocidad de fricción, por ejemplo, de acuerdo con su definición, ésta representa el flujo turbulento en la vertical del momento horizontal $u_* = (\langle u'w' \rangle^2 + \langle v'w' \rangle^2)^{1/4}$. Aquí, u' , v' , w' son las fluctuaciones de las componentes u , v , w del viento, cuyos valores medios son nulos, excepto para la componente u . De hecho, cuando la velocidad del viento ha sido expresada en las coordenadas UVW, el valor medio de u , denotado por U , es justamente la intensidad del viento. Entonces, dado que a intensidades de viento relativamente altas las fluctuaciones u' serán dominantes, esto sugiere que el valor de la velocidad de fricción dependerá fuertemente de la intensidad del viento U .

III.5.2. “PARAMETRIZACIÓN” DE TÉRMINOS TURBULENTOS A PARTIR DE METEOROLOGÍA CONVENCIONAL PARA UNA REGIÓN TROPICAL

Aquí se describen las parametrizaciones obtenidas para la velocidad de fricción en términos de la intensidad del viento, y para la covarianza $\langle w'T' \rangle$ en términos de la intensidad del viento y la temperatura. Para ello se utilizó la base de datos obtenida en las campañas de Salamanca y Salina Cruz. Se probaron diversas funcionalidades, estimando el error ($error = (var.medida - var.estimada)^2$), en cada caso e iterando con diferentes coeficientes para minimizar la función error mediante el algoritmo de convergencia de Newton-Raphson. Este proceso se aplicó en la obtención de ambas parametrizaciones. Seleccionando la función que mejor minimice la función error. A continuación se presenta la funcionalidad que dió la mejor aproximación entre la velocidad de fricción y la velocidad del viento en la horizontal. Ésta tiene la forma de un polinomio de octavo grado en la intensidad del viento:

$$u^* = aU^8 + bU^7 + cU^6 + dU^5 + eU^4 + fU^3 + gU^2 + hU + i \tag{Ec. III.13}$$

U: Intensidad del viento (m/s)
u* = Velocidad de fricción

donde los coeficientes de la “parametrización” son:

a = -1.3988 X 10 ⁻⁷	e = -0.005031
b = 7.1270 X 10 ⁻⁶	f = -0.004187
c = -0.000148	g = 0.09384
d = 0.001311	h = -0.18626
	i = 0.32878

Esta expresión presenta un coeficiente de correlación de 0.92 entre la velocidad de fricción observada y la estimada por medio de la “parametrización”, usando datos meteorológicos convencionales. En la Figura III.30 se presenta una comparación entre ambas tendencias.

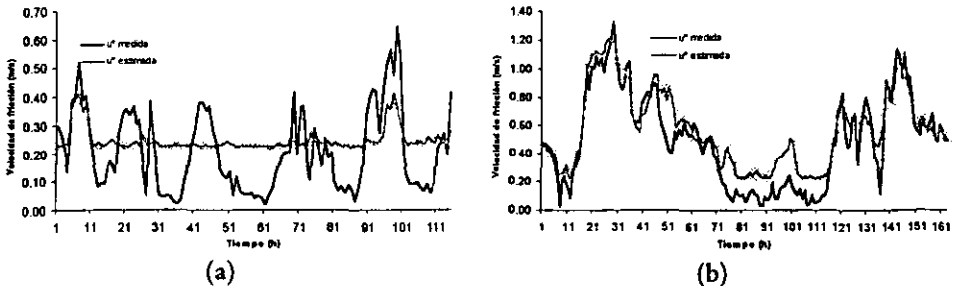


Figura III.30. Comparación entre la velocidad de fricción u*, medida, con respecto de la estimada a través de la “parametrización”. La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México. Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado

La Figura III.31 presenta la distribución de la velocidad de fricción obtenida cada minuto, con una frecuencia de un dato cada segundo y promediada a una hora, durante todo el período en estudio. También se nota un buen acercamiento con datos promediados cada 6 minutos y con la misma frecuencia de adquisición de datos. La expresión se aproxima más a velocidades altas del viento, que a bajas intensidades. En este caso, la existencia de la velocidad de fricción se debe principalmente a la fluctuación de la dirección del viento. Esta cuestión no se incluyó en la expresión, ya que entonces la expresión utilizaría conceptos de micrometeorología, perdiendo el objetivo de la "parametrización" con datos de meteorología convencional.

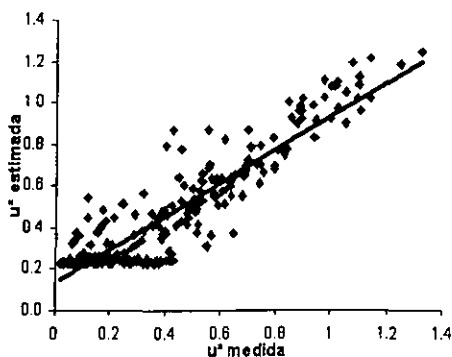


Figura III.31. Distribución de la velocidad de fricción medida y estimada

La covarianza de $w'T'$ se parametrizó utilizando como variables primitivas la velocidad del viento y la temperatura. En este caso se utilizó una metodología similar a la aplicada al anterior y aquí la funcionalidad que representó una mejor aproximación fue la de un polinomio compuesto de tercer orden:

$$\langle w'T' \rangle = a' * I.V. * Temp + b' * I.V. * Temp^2 + c' * I.V. * Temp^3 + d' * I.V.^2 * Temp + e' * I.V.^2 * Temp^2 + f' * I.V.^2 * Temp^3 + g' * I.V.^3 * Temp + h' * I.V.^3 * Temp^2 + i' * I.V.^3 * Temp^3 + j * Temp^{2.512} \tag{Ec. III.14}$$

donde: I.V. : Intensidad del viento (m/s)
 Temp. : Temperatura ambiente (K)
 $\langle w'T' \rangle$: Covarianza entre la velocidad vertical del viento y la temperatura (m K/s)

Donde los coeficientes de la "parametrización" son:

$a' = 0.00846$	$f' = -5.90149$
$b' = -0.00000566$	$g' = 0.000604$
$c' = 9.4689 \text{ e-}8$	$h' = -4.0514 \times 10^{-6}$
$d' = 0.005238$	$i' = 6.79114 \times 10^{-9}$
$e' = 3.5175 \text{ e-}5$	$j' = 5.58399 \times 10^{-10}$

El coeficiente de correlación en este caso fue de 0.3437, el cual no es un coeficiente alto. Cabe hacer mención que, en este caso, la labor de aproximación fue más complicada, ya que este parámetro es muy sensible y tiene más presencia turbulenta que el anterior parámetro. Esta diferencia se puede deber a la sensibilidad del instrumento utilizado en la campaña.

Las Figuras III.32 y III.33 presentan la tendencia de los datos de Salamanca y Salina Cruz para la covarianza $w'T$ obtenida cada minuto, con una frecuencia de un dato cada segundo y promediada a una hora, durante todo el período en estudio. Como se observa, no existe una buena aproximación, como en el caso anterior, debido a las características de alta fluctuación de la velocidad del viento en la vertical. Cabe hacer mención que este parámetro, estadísticamente hablando, presenta una alta sensibilidad al promedio, mejorando su acercamiento para una frecuencia de 6 minutos y con la misma frecuencia de adquisición.

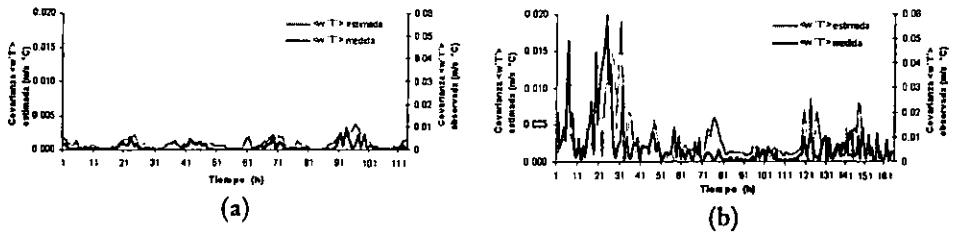


Figura III.32. Comparación entre la covarianza de $w'T$ medida y la estimada a través de la "parametrización". La primera gráfica corresponde a (a) Salamanca, Guanajuato, México y la segunda a (b) Salina Cruz, Oaxaca, México. Línea obscura, medición real. Línea clara, valor generado

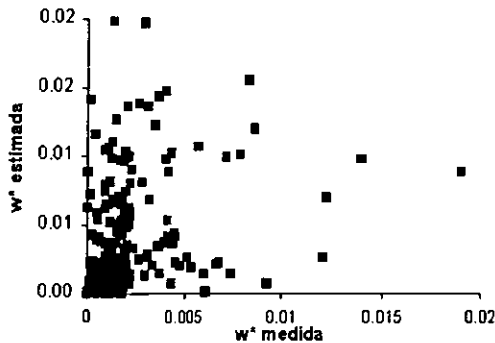


Figura III.33. Distribución de la covarianza de $w'T$ medida y estimada.

Ésta, que no es buena aproximación, puede responder a diversos factores, tales como el uso de suelo, humedad relativa, y no sólo a la temperatura e intensidad del viento. En las siguientes figuras se presenta el comportamiento de los parámetros antes mencionados pero con otra frecuencia de análisis; en este caso de cada 6 minutos.

Las Figuras III.34 a, b, c y d presentan el comportamiento de los parámetros estimados y los observados para promedios de 6 minutos y con una frecuencia de un dato por segundo. En el siguiente inciso se presenta la aplicación de las “parametrizaciones” obtenidas, para otras regiones del país, en particular en Minatitlán en Veracruz y Cuernavaca en Morelos, así como su consiguiente comparación con las mediciones registradas.

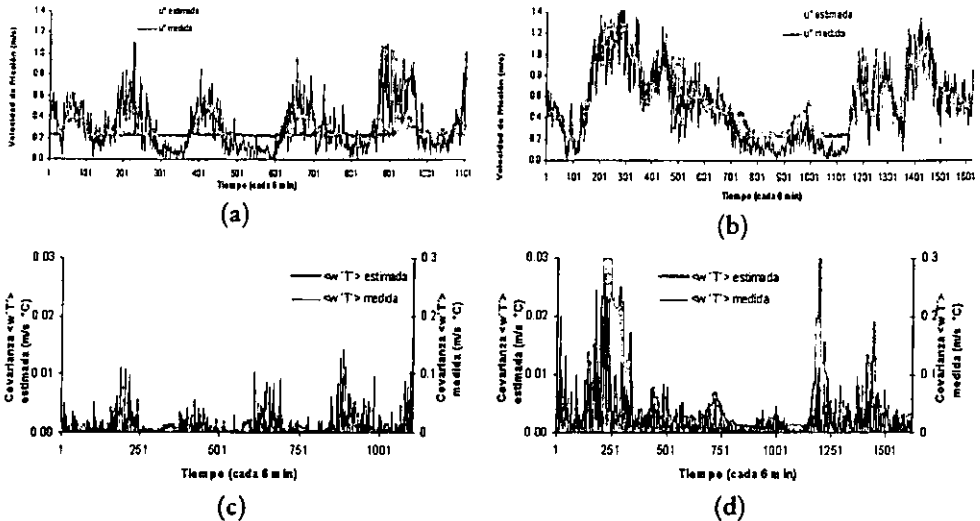


Figura III.34 a, b, c y d. Comparación de la velocidad de fricción y la covarianza de $W'T$ medida y la estimada a través de la “parametrización”, usando un promedio de 6 minutos. Campaña en Salamanca (a) y (c). Campaña en Salina Cruz (b) y (d). Línea obscura, medición real. Línea clara, valor generado

III.6. COMPARACIÓN ENTRE DATOS ESTIMADOS Y MEDIDOS PARA DIFERENTES REGIONES

La aplicación de las “parametrizaciones” obtenidas, serán probadas y corroboradas en otras condiciones geográficas y climatológicas, con el fin de conocer su desempeño y alcances. Para ello se utilizaron datos de micrometeorológicos medidos en las estaciones de Minatitlán, Veracruz y de Cuernavaca, Morelos (Figura III.35), donde existen las únicas estaciones micrometeorológicas completas de México. Se aplicaron las “parametrizaciones” y se compararon con las mediciones micrometeorológicas reales.

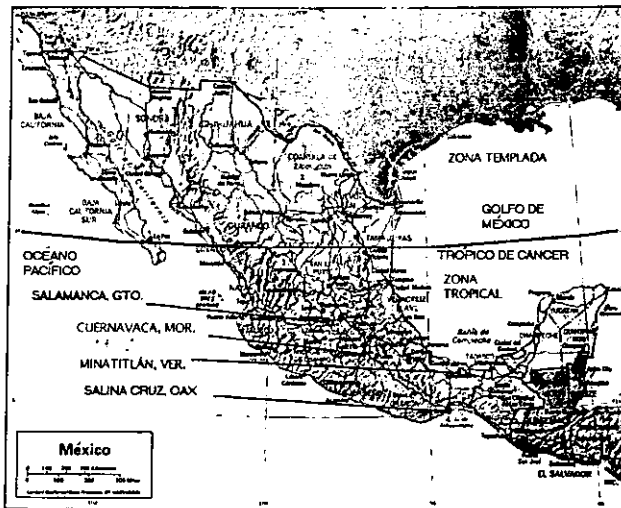


Figura III.35. Localización geográfica de las estaciones micrometeorológicas de Salamanca, Salina Cruz, Minatitlán y Cuernavaca

La información de Minatitlán tiene una frecuencia horaria y fue del período de 5 de marzo al 7 de mayo de 1998, lapso en el cual no existieron periodos de lluvia pero sí de alta radiación solar e intensidades medias del viento. A continuación se presenta la Figura III.36 donde se representa la tendencia de la velocidad de fricción, tanto la medida como la estimada con la “parametrización” y usando solo la velocidad del viento en la horizontal.

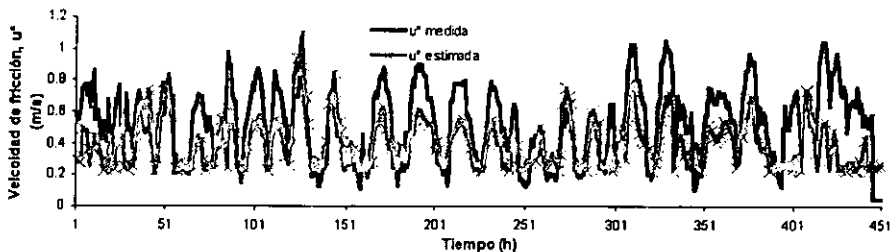


Figura III.36. Comparación entre la velocidad de fricción medida y la estimada a través de la “parametrización”, usando información de la estación micrometeorológica de Minatitlán en Veracruz. Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado

De la figura anterior se observa que la “parametrización” se ajusta de manera adecuada a las mediciones que un anemómetro ultrasónico registra. La expresión representa la tendencia de la velocidad de fricción durante este período. El coeficiente de correlación que hay entre los datos es de 0.611 y se observa que la expresión capta o es sensible a las fluctuaciones en la velocidad de fricción.

También se realizó la comparación entre la covarianza $\langle w'T' \rangle$ observada y la estimada para el mismo período. La Figura III.37 muestra el comportamiento de la tendencia. Cabe hacer mención que los datos registrados pertenecen a lugares distintos y, por tanto, las condiciones de uso de terreno y la relación de Bowen pueden cambiar el comportamiento de la dinámica atmosférica. De ahí que no se observe una buena aproximación.

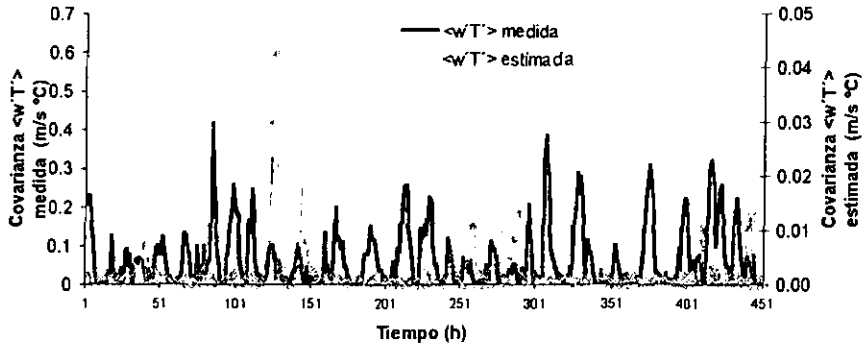


Figura III.37. Comparación entre la covarianza de $w'T'$ medida y la estimada a través de la "parametrización", usando información micrometeorológica de la estación de Minatitlán en Veracruz. Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado

Además, hay que recordar que por la naturaleza fluctuante de la velocidad del viento en la vertical, el intervalo de tiempo del promedio afectará la comparación entre lo observado y lo estimado. De esta primera comparación de las "parametrizaciones", se observa un buen acercamiento con la velocidad de fricción y una aproximación no tan buena con la covarianza $\langle w'T' \rangle$.

Enseguida se presentan los resultados obtenidos al emplear las "parametrizaciones" para obtener los parámetros micrometeorológicos estudiados para la estación micrometeorológica ubicada en Cuernavaca.

El tiempo del promedio de los datos analizados fue de 30 segundos, con una frecuencia de adquisición de 10 datos de cada segundo y el período abarcó, del 5 al 12 de junio de 2000, temporada todavía sin presencia de lluvia.

Como se observa de la Figura III.38, la expresión se aproxima a la tendencia en el comportamiento de la velocidad de fricción; sin embargo, su aproximación no es tan buena como en casos anteriores, debido a que durante este período en estudio la velocidad del viento no fue alta. La más alta osciló alrededor de 4.5 m/s y, en general, fue baja, condición que previamente se detectó que no mostraba una buena aproximación (recuérdese el caso de Salamanca, Figura III.30 a).

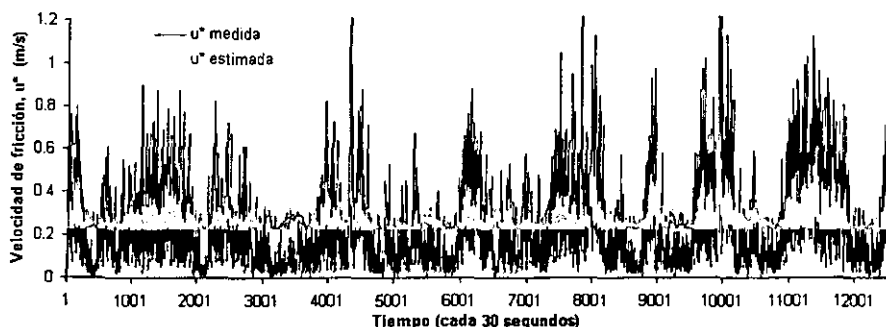


Figura III.38. Comparación entre la velocidad de fricción medida y la estimada a través de la "parametrización", usando información de la estación micrometeorológica de Cuernavaca, en Morelos. Línea oscura, medición real. Línea clara, valor generado. En el eje horizontal se encuentra el tiempo (datos cada 30 segundos)

El coeficiente de correlación en esta ocasión fue de 0.47 que, en general, se puede considerar bajo pero si se toma en cuenta la frecuencia de datos (30 segundos), es decir, esta serie de datos tienen una fuerte característica caótica.

La Figura III.39 presenta la comparación entre las covarianzas de $\langle w'T' \rangle$ obtenidas a partir de la "parametrización" y la de la medición. La aproximación no es buena (coeficiente de correlación de 0.304), aunque responde adecuadamente a la alta fluctuación de los datos medidos, ya que las condiciones de Cuernavaca durante este período en estudio se acercan a las existentes en Salamanca, en cuestión de magnitud del viento y temperatura.

Aunque la tendencia es semejante, la magnitud de los valores difieren de manera sustancial, debido posiblemente a efectos propios del lugar, es decir por humedad y tipo de suelo, además de una orografía totalmente distinta.

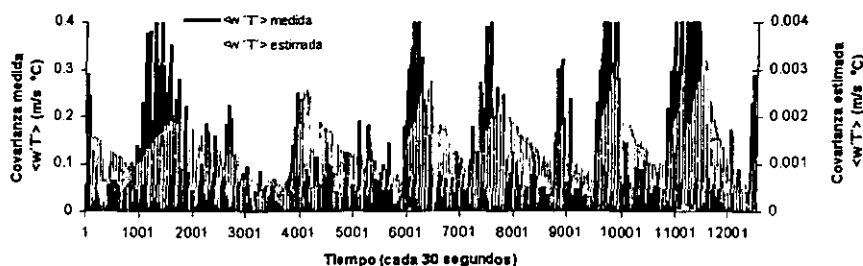


Figura III.39. Comparación entre la covarianza de $\langle w'T' \rangle$ medida y la estimada a través de la "parametrización", usando información de la estación Micrometeorológica de Cuernavaca en Morelos. Línea oscura medición real. Línea clara valor generado, en el eje horizontal se encuentra el tiempo (dato cada 30 segundos)

En términos generales se puede observar una adecuada representación de los parámetros micrometeorológicos más importantes (velocidad de fricción y la covarianza de $\langle w'T' \rangle$) según el análisis de sensibilidad de los algoritmos de cálculo con respecto a la información turbulenta. Bajo distintas condiciones climatológicas y geográficas la reproducción de la información turbulenta a través de la "parametrización" es adecuada, sobre todo si la

finalidad de la “parametrización” es la reconstrucción de información turbulenta que será utilizada para realizar simulaciones de la dispersión atmosférica con modelos de nueva generación. Además los resultados corroboran las observaciones sobre la relación que puede guardar la meteorología convencional y la turbulenta.

Esta “parametrización” obtenida en condiciones tropicales, se incluirá en el procesador micrometeorológico con el fin de generar la información necesaria para realizar estudios de impacto ambiental a través del uso de modelos más completos y que se puedan utilizar con la información e infraestructura existente en el país.

III.7. APLICACIÓN DE LA “PARAMETRIZACIÓN” EN LA SIMULACIÓN DE LA DISPERSIÓN DE CONTAMINANTES

En esta sección se presentan los resultados de la simulación de la dispersión de contaminantes utilizando la información medida en la región de Salamanca y Salina Cruz y se comparará la estimación de la concentración a nivel del suelo usando información turbulenta obtenida a través del uso de las “parametrizaciones” propuestas, que utilizan datos meteorológicos convencionales.

De esta manera se conocerá el impacto de utilizar las “parametrizaciones” en estudios de impacto ambiental, que requieran la estimación de la dispersión de contaminantes. La información micrometeorológica se obtuvo cada minuto y se promedió cada hora. La frecuencia de adquisición de datos fue cada segundo. Se generaron dos archivos de meteorología turbulenta, uno obtenido de las mediciones y el otro aproximado con la “parametrización”. Se utilizó el modelo AERMOD, ya que emplea los conceptos de micrometeorología y teoría de similitud.

Se emplearon los datos de emisiones de 30 chimeneas. Esta información de emisiones consistía de flujos volumétricos, concentración del contaminante, temperatura y velocidad de los gases de chimenea, el diámetro y altura de la emisión. Además, las chimeneas estaban geoposicionadas. Adicionalmente a esta información, se cuenta con los resultados de las mediciones de la calidad del aire en los alrededores de la fuente de emisión, utilizando en cada caso 5 sitios de medición. Esto brinda la oportunidad de comparar los niveles estimados por el modelo, con los que se midieron en campo.

El primer análisis consistió únicamente en comparar el efecto de utilizar las “parametrizaciones”, sobre la estimación de la dispersión de contaminantes. El segundo análisis identificó los sitios que se encontraban en la línea de acción del viento durante las mediciones de la calidad del aire. De esta manera se simularon los datos de la dispersión de contaminantes, usando la meteorología turbulenta medida y estimada por las “parametrizaciones”. Estas simulaciones fueron comparadas con las mediciones de la concentración de bióxido de azufre.

En la Figura III.40 se presentan los resultados de la estimación de la distribución espacial de la concentración usando el modelo AERMOD. Como ya se sabe, este modelo requiere de información turbulenta para poder calcular la dispersión atmosférica. La simulación se realizó tomando en cuenta las consideraciones necesarias que se aproximen con la realidad

del sitio. Se planteó una malla, con una extensión de 12.5 kilómetros y una densidad de nodo de 500 metros; además, esta malla cubre 32 direcciones polares.

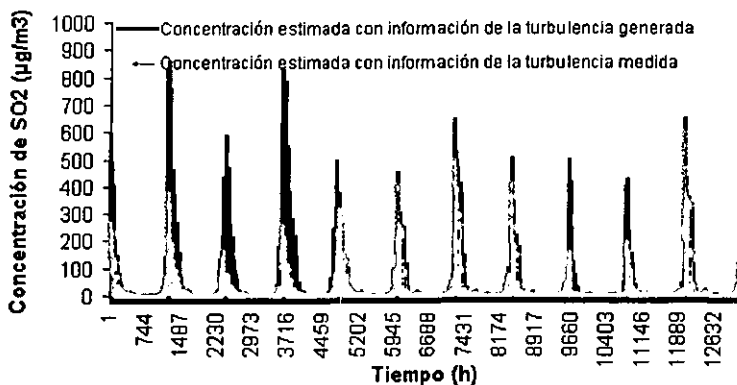


Figura III.40. Evolución de la concentración de SO₂ estimada en un radio de 12.5 km, usando el modelo AERMOD por medio de información turbulenta medida y la estimada por la “parametrización”

La simulación se realizó en forma horaria y para fines del estudio se promedió a 24 horas (ya que de otra manera se manejarían alrededor de 333,000 líneas de información), que se apega a la normatividad vigente para el bióxido de azufre. Como se observa de la Figura III.40, existe una buena aproximación en la concentración estimada y el factor de correlación es de 0.866. La Figura III.41 muestra la distribución de la concentración estimada por medio de mediciones reales y por la “parametrización”.

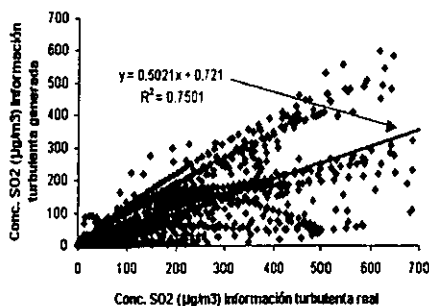


Figura III.41. Distribución de la concentración estimada con mediciones reales y las generadas por la “parametrización”

Como se observa de la Figura III.41 existen dos zonas principalmente donde se agrupan las estimaciones, la superior, que esta cercana a la línea recta con pendiente de 1 y la otra zona, que está por debajo de dicha pendiente, identificándose una condición en la cual la turbulencia es subconsiderada por la parametrización, la cual corresponde a los momentos de baja intensidad del viento en la atmósfera, cuando las diferencias de la velocidad de fricción y la covarianza $\langle w'T' \rangle$ son mayores.

Para conocer el alcance y certidumbre del procesador micrometeorológico (PROMI) se utilizó la información recabada (turbulencia atmosférica, inventario de emisiones y calidad del aire hasta 1 kilómetro) de las campañas de Salamanca y Salina Cruz; además, se utilizó información de la campaña en Cadereyta, Nuevo León, que, aunque no está en la región tropical (se ubica dos grados por arriba del trópico de Cáncer), se quiere conocer el comportamiento de las “parametrizaciones” bajo esas condiciones. Los datos consisten de meteorología convencional, inventario de emisiones y calidad del aire hasta una distancia de 7.6 kilómetros de la fuente de emisión. Con esta información se realizó la simulación de la dispersión de SO₂, utilizando información de la turbulencia real y la generada por las “parametrizaciones”. De esta manera se comparó la repercusión en la estimación de la concentración de SO₂ al utilizar información micrometeorológica real y la obtenida por PROMI.

Cabe hacer mención que estas campañas no tienen como finalidad validar un modelo. Por eso sólo algunos resultados de estas mediciones son susceptibles de ser comparados con los del modelo. Estos son los que se ubican en la línea de acción del viento. Bajo este criterio, de la información de Salamanca el punto 5 será usado como testigo para la simulación, ya que en ese sitio y en el momento de las mediciones, la dirección del viento era del Sur. Para el caso de Salina Cruz, los sitios usados para la comparación son los puntos 2 y 3, ya que en esos sitios el viento estuvo transportando a los contaminantes a los sitios de mediciones. Sin embargo estos sitios se ubican a una distancia corta de las fuentes de emisión, lo cual no es la mejor condición para conocer el desempeño real del modelo.

Las Figuras III.42 y III.43, presentan la localización de los sitios de mediciones de la calidad del aire en cada campaña. Para realizar las simulaciones se utilizaron datos de emisiones de chimeneas, micrometeorología y medición de la calidad del aire, así como información de la localización de las fuentes de emisión.

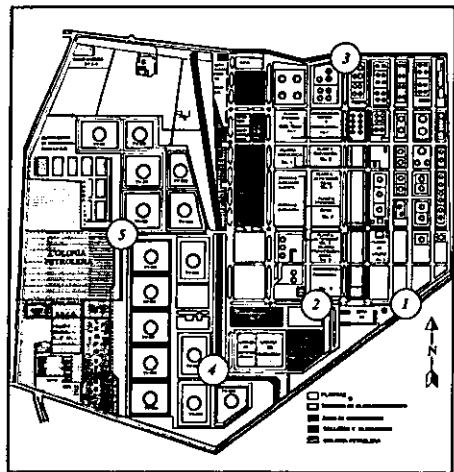
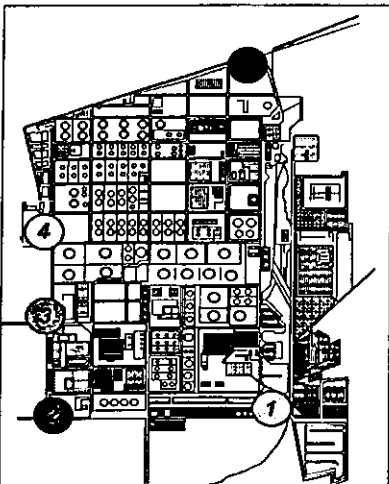


Figura III.42. Plano de localización de los sitios de medición de la calidad del aire en Salamanca

Figura III.43. Plano de localización de los sitios de medición de la calidad del aire en Salina Cruz

III.7.1. SALINA CRUZ, PUNTO 2 DE MEDICIÓN

Las condiciones en la dirección del viento y la ubicación de los sitios de medición permitieron estudiar en Salina Cruz dos sitios, el primero, al Norte (5°) de la emisión y el segundo al Sur (185°). En la Figura III.43 se presenta su localización. El estudio consistió en obtener los parámetros turbulentos reales medidos en el sitio y, posteriormente, aplicarlos en la simulación de la dispersión de contaminantes, usando el AERMOD. Posteriormente, aplicando el PROMI, se generó la información turbulenta y se realizó la misma simulación.

Los resultados de la concentración de bióxido de azufre estimada empleando la información micrometeorológica real y la generada, fue contrastada con las mediciones hechas en el mismo lugar. Cabe hacer mención que la frecuencia de la información de la calidad del aire fue cada hora, por lo que se ajustó la información de la micrometeorología a ese promedio.

El punto analizado se ubica al Sur del principal conjunto de emisiones y a una distancia de 600 metros. Durante las mediciones de la calidad del aire existieron condiciones de alta velocidad del viento. De la Figura III.44 se observa que, con la información suministrada (turbulencia real y estimada), el modelo reproduce adecuadamente el transporte de contaminantes, ya que es sensible al cambio en la dirección del viento, aunque los niveles estimados están a niveles más altos. Esto se puede deber a la condición extrema en la intensidad del viento (rachas de más de 19 m/s), lo que implica valores altos de velocidad de fricción y, por lo tanto, más turbulencia y mayor concentración en la cercanía a la fuente de emisión.

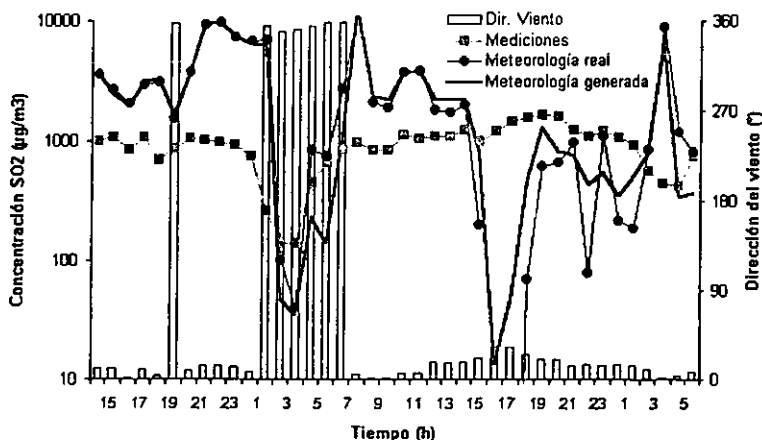


Figura III.44. Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO_2 en el punto 2 de Salina Cruz, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida

La aproximación entre las simulaciones, usando diferente clase de información muestra una buena aproximación (ver Figura III.45), donde la correlación es de 0.96. El PROMI presenta mejores resultados al existir intensidades de vientos superiores a los 4 m/s, donde el efecto de la fricción generada se debe solamente a la intensidad del viento y no a la variabilidad en la dirección del viento. Como en el caso anterior, la adecuada correlación entre las estimaciones radica en la buena reproducción de la velocidad de fricción por parte de la "parametrización".

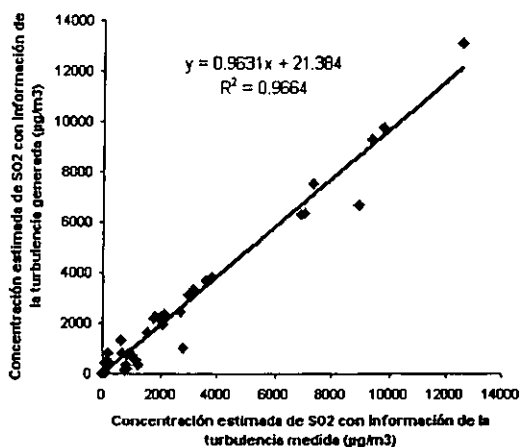


Figura III.45. Comparación entre las concentraciones de SO_2 estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización". Punto 2 de Salina Cruz

III.7.2. SALINA CRUZ, PUNTO 3 DE MEDICIÓN

El sitio está a una distancia de cerca de 1000 metros del centro del conjunto de emisiones. Las intensidades del viento se incrementaron de 4 hasta 10 m/s y la dirección del viento fue predominante hacia el punto de medición, con muy poca variación en la dirección del viento.

En la Figura III.46, se presentan los niveles de concentración de SO_2 para el sitio. En ella se observa el efecto de la dirección del viento sobre la concentración, que es reproducido adecuadamente bien por el AERMOD, utilizando tanto datos turbulentos reales como generados por la "parametrización". Cabe resaltar, que la tendencia en la simulación con datos reales y estimados es similar, existiendo, en ambos casos una brecha con la concentración medida del aire. Esto se puede explicar por la existencia de otras fuentes de emisión no definidas (quemadores en campo, procesos, etc). En la parte final de la gráfica existe una caída en la concentración debido al cambio en la dirección del viento.

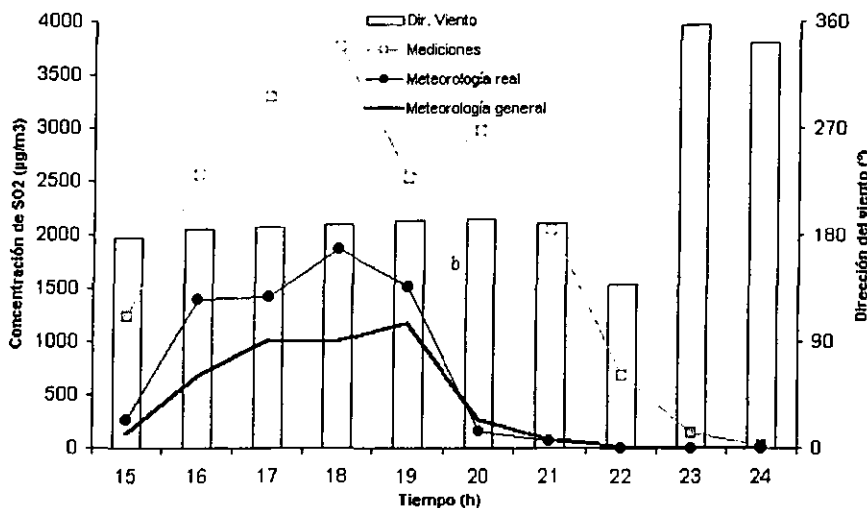


Figura III.46. Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO₂ en el punto 3 de Salina Cruz, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida

La correlación entre la estimación de SO₂ usando datos medidos y generados es de 0.92. Además, se observa la tendencia de obtener valores de concentración menores al utilizar los parámetros turbulentos generados por el PROMI. Esta aproximación, entre las simulaciones, se debe en gran parte a la correlación (0.96) que hay entre la velocidad de fricción real y la generada, ya que la correlación con la velocidad convectiva es menor (ver Figura III.47).

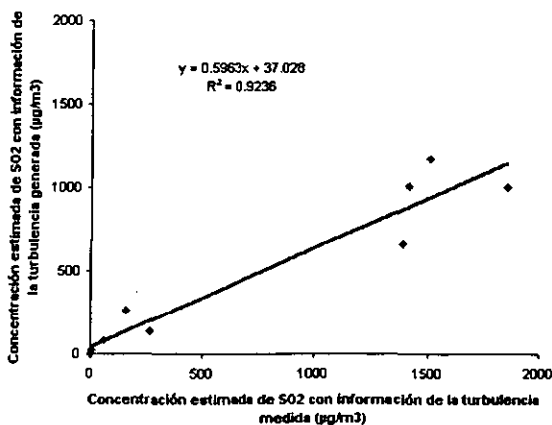


Figura III.47. Comparación entre las concentraciones de SO₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización". Punto 3 de Salina Cruz

III.7.3. SALAMANCA, PUNTO 5 DE MEDICIÓN (60 MINUTOS)

La información de la calidad del aire tiene una frecuencia de cada minuto, así que se realizaron varios ensayos para conocer el efecto en las estimaciones con diferentes tiempos promedio. Se analizó la información cada 60, 30, 15 y 6 minutos. El sitio de medición de la calidad del aire está localizado al Este-Noreste del conjunto principal de emisiones y a una distancia de 1000 metros (ver Figura III.42). Durante la realización de las mediciones, las condiciones en la intensidad del viento fueron bajas (menos de 4 m/s) y existió también una alta variabilidad en la dirección del viento.

Los resultados de las estimaciones de SO₂, obtenidas con datos turbulentos reales y generados, así como la concentración medida y la dirección del viento se presentan en la Figura III.48 donde se observa el efecto de la dirección en el transporte de contaminantes y la forma en que el modelo se aproxima al fenómeno real. La concentración de SO₂ medida vuelve a ser mayor a la estimada por la simulación, lo que evidencia que existen otras fuentes que contribuyen a las mediciones de la calidad del aire. La tendencia de la concentración estimada de SO₂, en proporción, muestra una adecuada aproximación con la medida.

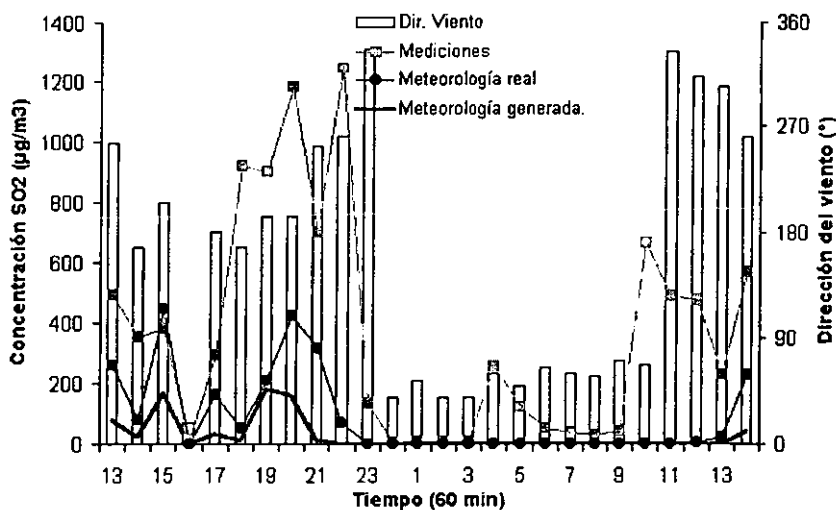


Figura III.48. Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO₂ en el punto 5 de Salamanca, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 60 minutos

La correlación que existe entre la estimación de la concentración de SO₂ usando información de la turbulencia real y la obtenida por el PROMI es de 0.69, con una tendencia a subestimar la concentración, al usar los datos reproducidos (ver Figuras III.48 y III.49).

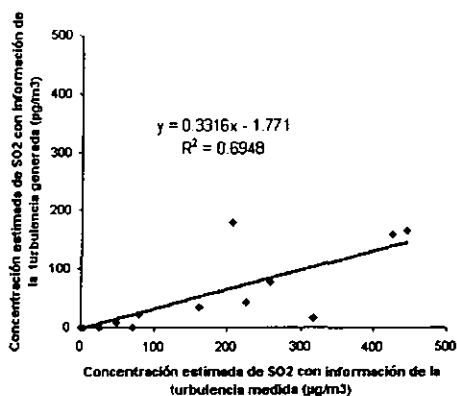


Figura III.49. Comparación entre las concentraciones de SO₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización". Punto 5 de Salamanca con promedios a 60 minutos

Estos resultados, comparados con los de Salina Cruz, muestran una diferencia en su aproximación, debido a que la "parametrización" muestra mejor resultado a intensidades altas de viento, que con llevan a que exista una baja variabilidad en la dirección del viento. En Salamanca, la baja intensidad del viento y la alta variación en el campo de viento no permiten resultados satisfactorios.

III.7.4. SALAMANCA, PUNTO 5 DE MEDICIÓN (30 MINUTOS)

Al utilizar la información turbulenta a un promedio de 30 minutos para estimar la concentración de SO₂ en la posición del sitio de medición, se observa en la Figura III.50, que existe alta variabilidad en la tendencia de la concentración de SO₂, que corresponde a una alta variación en la dirección del viento. Esto acentúa la deficiencia en la suposición de régimen permanente que hace el modelo. Al reducir el tiempo de promediación se magnifica la deficiencia de dicha suposición. Otro factor a considerar para entender los resultados, es la cuestión del inventario de emisiones que no está completamente definido, existiendo otras fuentes de emisión importantes que no son contempladas.

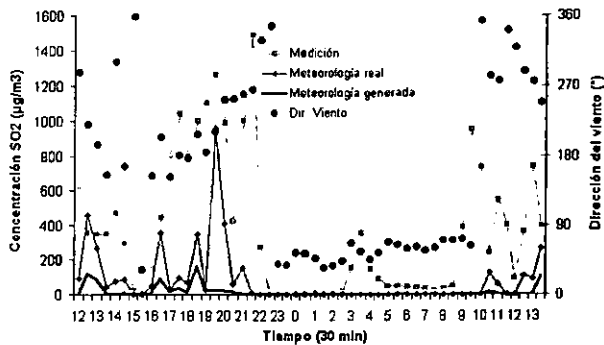


Figura III.50. Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO₂ en el punto 5 de Salamanca, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 30 minutos

En la Figura III.50 se muestra claramente la dependencia de la concentración de SO₂ con la dirección del viento. La correlación entre las estimaciones de la concentración, usando datos reales y generados de turbulencia, muestra un valor de 0.346. Como se mencionó anteriormente, una razón para explicar estas diferencias entre los resultados, estriba en el hecho de que la “parametrización” de la velocidad de fricción y la covarianza $\langle w'T \rangle$, no se ajusta bien a velocidades bajas del viento. Además, no se considera el efecto de la variación de la dirección del viento y que se generan turbulencias (ver Figura III.51).

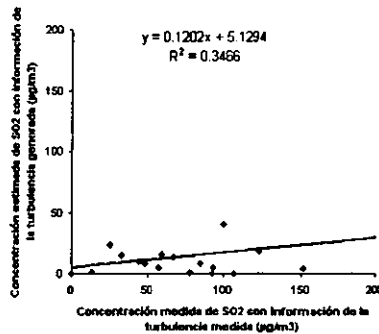


Figura III.51. Comparación entre las concentraciones de SO₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la “parametrización”. Punto 5 de Salamanca a 30 minutos de promedio

A pesar de la alta variación de la dirección del viento y el efecto que tiene en la estimación de la concentración de SO₂, se observa una reproducibilidad satisfactoria, desde el punto de vista cualitativo, del fenómeno de transporte de contaminantes. Las figuras anteriores (III.50 y III.51) muestran dos aspectos importantes, la consideración de régimen permanente del modelo ocasiona que no existan buenos resultados a tiempos de promediación cortos. También hay que señalar que deben considerarse otras posibles fuentes de emisión que están impactando la calidad del aire.

III.7.5. SALAMANCA, PUNTO 5 DE MEDICIÓN (15 MINUTOS)

El coeficiente de correlación entre las estimaciones de SO₂, usando datos de turbulencia real y los generados por la “parametrización” es de 0.55, con la tendencia de generar resultados menores a los obtenidos con datos reales de turbulencia (ver Figuras III. 52 y III.53).

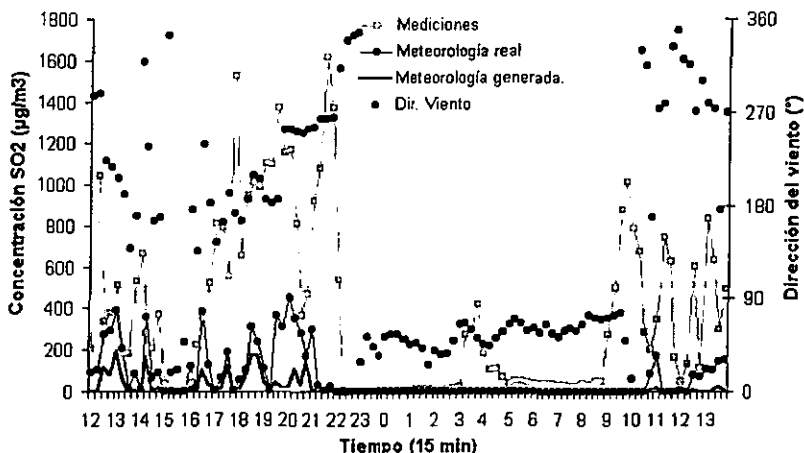


Figura III.52. Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO₂ en el punto 5 de Salamanca, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 15 minutos

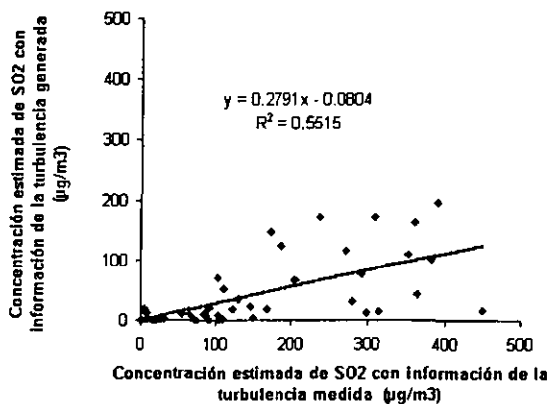


Figura III.53. Comparación entre las concentraciones de SO₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la “parametrización”. Punto 5 de Salamanca a 15 minutos de promedio

III.7.6. SALAMANCA, PUNTO 5 DE MEDICIÓN (6 MINUTOS)

Para el caso de la comparación entre las estimaciones de la concentración de SO_2 , usando datos de turbulencia real y la estimada por el PROMI, con las mediciones reales de la calidad del aire, con una frecuencia de seis minutos, se observa de la Figura III.54, la condición de alta variación en la dirección del viento, hecho que genera vórtices, incrementando el efecto mecánico en la turbulencia, aspecto que no es considerado en la “parametrización”, dificultando la reproducción del fenómeno. Este aspecto repercute en el valor del coeficiente de correlación, el cual es de 0.50 (ver Figura III.55).

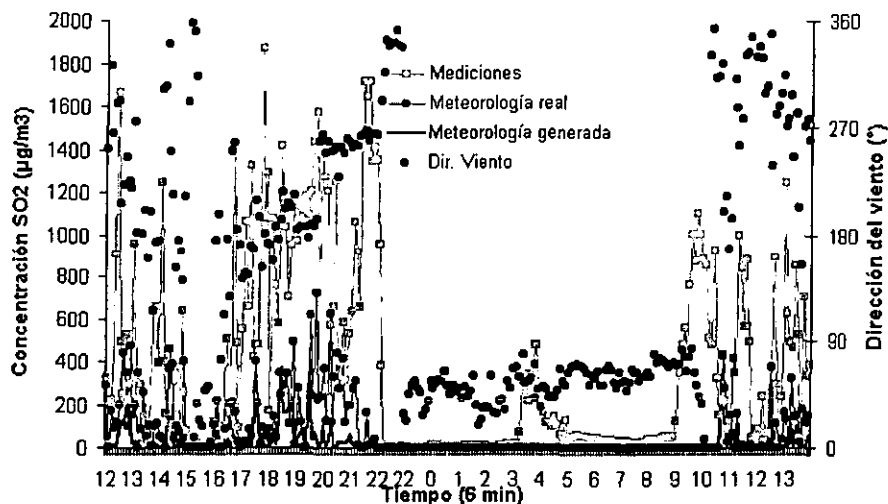


Figura III.54. Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO_2 en el punto 5 de Salamanca, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 6 minutos

Al contrastar los resultados obtenidos en la campaña de Salina Cruz y Salamanca, se desprende que la “parametrización” propuesta, se acerca más a la información turbulenta medida, cuando la intensidad del viento es del orden de 4 a 10 m/s, así como cuando se tiene una baja variación en la dirección del viento. Como corolario de la revisión de las figuras anteriores, se observa que el inventario de fuentes de emisión no está completo, provocando diferencias entre lo simulado y lo medido con respecto a la calidad del aire. Los resultados de la estimación de la distribución espacial de la concentración de SO_2 , utilizando el AERMOD no se ven afectados seriamente al usarse la información turbulenta generada por el PROMI.

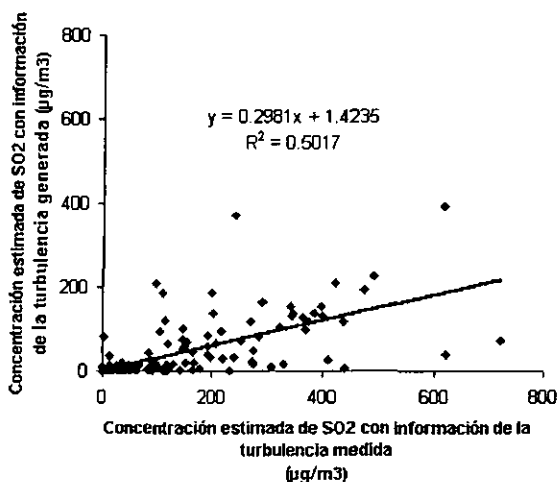


Figura III.55. Comparación entre las concentraciones de SO_2 estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización". Punto 5 de Salamanca a 6 minutos de promedio

A continuación se presentan los resultados obtenidos en la región de Cadereyta, Nuevo León, donde se recopiló información de la calidad del aire, de fuentes de emisión y de meteorología convencional.

III.7.7. CADEREYTA, ZONA DE INFLUENCIA (DATOS HORARIOS), PRÓXIMA A LA REGIÓN TROPICAL

La región de Cadereyta se encuentra a dos grados al Norte del Trópico de Cáncer, es decir, está geográficamente en una región templada, aunque muy próxima la tropical (subtropical). La finalidad de esta experimentación radica en conocer el comportamiento de las "parametrizaciones" bajo condiciones cercanas a las tropicales. Este estudio consistió en hacer mediciones de calidad del aire a distancias hasta de 7,600 metros con respecto a la fuente de emisión. Se seleccionaron 10 sitios de mediciones para la calidad del aire. Posteriormente, se aplicó un modelo Gaussiano de dispersión de contaminantes, llamado Industrial Source Complex (ISC 3), el cual fue desarrollado por la EPA y que es el antecesor directo del modelo AERMOD, que se encuentra en desarrollo y que toma los avances más recientes en el "estado del arte" en materia de turbulencia y dinámica atmosférica. Se utilizaron ambos modelos, AERMOD e ISC, usando el PROMI para generar la información turbulenta requerida por el AERMOD y se compararon con las mediciones de cada sitio. Durante las mediciones en los sitios 5 y 6, la dirección del viento cambio drásticamente.

En la Figura III.56, se presenta la dirección del viento durante el período de la campaña. El comportamiento se ajusta a lo esperado, según el análisis histórico de la dirección del viento. Esto ayuda a confirmar que los puntos de medición estaban bien situados y que pueden medir el efecto de las emisiones. Por ello, las comparaciones tienen un cierto grado de confiabilidad.

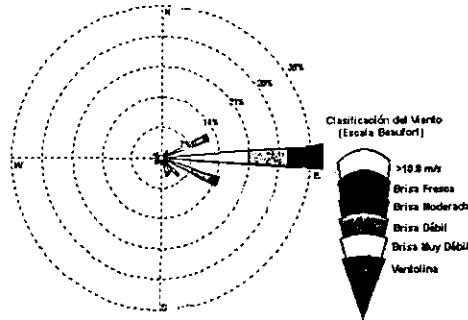
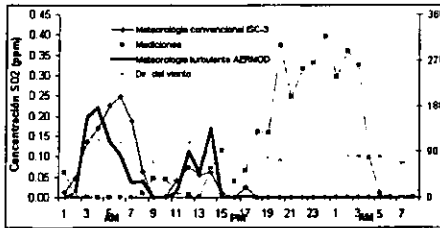
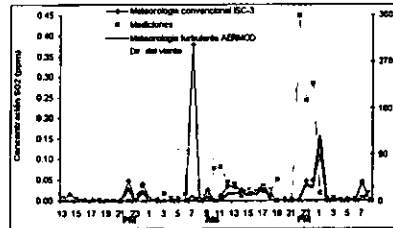


Figura III.56. Distribución de la dirección del viento para el estudio en Cadereyta

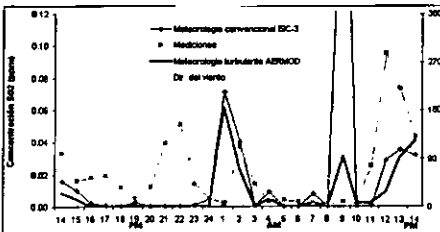
A continuación se presentan los resultados horarios de la concentración de SO_2 estimada, usando meteorología convencional (simulación con ISC 3) y la generada por el PROMI (simulación con el AERMOD) y la medida en cada uno de los sitios. (Figuras III.57 a-)).



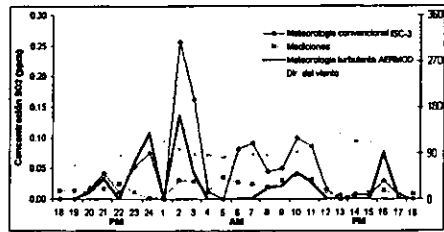
a



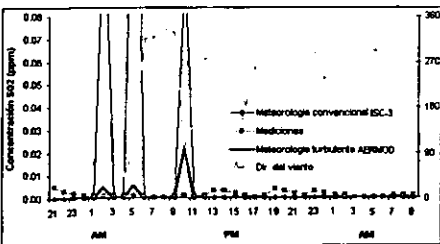
b



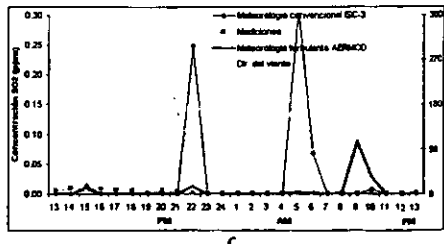
c



d



e



f

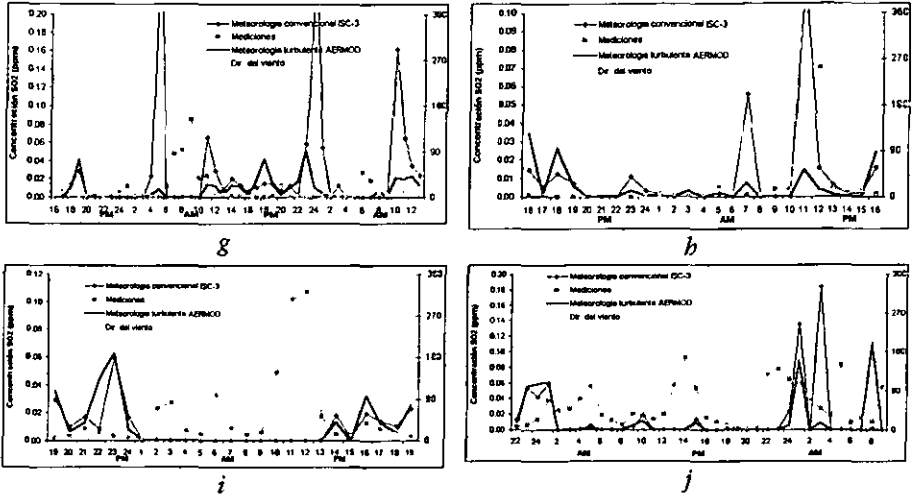


Figura III.57 a - j. Distribución de la tendencia horaria de la concentración de SO₂ para 10 sitios de medición en Cadereyta, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida; promedio de 60 minutos

De las figuras anteriores se desprende que existe una buena representatividad del fenómeno de dispersión de contaminantes utilizando el AERMOD, el cual utiliza la información turbulenta generada por el PROMI, a partir de la meteorología convencional. Enseguida se presentan los resultados promedios para cada uno de los sitios, donde se pone de manifiesto la aproximación del AERMOD, aún utilizando información generada con los datos de calidad del aire medidos.

III.7.8. CADEREYTA, ZONA DE INFLUENCIA (DATOS POR SITIO), PRÓXIMA A LA REGIÓN TROPICAL

En la Figura III.58 se presenta la variación en la dirección del viento en cada uno de los sitios de medición, así como el nivel de concentración de SO₂ medida y estimada, por el modelo ISC 3 (meteorología convencional) y el AERMOD (turbulencia generada).

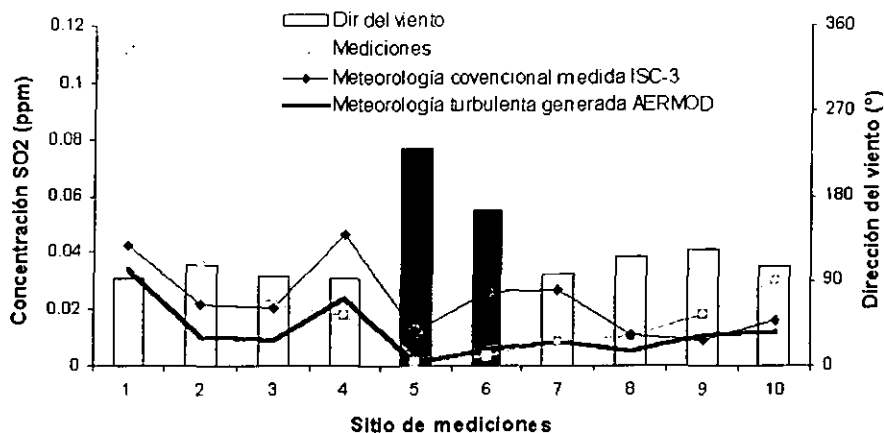


Figura III.58. Distribución de la tendencia de la concentración de SO_2 por sitio de medición en Cadereyta, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida

Existe una buena aproximación entre los valores estimados y la concentración de SO_2 medida en cada uno de los sitios, especialmente con los puntos 3 al 8. En particular existe un buen acercamiento con la simulación del AERMOD, el cual emplea la información de la turbulencia atmosférica generada por las "parametrizaciones" y la información de meteorología convencional.

III.7.9. RESUMEN DE LAS COMPARACIONES: CADEREYTA - SALAMANCA - SALINA CRUZ

En la Figura III.59, se presenta la comparación de la información de la concentración de SO_2 , estimada y la medida real para Cadereyta, Salamanca y Salina Cruz, se observa que las simulaciones presentan un buen acercamiento con la concentración medida, mejorando su aproximación cuando se utiliza un tiempo promedio de 24 horas, debido a que el modelo la considera de régimen estacionario. En Cadereyta, los sitios de medición estaban más retirados de la fuente de emisión, lo que permitió comparar las concentraciones cuando la pluma emitida estaba completamente desarrollada (las comparaciones son mejores), a diferencia de Salamanca y Salina Cruz, donde los sitios se encontraban cerca de la fuente de emisión (las comparaciones no fueron tan buenas).

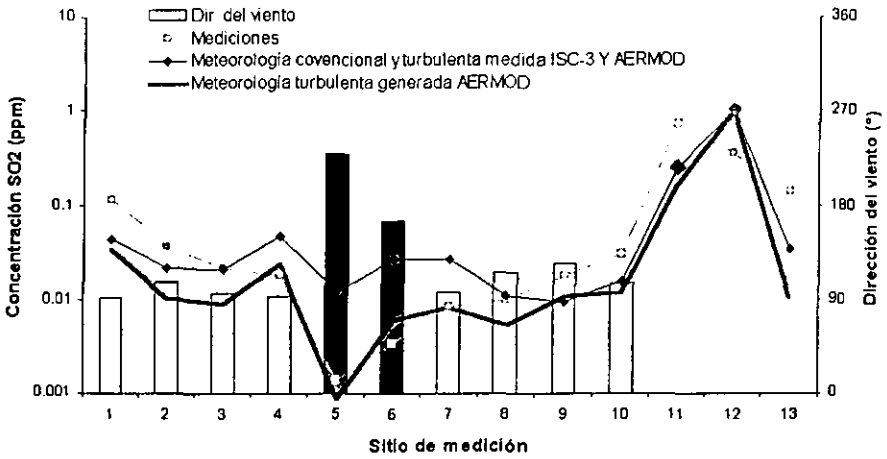


Figura III.59. Distribución de la tendencia de la concentración de SO₂ por sitio de medición en Cadereyta, Salamanca y Salina Cruz, estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y generada, así como la concentración medida

Los resultados de las campañas muestran que existe un buen acercamiento con las mediciones reales y que mejora sus estimados mientras se tenga más información para hacer simulaciones a largo plazo.

La Figura III.60, muestra la correlación entre la concentración estimada por el AERMOD usando información turbulenta medida y con la turbulencia generada con las "parametrizaciones". El coeficiente de correlación es de 0.81 y el valor de la pendiente de la recta es de 0.97, valores que son satisfactorios.

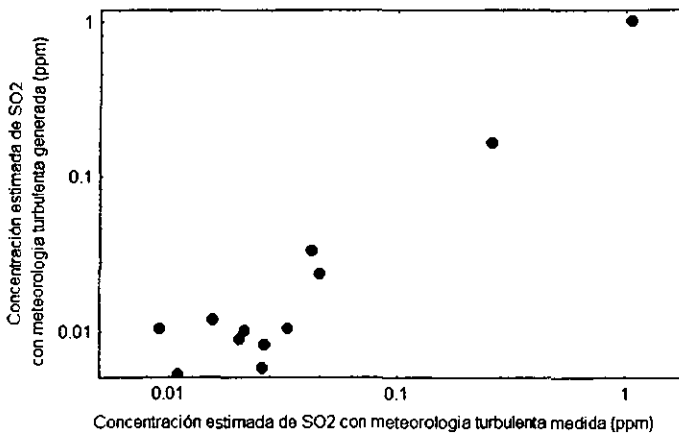


Figura III.60. Comparación entre las concentraciones de SO₂ estimadas por el AERMOD usando información turbulenta real e información generada por la "parametrización", para los sitios de Cadereyta, Salamanca y Salina Cruz. Escala logarítmica

En la Figura III.61, se representa la correlación que existe entre la concentración estimada por el AERMOD usando información turbulenta reproducida a través de las "parametrizaciones" y la concentración de SO_2 como calidad del aire en cada uno de los sitios. El coeficiente de correlación es de 0.84 y un valor de la pendiente de 0.64, valores que son satisfactorios.

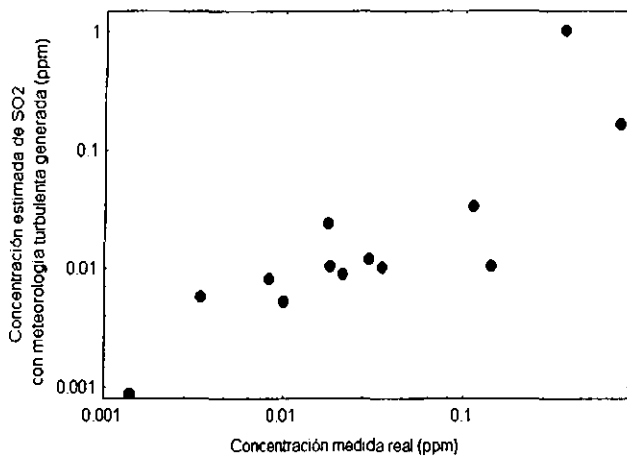


Figura III.61. Comparación entre la concentración de SO_2 estimada por el AERMOD usando información turbulenta generada por la "parametrización" y la concentración medida, para los sitios de Cadereyta, Salamanca y Salina Cruz

De los resultados obtenidos, se concluye que la utilización de las "parametrizaciones" integradas en el Procesador Micrometeorológico para obtener información de la turbulencia atmosférica requerida para los modelos de dispersión, tal como el AERMOD, se pueden utilizar con confianza, ya que al comparar con las mediciones de la concentración de SO_2 , para cada uno de los casos fueron satisfactorios. Esto justifica el uso de los modelos y del procesador micrometeorológico como una herramienta confiable para hacer una primera estimación de las áreas y niveles de impacto ambiental.

CAPÍTULO IV

CONCLUSIONES

El trabajo de investigación que se resume en este documento tuvo como objetivos principales los siguientes:

- a) Evaluar la sensibilidad de los algoritmos de cálculo de un modelo de dispersión de contaminantes atmosféricos, denominado AERMOD, con respecto a los parámetros turbulentos (o micrometeorológicos) evaluados en zonas ubicadas entre el Trópico de Cáncer y el Ecuador, en México, que este modelo requiere para la simulación de la dispersión de contaminantes en la atmósfera.
- b) Establecer un conjunto de procedimientos o métodos para la estimación de los parámetros turbulentos más importantes requeridos por el AERMOD, en términos de variables meteorológicas normalmente disponibles en las estaciones meteorológicas de México.
- c) Construir un procesador micrometeorológico para suministrar la información meteorológica y micrometeorológica requerida por el AERMOD, a partir de la información meteorológica disponible de México.
- d) Estudio de un problema real de evaluación del impacto ambiental, utilizando el AERMOD y la información suministrada por el procesador micrometeorológico.

Con el trabajo realizado en esta investigación se ha buscado contribuir con el establecimiento de una metodología que hace posible la aplicación del AERMOD, bajo las condiciones que prevalecen actualmente en México respecto a la disponibilidad de información meteorológica, para evaluar el impacto de emisiones de fuentes fijas sobre la calidad del aire. En este sentido, las aportaciones derivadas de este trabajo de investigación contribuyen a la solución de una problemática nacional que durante mucho tiempo ha impedido la utilización de los modelos de dispersión apropiados para el estudio y evaluación de la contaminación atmosférica en nuestro país.

A continuación, para cada uno de los objetivos antes señalados, se resumen las principales aportaciones y conclusiones que se derivaron de la realización de este trabajo.

a) Estudio de sensibilidad del AERMOD

De la revisión de los algoritmos de cálculo empleados por el AERMOD para estimar la dispersión atmosférica, se obtuvo que las variables meteorológicas y micrometeorológicas involucradas son las siguientes: La intensidad del viento, temperatura, velocidad de fricción, velocidad convectiva, la Longitud de Monin-Obukhov (LMO), el flujo de calor sensible, el gradiente de la temperatura en la vertical y la altura de mezcla convectiva y mecánica.

El estudio de sensibilidad de los algoritmos de cálculo del AERMOD realizado en este trabajo, permitió identificar que en este modelo existen básicamente dos algoritmos de cálculo distintos, uno para período convectivo y otro para período nocturno y que la velocidad de fricción y la velocidad convectiva son las variables micrometeorológicas más importantes para la simulación de la dispersión de contaminantes con este modelo. Se observó, además, que la velocidad de fricción participa de manera más importante en los períodos nocturnos (o estables) que en los convectivos (o inestables) y que su influencia durante los períodos nocturnos es una función de la distancia respecto a la fuente de emisión.

Para condiciones de alta convección en la atmósfera, la influencia de la velocidad de fricción es generalmente baja, con su mayor impacto en la cercanía de la fuente de emisión. La velocidad convectiva, por su parte, presenta su mayor influencia en la estimación de la dispersión de contaminantes bajo condiciones convectivas, la cual se intensifica conforme la atmósfera se vuelve más convectiva. Para los períodos nocturnos, la influencia de la velocidad convectiva en los algoritmos de cálculo del AERMOD no es apreciable. La influencia de esta variable es mayor en la cercanía de la fuente de emisión (a distancias menores de 2,000 m).

La Longitud de Monin-Obukhov (LMO), parámetro que permite identificar las condiciones de estabilidad atmosférica, se utiliza en el AERMOD para elegir el tipo de algoritmo de cálculo para estimar la dispersión de contaminantes, según si la atmósfera es convectiva o estable. El valor de este parámetro, además, tiene una influencia directa en los algoritmos de cálculo del AERMOD bajo condiciones estables (períodos nocturnos) de la atmósfera.

El flujo de calor sensible, la temperatura y el gradiente de temperatura en la vertical, tanto en las condiciones convectivas como en las estables, no tienen una influencia importante (o apreciable) en la estimación de la dispersión de contaminantes en la atmósfera (ver Figuras III.10 a III.15).

La altura de mezcla convectiva tiene una influencia importante en los períodos de alta convección en la atmósfera (48% de participación). Conforme disminuye el grado de convección también disminuye la influencia de esta variable. La influencia sobre las estimaciones de la concentración es mayor en la cercanía de la fuente de emisión. La altura de mezcla mecánica, por su parte, tiene una influencia importante en los períodos nocturnos, siendo su influencia principal a distancias mayores de 2,500 m.

La influencia de la intensidad del viento en la estimación de la dispersión atmosférica es alta, tanto en las condiciones de la atmósfera convectivas como en las estables, lo cual es una consecuencia de la naturaleza Gaussiana del modelo. Su mayor influencia se observa en los períodos nocturnos.

Para concluir, cabe mencionar que los estudios aquí realizados representan una aportación respecto a los estudios que son necesarios para evaluar el desempeño de los nuevos modelos de dispersión antes de que sean liberados o recomendados para su uso generalizado en el diagnóstico del impacto de emisiones de fuentes fijas sobre la calidad del aire. Este tipo de estudios profundizan en el conocimiento del AERMOD y de la forma en que se integra la información turbulenta en la estimación de la dispersión de contaminantes, ya que este modelo

es un prototipo de la siguiente generación de modelos de calidad del aire, el cual actualmente se encuentra en desarrollo y modelo que está en la mira de los expertos en esta materia.

b) "Parametrización" de la turbulencia atmosférica. Procesador micrometeorológico

Respecto a la "parametrización" de la turbulencia atmosférica, mediante un análisis estadístico de datos meteorológicos y micrometeorológicos, en este trabajo se obtuvieron expresiones que permiten reconstruir la meteorología turbulenta en términos de la meteorología convencional. Se consideraron, particularmente, los casos de las velocidades de fricción y convectiva, ya que, como se mencionó anteriormente, estos parámetros resultaron ser los de más influencia en el algoritmo de cálculo del AERMOD para estimar la dispersión atmosférica de contaminantes.

En particular, se obtuvo una expresión para reproducir la velocidad de fricción a partir de mediciones de la intensidad del viento. También se obtuvo otra expresión para la covarianza $\langle w'T' \rangle$ (la cual permite el cálculo de la velocidad convectiva) en términos de la intensidad del viento y la temperatura ambiente. Ambas expresiones fueron obtenidas de datos generados por dos campañas experimentales (realizadas en Guanajuato y Oaxaca) que se llevaron a cabo para medir la turbulencia atmosférica y la meteorología convencional. Con dichas mediciones y aplicando técnicas de optimización tipo Newton - Raphson, se obtuvieron las dos expresiones que reproducen la información turbulenta en términos de mediciones de meteorología convencional.

Las expresiones mencionadas se integraron en un procesador micrometeorológico (llamado PROMI) para regiones tropicales. Este procesador tiene como objetivo proporcionar la información turbulenta requerida por el AERMOD a partir de mediciones de meteorología convencional, las cuales se realizan de manera generalizada en México. El procesador desarrollado constituye una herramienta confiable que hace posible la utilización del AERMOD bajo situaciones para las cuales no se cuenta con la información experimental requerida sobre turbulencia atmosférica.

Para evaluar el desempeño y la confiabilidad de las parametrizaciones obtenidas, el procesador PROMI se aplicó en varias regiones del país (Minatitlán en Veracruz, Cuernavaca en Morelos y Xochimilco en Ciudad de México) con climatología y características geográficas distintas. Se estimó la información turbulenta (a partir de mediciones meteorología convencional) y se comparó con la medida experimentalmente. De esta comparación se observa que existe una aproximación razonablemente buena entre los valores medidos y estimados para la velocidad de fricción, particularmente cuando la intensidad del viento es alta (mayor de 4 m/s). A bajas velocidades del viento existe un límite de aplicación de las expresiones obtenidas.

Por otro lado, la "parametrización" obtenida para la covarianza de $\langle w'T' \rangle$ en términos de la medición de la intensidad del viento y la temperatura, no presenta resultados tan satisfactorios como en el caso anterior, aunque de manera cualitativa fue posible reproducir las tendencias de este parámetro. Este es un resultado que era esperado ya que, por un lado, los sensores utilizados para medir las componentes de la velocidad del viento y la temperatura no pueden ser ubicados en la misma posición, de modo que las lecturas de velocidad del viento y temperatura corresponden a sitios espacialmente separados. Por otro lado, la naturaleza

mecánica del anemómetro utilizado limita severamente la medición precisa de la componente vertical del viento (cuyos valores normalmente son muy pequeños).

A pesar de las limitaciones de las "parametrizaciones" obtenidas en este trabajo, el procesador micrometeorológico desarrollado con ellas resultó ser capaz de proporcionar la información micrometeorológica requerida por el AERMOD con una calidad y representatividad suficientes para los propósitos de la evaluación del impacto de emisiones sobre la calidad del aire usando dicho modelo. En la siguiente sección se describen los resultados de la evaluación del desempeño del procesador el PROMI en cuanto a la reproducción de la información turbulenta requerida por el AERMOD, comparando los resultados de la simulación de la dispersión de contaminantes que se obtienen al utilizar, por un lado, valores de los parámetros turbulentos obtenidos experimentalmente, y, por el otro, valores de los mismos parámetros estimados con el PROMI.

c) Aplicación del Procesador Micrometeorológico (PROMI)

A partir de la meteorología convencional y utilizando el procesador PROMI, se generó la información turbulenta requerida por el AERMOD. También se utilizaron mediciones reales de la turbulencia atmosférica. Ambas bases de datos se utilizaron con el AERMOD con el fin de estimar la distribución espacial de la concentración de SO_2 . Estas estimaciones se compararon con las correspondientes mediciones de la calidad del aire, en un radio de 1,000 m hasta 8,000 m. Se utilizó la información obtenida de las campañas de Guanajuato y Oaxaca y, adicionalmente, se incluyó la experimentación llevada a cabo en una región con una condición subtropical como lo es Nuevo León.

Los resultados de esta comparación son, en general, satisfactorios, existiendo como era de esperarse diferencias entre los resultados, en particular en los momentos de baja intensidad del viento, como fue el caso de la campaña de Guanajuato. Pero, a pesar de lo anterior y tomando en cuenta que existen otras fuentes de emisión no consideradas en el inventario de emisión de cada región y de las implicaciones propias de realizar una evaluación de la calidad del aire, de la medición de las chimeneas y de las mediciones de la meteorología, los resultados muestran la posibilidad de utilizar tanto al procesador PROMI como el AERMOD para realizar estudios de impacto ambiental de una manera adecuada utilizando modelos de calidad del aire de reciente desarrollo.

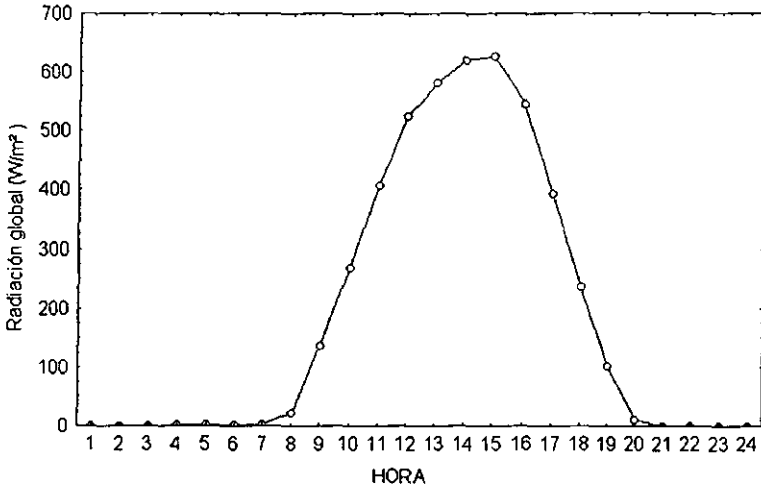
Finalmente, los resultados derivados de este estudio ponen de manifiesto la necesidad de realizar estudios de dispersión atmosférica bajo condiciones tropicales, realizando trabajos experimentales que ayuden a la comprensión del fenómeno de dispersión atmosférica. También es necesario realizar estudios para caracterizar la dinámica y turbulencia atmosférica en periodos nocturnos para diferentes tipos de terreno.

Este trabajo presenta la simulación de la dispersión de contaminantes como una herramienta confiable y práctica para evaluar acertadamente las áreas y niveles de impacto ambiental y las estrategias de control de contaminantes. Además, remarca la necesidad de mejorar las mediciones meteorológicas con el fin de poder utilizar modelos de reciente desarrollo. Un modelo, cualquiera que sea, requiere de una buena calidad de la información para obtener resultados más apegados a la realidad.

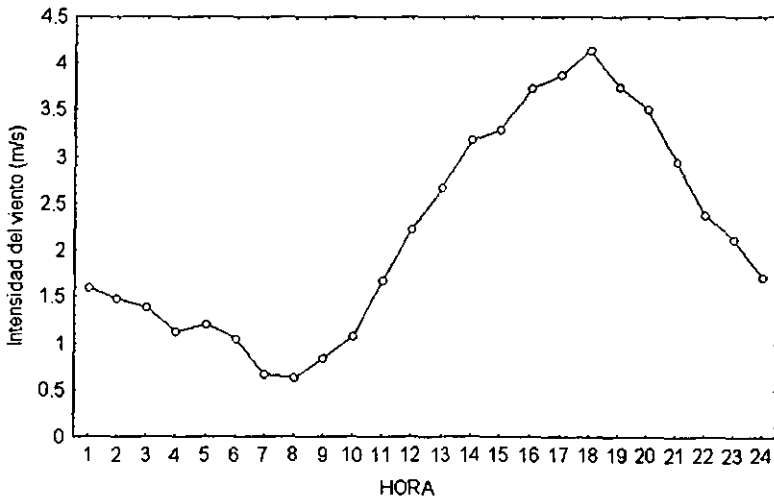
A N E X O S

ANEXO A

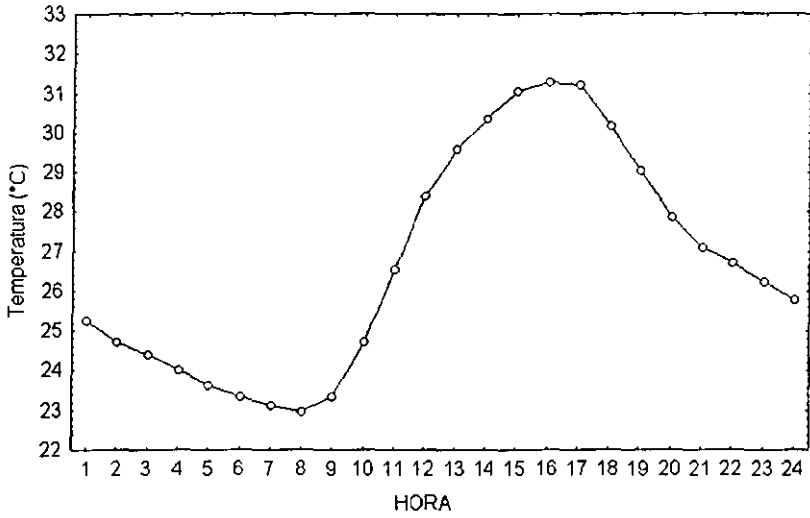
ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN METEOROLÓGICA DE LA ESTACIÓN EN MINATITLÁN, VERACRUZ



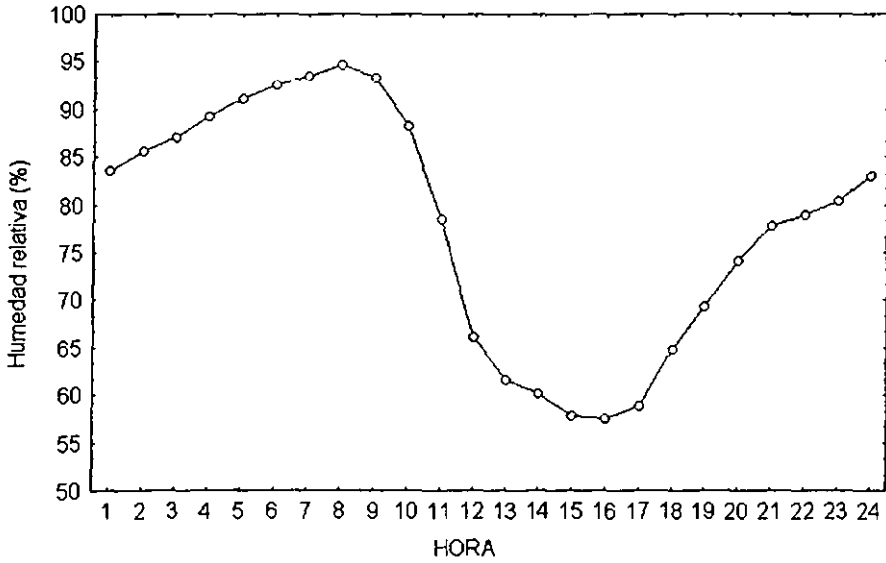
A.1. Análisis estadístico de la evolución horaria de la radiación global en el período en estudio



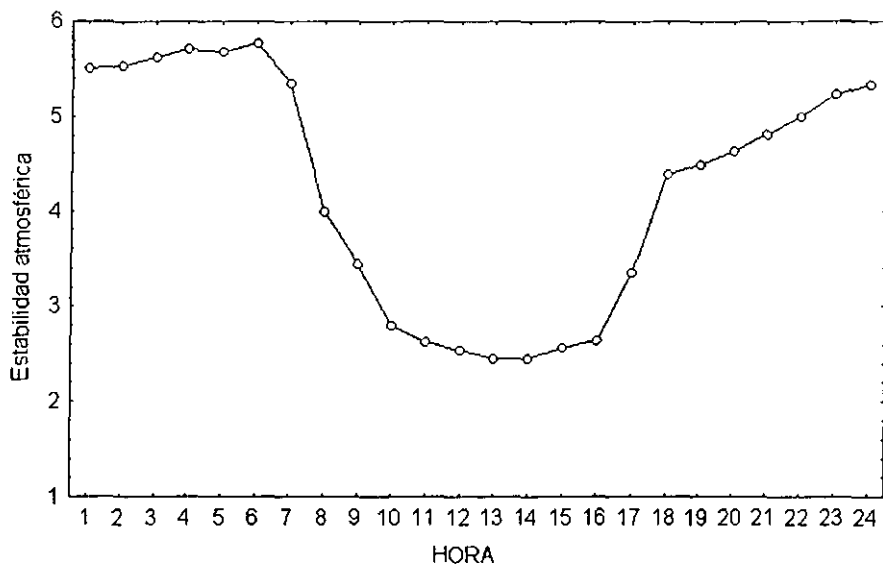
A.2. Análisis estadístico de la evolución horaria de la intensidad del viento en el período en estudio



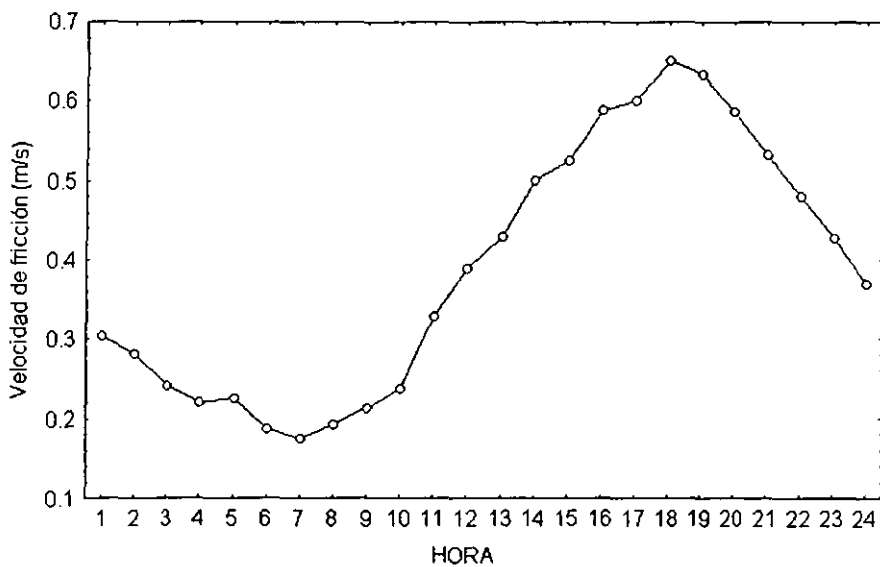
A.3. Análisis estadístico de la evolución horaria de la temperatura ambiente en el período en estudio



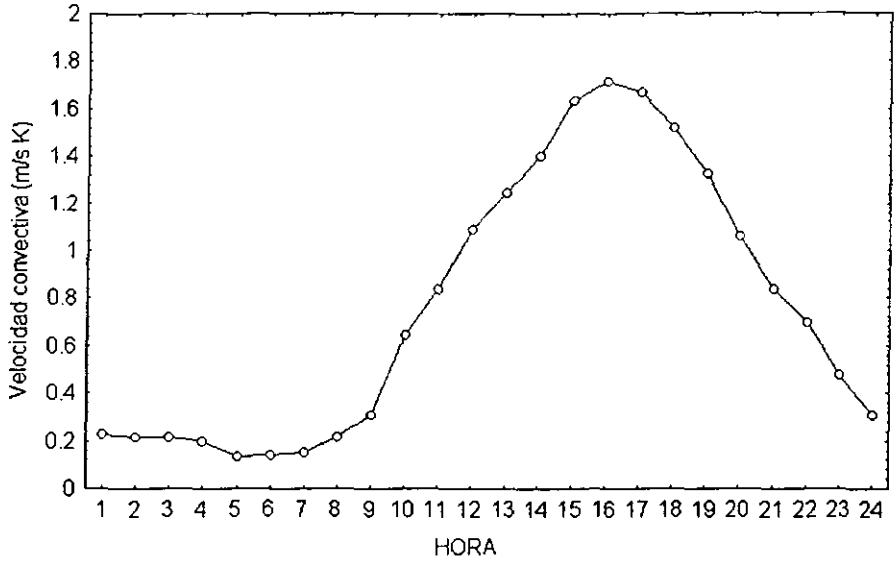
A.4. Análisis estadístico de la evolución horaria de la humedad relativa en el período en estudio



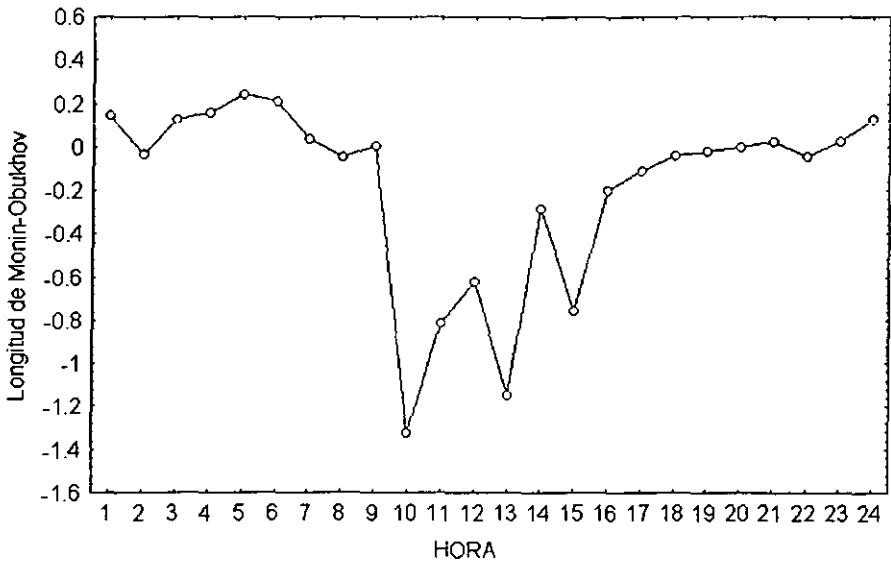
A.5. Análisis estadístico de la evolución horaria de la estabilidad atmosférica en el período en estudio



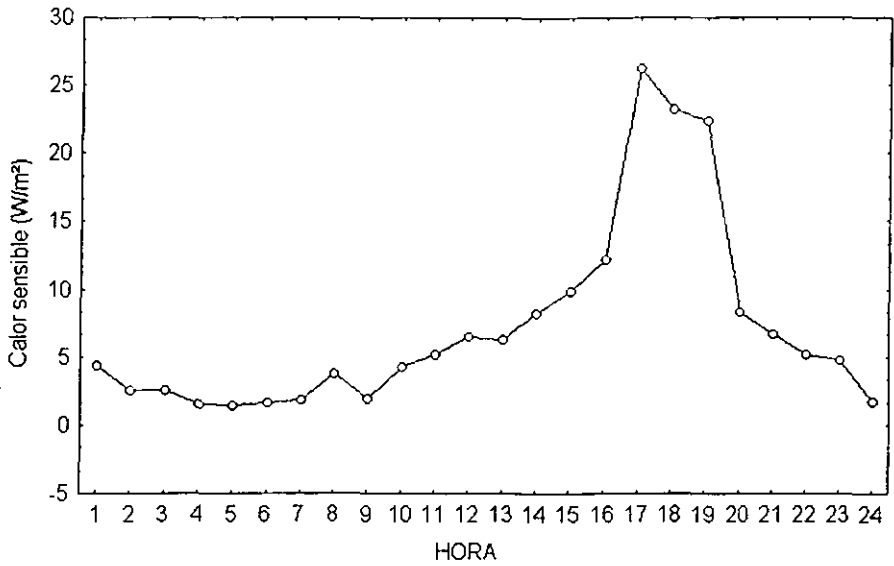
A.6. Análisis estadístico de la evolución horaria de la velocidad de fricción en el período en estudio



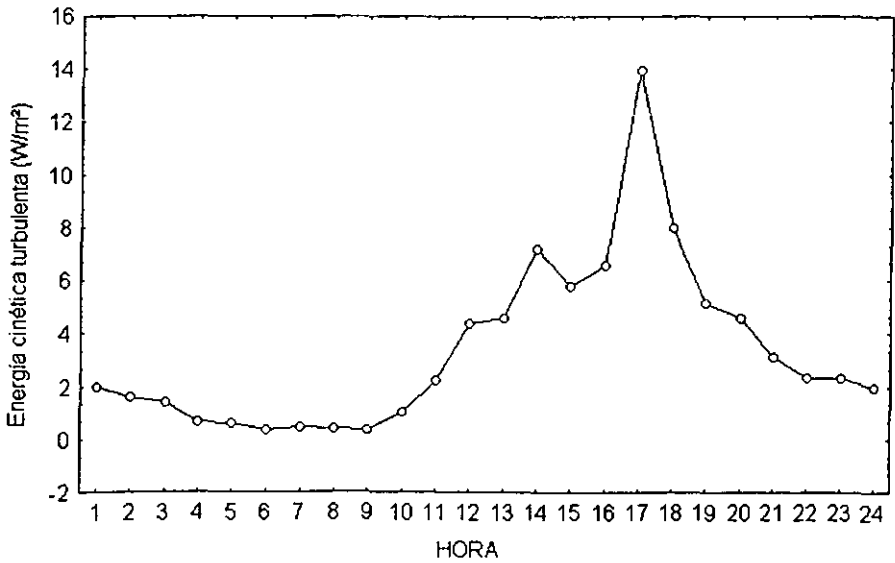
A.7. Análisis estadístico de la evolución horaria de la velocidad convectiva en el período en estudio



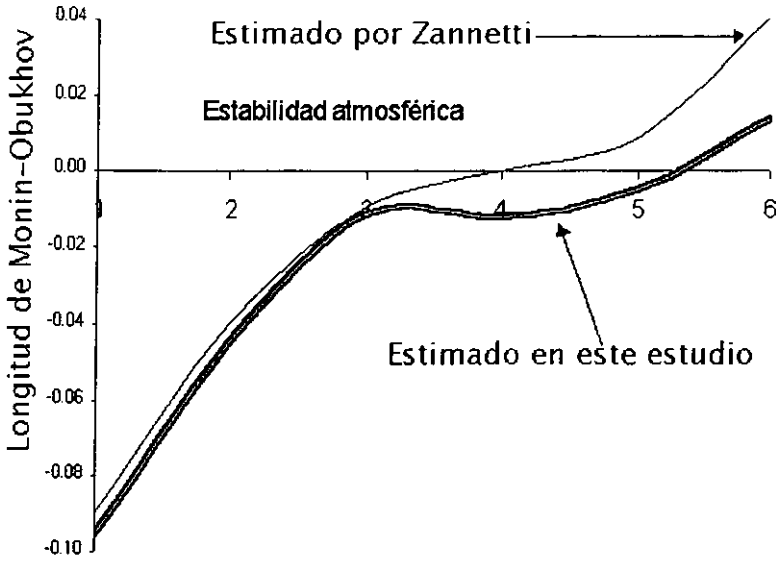
A.8. Análisis estadístico de la evolución horaria de la Longitud de Monin-Obukhov en el período en estudio



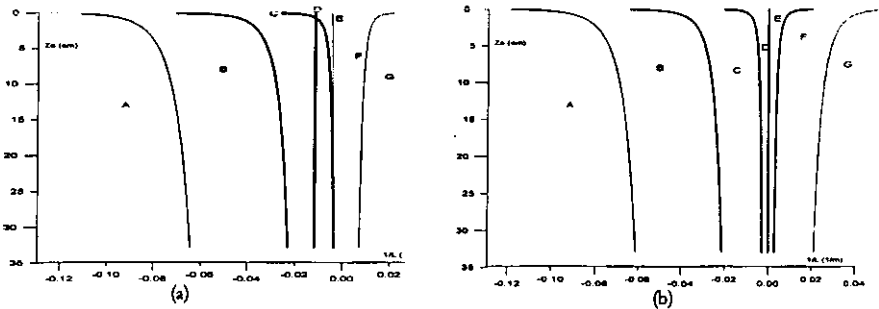
A.9. Análisis estadístico de la evolución horaria del flujo de calor sensible en el período en estudio



A.10. Análisis estadístico de la evolución horaria de la energía cinética turbulenta en el período en estudio



A.11. Comparación de la LMO, expresión de Zannetti (1990) y del análisis, para diferentes escenarios meteorológicos. (1: muy inestable, 2: moderadamente inestable, 3: ligeramente inestable, 4: neutra, 5: ligeramente estable y 6 moderadamente estable)



A.12. Comparación de la parametrización de la Longitud de Monin-Obukhov por tipo de estabilidad atmosférica: (A= muy inestable, B= moderadamente inestable, C= ligeramente inestable, D= neutra, E= ligeramente estable, F= moderadamente estable y G= fuertemente estable): (a) Obtenida del estudio de micrometeorología en una región tropical (López y Salcido, 2000b), (b) Obtenida por Zannetti (1990) en una región por arriba del Trópico de Cáncer

ANEXO B

ECUACIONES EMPLEADAS PARA ESTIMAR LA DISPERSIÓN ATMOSFÉRICA

$$C_c\{x_r, y_r, z_r\} = C_d\{x_r, y_r, z_r\} + C_r\{x_r, y_r, z_r\} + C_p\{x_r, y_r, z_r\} \quad B.1$$

donde:

$C_c\{x_r, y_r, z_r\}$ ≡ Concentración Total en la CLCo "CBL"

$C_d\{x_r, y_r, z_r\}$ ≡ Contribución de la fuente directa

$C_r\{x_r, y_r, z_r\}$ ≡ Contribución de la fuente indirecta

$C_p\{x_r, y_r, z_r\}$ ≡ Contribución de la fuente penetrada

Factor de Penetración (1 - f_p)

f_p , Fracción de masa de la pluma que permanece en la capa de mezclado, el cual se estima de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} f_p &= 0 & \text{si } \Delta h_h < 0.5 \Delta h_{eq} \\ f_p &= 1 & \text{si } \Delta h_h > 1.5 \Delta h_{eq} \end{aligned} \quad B-2$$

$$f_p = \frac{\Delta h_h}{\Delta h_{eq}} - 0.5 \quad \text{si } 0.5 \Delta h_{eq} < \Delta h_h < 1.5 \Delta h_{eq}$$

Contribución directa

$$C_d\{x_r, y_r, z_r\} = \frac{Q f_r}{2\pi u \sigma_y} \cdot \exp\left(-\frac{y_r^2}{2\sigma_y^2}\right) \quad B-3$$

$$\bullet \sum_{j=1}^2 \sum_{m=0}^{\infty} \frac{\lambda_j}{\sigma_{z_{dj}}} \left[\exp\left(-\frac{(z_r - \Psi_{dj} - 2mz_i)^2}{2\sigma_{z_{dj}}^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z_r + \Psi_{dj} + 2mz_i)^2}{2\sigma_{z_{dj}}^2}\right) \right]$$

donde:

Ψ_{dj} ≡ Altura de la fuente directa

Cálculo de σ_y

$$\sigma_y^2 = \sigma_{ya}^2 + \sigma_b^2 + \sigma_{yd}^2$$

donde:

σ_y ≡ Dispersión Total - Directa y Indirecta (D y I)

σ_{ya} ≡ Dispersión inducida por turbulencia del ambiente Dispersión - (D y I)

σ_b ≡ Dispersión inducida por flotabilidad - (D y I)

σ_{yd} ≡ Dispersión inducida por efecto "Downwash" - (D, I y Estable)

B-4

Cálculo de σ_y

$$\sigma_{y0} = \frac{\sigma_{vc} \cdot x}{u (1 + \beta \alpha X)^{0.3}}$$

donde :

$$X = \frac{\sigma_v \cdot x}{u z_1}$$

x :: Distancia viento abajo

β - Típicamente vale 1.0

$\alpha = z_1 / h_{ed}$; del orden de 100

h_{ed} :: Altura de la pluma en la fuente directa menos el efecto variable de la velocidad convectiva

B-5

$$\beta \alpha = \text{MAX} \left\{ 78 \left(\frac{z_{PG}}{h_s} \right)^n ; 0.7 \right\}$$

donde :

$$n = 1$$

Cálculo de σ_v

$$\sigma_v^2 = \sigma_{vc}^2 + \sigma_{vm}^2$$

donde :

σ_v :: Turbulencia lateral total

σ_{vc} :: Contribución convectiva de la turbulencia lateral

σ_{vm} :: Contribución mecánica de la turbulencia lateral

B-6

B-7

Cálculo de σ_{vc}

$$\sigma_{vc}^2 = 0.35 \cdot w^2 \quad \text{para } z \leq z_{ic}$$

B-8

Cálculo de σ_{vm}

$$\sigma_{vm}^2(x) = \left[\frac{\sigma_{vm}^2(z_{im}) - \sigma_{v0}^2}{z_{im}} \right] \cdot z + \sigma_{v0}^2 \quad \text{para } z \leq z_{im}$$

B-9

$$\sigma_{vm}^2(x) = \sigma_{vm}^2(z_{im}) \quad \text{para } z > z_{im}$$

donde :

$$\sigma_{vm}^2(z_{im}) = \text{MIN} \left[\sigma_{v0}^2 ; 0.25 \text{ m}^2 / \text{s}^2 \right]$$

B-10

$$\sigma_{v0}^2 = 3.6 \cdot u_*^2 = \text{Turbulencia lateral valor en superficie}$$

B-11

$$\sigma_{vm} \leq \text{MAX} \left[\sigma_{vm}(z) ; 0.2 ; 0.05 u(z) \right]$$

B-12

Cálculo de σ_b

$$\sigma_b = \frac{0.4 \Delta h_d}{\sqrt{2}}$$

B-13

donde : Δh_d :: Ascenso de la pluma en la zona directa

Cálculo de Δh_d

B-14

$$H_p \{ x \} = h_s + \Delta h_d \quad \text{para toda } x$$

donde :

$\Delta h_d \equiv$ Crecimiento de la pluma en la zona directa

$$\Delta h_d = \left(\frac{3 F_m x}{\beta_1^2 u_p^2} + \frac{3}{2 \beta_1^2} \frac{F_b x^2}{u_p^3} \right)^{1/3}$$

B-15

donde : $u_p \equiv$ Velocidad del viento a la altura de la pluma

$\beta_1 \equiv$ Parámetros de la zona de "entrainment" ($\beta_1 = 0.6$) Briggs (1984)

$$F_m = w_s^2 r_s^2 \frac{T}{T_s} \equiv \text{Flujo de "momentum" de la pluma}$$

B-16

$$F_b = g w_s r_s^2 \frac{\Delta T_s}{T_s} \text{ flujo ascendente por convección natural de la pluma}$$

B-17

$$\sigma_{ij}^2 = \sigma_{zaj}^2 + \sigma_b^2 + \sigma_{zd}^2$$

donde :

B-18

$\sigma_{ij} \equiv$ Dispersión Total - Directa o Indirecta (D y I)

$\sigma_{zaj} \equiv$ Dispersión inducida por turbulencia del ambiente - (D y I)

$\sigma_b \equiv$ Dispersión inducida por flotabilidad - (D y I)

$\sigma_{zd} \equiv$ Dispersión inducida por efecto de arrastre - (D, I y Estable)

$$\sigma_{zaj}^2 = \sigma_{zej}^2 + \sigma_{zs}^2$$

B-19

donde :

$\sigma_{zaj} \equiv$ Dispersión ambiental en la vertical para las zonas directa e indirecta

$\sigma_{zej} \equiv$ Contribución elevada de la σ_{zaj}

$\sigma_{zs} \equiv$ Contribución de superficie de la σ_{zaj}

$$\sigma_{zej} = \alpha_b \left[b_j \frac{w_s x}{u} \right]$$

B-20

donde :

$$\alpha_b = 0.6 + 0.4 \left(\frac{H_p \{ x \}}{0.1 z_i} \right) \quad \text{para } H_p \{ x \} < 0.1 z_i$$

$$\alpha_b = 1.0 \quad \text{para } H_p \{ x \} \geq 0.1 z_i$$

$$b_1 = R a_1$$

$$b_2 = -R a_2$$

$$\text{donde : } R = 2$$

B-21

y:

$$a_1 = \frac{\sigma_{wT}}{w_*} \left(\frac{\alpha S}{2} + \frac{1}{2} \left(\alpha^2 S^2 + \frac{4}{\beta} \right)^{1/2} \right) \quad \text{B-22}$$

$$a_2 = \frac{\sigma_{wT}}{w_*} \left(\frac{\alpha S}{2} - \frac{1}{2} \left(\alpha^2 S^2 + \frac{4}{\beta} \right)^{1/2} \right)$$

donde:

$$\alpha = \frac{1 + R^2}{1 + 3R^2} \quad \text{B-23}$$

$$\beta = 1 + R^2 ;$$

$$S = \frac{\overline{w^3} / w_*^3}{(\sigma_{wT} / w_*)^3} \equiv \text{Factor de distribución transversal a la línea de acción del viento}$$

con:

$$\frac{\overline{w^3}}{w_*^3} = 0.125 \quad \text{para } H_p\{x\} > 0.1 z_i$$

$$\frac{\overline{w^3}}{w_*^3} = 1.25 \frac{H_p\{x\}}{z_i} \quad \text{para } H_p\{x\} \leq 0.1 z_i$$

Cálculo de σ_w

$$\sigma_{wT}^2 = \sigma_{wc}^2 + \sigma_{wm}^2$$

B-24

donde:

$\sigma_{wT} \equiv$ Turbulencia vertical Total

$\sigma_{wc} \equiv$ Turbulencia vertical parte convectiva

$\sigma_{wm} \equiv$ Turbulencia vertical parte mecánica

Cálculo de σ_{wc}

$$\sigma_{wc}^2 = 1.6 \left(\frac{z}{z_{ic}} \right)^{2/3} \cdot w_*^2 \quad \text{para } z \leq 0.1 z_{ic} \quad \text{B-25}$$

$$\sigma_{wc}^2 = 0.35 w_*^2 \quad \text{para } 0.1 z_{ic} < z \leq z_{ic}$$

$$\sigma_{wc}^2 = 0.35 w_*^2 \exp \left[- \frac{6(z - z_{ic})}{z_{ic}} \right] \quad \text{para } z > z_{ic}$$

Cálculo de σ_{wm}

$$\sigma_{wm} = \left(\sigma_{wmbi}^2 + \sigma_{wmr}^2 \right)^{1/2} \quad B-26$$

donde: σ_{wmbi} = Turbulencia en la vertical parte mecánica dentro de la capa límite

σ_{wmr} = Turbulencia en la vertical parte mecánica arriba de la capa límite (residual)

Cálculo de σ_{wmbi}

$$\sigma_{wmbi} = 0.0 \quad \text{para } z \geq z_i$$

$$\sigma_{wmbi} = 1.3 \cdot u \cdot \left(1 - \frac{z}{z_i} \right)^{1/2} \quad \text{para } z < z_i \quad B-27$$

Cálculo de σ_{wmr}

B-28

$$\sigma_{wmr} = \sigma_{wmrmax} \cdot \text{MIN} \left(\frac{z}{z_i}; 1.0 \right)$$

$$H_p(x) = \Delta h_s + h_s$$

donde:

Δh_s = Crecimiento de la pluma bajo condiciones estables de la atmósfera

B-29

h_s = Altura de la chimeneas corregida por efecto de arrastre de la pluma

$$\Delta h_s(x) = 2.66 \left(\frac{F_b}{N^2 u} \right)^{1/3} \left[\frac{N' F_m}{F_b} \sin \left(\frac{N' x}{u} \right) + 1 - \cos \left(\frac{N' x}{u} \right) \right]^{1/3} \quad B-30$$

$$\text{donde: } N' = 0.7N$$

$$N(z) = \left[\frac{g}{\theta(z)} \frac{\partial \theta(z)}{\partial z} \right]^{1/2} \quad B-31$$

$$\sigma_z = b_c \left[1 - 10 \cdot \left(\frac{H_p(x)}{z_i} \right) \right]^{\alpha'} \cdot \left(\frac{u}{u} \right)^2 \cdot \frac{x^2}{|L|} \quad \text{para } \frac{H_p(x)}{z_i} < 0.1 \quad B-32$$

$$\sigma_z = 0.0 \quad \text{para } \frac{H_p(x)}{z_i} \geq 0.1$$

$$\lambda_1 = \frac{a_2}{a_2 - a_1}$$

B-33

$$\lambda_2 = - \frac{a_1}{a_2 - a_1}$$

$$\text{donde: } b_c = 0.5; \quad \text{y } \alpha' = 1.0$$

$$\Psi_{dj} = h_{ed} + \frac{\overline{w_j} x}{u} ; \quad j = 1, 2$$

B-34

donde :

$$\overline{w_j} = a_j w_s$$

$h_{ed} = h_s + \Delta h_d \equiv$ Altura de la pluma en la zona directa menos la convección

con :

$\Delta h_d \equiv$ Crecimiento de la pluma en la zona directa

Contribución indirecta

$$C_r \{ x_r, y_r, z_r \} = \frac{Q f_p}{2\pi u \sigma_y} \cdot \exp\left(\frac{-y^2}{2\sigma_y^2}\right)$$

B-35

$$\bullet \sum_{j=1}^2 \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\lambda_j}{\sigma_{zrj}} \left[\exp\left(-\frac{(z_r + \Psi_{rj} - 2mz_i)^2}{2\sigma_{zrj}^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z_r - \Psi_{rj} + 2mz_i)^2}{2\sigma_{zrj}^2}\right) \right]$$

donde :

$\Psi_{rj} \equiv$ Altura total en la fuente de la pluma

$$\Psi_{rj} = h_s + \Delta h_r + \frac{\overline{w_j} x}{u} ; \quad j = 1, 2$$

B-36

Donde : $\overline{w_j} = a_j w_s$

y : $\Delta h_r = \Delta h_d - \Delta h_i$

$\Delta h_i \equiv$ Elevación de la pluma parte indirecta

$$\Delta h_i = \left(\frac{2F_b z_i}{\alpha u_p r_y r_z} \right)^{1/2} \frac{x}{u_p}$$

B-37

donde :

$$r_y r_z = r_h^2 + \frac{a_e \lambda_y^{3/2}}{4} \bullet \frac{w_s^2 x^2}{u_p^2}$$

$$r_h = \beta_2 (z_i - h_s)$$

con : $\alpha = 1.4$; $\beta_2 = 0.4$; $\lambda_y = 2.3$

y $a_e = 0.1$ (Parámetro adimensional de la zona de atrapamiento o "entrainment")

Contribución penetrada

$$C_p(x_r, y_r, z_r) = \frac{Q(1-f_p)}{2\pi u \sigma_{yp} \sigma_{zp}} \exp\left[-\frac{y_r^2}{2\sigma_{yp}^2}\right] \quad \text{B-38}$$

$$\bullet \sum_{m=-\infty}^{\infty} \left[\exp\left[-\frac{(z_r - h_{ep} - 2mz_{ieff})^2}{2\sigma_{zp}^2}\right] + \exp\left[-\frac{(z_r + h_{ep} + 2mz_{ieff})^2}{2\sigma_{zp}^2}\right] \right]$$

donde :

$C_p(x_r, y_r, z_r) \equiv$ Concentración debido a la contribución de una fuente penetrada

$h_{ep} \equiv$ Altura de fuente penetrada

$z_{ieff} \equiv$ Altura de la superficie reflectante en un la capa estable

$$\sigma_{yp, zp}^2 = \sigma_{yap, zap}^2 + \sigma_{bp}^2 + \sigma_{yd, zd}^2$$

B-39

donde :

$\sigma_{yp, zp} \equiv$ Dispersión Total - Fuente penetrada (PS)

$\sigma_{yap, zap} \equiv$ Dispersión inducida por turbulencia ambiente (PS)

$\sigma_{bp} \equiv$ Dispersión inducida por flotabilidad -(PS)

$$\sigma_{yap} = \frac{\sigma_{vm} x / u}{\left(1 + \frac{x}{2u T_{Lys}(h_{ep})}\right)^{0.3}} \quad \text{B-40}$$

$$\sigma_{bp} = \frac{0.4(1-f_p)\Delta h_p}{\sqrt{2}} \quad \text{B-41}$$

donde :

$\Delta h_p \equiv$ Levantamiento de la pluma en la zona penetrada

$$= h_{ep} - h_s$$

$h_{ep} \equiv$ Altura de la zona penetrada por arriba de la base de la chimenea

$h_s \equiv$ Altura de la chimenea corregida efecto arrastre de la pluma

$$h_{ep} = \frac{h_s + 1.5\Delta h_p + z_i}{2} \quad \text{B-42}$$

$$\Delta h_p = \left[\left(\frac{2.6^3 F_b \theta}{u_p g \frac{\partial \theta_h}{\partial z} (z_i - h_s)^3} \right) + \left(\frac{2}{3} \right)^3 \right]^{1/3} [z_i - h_s] \quad \text{B-43}$$

$$\sigma_{zap} = \frac{\sigma_{wT} x/u}{\left(1 + \frac{0.5x}{u T_{Lz}}\right)^{1/2}} \quad \text{B-44}$$

$$T_{Lzs} = \frac{k z}{\phi_{hs} \sigma_{wm}} \quad B-45$$

$$\text{donde: } \phi_{hs} = 1.0 + \left[\frac{5 z \cdot e^{-z/L}}{L} \right]$$

T_{Lzs} \equiv Escala de tiempo Lagrangiano para la Capa Limite Estable

Contribución estable

$$C_s \{ x_r, y_r, z_r \} = \frac{Q}{2\pi u \sigma_{ys} \sigma_{zs}} \exp \left[-\frac{y_r^2}{2\sigma_{ys}^2} \right] \quad B-46$$

$$\bullet \sum_{m=1}^6 \left[\exp \left(-\frac{(z_r - h_{es} - 2m z_{ieff})^2}{2\sigma_{zs}^2} \right) + \exp \left(-\frac{(z_r + h_{es} + 2m z_{ieff})^2}{2\sigma_{zs}^2} \right) \right]$$

donde:

$C_s \{ x_r, y_r, z_r \} \equiv$ Contribución a la concentración por una fuente estable

$h_{es} \equiv$ Altura de la fuente estable

$$\sigma_{ys, zs}^2 = \sigma_{yas, zas}^2 + \sigma_{bs}^2 + \sigma_{yd, zd}^2$$

B-47

donde:

$\sigma_{ys, zs} \equiv$ Dispersión total por la fuente estable

$\sigma_{yas, zas} \equiv$ Dispersión inducida por turbulencia ambiente (CLE o "SBL")

$\sigma_{bs} \equiv$ Dispersión inducida por flotabilidad - Fuente estable (S)

$$\sigma_{yas} = \frac{\sigma_{vm} x / u}{\left(1 + \frac{x}{2u T_{Lys} \{ h_{es} \}} \right)^{0.3}}$$

B-48

$$T_{Lys} = \frac{z_{im} \cdot z_{max}}{z_{PG} (156 \sigma_{vm})}$$

donde: $T_{Lys} \equiv$ Escala de tiempo Lagrangiano lateral (CLE o "SBL")

B-49

$z_{PG} = 0.46m$ (Altura de liberación en el experimento PG);

$$z_{max} = \max \left[z; z_{PG} \right]$$

$$\sigma_{zas} = \left(1 - \frac{h_{es}}{z_i} \right) \sigma_{zs} + \left(\frac{h_{es}}{z_i} \right) \sigma_{zes}$$

B-50

donde:

$h_{es} \equiv$ Altura de la pluma fuente estable arriba de la superficie

$$h_{es} = h_s + \Delta h_s$$

$\sigma_{zs} \equiv$ Parte superficial de σ_{zas}

$\sigma_{zes} \equiv$ Parte elevada de σ_{zas}

$$\sigma_{zes} = \frac{\sigma_{wm} x/u}{\left(1 + \frac{x}{2u T_{Lzs}}\right)^{1/2}} \quad B-51$$

$$T_{Lzs} = \frac{k z}{\phi_{hs} \sigma_{wm}}$$

$$\text{donde : } \phi_{hs} = 1.0 + \left[\frac{5 z \bullet e^{-z/L}}{L} \right] \quad B-52$$

$T_{Lzs} \equiv$ Escala de tiempo Lagrangano para la Capa Limite Estable (CLE o "SBL")

$$\sigma_{zss} = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{u_* x}{u} \left(1 + 0.7 \frac{x}{L}\right)^{-1/3} \quad B-53$$

$$\sigma_{bs} = \frac{0.4 \Delta h_s}{\sqrt{2}} \quad B-54$$

donde : $\Delta h_s \equiv$ Ascenso de la pluma bajo condiciones estables

ANEXO C

COMPARACIÓN DE LAS MEDICIONES ENTRE UN ANEMÓMETRO SÓNICO Y UN ANEMÓMETRO TRIAXIAL - TERMOHIGRÓMETRO

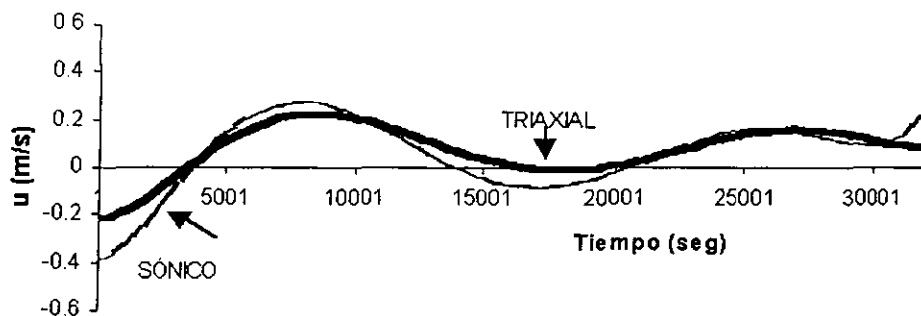


Figura C.1. Comparación de la medición de la velocidad del viento en la dirección X (u) usando el anemómetro sónico y triaxial (32000 datos)

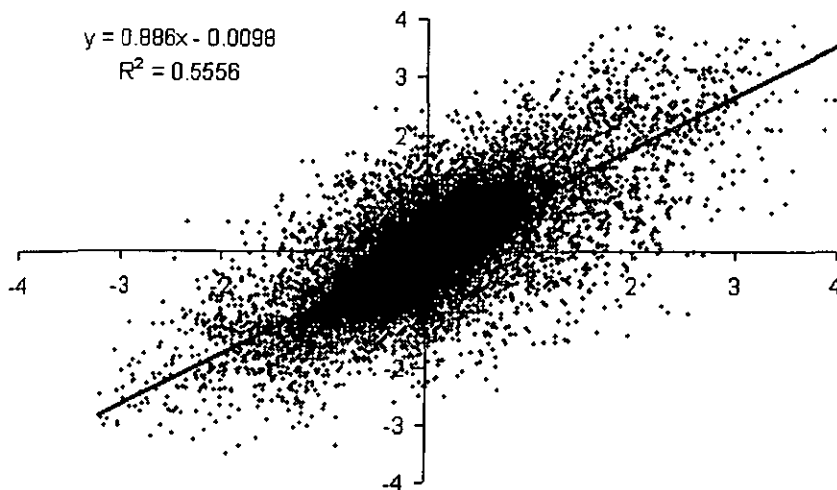


Figura C.2. Distribución de la medición de la componente "u" de la velocidad del viento. En el eje X está la información del anemómetro triaxial y en el eje Y el anemómetro ultrasónico

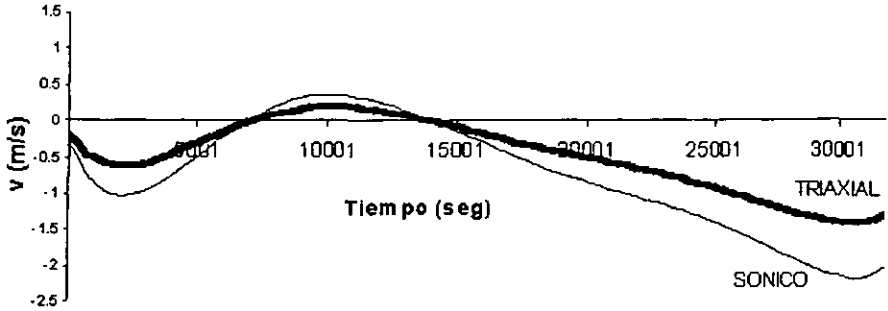


Figura C.3. Comparación de la medición de la velocidad del viento en la dirección Y (v) usando el anemómetro sónico y triaxial (32000 datos)

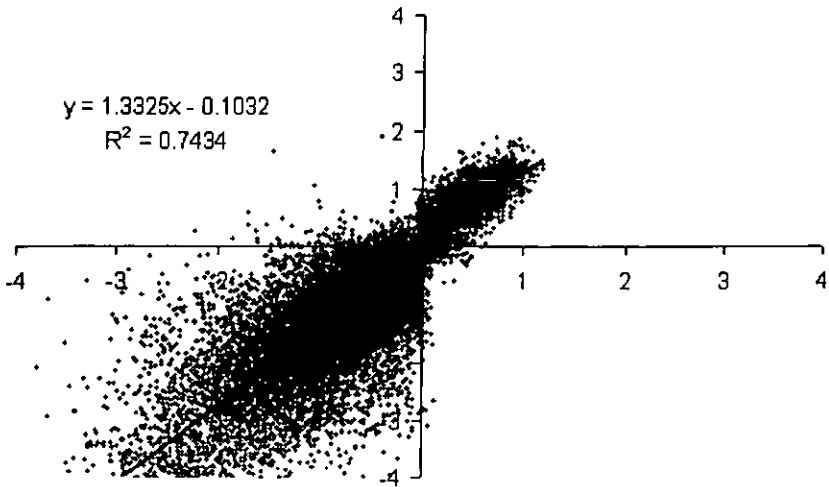


Figura C.4. Distribución de la medición de la componente "v" de la velocidad del viento. En el eje X está la información del anemómetro triaxial y en el eje Y el anemómetro ultrasónico

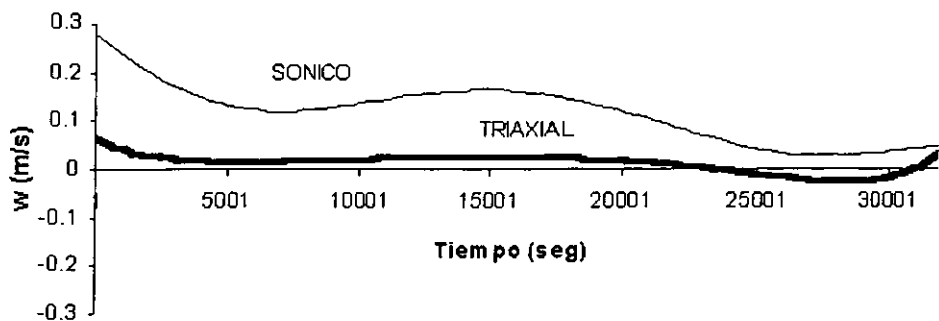


Figura C.5. Comparación de la medición de la velocidad del viento en la dirección Z (w) usando el anemómetro sónico y triaxial (32000 datos)

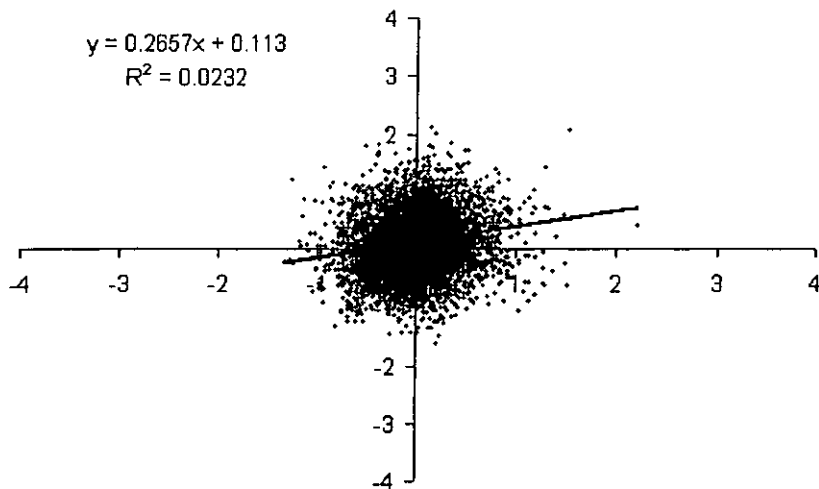


Figura C.6. Distribución de la medición de la componente " w " de la velocidad del viento. En el eje X está la información del anemómetro triaxial y en el eje Y el anemómetro ultrasónico

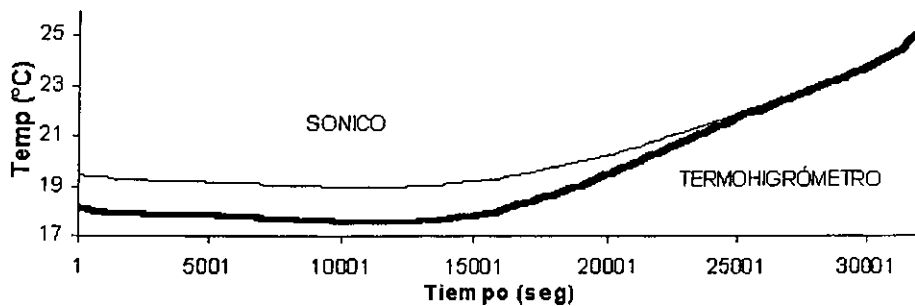


Figura C.7. Comparación de la medición de la temperatura usando el termohigrómetro (32000 datos)

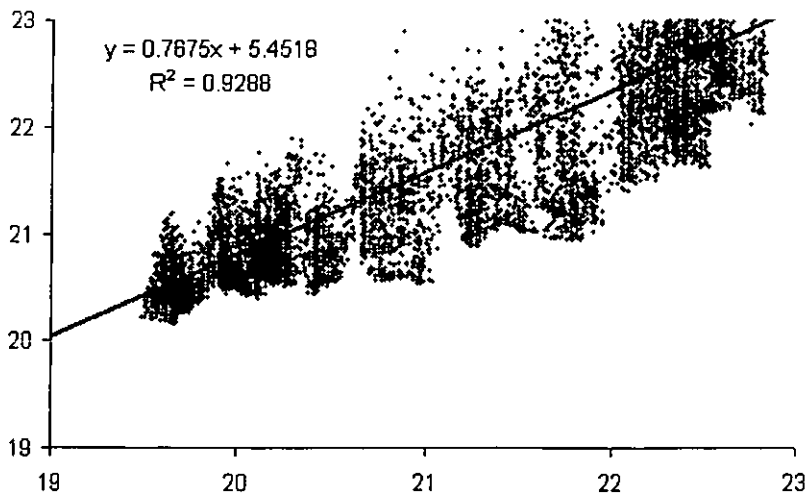
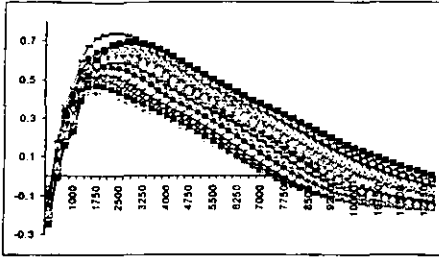


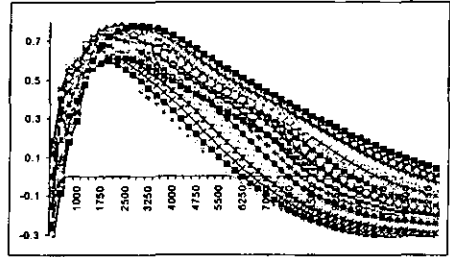
Figura C.8. Distribución de la medición de la temperatura. En el eje X está la información del termohigrómetro y en el eje Y el anemómetro ultrasónico.

ANEXO D
SENSIBILIDAD NORMALIZADA PARA CADA VARIABLE
METEOROLÓGICA ESTUDIADA

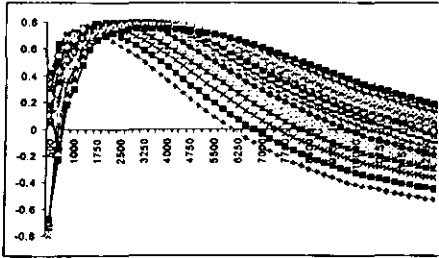
INTENSIDAD DEL VIENTO



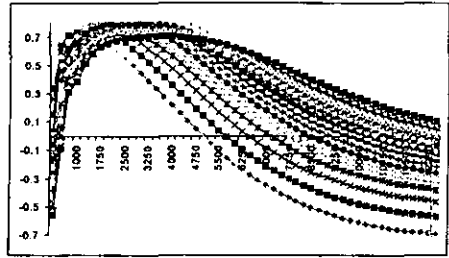
A



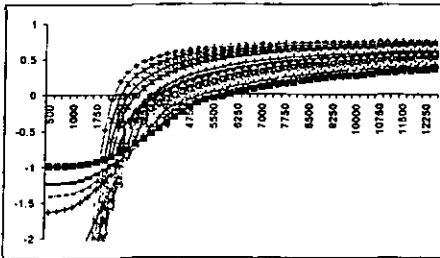
B



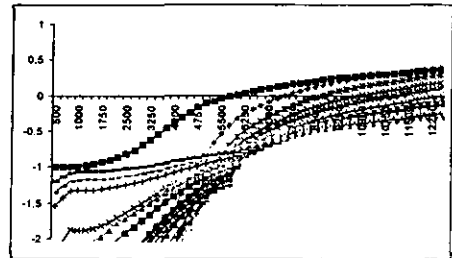
C



D



E

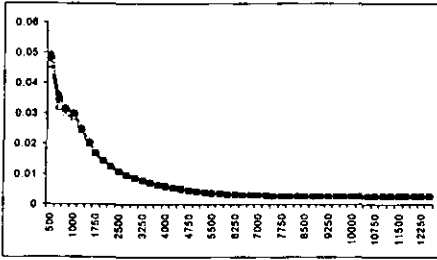


F

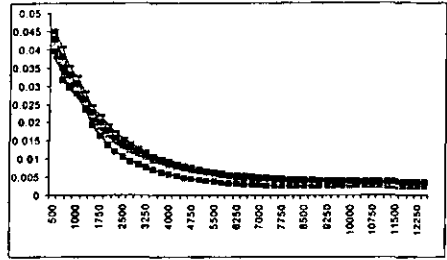
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la sensibilidad normalizada (sin dimensiones) para la intensidad del viento y en el eje X se presenta la distancia a la cual se calculó dicha sensibilidad (metros)

Las letras A a la F significan las diferentes estabilidades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

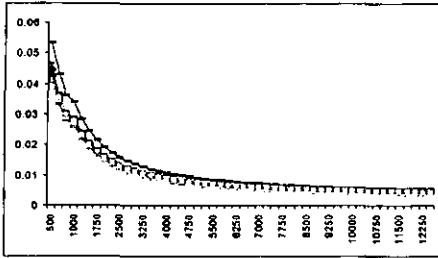
TEMPERATURA



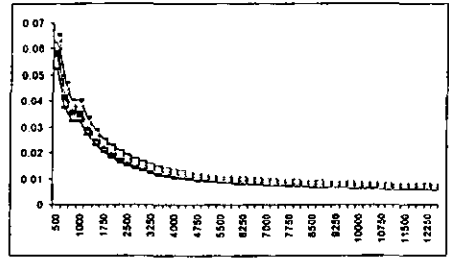
A



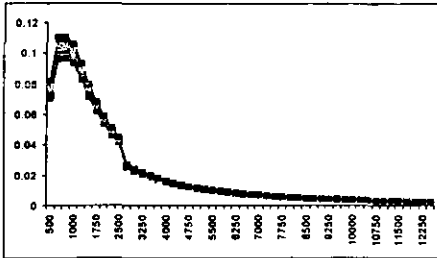
B



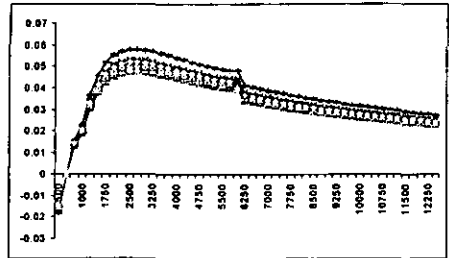
C



D



E

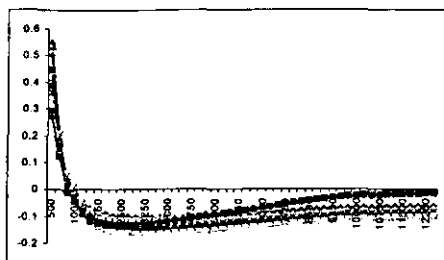


F

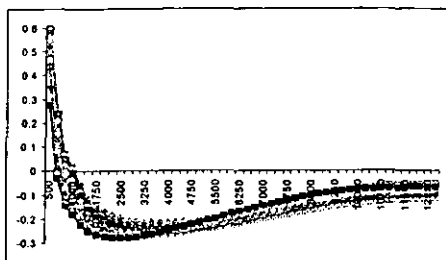
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la sensibilidad normalizada (sin dimensiones) para la temperatura y en el eje X se presenta la distancia a la cual se calculó dicha sensibilidad (metros)

Las letras A a la F significan las diferentes estabilidades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

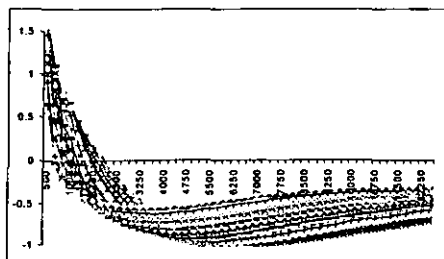
VELOCIDAD DE FRICCIÓN



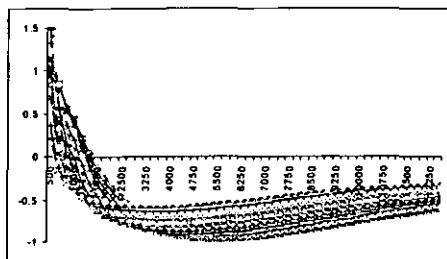
A



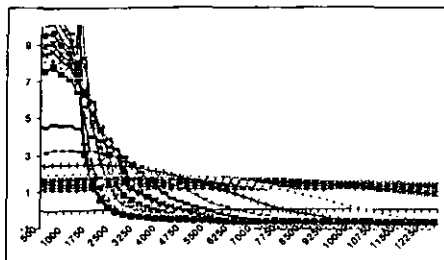
B



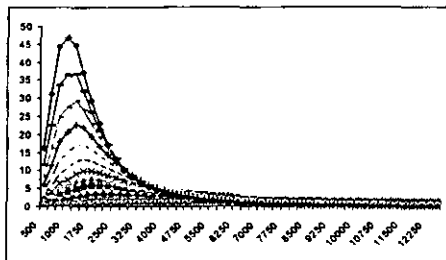
C



D



E

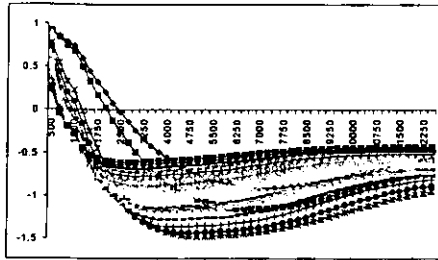


F

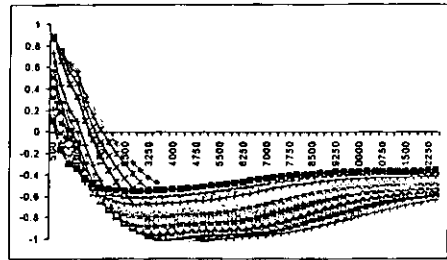
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la sensibilidad normalizada (sin dimensiones) para la velocidad de fricción y en el eje X se presenta la distancia a la cual se calculó dicha sensibilidad (metros)

Las letras A a la F significan las diferentes estabilidades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

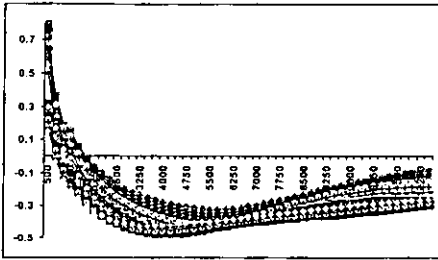
VELOCIDAD CONVECTIVA



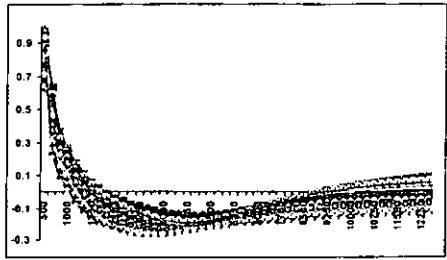
A



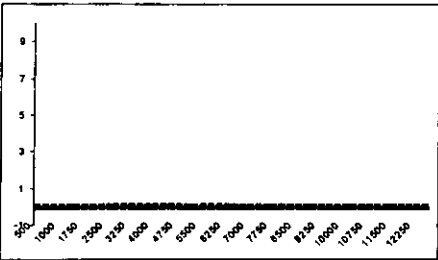
B



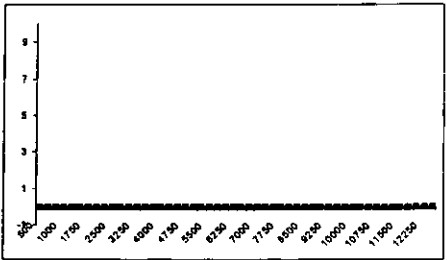
C



D



E

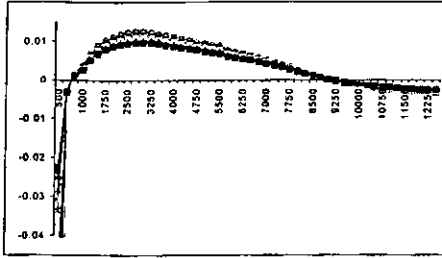


F

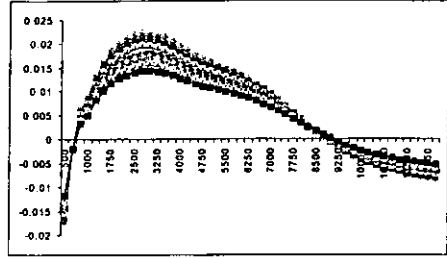
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la sensibilidad normalizada (sin dimensiones) para la velocidad convectiva y en el eje X se presenta la distancia a la cual se calculó dicha sensibilidad (metros)

Las letras A a la F significan las diferentes estabildades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

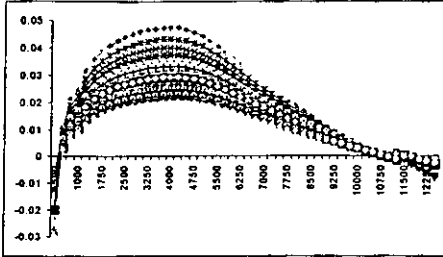
LONGITUD DE MONIN - OBUKHOV



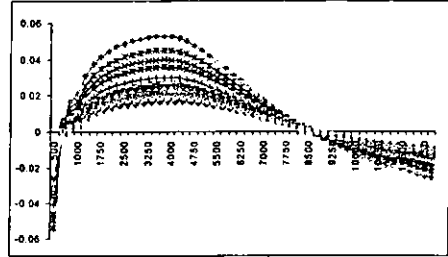
A



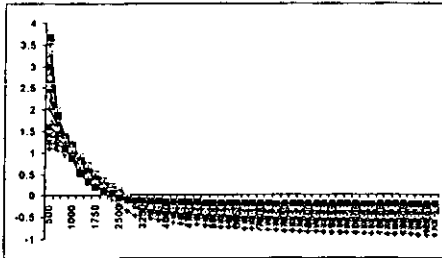
B



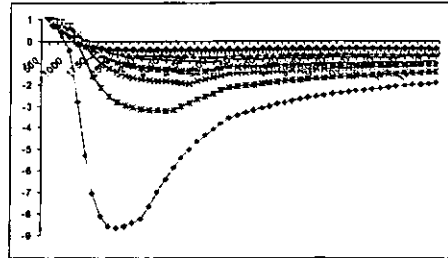
C



D



E

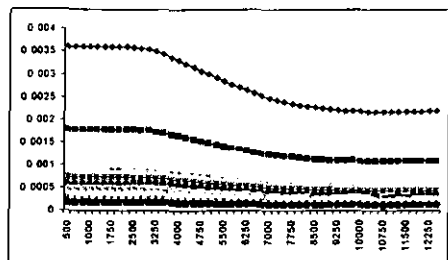


F

NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la sensibilidad normalizada (sin dimensiones) para la Longitud de Monin - Obukhov y en el eje X se presenta la distancia a la cual se calculó dicha sensibilidad (metros)

Las letras A a la F significan las diferentes estabildades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

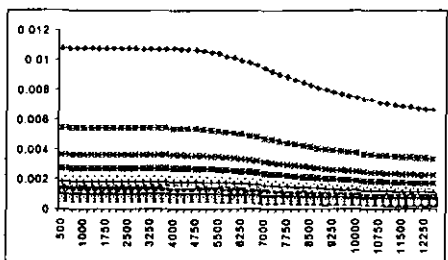
GRADIENTE VERTICAL DE LA TEMPERATURA



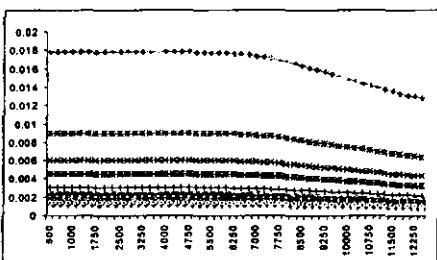
A



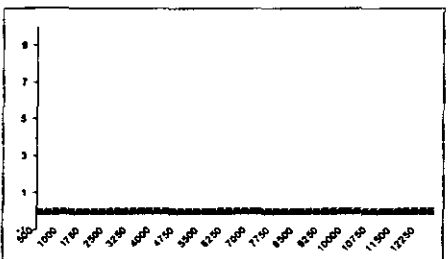
B



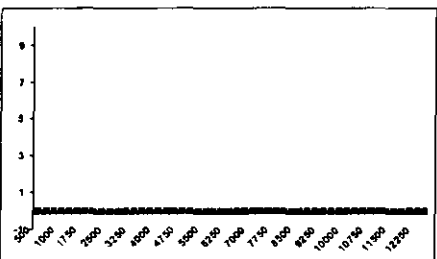
C



D



E

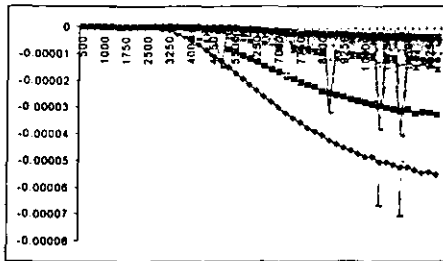


F

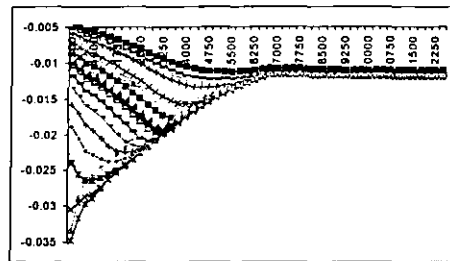
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la sensibilidad normalizada (sin dimensiones) para el gradiente vertical de la temperatura y en el eje X se presenta la distancia a la cual se calculó dicha sensibilidad (metros)

Las letras A a la F significan las diferentes estabildades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

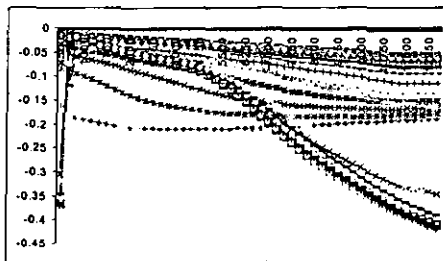
ALTURA DE MEZCLA MECÁNICA



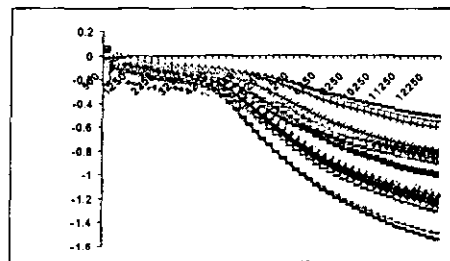
A



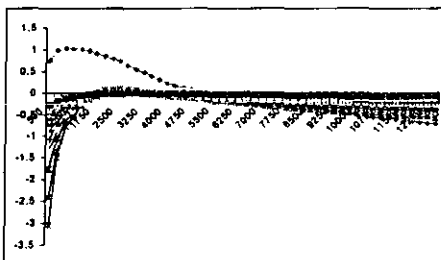
B



C



D



E

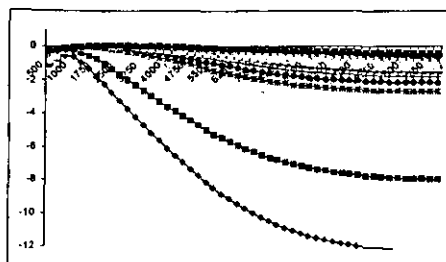


F

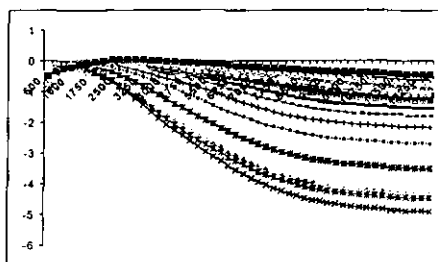
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la sensibilidad normalizada (sin dimensiones) para la altura de mezcla mecánica y en el eje X se presenta la distancia a la cual se calculó dicha sensibilidad (metros)

Las letras A a la F significan las diferentes estabilidades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

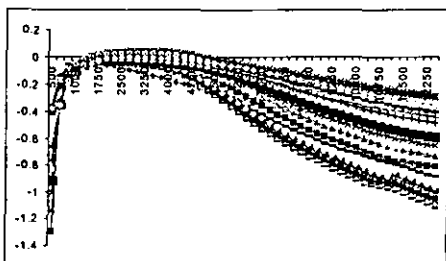
ALTURA DE MEZCLA CONVECTIVA



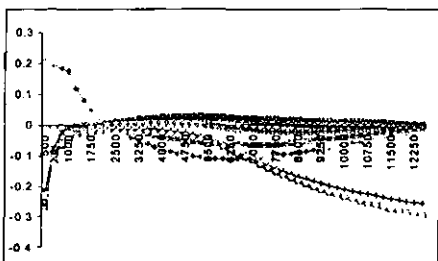
A



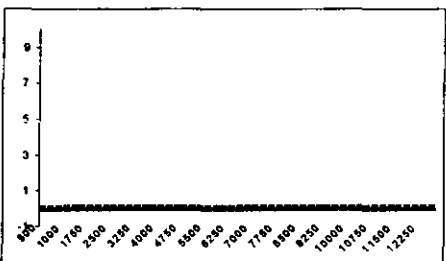
B



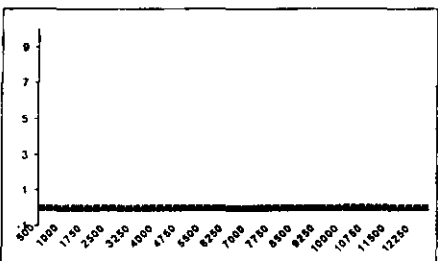
C



D



E



F

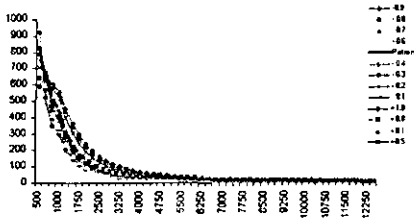
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la sensibilidad normalizada (sin dimensiones) para la altura de mezcla convectiva y en el eje X se presenta la distancia a la cual se calculó dicha sensibilidad (metros)

Las letras A a la F significan las diferentes estabilidades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

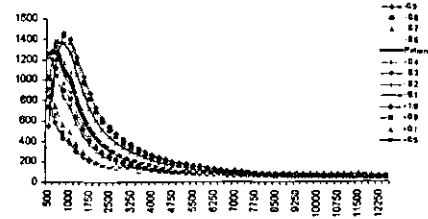
ANEXO E

CONCENTRACIÓN DE SO₂ ESTIMADA PARA DIFERENTES NIVELES DE PERTURBACIÓN POR ESCENARIO METEOROLÓGICO

INTENSIDAD DEL VIENTO



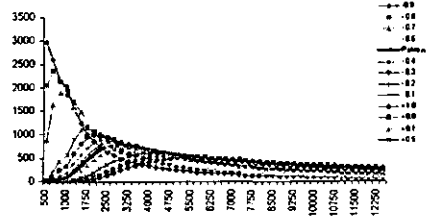
A



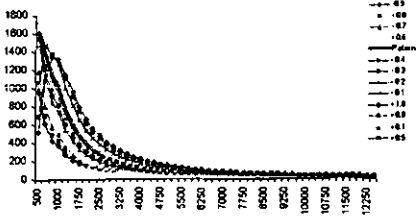
D



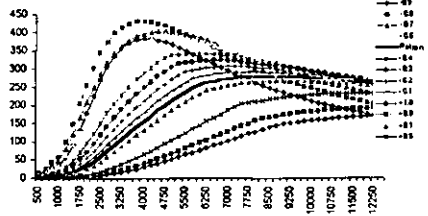
B



E



C

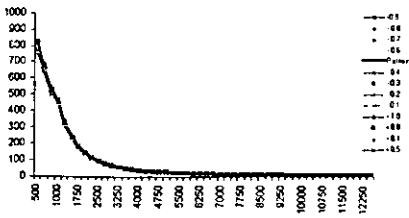


F

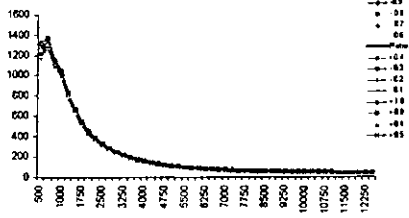
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la concentración estimada de SO₂ ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) para los diferentes niveles de perturbación de la intensidad del viento y en el eje X se presenta la distancia (metros) en la cual se estimó la concentración de SO₂.

Las letras A a la F significan las diferentes estabildades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

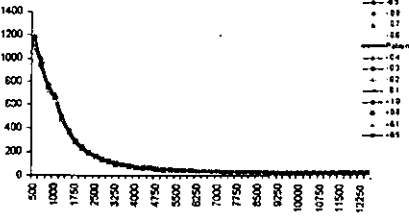
TEMPERATURA



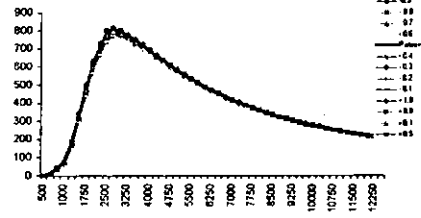
A



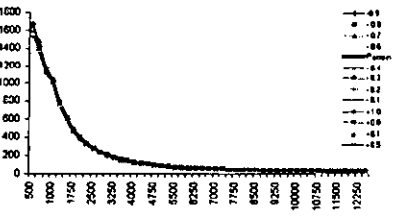
D



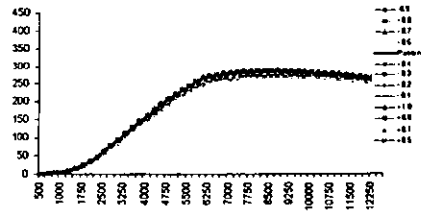
B



E



C

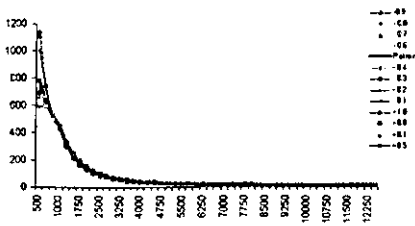


F

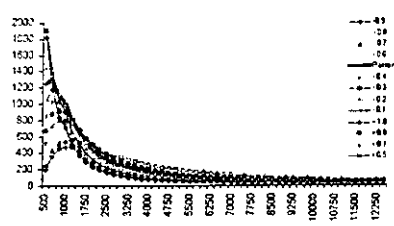
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la concentración estimada de SO_2 ($\mu g/m^3$) para los diferentes niveles de perturbación de la temperatura y en el eje X se presenta la distancia (metros) en la cual se estimó la concentración de SO_2 .

Las letras A a la F significan las diferentes estabildades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

VELOCIDAD DE FRICCIÓN



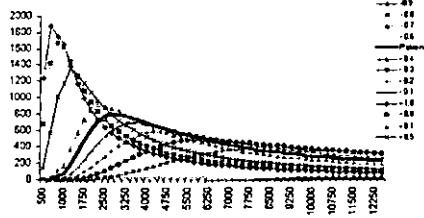
A



D



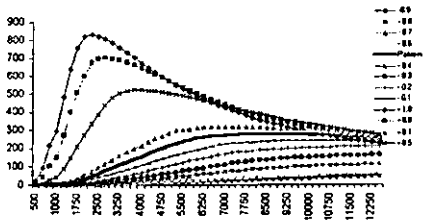
B



E



C



F

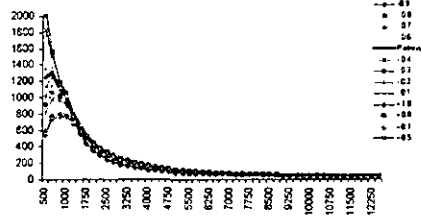
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la concentración estimada de SO_2 ($\mu g/m^3$) para los diferentes niveles de perturbación de la velocidad de fricción y en el eje X se presenta la distancia (metros) en la cual se estimó la concentración de SO_2 .

Las letras A a la F significan las diferentes estabildades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

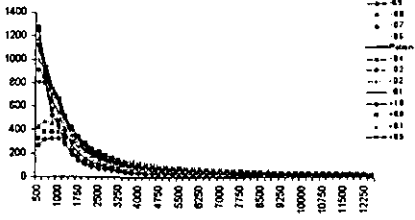
VELOCIDAD CONVECTIVA



A

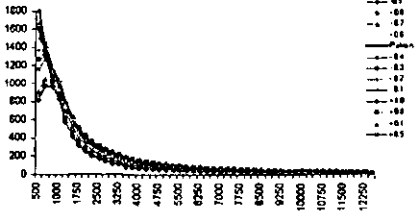


D



B

E



C

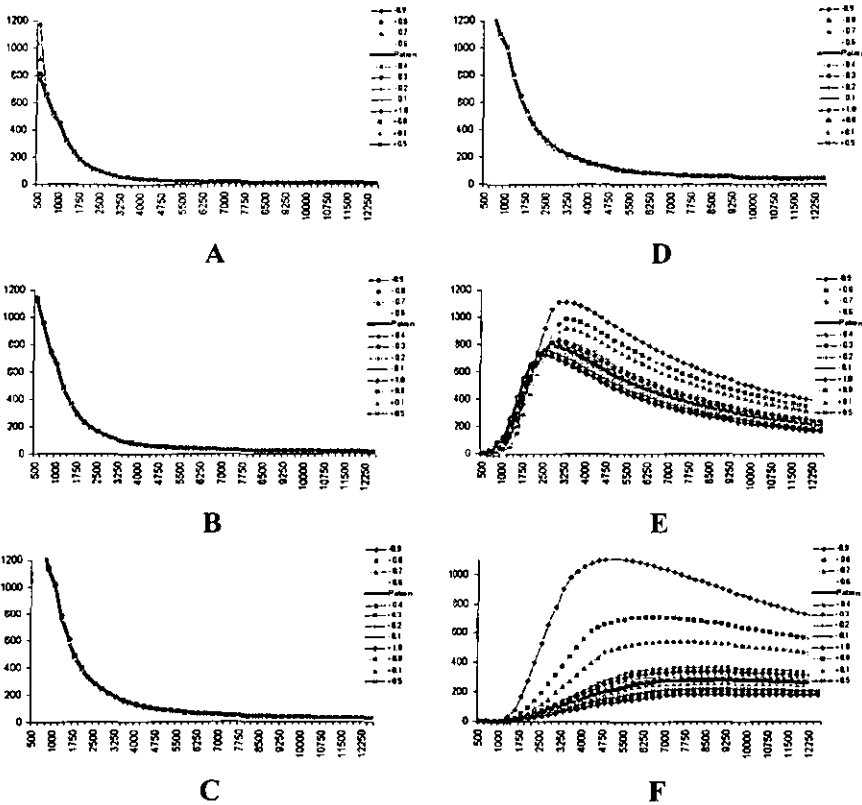
F

NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la concentración estimada de SO_2 ($\mu g/m^3$) para los diferentes niveles de perturbación de la velocidad convectiva y en el eje X se presenta la distancia (metros) en la cual se estimó la concentración de SO_2

Las letras A a la F significan las diferentes estabilidades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

Nota : En este caso no existe gráficas para las condiciones estables debido a que en el algoritmo de calculo del modelo no se requiere esta información

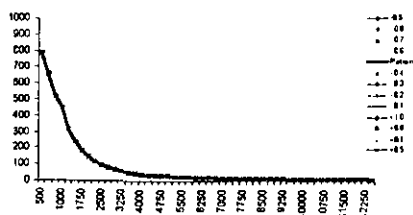
LONGITUD DE MONIN - OBUKHOV



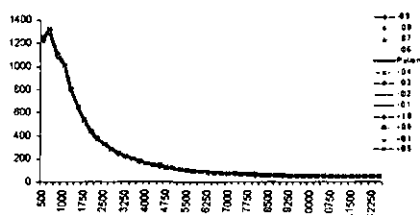
NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la concentración estimada de SO₂ (μg/m³) para los diferentes niveles de perturbación de la Longitud de Monin – Obukhov y en el eje X se presenta la distancia (metros) en la cual se estimó la concentración de SO₂,

Las letras A a la F significan las diferentes estabíldades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable

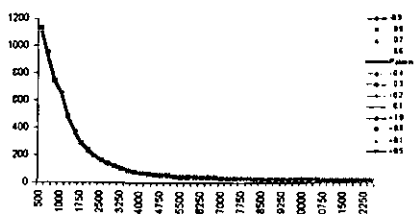
GRADIENTE VERTICAL DE LA TEMPERATURA



A

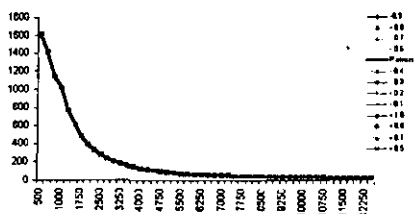


D



B

E



C

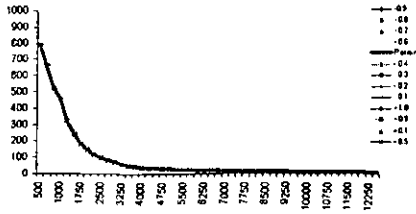
F

NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la concentración estimada de SO_2 ($\mu g/m^3$) para los diferentes niveles de perturbación del gradiente vertical de la temperatura y en el eje X se presenta la distancia (metros) en la cual se estimó la concentración de SO_2 .

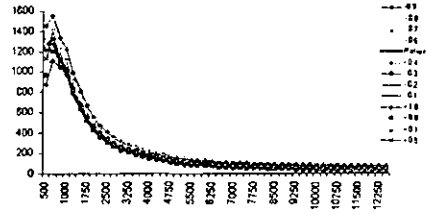
Las letras A a la F significan las diferentes estabildades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

Nota : En este caso no existe gráficas para las condiciones estables debido a que en el algoritmo de calculo del modelo no se requiere esta información

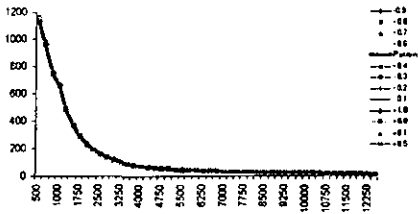
ALTURA DE MEZCLA MECÁNICA



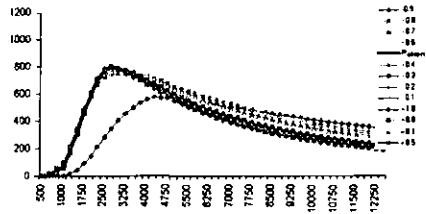
A



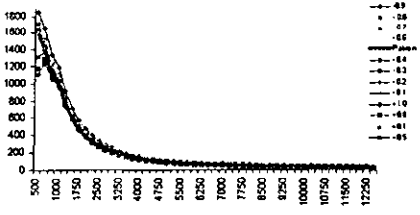
D



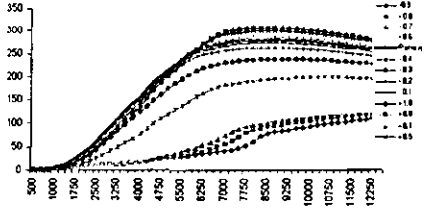
B



E



C



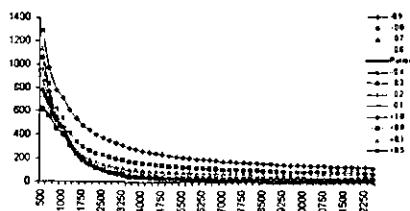
F

NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la concentración estimada de SO_2 ($\mu g/m^3$) para los diferentes niveles de perturbación de la altura de mezcla mecánica y en el eje X se presenta la distancia (metros) en la cual se estimó la concentración de SO_2 .

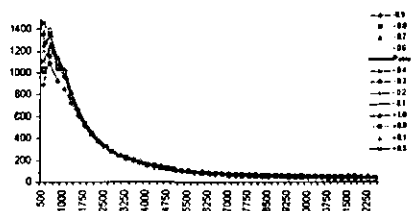
Las letras A a la F significan las diferentes estabildades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

Nota : En este caso no existe gráficas para las condiciones estables debido a que en el algoritmo de calculo del modelo no se requiere esta información

ALTURA DE MEZCLA CONVECTIVA



A

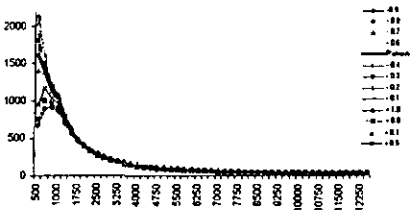


D



B

E



C

F

NOTA: En el eje Y de las figuras se presenta la concentración estimada de SO_2 ($\mu g/m^3$) para los diferentes niveles de perturbación de la altura de mezcla convectiva y en el eje X se presenta la distancia (metros) en la cual se estimó la concentración de SO_2 .

Las letras A a la F significan las diferentes estabildades atmosféricas según el criterio de Pasquill y Gifford (A: Fuertemente convectivo, B: Moderadamente convectivo, C: Ligeramente convectivo, D: Neutro, E: Ligeramente estable y F: Moderadamente estable)

Nota : En este caso no existe gráficas para las condiciones estables debido a que en el algoritmo de calculo del modelo no se requiere esta información

ANEXO F

TRABAJOS ESCRITOS DERIVADOS DE LA INVESTIGACIÓN

1. Comparación de los datos de dispersión de bióxido de azufre y otros contaminantes en la atmósfera, obtenidos experimentalmente y por simulación usando el modelo ISC3. *Tecnol. Ciencia Ed. (Instituto Mexicano de Ingenieros Químicos)*, 14(1-2):45- 53 (1999).
2. Estudio experimental de la estructura vertical de una atmósfera tropical. *Tecnol. Ciencia Ed. (Instituto Mexicano de Ingenieros Químicos)*, 15(2):73-81 (2000).
3. Radiación solar y el transporte de contaminantes atmosféricos en una región tropical. En *Memorias de Millenium Solar Forum 2000*. Pub. International Solar Energy Society, México, D.F.: 603-608 (2000).
4. Sensitivity analysis of AERMOD calculation algorithms with respect to the micrometeorological parameters in a tropical region. Presentado en la 94th Conference A&WMA (Air and Waste Management Association). Orlando, FL., EEUUA (2001).
5. Air pollution modelling with turbulence data estimated from conventional meteorological parameters in an urban tropical region. Presentado en la 9th International Conference on air pollution. Ancona, Italy (2001).
6. Evaluación del efecto energético de la radiación solar al fenómeno de picos de ozono en la mañana. Enviado a publicación (En prensa).
7. Definición sobre la aplicabilidad de un anemómetro ultrasónico y un triaxial para el estudio de la dispersión de contaminantes en la atmósfera. Enviado a publicación (En prensa) (2001).
8. Stima dell' altezza di rimescolamento in Val Padana col modello di Grynning-Batcharova e confronto con i dati sperimentali. *Bull. Meteorol. Italia*. Enviado para publicación (Com. personal). (2001).

Comparación de los datos de dispersión de bióxido de azufre y otros contaminantes en la atmósfera, obtenidos experimentalmente y por simulación usando el modelo "ISC3"

José Luis López-Martínez y Saturnino Gutiérrez-Luján

Instituto Mexicano del Petróleo, Eje Central Lázaro Cárdenas 152, San Bartolo Atepehuacán
07730 México D.F. México, Tel. (+52)5333 6873.
Correo electrónico (e-mail): jlopezm@www.imp.mx

RESUMEN

Este estudio se enfoca en la medición y estimación de la dispersión de bióxido de azufre y los resultados obtenidos usando un modelo conocido como ISC3 (por su nombre en inglés, Industrial Source Complex versión 3), el cual fue desarrollado por la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos de América (USEPA). Para realizar esta simulación, es necesario conocer información como el flujo másico de la emisión, características físicas de la fuente, condiciones de operación, distribución de las fuentes, información meteorológica de la región de interés. Esta información se procesa y se plantea, entonces, la simulación de la dispersión de contaminantes. Para hacer la comparación se realizaron mediciones de calidad del aire de más de 24 horas en 10 sitios de evaluación monitoria. Los lugares fueron elegidos de acuerdo al campo de viento existente en esa época del año en la región. Se realizó una campaña meteorológica para conocer las tendencias del campo de viento en días previos a la campaña. Se realizaron simulaciones para encontrar el alcance máximo de la pluma de dispersión. Así se conoce la dirección y el radio principal de influencia y de esta forma se eligieron los sitios de evaluación monitoria. La aproximación encontrada entre la concentración estimada por el modelo y la medida fue buena, indicando que la recopilación de la información para hacer modelaciones fue adecuada y el planteamiento de las condiciones bajo las cuales se llevaron a cabo las simulaciones de la dispersión de contaminantes fue acertado, ayudando a mejorar el acercamiento entre lo medido y lo simulado. De esta manera se muestra que el uso de los modelos de dispersión pueden ser una buena herramienta para aproximar y conocer el fenómeno de la dispersión de contaminantes en la atmósfera y utilizarse en estudios de impacto ambiental.

INTRODUCCIÓN

El uso de modelos de dispersión de contaminantes en el área de diagnóstico de impacto ambiental es una herramienta que ayuda a definir las áreas de influencia, así como los niveles de impacto ambiental y apoyar en el reconocimiento del problema y en el planteamiento de estrategias de solución. Para que el uso de un modelo sea considerado como una herramienta confiable, éste debe incluir en sus algoritmos consideraciones que reflejen al fenómeno de la dispersión atmosférica. Por ejemplo, el modelo complejo de fuentes industriales en su versión 3 (Industrial Source Complex Model, ISC-3) es un modelo desarrollado y avalado por la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos de América (EPA-USA), el cual actualmente es considerado como uno de los modelos que reflejan más fielmente el fenómeno y que, además, no requiere de grandes recursos de cómputo ni de información exhaustiva para su aplicación. El modelo ISC3 en sus algoritmos considera una variación horaria de las condiciones meteorológicas, lo cual le otorga flexibilidad y representatividad del fenómeno. Por otro lado, existe en los EEUU un comité llamado AERMIC, conformado por la EPA y la Sociedad Americana de Meteorología (AMS), que evaluó diferentes modelos de dispersión, encontrando que el ISC3 es un modelo robusto, bien estructurado el cual no requiere de información meteorológica sofisticada y que es recopilada de manera generalizada en México. Cabe ha-

cer mención que el mismo comité está actualmente desarrollando una versión distinta, que toma como plataforma de desarrollo al ISC3. Este nuevo modelo se llama AERMOD y se considera como de última generación en modelos de calidad del aire. Este modelo toma en cuenta más fenómenos de dinámica atmosférica, y posee avances en materia de dispersión atmosférica. Lamentablemente, estos desarrollos en los algoritmos de cálculo no pueden penetrar extensamente en estudios de impacto ambiental, debido a que se requiere de más información micrometeorológica, la cual no es recopilada de manera convencional, ya que no existe todavía esta infraestructura analítica en México. Por ello, el modelo ISC3 podría ser aplicado extensamente en estudios de impacto ambiental. Este modelo considera múltiples fuentes de emisión y variabilidad horaria en las condiciones meteorológicas. Sus algoritmos de cálculo consideran el efecto de ascenso de la pluma debido a la flotabilidad térmica de ésta con respecto a la atmósfera. También toma en cuenta el efecto de "apantallamiento" por la presencia de estructuras y edificios. Se basa en la consideración de que el fenómeno se comporta como una función estadística tipo Gauss (Figura. 1), es decir, tanto en la vertical como lateralmente, la concentración de la pluma contaminante tenderá a distribuirse de acuerdo a una campana de Gauss, donde su forma dependerá del valor de la desviación estándar en la vertical (σ_z) y en la lateral (σ_y).

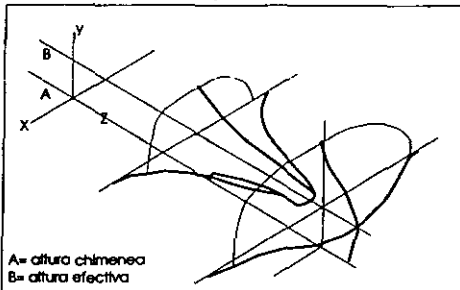


Figura 1. Representación gaussiana del fenómeno de la dispersión atmosférica

Estos valores de σ_y y σ_z se estiman a partir de la caracterización de la atmósfera, la cual se lleva a cabo utilizando el concepto de estabilidad atmosférica, introducido por Pasquill y Gifford (1976), el cual caracteriza la atmósfera de acuerdo a un aporte mecánico y otro convectivo en el transporte en la atmósfera. De acuerdo a esta definición, las estabildades atmosféricas pueden ser inestable, neutra o estable. La desviación estándar dependerá del tipo de atmósfera existente y de

los datos que son introducidos en la formulación Gaussiana para estimar la concentración a diferentes distancias. Esta ecuación considera el efecto de la flotabilidad de las "parcelas" de aire, debido a la diferencia de temperaturas entre la emisión y el ambiente. Por otro lado, también considera la altura efectiva de emisión de la pluma, tomando en cuenta el efecto mecánico del viento y de la flotabilidad. De esta manera se determina la altura cuando la pluma está bajo los efectos de las condiciones atmosféricas específicas:

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} \times \left[\exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \right] \left[\exp\left(-\frac{(z-H)^2}{2\sigma_z^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z+H)^2}{2\sigma_z^2}\right) \right]$$

$$\Delta H = 1.6 F_b^{1/3} x^{2/3} / u$$

$$F_b = g \frac{d^2 V}{4} \left(\frac{T_s - T_a}{T_s} \right)$$

El modelo ISC3 se aplicó para evaluar el impacto ambiental en un estudio particular realizado en el norte de México. Se recabó información de fuentes de emisión, de calidad del aire y de meteorología en superficie para el mismo periodo de estudio. Esta campaña, brindó la oportunidad de tener una base de datos, extensa temporalmente hablando, que es única en su clase en estudios en México. Con esta información y los planteamientos de la simulación, se estimó la dispersión de contaminantes. Estos resultados fueron cotejados con los obtenidos en la campaña de calidad del aire. El desarrollo de esta campaña se presenta a continuación.

DESARROLLO

La campaña para la identificación del impacto ambiental consistió en cuatro grandes partes: Recabar información de fuentes de emisión, de calidad del aire, de meteorología y de simular la dispersión. Para la obtención de la información de las fuentes fijas de emisión (calderas, quemadores, hornos), se seleccionaron las 16 fuentes más importantes en su tasa de emisión.

Se utilizó infraestructura y personal del Instituto Mexicano del Petróleo altamente especializado en este tipo de evaluaciones monitorias. Las mediciones y el método de cálculo se realizaron de acuerdo a las norma aplicables (López y Mora, 1998). Se desarrolló la campaña de calidad del aire en una zona ubicada en el norte de México ($X_1 = 398.001$ UTM, $Y_1 = 2,830.481$ UTM; $X_2 = 403.349$ UTM, $Y_2 = 2,831.580$ UTM). Incluye dentro de ella varias chimeneas industriales que

emiten gases potencialmente contaminantes. Cabe hacer mención que para la selección de los sitios de evaluación monitoria se revisó previamente la tendencia del campo de viento en diferentes años para las épocas del año similares a la que se usó en este estudio (Figuras 2, 3). De este análisis se encontró que el campo de viento tiene una dirección predominante del este al noroeste, por lo que los muestreos se hicieron "viento abajo" de las fuentes de emisión.

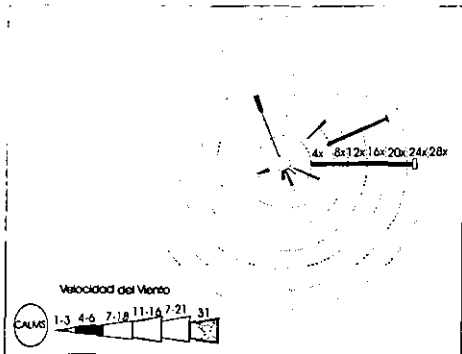


Figura 2. Rosa de vientos del mes de septiembre de 1996

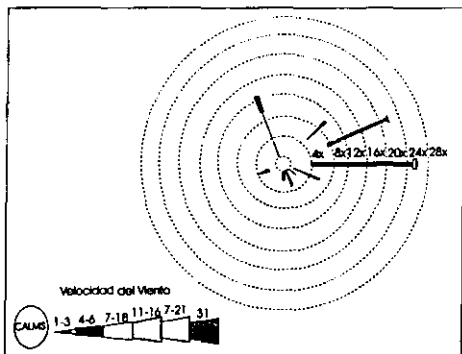


Figura 3. Rosa de vientos del mes de septiembre de 1997

De esta manera se encontrarían datos representativos de la calidad del aire. Además de la dirección del viento, también era necesario conocer la distancia a la que deberían estar geográficamente colocados estos puntos de medición (Figura 4). Para ello se realizaron simulaciones preliminares para conocer los radios de alcance de la pluma de dispersión.

Finalmente, en los días previos a la campaña se recopilaban datos del campo de viento en superficie, los

cuales reportaron tendencias de dirección del viento de acuerdo a lo esperado en el análisis histórico. Con esta certidumbre de la tendencia de movimiento de la pluma, se tuvo la seguridad de captar la concentración representativa de las fuentes de emisión en estudio. Cabe hacer mención que, fuera de las chimeneas consideradas en el área de estudio, no existen industrias cercanas a la zona que pudieran afectar las mediciones. Se eligieron 10 puntos de evaluación monitoria.

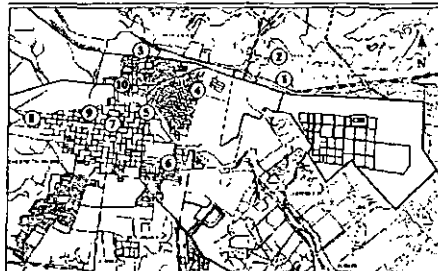


Figura 4. Ubicación de los sitios de evaluación monitoria de la calidad del aire

En cada sitio se midieron las concentraciones de bióxido de azufre, óxidos de nitrógeno, monóxido de carbono, ozono, partículas suspendidas totales y partículas menores a 10 micrómetros. La evaluación monitoria en cada sitio fue continua por lapsos mínimos de 24 horas.

La recopilación de la información meteorológica fue hecha de manera horaria y consistió de variables como intensidad y dirección del viento, temperatura, humedad relativa y radiación solar (Figuras 5, 6).

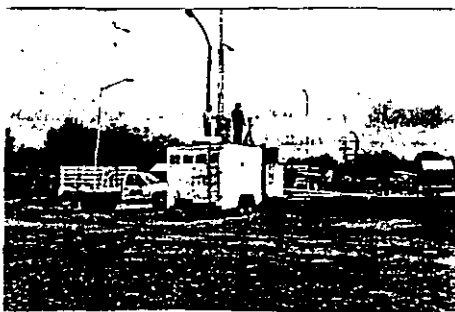


Figura 5. Instalación de la unidad móvil de evaluación monitoria de la calidad del aire

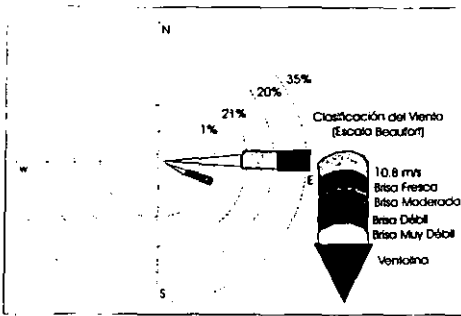


Figura 6. Rosa de vientos para el período en estudio (Julio-Agosto de 1998)

Con esta información se estimaron el índice de estabilidad atmosférica y la altura de mezcla, ambos parámetros de suma importancia en la estimación de la dispersión de contaminantes usando el modelo ISC3. El índice de estabilidad fue estimado a partir del método SRDT avalado por la EPA. Éste consiste en ponderar el efecto mecánico de la intensidad del viento y la radiación solar que provee de flotabilidad a las parcelas de aire, es decir, que exista el fenómeno de convección natural. Ambos son generadores de turbulencia, pero la evolución atmosférica es diferente, reflejándose en el desarrollo de la pluma de dispersión.

La altura de mezcla se estimó por medio de métodos paramétricos, que toman en cuenta la incidencia de la radiación solar, la temperatura, la humedad relativa y la intensidad del viento. Esta estimación fue comparada con las alturas de mezcla obtenidas por medio de un equipo SODAR para una época similar, pero de otro año. La comparación mostró una gran similitud.

Con la información meteorológica analizada se procedió a introducirla en la simulación de la dispersión. A continuación se definen las consideraciones tomadas en la simulación: El lapso de estudio abarca del 31 de julio al 14 de agosto de 1998. Las emisiones evaluadas en las chimeneas de las industrias consideradas en la zona en estudio se consideran constantes a lo largo del período de estudio. El terreno se considera plano ya que la región no muestra accidentes geográficos importantes, haciendo esta suposición adecuada. La meteorología medida en el punto de evaluación monitoria, incluyendo las variables estimadas a partir de la información básica medida, es representativa de la registrada en las industrias en estudio.

En el cálculo de la concentración no se considera el efecto de la depositación seca ni húmeda, es decir, no

se considera el efecto de sedimentación por gravedad, ni el de la precipitación por efecto de humedad. No se consideran las transformaciones químicas y fotoquímicas que los contaminantes pudieran sufrir en la atmósfera. Se considera que las condiciones de dispersión son de tipo urbano. Esto último debido a que la EPA recomienda que las simulaciones en centros industriales sean realizadas considerando éstas como áreas urbanas, ya que los procesos pueden constituirse en fuentes de calor como las áreas urbanas. La estimación de la concentración es a nivel de superficie (hasta 2 metros). Se toma en cuenta el ascenso de la pluma contaminante por efecto de momento mecánico y flotabilidad térmica de la emisión de los gases de salida. No existen cuerpos de agua u otros aspectos geofísicos que alteren la homogeneidad del campo de viento y dinámica atmosférica.

Estas circunstancias ayudan a mejorar la posible similitud entre los resultados obtenidos en las evaluaciones monitorias y lo simulado. A continuación se presentan los resultados obtenidos en la campaña y lo que puede concluirse de ellos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos de la evaluación monitoria de fuentes fijas indican que, de las 16 chimeneas evaluadas en el área en estudio, solamente tres indican valores altos de bióxido de azufre. Estas chimeneas corresponden a calderas que queman combustóleo, un combustible pesado producto de la destilación fraccionada del petróleo (heavy oil), que tiene concentraciones relativamente elevadas de azufre.

Cabe hacer mención que, históricamente, se aprecia una reducción en la tasa global de emisiones, debido a la política de diferentes empresas de combinar en la combustión, gas natural con combustóleo e, inclusive, sustituirlo totalmente con gas natural. En este último caso, las emisiones de óxidos de nitrógeno se incrementan, aunque no alcanzan los niveles máximos permisibles de las legislaciones aprobadas en México. Esta política de operación ha ayudado a reducir emisiones contaminantes y aprovechar el gas amargo excedente de los procesos de algunas industrias.

Por otro lado, para la realización de la campaña de evaluación monitoria de la calidad del aire, se utilizó una unidad móvil, la cual funciona de manera continua. Sus analizadores fueron calibrados según el manual de operaciones y su funcionamiento fue corroborado por personal especializado en este tipo de evaluaciones monitorias. Los equipos son reconocidos a nivel nacional como confiables en su método de opera-

ción. Estos analizadores miden con una frecuencia de cada 10 segundos y el tratamiento de datos se hace promediándolos de manera horaria.

Los resultados de la evaluación monitoria de la calidad del aire, en general, reportan valores por abajo de la norma para bióxido de azufre, para óxidos de nitrógeno, para monóxido de carbono, para ozono, para partículas suspendidas totales y para partículas menores a 10 micrómetros, siendo los lugares más cercanos a la fuente de emisión donde se encuentran valores más altos, incluso alcanzando a rebasar la norma de bióxido de azufre dentro de los límites de batería de la fuente de emisión (la empresa que utiliza combustóleo). Estos resultados fueron reproducidos por la simulación de la dispersión, para corroborar su bondad. Como ejemplo, se muestra en la Figura 7 la distribución espacial de la concentración de bióxido de azufre en las principales direcciones. En este gráfico se aprecia que la concentración rápidamente disminuye conforme aumenta el desplazamiento de la pluma. Queda la concentración más alta dentro de las instalaciones de la fuente de emisión.

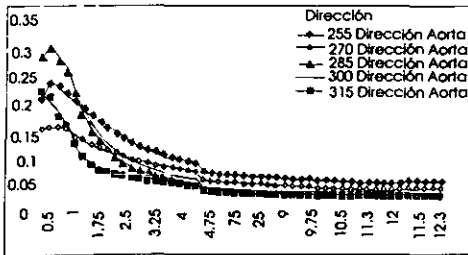


Figura 7. Distribución espacial de la concentración estimada de bióxido de azufre en las principales direcciones

Los sitios de evaluación monitoria estuvieron distribuidos en un abanico del oeste-noroeste al oeste-suroeste, hasta un radio de 12 kilómetros de la fuente de emisión. Los sitios cumplieron con las normas para la evaluación monitoria de calidad del aire, esto es, para que la medición resulte representativa del área en estudio y no considere un efecto local. Asimismo, se buscaron lugares que no tuvieran efectos de "apantallamiento" ni que midieran emisiones muy locales. Con lo obtenido del análisis del campo de viento, se puede obtener un mapa de probabilidades de riesgo, donde se muestra la posibilidad de que la pluma contaminante se transporte (Figura 8).



Figura 8. Mapa de la tendencia de movimiento de la pluma contaminante

Por otro lado, para recabar la información meteorológica se utilizó una torre de 10 metros, la cual tiene instalados sensores de intensidad y dirección del viento (anemómetro triaxial), de temperatura, de presión, de humedad relativa y un piranómetro para medir la radiación total. Estas variables son registradas en una unidad de almacenamiento de la que son procesadas en una computadora personal.

El campo de viento muestra una alta frecuencia de dirección del este, lo que confirma la tendencia del campo de viento de otros años y en fechas similares a la campaña. Por ello, se espera que la tendencia de movimiento de la pluma contaminante sea hacia el oeste.

El análisis de la información meteorológica indica también que las atmósferas generalmente fueron neutras a inestables en el día y estables en la noche. La simulación se realizó para todo el periodo en estudio y con las suposiciones antes mencionadas. Los resultados de la simulación que se presentan en la Tabla 1, indican que no existe un impacto importante por dióxido de azufre en la región, pero que si se alcanzan a rebasar la norma cerca de la fuente de emisión.

Con estos datos se construyeron las curvas de isoconcentración de la dispersión de bióxido de azufre que se muestran en la Figura 9.



Figura 9. Mapa de curvas de isoconcentración de la dispersión de bióxido de azufre

Tabla 1

Comparación de los valores mínimos, máximos y promedio de la concentración de bióxido de azufre en la región en estudio obtenidos de la simulación usando el modelo ISC3 con respecto de los que se midieron in situ

Punto de Medición	MEDIDO (ppm)			SIMULADO (ppm)		
	MÍNIMO	MÁXIMO	PROMEDIO	MÍNIMO	MÁXIMO	PROMEDIO
1	0.000	0.396	0.110	0.000	0.259	0.043
2	0.000	0.449	0.037	0.000	0.403	0.022
3	0.001	0.096	0.021	0.000	0.261	0.021
4	0.002	0.039	0.018	0.000	0.101	0.047
5	0.000	0.005	0.001	0.000	0.222	0.012
6	0.001	0.01	0.003	0.000	0.314	0.026
7	0.000	0.085	0.009	0.000	0.027	0.027
8	0.000	0.146	0.010	0.000	0.120	0.011
9	0.001	0.107	0.018	0.000	0.061	0.009
10	0.002	0.092	0.030	0.000	0.189	0.015

De esta manera se identificaron las áreas y los niveles de impacto ambiental se encuentran influenciadas por la fuente de emisión.

Esto permitiría, usando modelos de dispersión como éste, hacer una mejor planeación de los asentamientos humanos permitidos alrededor de zonas industriales, para que la salud humana no se vea deteriorada ni se pongan en riesgo de reubicación o clausura las instalaciones industriales. La determinación de las áreas susceptibles a urbanizarse es una decisión de suma importancia, ya que existen casos reales donde la mala planeación urbana ha traído problemas ambientales que podrían haber sido evitados.

Para que los modelos de dispersión puedan ser una herramienta útil para la toma de decisiones en este aspecto, se de-

ben conocer los niveles de confianza de los modelos. Por esto, este estudio también se enfocó en estimar la concentración de bióxido de azufre en los sitios donde se realizó la evaluación monitoria y efectuar la comparación entre los datos obtenidos y los calculados mediante el modelo.

De esta manera, se evaluó la bondad de la simulación. Cabe hacer mención que de los 10 puntos de evaluación monitoria se eliminaron dos, debido a que en dichos lugares las condiciones meteorológicas cambiaron drásticamente, existiendo lluvia y un campo de viento que venía del oeste, haciendo difícil conocer el efecto de la fuente de emisión en la calidad del aire (Tabla 2). La comparación por sitio muestra una buena aproximación entre los datos medidos con los estimados, otorgándole a la simulación confianza en sus resultados.

Tabla 2.

Distribución de las estabildades atmosféricas por dirección del viento

DIR	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO	T (%)
TE																	
A	0	0	0	0	0.37	0.74	0.18	0.55	0.37	0	0	0	0	0	0	0	2.2
B	0	0	0	0.56	5.2	0.5	3.5	0.93	0	0.37	0.18	0	0.37	0.18	0	0	17.8
C	0	0	0.18	1.8	5.2	7.2	1.6	0.56	0.37	0	0.18	0	0.18	0.37	0.18	0.18	18.03
D	0	0	0.93	5.6	18	11.9	6.1	0.18	0	0	0.18	0.56	0.18	0.37	0.74	0.74	45.17
E	0	0	0.74	2.8	4	1.3	0.37	0.18	0	0.37	0.18	0	0.18	0.74	0.93	0.93	11.89
F	0	0	0.18	1.5	0.56	0.7	0	0	0	0.18	0.18	0.18	0.18	0.55	0	0	3.54
T	0	0	2.0	12.3		27.7	11.9	2.4	0.7	0.93	0.93	0.74	1.1	2.2	1.8	1.8	100

DIR= Dirección del viento

TE= Tipo de estabilidad atmosférica

A,B,C,D,E,F,=

T= Frecuencia de estabilidad atmosférica

N= Norte

NNE= Noreste

NE= Noreste

ENE = Estenoroeste

E= Este

ESE= Esesureste

SE= Sureste

ESE = Sursureste

S= Sur

SSO= Sursuroeste

SO= Suroeste

OSO= Oestesuroeste

O= Oeste

ONO= Oestenoroeste

NO= Noroeste

NNO= Nornoroeste

La concentración de bióxido de azufre medida muestra valores más altos que los simulados en algunos de los puntos, es decir, el modelo está subestimando el aporte de las emisiones en la concentración en los sitios de evaluación monitoria, mientras que en otros es

ligeramente mayor. Las diferencias son significativas en un intervalo de confianza de 95%. El gráfico comparativo entre los resultados de la concentración medida y la estimada en la simulación se presenta en las Figuras. 10 y 11.

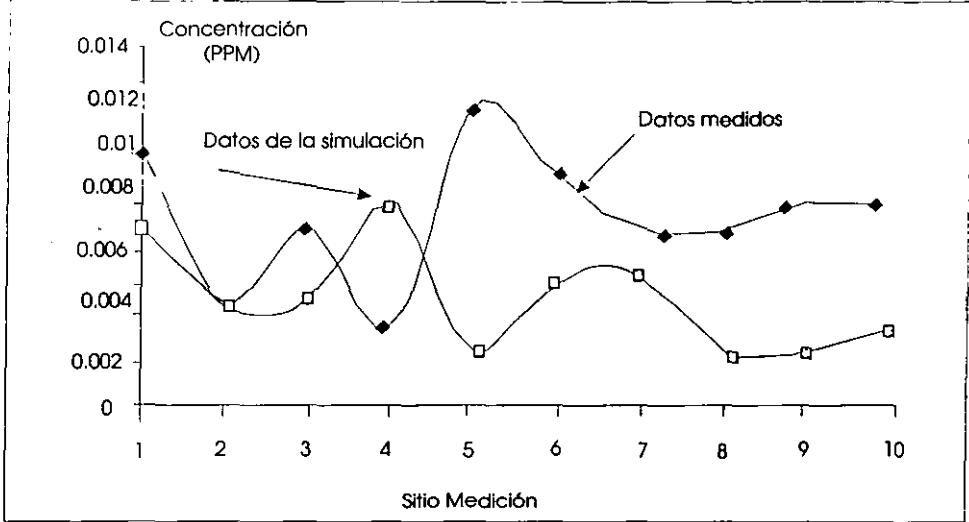


Figura 10. Comparación por sitio de la concentración de bióxido de azufre estimada por la simulación con respecto de las mediciones *in situ*

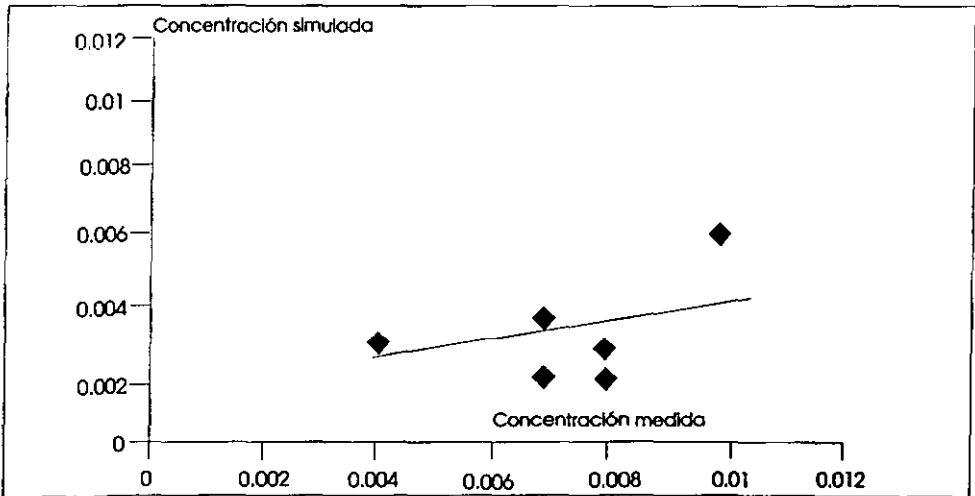


Figura 11. Correlación de la concentración de bióxido de azufre estimada por la simulación versus los valores medidos *in situ*

CONCLUSIONES

Este estudio mostró la utilidad que la simulación de la dispersión de contaminantes puede tener para la identificación de las áreas de influencia de contaminantes atmosféricos. La estimación por medio del modelo de la concentración de dióxido de azufre apoya lo encontrado por la evaluación monitoria de la calidad del aire. Las mediciones reales son puntuales, mientras que la simulación brinda una información más extensa aunque debe tenerse en cuenta que es teórica.

De ahí la importancia de contar con una herramienta confiable en la determinación de los niveles de impacto ambiental. En este caso, las condiciones propias del lugar hicieron que las consideraciones implícitas en el modelo se cumplieran, obteniéndose una aproximación adecuada y pudiendo extrapolar los resultados a otras áreas no evaluadas con relativa confianza en el estimado. La aproximación encontrada resultó buena, si se considera que es un modelo que tiene varias suposiciones en sus algoritmos de cálculo. Es un modelo que posee una "parametrización" que no fue hecha para las condiciones atmosféricas existentes en regiones tropicales como la evaluada (México) pero se obtuvieron resultados altamente satisfactorios. Además, dado que la información meteorológica no es muy extensa ni se puede adquirir fácilmente, a diferencia de otros modelos más completos que requieren de mayor información meteorológica y geofísica, éste sí puede usarse. Por último, este modelo no demanda grandes recursos informáticos para hacer la simulación. Cabe hacer mención que estos resultados no pueden ser extendidos a otras regiones que posean diferentes condiciones y donde las suposiciones del modelo no se adecuen. Por esto es importante que la ciencia de los modelos de dispersión en México avance, para realizar estudios ambientales que ayuden a la toma de decisiones. Del estudio también se desprende que los puntos de evaluación monitoria deben estar ubicados en la línea de acción del viento y que son aplicables siempre y cuando no existan precipitaciones. De ahí la importancia de hacer una adecuada selección de los sitios de evaluación monitoria, los cuales deben de ser definidos sobre la base de la tendencia en la dirección del viento durante la campaña, para ello se debe de hacer un análisis histórico de la rosa de vientos y confirmarlo con campañas previas al estudio, ya que de esta manera existe la posibilidad de hacer estudios de calidad del aire que sean representativos de la región y se pueda cuantificar la influencia de determinada fuente de emisión de contaminantes.

Otra conclusión que se desprende de este estudio, es que al analizar hora por hora los datos de la simulación con lo medido, se encuentra que las mejores aproxima-

ciones se dan cuando la atmósfera tiene una estabilidad de tipo neutra, debido a que las condiciones son de alta velocidad del viento y poca convección térmica; es decir, predomina el efecto mecánico en el transporte de contaminantes, lo que hace que los algoritmos de cálculo del modelo eliminen el problema de la flotabilidad.

La correlación que se encontró para la concentración de dióxido de azufre medida y simulada fue de 0.96.

Finalmente, este estudio sugiere contar con información meteorológica permanente, que permita reafirmar los datos históricos de dirección y velocidad de viento del lugar y, con ello, proporcionar datos reales para la modelación de contaminantes, obteniendo pronósticos de zonas de afectación por emisiones contaminantes.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Petróleos Mexicanos por el apoyo financiero proporcionado para la realización de este estudio y al grupo de evaluación monitoria de emisiones en fuentes fijas del Instituto Mexicano del Petróleo por la información de emisiones.

NOMENCLATURA

C(x,y,z)	Concentración en las coordenadas x,y,z (mgL ⁻¹)
Fb	Flujo convectivo
H	Elevación media de la pluma contaminante (m)
Q	Flujo másico de contaminantes (g/s)
SRDT	Método de la radiación solar y diferencial de temperatura (solar radiation and differential temperature, por sus siglas en inglés)
u	Velocidad media del viento (ms ⁻¹)
UTM	Líneas transversas universales de Mercator (Universal Transverse Mercator)
V	Velocidad de salida de la chimena (ms ⁻¹)
X	Coordenada de las líneas transversas universales de Mercator (Latitud)
x	Coordenada horizontal a la pluma contaminante
Y	Coordenada de las líneas transversas universales de Mercator (Longitud)
y	Coordenada lateral a la pluma contaminante
z	Coordenada vertical a la pluma contaminante
π	3.1416
σ _y	Variación del viento en el eje Y
σ _z	Variación del viento en el eje Z

BIBLIOGRAFÍA

- Atkinson, D. 1997. Improvements to the EPA Industrial Source Complex Dispersion Model. *J. of Appl. Met.*, 36:1088-1095.
- Batcharova, E. y Gryning, S.E. 1990. Applied model for the growth of the daytime mixed layer. *Bound. Layer. Met.* 56:261-274.
- Bowers, J.F., Bjorklund, J.R. y Cheney, C.S., 1995. *Industrial Source Complex (ISC) Dispersion Model User's Guide. Volume 1*, EPA-450/4-79-030, U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, North Carolina, EEUUA.
- EPA. 1979 *Dispersion Model User's Guide. Volume II*, EPA-450/4-79-031, U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, North Carolina, EEUUA.
- Gifford, F.A., Jr. 1976. Turbulent Diffusion - Typing Schemes: *A Review*. *Nucl. Saf.*, 17: 68-86.
- Hanna, S.R., Briggs, G.A., Deardorff, J., Egan, B.A., Gifford F.A. y Pasquill, F. 1977. AMS workshop on stability classification schemes and sigma curves Summary of recommendations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 58:1305-1309.
- López, J. y Mora, V. 1998. Informe técnico de la Gerencia de Ciencias del Ambiente IMP GCA-98085 Pub. Instituto Mexicano del Petróleo. México D.F. México.
- Pasquill, F. 1976. *Atmospheric Dispersion Parameters in Gaussian Plume Modeling. Part II. Possible Requirements for Change in the Turner Workbook Values*. EPA-600/4-76-030b, U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, North Carolina, EEUUA.
- Schewede, D., Paumier, J. 1997. Sensitivity of the Industrial Source Complex Model to input deposition parameters. *J. Appl. Met.*, 36: 1096-1106.

Estudio experimental de la estructura vertical de una atmósfera tropical

José Luis López-Martínez *, Alejandro Salcido-González **
Telma Castro-Romero *** y Gustavo Sosa *

*Instituto Mexicano del Petróleo, Gerencia de Ciencias del Ambiente
Eje Central Lázaro Cárdenas 152 San Bartolo Atepehuacán México D.F. Tel. (+52) 333-4761

**Instituto de Investigaciones Eléctricas, Gerencia de Materiales y Procesos Químicos Tel. (+52) 7318-3811 Ext. 7087
Avenida Reforma No.113, Col. Palmira, 62040 Temixco, Mor., México

***Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM Tel. (+52) 5622-4054
Pasaje de la Investigación Científica s/n, 04510 México D.F.

RESUMEN

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de un estudio experimental realizado para la identificación y caracterización de la estructura vertical de la atmósfera en zonas tropicales con alta incidencia de radiación solar y elevado contenido de vapor de agua en la atmósfera. Para ello se realizó una campaña de radiosondeo atmosférico en las localidades de JOSÉ COLOMO, BELLOTE, JUJO y SUNUAPA del Estado de Tabasco (ubicadas al sureste de México), con una distribución espacial que cubre la zona marina, la planicie y la serranía en esta región. En cada uno de estos sitios se realizaron tres lanzamientos, a las 8:00, 12:00 y 18:00 horas (tiempo local), obteniéndose en cada caso los perfiles verticales de la temperatura de bulbo seco y de bulbo húmedo, de la presión y de la velocidad y dirección del viento. Con estos datos se determinaron los perfiles verticales de la humedad y la temperatura potencial virtual y se calcularon otros parámetros, como la altura de la capa de mezcla y los índices de estabilidad estática, entre otros. Además, fue posible realizar una cuantificación del efecto del flujo de calor sensible sobre el desarrollo de la altura de mezcla en condiciones convectivas, para las diferentes regiones consideradas (marina, planicie y serranía), así como el efecto de las características regionales sobre el gradiente vertical de temperatura en la capa de mezcla diurna.

Palabras clave: Dinámica atmosférica, altura de capa de mezcla, dispersión y meteorología tropical

Keywords: Atmospheric dynamics, mixed layer height, atmospheric dispersion and tropical meteorology

*Autor a quien debe dirigirse la correspondencia
(Recibido: Agosto 9, 2000.
Aceptado: Octubre 12, 2000)

La utilización de modelos de dispersión de contaminantes para la evaluación del impacto de emisiones sobre la calidad del aire constituye una herramienta importante para la toma de decisiones con relación a la definición e instrumentación de estrategias de control de la contaminación atmosférica. Para la aplicación de tales modelos, sin embargo, es necesario contar con información sobre la meteorología y micrometeorología de la zona de interés. Entre los datos necesarios para estos estudios se encuentran aquellos que se refieren a la estructura vertical de la atmósfera, particularmente a la altura de la capa de mezcla, parámetro que es influido por las características geofísicas de la región. En particular, el contenido de vapor de agua en la atmósfera influye en el balance energético de la atmósfera, ya que gran parte de la energía solar se convierte en calor sensible en lugar de calor latente. Esto se presenta en regiones secas, lo que implica un incremento de la temperatura y, por lo tanto, un desarrollo mayor de la altura de la capa de mezcla convectiva. En condiciones húmedas existe un mayor calor latente y se asocia con menores alturas de mezcla.

La altura de mezcla es un parámetro importante en la tarea de estimar el transporte de contaminantes a través de la atmósfera. Por eso es importante conocer la dinámica atmosférica bajo las condiciones tropicales (Schwede y Paumier, 1997). Esto se puede realizar por medio de la información que proporcionan los radiosondeos atmosféricos y, para el caso específico de esta investigación, fueron realizados en el Estado de

Tabasco, en México y sirvieron para conocer la estructura vertical de la atmósfera (extensión de las diversas zonas de la atmósfera) en regiones tropicales. Para ello, se midieron la intensidad y dirección del viento, las temperaturas ambiente y de bulbo húmedo y la presión. Con estas mediciones se identificaron la distribución vertical de la dirección e intensidad del viento y las condiciones térmicas de la atmósfera, que finalmente rigen el transporte de los contaminantes.

En México no es común realizar este tipo de mediciones y los pocos datos que se tienen son de algunas estaciones aeroportuarias y del Sistema Meteorológico Nacional. En la actualidad, estas mediciones se han hecho necesarias, ya que permiten caracterizar el comportamiento vertical de la atmósfera y conocer la dinámica atmosférica, información requerida por los modelos de dispersión de contaminantes. A falta de esta información, en algunas ocasiones, se emplean modelos ajustados para condiciones que no tienen nada que ver con lo que sucede en regiones tropicales. Esto puede ocasionar estimaciones inexactas del nivel y zonas de impacto ambiental en regiones tropicales. En este estudio se pudo comparar el efecto de la orografía y la geofísica sobre los perfiles de la temperatura potencial virtual y del viento, en regiones tropicales.

Para ello se realizaron lanzamientos de sondas en cuatro sitios, uno cerca del mar, otro en una región plana con vegetación abundante, otro en condiciones más secas y, por último, una zona con accidentes geográficos importantes. Con la información obtenida se pudo determinar la altura de mezcla convectiva e identificar la relación que existe con el flujo de calor sensible y el gradiente vertical de la temperatura.

METODOLOGÍA

Las radiosondas usadas en la campaña (Vaisala, 1998), del tipo RS80, cuentan con sensores que miden direc-

tamente la temperatura ambiente y la de bulbo húmedo, así como la presión atmosférica. La magnitud y dirección de viento son determinadas por medio de un sistema de navegación de satélites geoposicionales, GPS, por sus siglas en inglés - Geo Position System (Vaisala, 1996). Las señales de navegación, son detectadas por un módulo GPS111. Estas señales son enviadas al sistema receptor en tierra, el cual digitaliza la señal para calcular el vector de viento. Las radiosondas llevan consigo un radio transmisor el cual envía la señal registrada de los sensores a un sistema receptor. El sistema receptor DigiCORA II MW 15 (Vaisala, 1998) procesa los datos transmitidos a frecuencias de 400 a 406 MHz. El tiempo entre la recepción de la señal es de 1.2 a 1.8 segundos. La radiosonda se calibra por medio de un sistema de verificación GC23 (Vaisala, 1997), el cual consiste de una cámara de aluminio y un termómetro. La cámara contiene un material desecante para lograr que el sensor adquiera una humedad relativa de 0.0%. Cada radiosonda se acopló a un globo meteorológico.

Sitios de experimentación

Los lanzamientos de las sondas se llevaron a cabo en cuatro sitios: JOSÉ COLOMO (sitio 1), BELLOTE (sitio 2), JUJO (sitio 3) y SUNUAPA (sitio 4). En la Tabla 1 se presenta una relación de las fechas y horas de realización de los radiosondeos. En la Figura 1, se presenta la ubicación de los lanzamientos de las sondas.

JOSÉ COLOMO se localiza en la parte este del Estado de Tabasco. Las condiciones climatológicas durante el lanzamiento fueron de neblina muy ligera en la mañana, la cual rápidamente se despejó. Al mediodía prevaleció una alta radiación solar y vientos ligeros (2-3 m/s), existiendo en el ambiente una humedad relativa de 50 a 60%. Al atardecer, se tuvieron vientos ligeros con temperaturas agradables.

Tabla 1.

Definición de los sitios de lanzamientos de las sondas. Sitio 1 (José Colomo), Sitio 2 (Bellote), Sitio 3 (Jujo) y Sitio 4 (Sunuapa)

Punto	Fecha	Localización	Sondeo 1	Sondeo 2	Sondeo 3	Sondeo 4
1	2 Feb. 1999	17.96 N 92.46 W 30 m/MSL	08:24	13:08	17:56	No se determinó
2	3 Feb. 1999	18.42 N 93.16 W 10 m/MSL	08:19	12:20	17:41	No se determinó
3	4 Feb. 1999	17.87 N 93.50 W 40 m/MSL	08:06	11:54	18:15	No se determinó
4	5 Feb. 1999	17.59 N 93.30 W 80 m/MSL	08:29	10:12	11:38	17:17

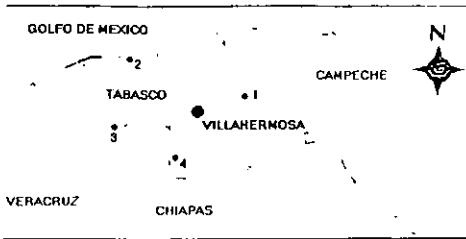


Figura 1. Localización de los sitios de lanzamiento de las radiosondas

El sitio BELLOTE está ubicado en la costa del Golfo de México, cerca del puerto de Dos Bocas, en el municipio de Paraíso. En la mañana, las condiciones fueron de cielo despejado con una fuerte radiación solar. Al mediodía la radiación solar fue alta, los vientos ligeros y la temperatura y humedad altas. Se presentaron al atardecer condiciones de cielo despejado.

JUJO está localizado al oeste de la ciudad de Villahermosa, capital del estado. El sitio se ubica en el municipio de Huimanguillo, que se encuentra rodeado de una vegetación abundante y de talla mediana (8 a 10 metros). En la mañana se presentó un denso banco de niebla que duró durante gran parte de la mañana. Posteriormente, se levantó este banco, dejando el cielo con nubes bajas. Se presentaron lluvias ligeras durante la tarde.

SUNUAPA está ubicado cerca de las montañas de la sierra norte del estado de Chiapas. En la mañana hubo nubes bajas con poca radiación solar y vientos fuertes. Al mediodía el cielo se despejó dejando incidir mayor radiación solar.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Figura 2 se muestra la trayectoria de un radiosondeo, que ejemplifica la influencia del campo de viento sobre el transporte de una pluma emitida en la atmósfera.

El análisis de los perfiles de la temperatura potencial virtual (θ_v) para la mañana, en los cuatro sitios, muestra que la atmósfera es estable (ver Figura 3). Al observar la tendencia del perfil, el cual tiene una pendiente positiva, indica que cerca de la superficie, la temperatura es más baja que en las partes más altas. Bajo estas condiciones se dice que la atmósfera está estratificada o que es estable. En este tipo de atmósferas no existen movimientos convectivos, condición que no ayuda a la dispersión de contaminantes en la atmósfera, es decir, ésta es una condición crítica.

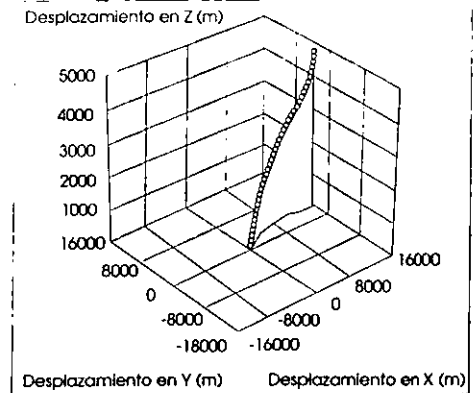


Figura 2. Representación de la trayectoria del radiosondeo en Jujo a las 17:17 horas

En la mañana, en los sitios COLOMO y BELLOTE existieron condiciones de alta incidencia solar y vientos ligeros, formándose una capa ligeramente inestable cerca de la superficie.

En el lanzamiento del mediodía (Figura 4) se presenta, en general, una tendencia inestable de la atmósfera. La pendiente del perfil de θ_v es negativa, indicando que existe convección natural. Esto crea turbulencia en la vertical (Gifford, 1976), otorgándole a la atmósfera una característica de inestabilidad. Esta condición no se observa en el tercer sitio de lanzamiento (JUJO), en el cual se presentaron condiciones de alta neblina hasta pasado el mediodía, existiendo poca convección térmica lo que provocó una atmósfera estable (Pasquill, 1976). Al observar y comparar los perfiles de la temperatura potencial virtual, obtenidos en la mañana (Figura 3) con los del mediodía (Figura 4), se puede apreciar que existe en este último una zona donde hay poca variación en el perfil, indicando la extensión de la zona convectiva, que corresponde la altura de la capa de mezcla, la cual es mayor en el medio día que en la mañana.

Este resultado se esperaba, ya que la evolución de la capa de mezcla se logra a través del incremento energético en la superficie. El lanzamiento de la tarde muestra un perfil con poca variación en θ_v con respecto a la altura. Esto se debe al desarrollo que ha tenido la capa de mezcla.

Durante la tarde, la atmósfera presenta un perfil adiabático, ya que al existir una homogeneidad en la temperatura, no hay un flujo convectivo, además a esta hora el sol deja de ejercer influencia en la elevación de la temperatura (Figura 5). Al revisar los perfiles verti-

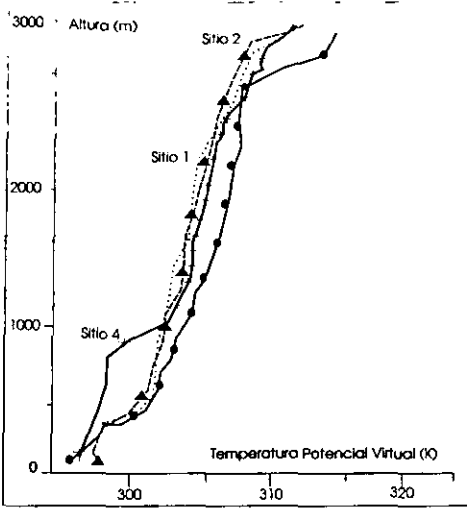


Figura 3. Perfil vertical de la temperatura potencial virtual en las mañanas (8:00 horas) ([...] Sitio 1, [Δ] Sitio 2, [•] Sitio 3, [+] Sitio 4)

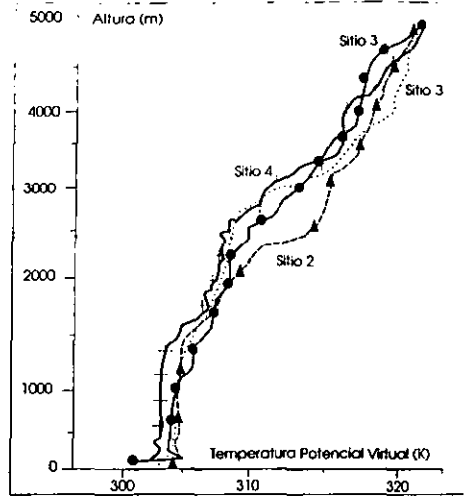


Figura 5. Perfil vertical de la temperatura potencial virtual en las tardes (18:00 horas) ([...] Sitio 1, [Δ] Sitio 2, [•] Sitio 3, [+] Sitio 4)

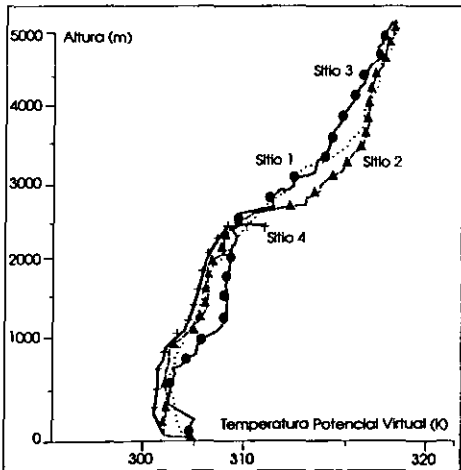


Figura 4. Perfil vertical de la temperatura potencial virtual al mediodía (12:00 horas) ([...] Sitio 1, [Δ] Sitio 2, [•] Sitio 3, [+] Sitio 4)

cales de la velocidad del viento, en la Figura 6 se muestra la estructura vertical de la intensidad del viento de los sitios durante la mañana. El perfil en los sitios 1 y 2, se aproxima a un perfil logarítmico hasta una altura de 500 metros, después de esta altura se observa variación en la intensidad del viento.

En el sitio 3, la intensidad del viento es baja, mostrando un perfil logarítmico menos pronunciado, esto debido al banco de niebla. En lo que respecta al sitio 4 (el cual está cerca de una zona montañosa), no se observa claramente un perfil logarítmico, la orografía juega un papel importante en el perfil vertical del viento. Al mediodía, la tendencia del perfil logarítmico, para los sitios 1 y 2, disminuye, debido a que entran en juego los movimientos convectivos en la vertical (Figura 7). La característica de vientos ligeros en el sitio 3 permanece, ya que persiste el banco de niebla. En lo que respecta al sitio 4, se mantiene el perfil observado en la mañana. En los radiosondeos de la tarde (Figura 8), los perfiles de viento en la vertical, presentan una tendencia logarítmica en los primeros 500 metros. Esto se debe a que durante la tarde cesan los movimientos convectivos y el movimiento es principalmente por efecto mecánico.

El perfil de la intensidad del viento por arriba de los 15 kilómetros muestra valores más altos en su magni-

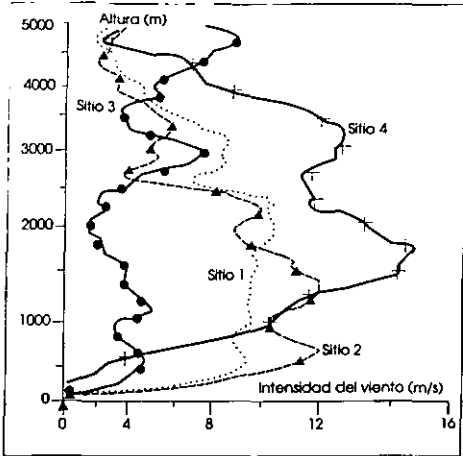


Figura 6. Perfil vertical de la intensidad del viento en las mañanas (8:00 horas ([...] Sitio 1, [▲] Sitio 2, [●] Sitio 3, [+] Sitio 4)

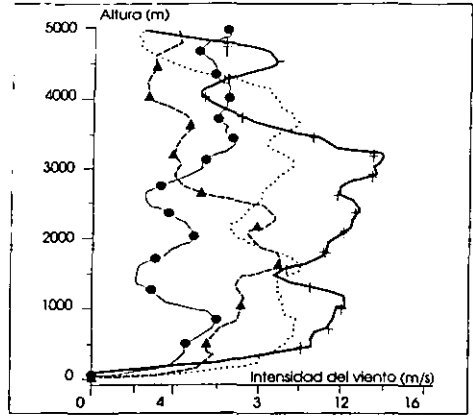


Figura 8. Perfil vertical de la intensidad del viento en las tardes (18:00 horas ([...] Sitio 1, [▲] Sitio 2, [●] Sitio 3, [+] Sitio 4)

tud que en la proximidad de la superficie, debido al efecto de fricción que existe entre la superficie y el movimiento de las parcelas de aire.

Con la información de la presión, temperatura ambiente y de bulbo húmedo, se estimaron los perfiles del contenido de vapor de agua en el aire y el de saturación en cada sitio (Figuras 9 y 10).

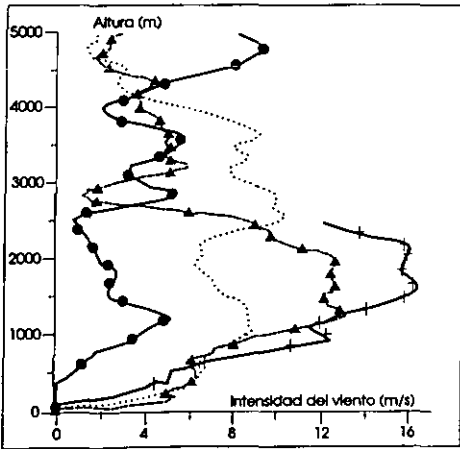


Figura 7. Perfil vertical de la intensidad del viento al medio día (12:00 horas ([...] Sitio 1, [▲] Sitio 2, [●] Sitio 3, [+] Sitio 4)

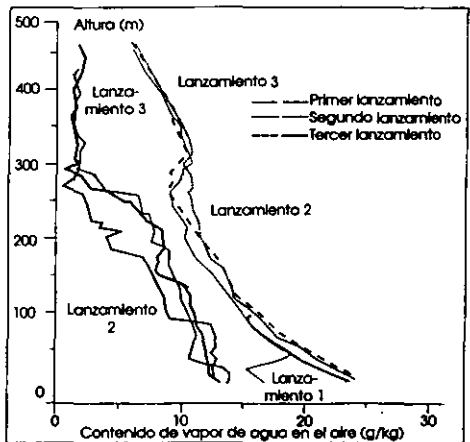


Figura 9. Perfiles verticales del contenido de vapor en el aire (izquierda) y saturado (derecha) en el Sitio José Colomo

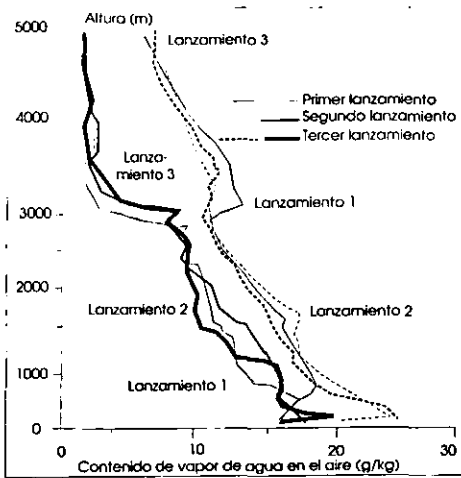


Figura 10. Perfil vertical del contenido de vapor en el aire (izquierda) y saturado (derecha) en el Sitio Jujo

En José Colomo, se observa una separación entre los distintos perfiles, existiendo la máxima aproximación entre la curva de contenido de vapor de agua y de saturación durante la mañana (lanzamiento 1), a una altura de 300 metros. Esto se debe a que el flujo calor ha hecho que el rocío de la mañana se caliente y se transporte por convección a partes más altas de la atmósfera, es decir, se está evaporando el rocío que se formó en la noche y en la madrugada. Conforme avanza el día, esta característica desaparece, ya que existe mayor nivel energético en la superficie, lo que hace que se distribuya el contenido de vapor verticalmente en la atmósfera.

En la Figura 10 se muestra el comportamiento del contenido de vapor de agua y el de saturación, para el sitio 3, donde existió el banco de niebla, se observa que en la mañana las dos líneas se juntan. Esto identifica claramente la zona de niebla, la cual se extiende cerca de 500 metros, ya que tienen el mismo comportamiento el contenido de vapor de agua en el aire con el de saturación.

Durante la tarde (lanzamiento 3), se presentaron ligeras lluvias, ocasionando que a baja altura existiese una separación del contenido de vapor con la de saturación. En el lanzamiento en la mañana, el perfil de θ_v tiene una característica estable (Figura 3); es decir, no existe un gradiente de temperatura que logre elevar a la parcela de aire cercana a la superficie. Esta estratificación de la atmósfera ocasiona que se acumule el conte-

nido de vapor agua en el aire, dando como resultado la formación de un banco de niebla fuerte a baja altura.

Con los datos de θ_v obtenidos de los radiosondeos se estimó la altura de la capa de mezcla, parámetro muy importante en la estimación del transporte de contaminantes. Para estimar la altura de la capa de mezcla en cada sitio se utilizó un modelo, que emplea la información de la temperatura potencial virtual. En la Tabla 2 se presentan las diferentes alturas de mezcla estimadas, la altura de mezcla promedio, fue de cerca de 1600 metros [Salcido et al., 2000].

Tabla 2.
Estimación de la altura de mezcla por sitios de lanzamientos de las sondas

Punto	Altura de Mezcla (m)		
	Sondeo 1 (8 a.m.)	Sondeo 2 (12 p.m.)	Sondeo 3 (6 p.m.)
José Colomo	385	1548	1767
Bellote	398	1100	1578
Jujo	281	1216	1208
Sunuapa	496	831	1632
	673 (10 a.m.)		

Se observa que, en la mañana, la altura de mezcla es baja (menos de 500m), debido a la baja intensidad en los movimientos convectivos. Al mediodía, la altura de mezcla ha crecido hasta 1500m. Durante la tarde (6 p.m.), la altura de mezcla está más desarrollada alcanzando un valor de 1700m. Estas alturas de capa mezcla resultan inferiores a las observadas en regiones con menor contenido de agua en la atmósfera.

Para estudiar esta característica se estimó, a partir de la altura de mezcla para cada uno de los sitios, el flujo de calor sensible (Figura 11), mediante la expresión de balance de energía en la atmósfera propuesta por Stull, en 1988:

$$\frac{dz_i}{dt} = 1.2 \frac{H_o}{\rho C_p \gamma}$$

donde:

$$\gamma = \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)$$

Utilizando el modelo de Van Ulden y Holtstg (1985):

$$H_o = \frac{(1 - \alpha) + \Gamma/S}{1 + \Gamma/S} (R_n - G) - \beta$$

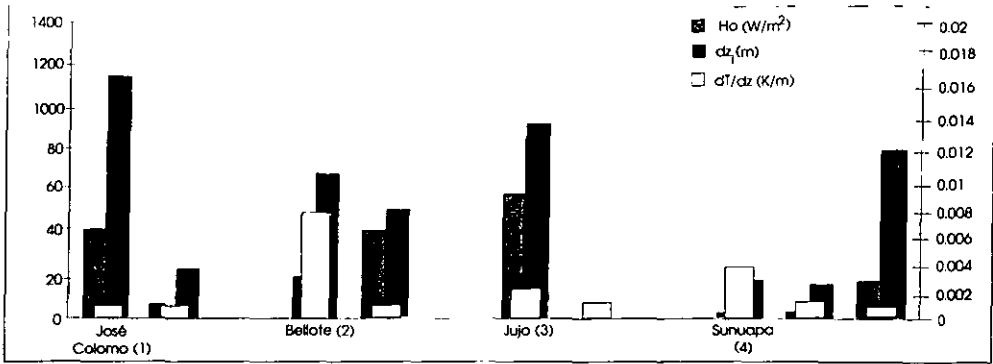


Figura 11. Efecto de las características geofísicas de los sitios en estudio sobre el flujo de calor sensible y la altura de mezcla

donde

S es el gradiente vertical de humedad específica y Γ es la constante psicrométrica

$G=0.1 Rn$, $\beta =20$, α tiene un valor que va de 0.1 a 0.3, para lugares secos y de 1.0 para sitios de alta humedad.

En estos modelos se observa el efecto del contenido de vapor de agua sobre el del flujo de calor sensible y éste, a su vez, en la evolución de la altura de mezcla convectiva. De las estimaciones se observa que valores altos de flujo de calor sensible implican un desarrollo mayor de la altura de mezcla. Esta situación se observa en regiones con una baja humedad, donde el flujo de calor mayor es el sensible en lugar del flujo de calor latente, por lo que todo el aporte energético se transforma en elevar la temperatura de las parcelas de aire próximas a la superficie, ocasionando un aumento de la altura de mezcla convectiva.

Con la información de los perfiles de temperatura potencial virtual, es posible caracterizar la atmósfera por medio de un índice de estabilidad denominado estático, s , el cual clasifica una atmósfera como inestable, neutra o estable (Hanna y col., 1977), a través de un factor que considera el gradiente de θ_v en la vertical:

$$s = \left(\frac{g}{T_v} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)$$

El índice de estabilidad s positivo indica una condición estable de la atmósfera. Como se muestra en la Figura 12, caso (a) y que corresponde a un perfil de θ_v

que tiene una pendiente positiva. Cabe hacer mención que este resultado se obtuvo en la mañana en el sitio denominado SUNUAPA.

La magnitud de s indicará la intensidad de la condición atmosférica. En el caso (b) se presenta un perfil de la θ_v el cual presenta poca variación, es decir, está uniformemente distribuida la temperatura, perfil que se aproxima a una condición adiabática o de atmósfera neutra. Bajo esta condición, el índice s tendrá un valor cercano a cero. Este perfil corresponde a la tarde del sitio BELLOTE. El caso (c) presenta un perfil de θ_v con pendiente negativa condición característica de una atmósfera inestable o convectiva y corresponde a un valor s negativo. Este resultado se presentó en el radiosondeo del mediodía en BELLOTE.

El análisis completo de los índices s muestra que en las mañanas existe predominancia de una atmósfera con características estables, al mediodía y debido a la alta incidencia solar se tiene una atmósfera inestable. En la tarde cuando se ha alcanzado el máximo calentamiento solar la atmósfera tiende a ser neutra o adiabática.

CONCLUSIONES

La información proporcionada por los radiosondeos permiten realizar diversos estudios, por ejemplo conocer la estructura vertical de la atmósfera, con el objetivo de definir las características del transporte de contaminantes en la zona de estudio (región tropical). Esta información es de suma importancia para los modelos de dispersión de contaminantes. Además, con esta técnica es posible evaluar la altura de mezcla, a través del perfil de la temperatura potencial virtual. Esta información permite inferir la dinámica atmosférica, la cual

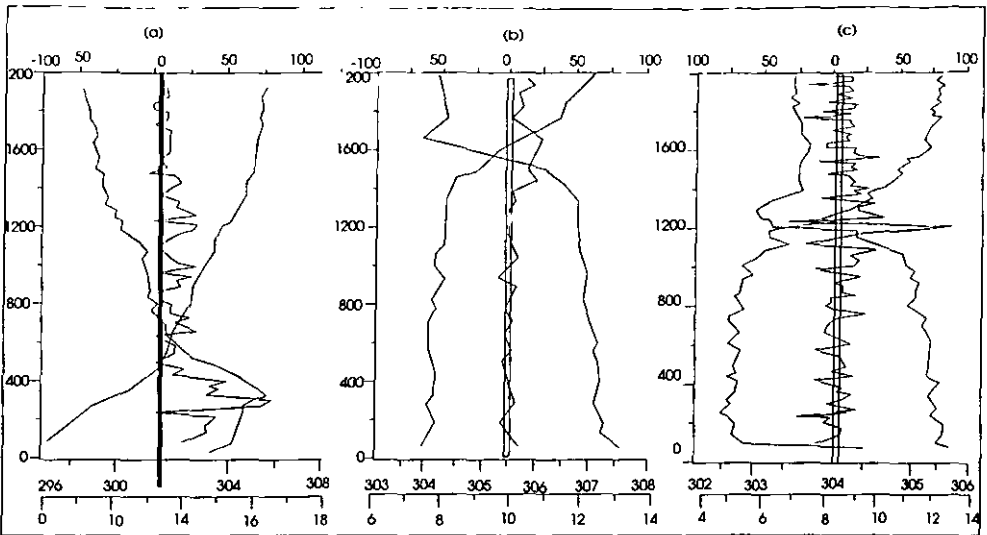


Figura 12. Perfil vertical de la temperatura potencial, humedad específica y e y el índice de estabilidad, caso (a) Estable, (b) Neutro y (c) Inestable

repercute en la dispersión de contaminantes. En este trabajo se presenta la comparación del efecto de flujo de calor sensible sobre la evolución de la altura de mezcla convectiva. El flujo de calor sensible, que es función de las condiciones geofísicas del lugar. Un valor alto de este parámetro (región seca) implica un mayor desarrollo de la altura de mezcla. En regiones tropicales de alta humedad se espera por lo tanto alturas de mezcla más bajas que en lugares secos. Además, con la información obtenida del radiosondeo es posible conocer la intensidad de los movimientos convectivos en la atmósfera, lo que permite caracterizarla. Estas son algunas de las posibilidades del uso de la información de los radiosondeos en la cuestión ambiental. Cabe hacer mención que estas mediciones y su aplicación en el área del transporte de contaminantes no se había realizado en zonas tropicales. Este trabajo busca incentivar este tipo de estudios en México. Además de lo anterior, la información obtenida por esta técnica es imprescindible en otras disciplinas (agricultura, navegación aérea, pronóstico de tiempo, etc). La experiencia adquirida en este estudio, recomienda realizar más campañas de radiosondeo para obtener un estudio más profundo sobre el comportamiento de la atmósfera en regiones tropicales, además es posible generar información valiosa para ser utilizada en los modelos de dispersión de contaminantes que se emplean en los estudios de impacto ambiental y zona de influencia.

NOMENCLATURA

Cp	Calor específico, cal/kg K
G	Radiación emitida por la superficie, W/m ²
g	Aceleración de la gravedad, m/s ²
GPS	Sistema de posicionamiento global, adim.
Ho	Flujo de calor sensible, W/m ²
MSL	Nivel medio con respecto al mar, adim.
N	Latitud Norte, adim.
Rn	Radiación neta, W/m ²
s	Índice de estabilidad estático, K
S	Gradiente vertical de humedad específica, kg _{H₂O} /kg _{aire} /m
T	Temperatura
Tv	Temperatura virtual, K
t	Tiempo, s
W	Latitud Oeste
z	Altura de la parcela de aire, m
z _i	Altura de la capa de mezcla convectiva M

LETRAS GRIEGAS

α	Constante empírica que vale de 0.1 a 0.3, para lugares secos y 1.0 para sitios de alta humedad, adimensional
β	Gradiente vertical de la temperatura, K/m ³
Γ	constante psicrométrica, kg _{H₂O} /kg _{aire seco}
ρ	Densidad, kg/m ³

θ_v Temperatura potencial virtual, K
 θ Temperatura, K

AGRADECIMIENTOS

A Petróleos Mexicanos, PEMEX, por los fondos proporcionados para la realización de estos estudios.

BIBLIOGRAFÍA

- Gifford, F.A. Jr. 1976. Turbulent Diffusion - Typing Schemes: A Review. *Nucl. Saf.*, 17:68-86.
- Hanna, S.R., Briggs, G.A., Deardorff, J., Egan, B.A., Gifford F.A. y Pasquill, F. 1977. AMS Workshop on Stability Classification Schemes and Sigma Curves - Summary of Recommendations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 58:1305-1309.
- Pasquill, F. 1976. Atmospheric Dispersion Parameters in Gaussian Plume Modeling, Part II. Possible Requirements for Change in the Turner Workbook Values. EPA-600/4-76-030b U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, North Carolina, EEUUA.
- Salcido, A., Sozzi, R., y Castro, T. 2000. Least squares variational approach to the convective mixing height estimation problem. *Comunicación personal*.
- Schwede, D. y Paumier, J. 1997. Sensitivity of the "Industrial Source Complex" model to input deposition parameters. *J. Appl. Met.*, 36:1096-1106.
- Stull, R. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers. Nueva York, EEUUA.
- Vaisala. 1998. DigjCORA II MW15, RS80, GPS111. *User's Guide*. Boston, Massachusetts, EEUUA.
- Vaisala. 1997. Ground Check Set GC23. *Instruction Manual*. Boston, Massachusetts, EEUUA.
- Vaisala. 1996. GPS Antena GA20. *Technical Manual*. Boston, Massachusetts, EEUUA.
- Van Ulden, A.P. y Holstag, A.A.M. 1985. Estimation of atmospheric boundary layer parameters for diffusion applications. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 24:1196-1207.

RADIACIÓN SOLAR Y EL TRANSPORTE DE CONTAMINANTES ATMOSFÉRICOS EN UNA REGIÓN TROPICAL

José L. López

Instituto Mexicano del Petróleo, Gerencia de Ciencias del Ambiente.

Eje central Lázaro Cárdenas 152 San Bartolomé Atepehuacán México D.F. Tel (5) 3334761 jlopezm@www.imp.mx

Alejandro Salcido

Instituto de Investigaciones Eléctricas, Gerencia de Materiales y Procesos Químicos

Avenida Reforma No. 113, Col. Palmira, 62240, Temixco, Morelos, México. Tel. (7) 3183811 Ext. 7087 salcida@iie.org.mx

Tejma Castro

Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

Circuito exterior de C. U., México D.F. CP 04510 Tel. (5) 6224054 tejma@servidor.unam.mx

• RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del análisis de parámetros meteorológicos convencionales y turbulentos obtenidos de una estación micrometeorológica ubicada en una región tropical en México (Veracruz), cuyas características de alta incidencia de radiación solar, así como un alto contenido de agua en la atmósfera, influyen en el transporte vertical de las parcelas de aire, y por lo tanto en la distribución de los niveles de concentración de contaminantes, tanto en la superficie como en la vertical. El presente estudio se enfocó en dos cuestiones: a) observar el comportamiento de los principales parámetros meteorológicos convencionales y turbulentos que se emplean para caracterizar la atmósfera y determinar la influencia de la radiación solar sobre ellas, y b) comparar la parametrización de Zannetti entre la estabilidad atmosférica y la Longitud de Monin-Obukhov con la fue obtenida en este trabajo.

• ABSTRACT

In this paper, we present some results obtained from the analysis of meteorological parameters (conventional and turbulent) measured in a micrometeorological station located in a tropical region in Mexico (Veracruz), whose characteristics of high incidence of solar radiation, as well as high water content in the atmosphere, may influence the vertical transport of the air parcels, and therefore the distribution of the concentration levels of polluting agents. This study was focused on two points: a) the behavior of the main conventional and turbulent meteorological parameters used to characterize the atmosphere and the influence of solar radiation on them, and b) the comparison of the Zannetti's parameterisation for the Monin-Obukhov length and atmospheric stability with one obtained in this work.

• INTRODUCCIÓN

La principal fuente de energía para casi todos los procesos atmosféricos la constituye la radiada por el sol hacia la tierra, cuyas longitudes de onda son del orden de 0.1 hasta 30 micrones (radiación ultra violeta, visible e infrarroja). Por otro lado la tierra y la atmósfera, al ser calentadas por el Sol, reemiten radiación pero en longitudes de onda más grandes (puramente radiación infrarroja). El flujo de energía variará con el ángulo de incidencia solar y por la atenuación de la radiación causada por la diversidad de fenómenos físicos y químicos que existen en la atmósfera. La intensidad de la radiación solar puede variar de valores de 400 a 500 w/m² en el Polo Sur hasta 1120 a 1170 w/m² en Hawaii. En

México la variación solar máxima va de 800 a 1100 w/m², dependiendo de la época del año y localización geográfica.

La turbulencia atmosférica, como otros fenómenos en la naturaleza, está bajo la influencia de la radiación solar, la cual es, de hecho, la principal fuerza generadora de turbulencia en la atmósfera. La turbulencia es un fenómeno muy importante y de alta aplicabilidad en distintas áreas del quehacer humano, desde la aeronáutica y el diseño de estructuras, hasta el transporte de contaminantes en la atmósfera, cuya importancia radica en la necesidad de conocer qué áreas de influencia o zonas de alto riesgo deben de ser reglamentadas, es decir, sirve de pauta para el desarrollo urbano y para que éste no se contraponga con la calidad de vida. En este sentido, los niveles de radiación solar en una zona, determinan, a través de la turbulencia que generan, el impacto ambiental de las emisiones de contaminantes en la atmósfera (ver figura 1).

Para identificar los niveles y zonas de impacto ambiental de ciertas emisiones se utilizan, generalmente, modelos de dispersión de contaminantes, los cuales son empleados para la generación de información que sirva para la toma de decisiones en cuanto a la evaluación de estrategias de control de emisiones contaminantes, para conocer la eficiencia de los dispositivos empleados para reducir emisiones, etc. Estas actividades, entonces, requieren que los resultados de los modelos de dispersión sean suficientemente confiables. Para ello se realizan esfuerzos a nivel mundial con el fin de conocer mejor el fenómeno de la dispersión atmosférica, así como para la caracterización de sus aspectos más importantes. En este sentido, la agencia de protección del ambiente de Estados Unidos (US-EPA) esta desarrollando una nueva generación de modelos de calidad del aire, y dentro de sus objetivos está el desarrollo de algoritmos que tomen en cuenta la turbulencia atmosférica, así como otros aspectos de la dinámica atmosférica.

Estos desarrollos van de la mano con el incremento en el conocimiento del proceso de la dispersión atmosférica. Los algoritmos de cálculo para ello toman en cuenta los resultados de Panořky, 1977, Hanna, 1989, Wicks, Perry, 1994, y Venkatram, 1997, entre otros, que han elaborado parametrizaciones del fenómeno de la dispersión atmosférica. Estos estudios, sin embargo, han sido obtenidos en campañas micrometeorológicas realizadas en regiones por arriba de las zonas tropicales, de tal suerte que no consideran las condiciones de radiación solar y humedad que prevalecen en las zonas tropicales, como es el caso de México.

La forma de caracterizar la atmósfera ha cambiando mucho en los últimos años, pasando del uso del concepto empírico, y un tanto



Figura 1. Representación del efecto de la turbulencia sobre el transporte en la atmósfera.

cuantitativo, de la categoría de estabilidad atmosférica introducido por Pasquill y Gifford en 1976, a la utilización de parámetros como la longitud de Monin-Obukhov y la velocidad convectiva de escala, entre otros. El concepto de estabilidad atmosférica de Pasquill y Gifford hace uso, en su definición, de variables meteorológicas convencionales como la velocidad del viento, la temperatura, la humedad relativa y la radiación solar, en términos de las cuales se busca determinar si la atmósfera se encuentra en condiciones inestables, neutras o estables. Este concepto se utilizó ampliamente, y durante mucho tiempo, en los modelos de dispersión de contaminantes. No obstante, a partir de 1991, la US-EPA ha impulsado una iniciativa para incluir en los modelos de dispersión los últimos avances en el conocimiento de la micrometeorología y en la caracterización de la atmósfera a partir de datos micrometeorológicos obtenidos en estaciones meteorológicas avanzadas que cuentan con sensores muy rápidos, tales como los termo-anemómetros ultrasónicos.

En México, sin embargo, la utilización de los nuevos modelos de dispersión de contaminantes resulta limitada por el hecho de que las estaciones meteorológicas existentes no cuentan aun con los sensores apropiados para la obtención directa de los datos micrometeorológicos necesarios. Esto ha motivado el desarrollo de metodologías y el establecimiento de parametrizaciones que permitan la estimación de los parámetros micrometeorológicos a partir de datos meteorológicos más o menos convencionales.

El presente estudio pretende resaltar la importancia del efecto de la radiación solar sobre la turbulencia atmosférica en las zonas tropicales, así como el poner de manifiesto las limitaciones de algunas parametrizaciones reportadas en la literatura con respecto a su aplicabilidad en las regiones tropicales, subrayando, de esta manera, la necesidad más y mejores investigaciones en esta área de la meteorología.

• METODOLOGÍA

Este estudio se realizó con datos meteorológicos obtenidos en una estación micrometeorológica avanzada recientemente instalada en Minatitlán, Veracruz. La base de datos analizada cuenta con información sobre diversos parámetros meteorológicos, tanto convencionales como turbulentos. Estos datos fueron estudiados para identificar los valores de las variables meteorológicas que son característicos de los diversos escenarios atmosféricos en regiones tropicales. La estación micrometeorológica cuenta un termo-anemómetro ultrasónico (ver figura 2), un termohigrómetro, un barómetro, un pluviómetro, un piranómetro y un radiómetro neto. El equipo ultrasónico es utilizado para monitorear el nivel de turbulencia atmosférica. El conjunto de sensores instalados en esta estación micrometeorológica, la hace una de las más avanzadas y completas en América Latina.

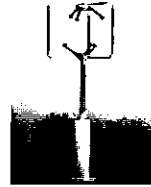


Figura 2. Sensor de turbulencia atmosférica (Anemómetro ultrasónico).

El análisis realizado consta de dos partes. En la primera, se estudia la evolución horaria de 42 días de información meteorológica, tanto convencional (intensidad del viento, temperatura, humedad relativa y radiación solar) como micrometeorológica (velocidad de fricción, flujo de calor sensible, longitud de Monin-Obukhov, velocidad de escala convectiva, temperatura de escala y energía cinética turbulenta), con el fin de comparar las tendencias de las variables meteorológicas bajo diferentes condiciones de la radiación solar, y buscando identificar el papel que juega la radiación solar en la capacidad de la atmósfera para la dispersión de contaminantes.

La segunda parte del estudio consistió en la determinación de los valores de las variables meteorológicas, tanto convencionales como turbulentas, que caracterizan a los distintos escenarios meteorológicos definidos por las categorías de estabilidad de Pasquill y Gifford. Para ello se elaboró un programa que busca todas las combinaciones posibles de valores de las variables meteorológicas, tanto convencionales como turbulentas que corresponden a cada uno de estos escenarios. Este análisis permitió establecer correlaciones entre las diferentes categorías de Pasquill-Gifford y los parámetros turbulentos, particularmente con la longitud de Monin-Obukhov. Por último se compararon los resultados del análisis anterior con los obtenidos por Zannetti en 1990 en otras regiones de la Tierra.

• RESULTADOS

A continuación se presentan las principales observaciones en cuanto a la radiación solar y la meteorología convencional. En la Figura 3 se presenta la tendencia estadística de la evolución diurna de la radiación global, en ella se observa el momento de máxima radiación solar, que, como era de esperarse, sucede después del

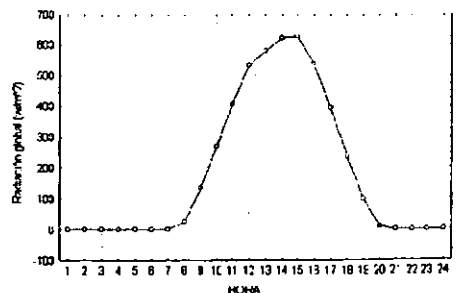


Figura 3. Análisis estadístico de la evolución horaria de la radiación global en el periodo de estudio.

medio día. De las figura 3 y 4 puede observarse que la velocidad del viento se incrementa cuando se incrementa la radiación solar; sin embargo, se observa también que el crecimiento de la velocidad del viento continúa aun después de que la radiación solar ha comenzado a disminuir. Esto muestra que los cambios en la velocidad del viento están relacionados más directamente con el calentamiento de la superficie terrestre y la posterior reemisión de energía por parte de ésta, que con la radiación solar misma.

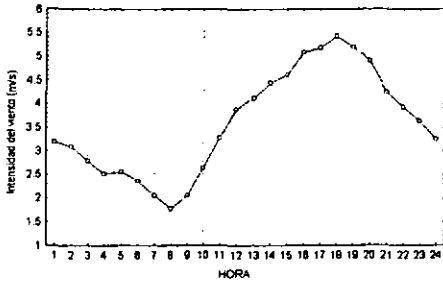


Figura 4. Análisis estadístico de la evolución horaria de la intensidad del viento en el periodo en estudio.

La figura 5 presenta la evolución horaria de la temperatura ambiente, la cual asciende en el día como consecuencia del incremento de la radiación solar y el consecuente calentamiento de la tierra. El incremento de la temperatura del aire crea, a su vez, un descenso en los niveles de la humedad relativa (figura 6), la cual registra su mínimo en los momentos de más alta radiación solar y de mayor actividad en la atmósfera. Estas observaciones son características de escenarios inestables o convectivos.

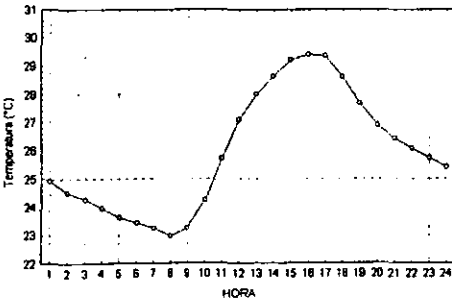


Figura 5. Análisis estadístico de la evolución horaria de la temperatura ambiente en el periodo en estudio.

En las figuras anteriores se observa claramente la influencia de la radiación solar sobre las variables meteorológicas convencionales (velocidad, temperatura y humedad). Finalmente, en la figura 7 se muestra la evolución horaria de la categoría de estabilidad atmosférica de Pasquill-Gifford, la cual ha sido determinada usando únicamente datos meteorológicos convencionales. Aquí puede observarse que en las horas de mayor insolación existe una atmósfera convectiva (muy inestable), la cual, a medida que disminuye la radiación solar, se torna más estable.

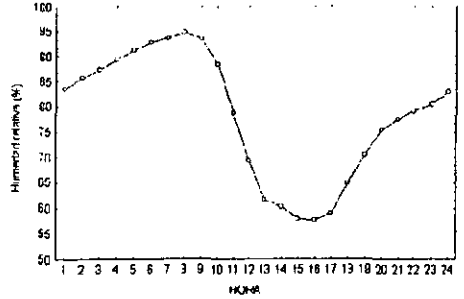


Figura 6. Análisis estadístico de la evolución horaria de la humedad relativa en el periodo en estudio.

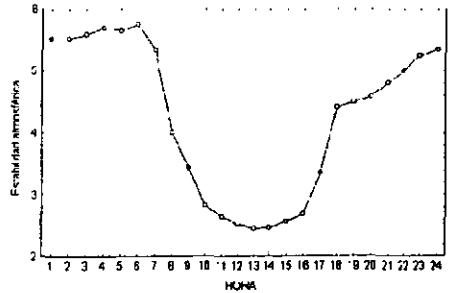


Figura 7. Análisis estadístico de la evolución horaria de la estabilidad atmosférica en el periodo en estudio.

En los párrafos siguientes se presenta la evolución horaria de los principales parámetros micrometeorológicos, los cuales fueron determinados directamente usando los datos primitivos del sensor ultrasónico de turbulencia instalado en la torre meteorológica de la estación anteriormente mencionada.

La figura 8 muestra la evolución diurna de la velocidad de fricción en el periodo en estudio. La velocidad de fricción es un concepto micrometeorológico que físicamente representa la transferencia del momento mecánico de las parcelas del aire de la horizontal hacia la vertical. La velocidad de fricción se determina a partir de las covarianzas entre las fluctuaciones de la componente vertical del viento y las fluctuaciones de las correspondientes componentes horizontales: $(u'w')$ y $(v'w')$ [Gifford, 1976]. Como puede observarse en la figura 8, este parámetro presenta un comportamiento muy similar al de la velocidad del viento (fig. 4) con respecto a la radiación solar.

En la figura 9 se presenta la correspondiente evolución diurna de la velocidad convectiva, la cual puede entenderse como una medida de la intensidad de los movimientos verticales debidos al fenómeno de convección natural, y se determina a partir de la covarianza entre las fluctuaciones de la componente vertical del viento y la temperatura $(w'T)$. Como puede observarse en la gráfica de la figura 9, este parámetro presenta una evolución similar a la de la radiación solar global, tiene un valor

prácticamente constante y cercano a cero durante las horas de la noche, crece y decrece siguiendo a la radiación solar, y toma su valor máximo poco después de los momentos de más alta insolación.

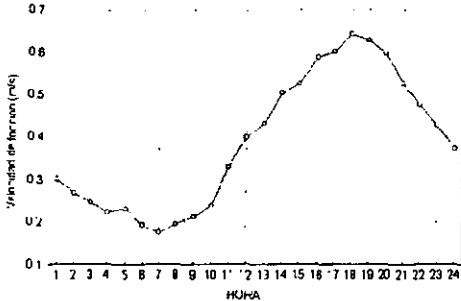


Figura 8. Análisis estadístico de la evolución horaria de la velocidad de fricción en el periodo en estudio.

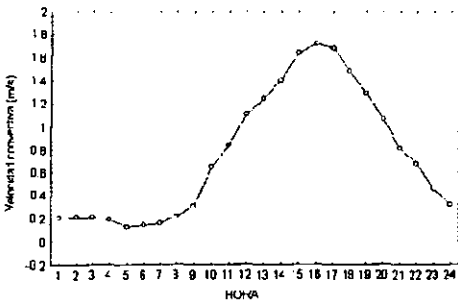


Figura 9. Análisis estadístico de la evolución horaria de la velocidad convectiva en el periodo en estudio.

Las velocidades de fricción y convectiva son indicadores de las contribuciones de origen mecánico y térmico, respectivamente, a la turbulencia atmosférica.

Las condiciones de estabilidad de la atmósfera en régimen turbulento pueden especificarse en términos de otro parámetro micrometeorológico: la longitud de Monin-Obukhov (LMO). El signo de este parámetro define si la atmósfera es inestable (-) o estable (+). Su magnitud determina la intensidad del escenario.

La evolución diurna de la longitud de Monin-Obukhov se presenta en la figura 10. En la gráfica puede observarse que los valores negativos de LMO ocurren durante las horas de luz del día, indicando condiciones atmosféricas inestables. Se observa también que el comportamiento de LMO es cualitativamente similar al de la estabilidad atmosférica de Pasquill-Gifford (fig. 7).

La atmósfera terrestre se comporta como una máquina térmica gigante que transforma la energía solar en movimiento del aire. La radiación solar que llega a la Tierra es absorbida parcialmente en la atmósfera, otra parte es reflejada por las nubes y partículas suspendidas en el aire, y otra más es reflejada directamente por el

suelo. A grandes rasgos, de la radiación neta que recibe la superficie terrestre, una parte se transmite al suelo y otra fracción sirve para la evaporación del agua (Flujo de Calor Latente). Una fracción de la energía absorbida en el suelo es devuelta a la atmósfera como radiación de onda larga (Flujo de Calor Sensible), la cual representa el aporte térmico del piso a la turbulencia atmosférica.

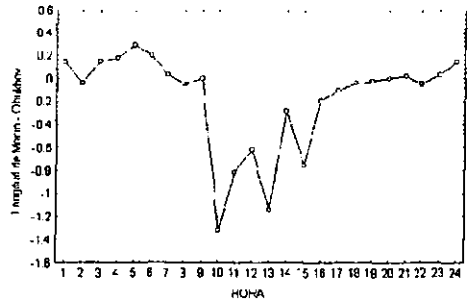


Figura 10. Análisis estadístico de la evolución horaria de la Longitud de Monin-Obukhov en el periodo en estudio.

En la figura 11 se muestra la evolución diurna del flujo de calor sensible, el cual presenta un comportamiento muy similar al de la velocidad convectiva. Esta similitud, sin embargo, era de esperarse, ya que ambos parámetros están definidos en términos de la covarianza entre las fluctuaciones de la componente vertical del viento y la temperatura ($w'T'$), el cual es, en realidad, el término medido por el sensor ultrasónico.

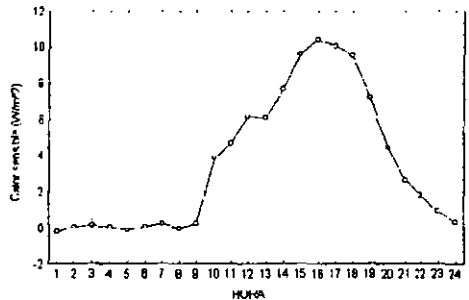


Figura 11. Análisis estadístico de la evolución horaria del flujo de calor sensible en el periodo en estudio.

La estrecha relación entre la radiación solar y la actividad atmosférica se observa también en la energía cinética turbulenta, cuya evolución horaria se muestra en la figura 12.

Las figuras anteriores presentan cualitativamente la influencia que existe entre la radiación solar y la dinámica atmosférica, específicamente para el caso de una región tropical.

Como se ha mencionado antes existen diferentes grados de insolación solar, debido a la localización geográfica y época del año.

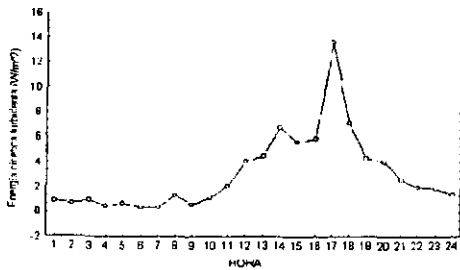


Figura 12. Análisis estadístico de la evolución horaria de la energía cinética turbulenta en el periodo en estudio.

En este sentido es importante conocer de qué manera la intensidad de la radiación solar se refleja en las parametrizaciones entre las variables micrometeorológicas y las variables meteorológicas convencionales que se han elaborado para regiones distintas a las tropicales, y que generalmente se utilizan para alimentar a los modelos de dispersión de contaminantes.

En la Tabla I se presentan los resultados del análisis de los diferentes escenarios meteorológicos (según la estabilidad de Pasquill-Gifford (P-G)) y los valores de los parámetros micrometeorológicos más representativos de dichas condiciones.

Tabla I. Resultados meteorología turbulenta.

Parámetro	A	B	C	D	E	F
σu min.	0.4	0.4	0.18	0.18	0.18	0.18
σu max.	1.8	3.6	3.6	3.6	2.1	3.6
σu prom.	0.95	1.05	1.4	1.18	1.05	0.66
σv min.	4	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2
σv max.	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1
σv prom.	1.1	1.1	1.24	1.04	0.94	0.63
σw min.	26	0.13	0.09	0.09	0.13	0.09
σw max.	65	1.0	1.1	1.1	1.0	0.65
σw prom.	0.45	0.48	0.65	0.58	0.53	0.25
σt min.	0.26	0.13	0.05	0.05	0.05	0.05
σt max.	0.78	1.2	1.2	1.2	1.0	0.78
σt prom.	0.48	0.51	0.48	0.33	0.28	0.27
U ^a min.	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
U ^a max.	0.70	0.7	1.05	1.05	1.05	0.7
U ^a prom.	0.26	0.33	0.51	0.47	0.45	0.20
Ho min.	0	0	-24	-24.2	-24	-24.2
Ho max.	28	21	24	28	24	18
Ho prom.	7.06	6.76	6.35	5.07	1.69	-0.46

Para cada uno de los escenarios meteorológicos de la Tabla I se identificó el valor correspondiente de LMO, construyéndose la gráfica de la figura 13, la cual muestra el comportamiento del inverso de LMO contra la categoría de estabilidad P-G (A=1, B=2, ..., F=6). En esta misma gráfica se ha incluido la correspondiente parametrización realizada por Zannetti en 1990 para regiones no tropicales. Como puede observarse, ambas parametrizaciones concuerdan bastante bien para el caso de condiciones inestables (atmósfera convectiva), pero presentan diferencias importantes para el caso de los escenarios estables (periodos nocturnos). Estas diferencias pueden tener su origen en los diferentes niveles de insolación y humedad, así como en los diferentes tipos de suelo que existen entre las regiones tropicales y las no tropicales, pues estos factores pueden contribuir a la prolongación de la generación de turbulencia de origen térmico hasta horas después de la puesta del sol.

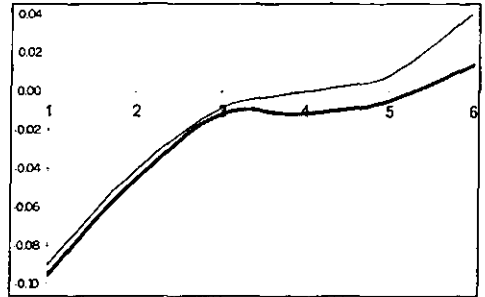


Figura 13. Comparación de la LMO, expresión de Zannetti y del análisis, para diferentes escenarios meteorológicos.

Las figuras 14 (a) y (b), presentan una comparación entre la parametrización de Zannetti y la correspondiente obtenida en este trabajo, entre el inverso de la LMO y la rugosidad superficial (z_0), para las diferentes categorías de estabilidad. En estas figuras, al igual que en la figura 13, se observa una buena similitud entre ambos resultados bajo condiciones inestables de la atmósfera, y diferencias importantes para los periodos estables.

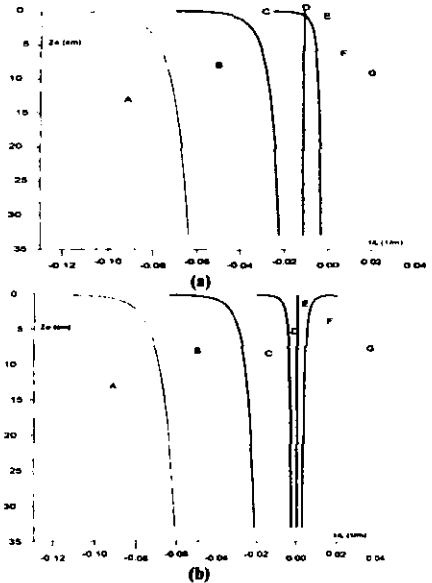


Figura 14. Comparación de la parametrización de la Longitud de Monin-Obukhov por tipo de estabilidad atmosférica. (a) Obtenida del estudio de micrometeorología en una región tropical (b) Obtenida por Zannetti en una región por arriba del trópico de Cáncer.

Estas observaciones, desde luego, ponen de manifiesto la necesidad de verificar, para el caso de las regiones tropicales, la validez de las diferentes parametrizaciones reportadas en la literatura para la estimación de parámetros micrometeorológicos (o turbulentos) a partir de los valores de los parámetros meteorológicos convencionales. Esto es un punto de importancia en países como México, donde la carencia de datos micrometeorológicos obliga a la utilización de tales parametrizaciones para la aplicación de los modelos de dispersión de contaminantes en los estudios de impacto ambiental.

• CONCLUSIONES

En este estudio, se presentó el resultado del análisis estadístico de la evolución horaria de variables meteorológicas convencionales y variables micrometeorológicas medidas simultáneamente en una región de alta incidencia solar. Los efectos de la radiación solar sobre la actividad atmosférica se observan claramente, tanto en el contexto de las variables meteorológicas convencionales como en el de las variables micrometeorológicas que caracterizan el estado de la turbulencia atmosférica. Los criterios para definir las condiciones de estabilidad de la atmósfera en ambos contextos se encontraron cualitativamente equivalentes, tal como se aprecia en las figuras 7 y 10; sin embargo, las parametrizaciones propuestas por Zannetti para relacionar el inverso de la LMO con la estabilidad atmosférica de P-G, por un lado, y con la rugosidad superficial, por el otro, presentan limitaciones importantes bajo situaciones atmosféricas estables (periodos nocturnos) en regiones tropicales. Esto es un punto de gran importancia que debe ser tomado en cuenta en países como México, donde la prácticamente nula disponibilidad de datos experimentales micrometeorológicos obliga al uso de preprocesadores meteorológicos basados en este tipo de parametrizaciones con el fin de construir las bases de datos meteorológicas requeridas para alimentar a los modelos de calidad del aire.

BIBLIOGRAFIA

1. Gifford, F.A., Jr. 1976. Turbulent Diffusion - Typing Schemes: A Review. *Nucl. Saf.* 17: 68-86.
2. Pasquill, F. 1976. *Atmospheric Dispersion Parameters in Gaussian Plume Modeling. Part II. Possible Requirements for Change in the Turner Workbook Values.* EPA-600/4-76-030b, U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, North Carolina, EEUUA.
3. Zannetti, P. "Air pollution modeling" . ComputationalMechanics Publications". 1990.
4. Venkatram A., "A parameterization of vertical dispersion of ground level releases". *J. Applied Meteorol.*, 36:1004-1015 (1997).
5. Panofsky, H.A. et al. "The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions". *Bound. Layer Met.* 11:355-361. 1977.
6. Hanna S.R. and R.J. Paine. "Hybrid Plume Dispersion Model (MPRM) development and evaluation." *J. Appl. Meteor.*, 28:206-224 (1989).
7. Perry, S.G., Et. Al.: *AERMOD: A Dispersion Model for Industrial Source Applications. Proceedings, Air And Waste Management Association 87th Annual Meeting and Exhibition, Paper 94-TA23.04. 1994*

Sensitivity analysis of AERMOD calculation algorithms with respect to the micrometeorological parameters in a tropical region

Paper # 192

José Luis López Martínez

Instituto Mexicano del Petróleo. Gerencia de Ciencias del Ambiente

Área de modelos de dispersión

Eje central Lázaro Cárdenas 152 San Bartolo Atepehuacan México D.F., México

Email: jlopezm@www.imp.mx

Alejandro Salcido

Instituto de Investigaciones Eléctricas. División de Energías Alternas

Gerencia de Materiales y Procesos Químicos

Av. Reforma No. 113, Col. Palmira, 62490 Temixco, Morelos, México

Email: salcido@iie.org.mx

ABSTRACT

Results of a sensitivity analysis performed on the atmospheric dispersion algorithms of AERMOD with respect to the turbulence parameters in a tropical region are presented. It is also discussed the AERMOD behavior under high moisture and solar radiation meteorological conditions. The sensitivity analysis was carried out running AERMOD under different meteorological scenarios characteristic of a tropical region. Each one of the meteorological parameters, such as wind speed, temperature, friction velocity, convective velocity, Monin-Obukhov length, sensible heat flux, vertical gradient of temperature, and mixing height, was perturbed around a reference meteorological scenario. For each reference scenario, it was considered 37 perturbation levels. The sensitivity analysis shows that wind speed, friction velocity and convective scale velocity are the most relevant meteorological parameters in the AERMOD estimation of the spatial distribution of the pollutant concentration. Although in a minor degree, it was found that Monin-Obukhov length is also important because it defines which algorithm would be used in according to the prevailing stability conditions. The AERMOD capability to simulate correctly the atmospheric dispersion phenomenon in a tropical region was evaluated by comparing the AERMOD estimates with air quality experimental data. In this case, the AERMOD simulations were carried out using micrometeorological data and sulfur dioxide emission rates measured in situ. The air quality monitoring sites were located downwind from the source within a region where no other sulfur dioxide sources exist. Comparison between the model estimates and air quality data indicates that AERMOD can be considered as a good tool to evaluate the environmental impact in a tropical region.

INTRODUCTION

AERMOD is a relatively recent gaussian dispersion model recommended by the US-EPA for air quality assessment. The main feature of AERMOD is that its calculation algorithms use atmospheric turbulence data to evaluate the dispersion parameters required by the gaussian formulae to estimate the spatial distribution of the air pollutant concentrations¹². Former dispersion models used only the Pasquill-Gifford stability category concept as a first and simple attempt to characterize the wide spectrum of atmospheric boundary layer micrometeorological conditions. Instead, in the AERMOD algorithms, the dispersion parameters are evaluated using parameterizations which involve turbulent variables such as friction velocity (u^*), convective scale velocity (w^*), sensible heat flux (H_0), scale temperature (T^*), and Monin-Obukhov length (L)¹¹. However, these micrometeorological variables assume values strongly dependent on the state of atmospheric turbulence, and it could be possible that not all the parameterizations used in AERMOD to evaluate the dispersion parameters be quit appropriate for any meteorological conditions². This doubt increases, in particular, when considering the meteorological conditions that prevail in tropical regions where high values of moisture and solar radiation are found very frequently. On another hand, a simple analysis of the information flow through the AERMOD calculation algorithms reveals that all the turbulence parameters above mentioned play roles with very different levels of relevance in estimating the pollutants dispersion³. These observations suggest strongly the need of evaluating the sensitivity, stability and performance of the AERMOD algorithms with respect to perturbations in the micrometeorological variables. This is of particular interest when one is concerned in applying the AERMOD model to assess air quality in tropical zones¹. In this paper, the results of a sensitivity analysis of the AERMOD dispersion algorithms with respect to the turbulence parameters are presented. It is discussed for a Mexican tropical locality where high moisture and solar radiation meteorological conditions prevail⁶.

METHODOLOGY

An analysis of the information flow through the AERMOD calculation algorithms shows that the turbulence variables more relevant to the estimation process of the dispersion parameters are the friction and convective velocities. It also shows that in the AERMOD model are used different parameterizations to estimate the dispersion parameters in according to the prevailing meteorological conditions. In each particular meteorological situation, one of these parameterizations is selected by using only the sign of Monin-Obukhov length as a switching parameter. The meteorological inputs required by AERMOD, however, involve other turbulence parameters, such as sensible heat flux, scale temperature, mechanical and convective mixing heights, and the vertical gradient of temperature, which seem to be not so relevant to the model estimations. These observations suggested the need of performing a sensitivity analysis of AERMOD in order to evaluate precisely the involvement level in the model of each one of the micrometeorological parameters used to characterize the state of the atmospheric turbulence¹⁰.

The sensitivity study reported in this paper was performed by considering a set of reference meteorological scenarios (RMS)⁴ that were found prevailing in the Mexican locality of Minatitlán (Veracruz, Mexico) during the period from March 5 to May 7, 1998. Minatitlán is a tropical site located in the Mexico's East-South-East region, 20 km far from the Gulf of

Mexico. The set of RMS was identified by means of a statistical analysis of data measured in a micrometeorological station installed on the roof of a 15m-height building. The meteorological sensors, including an ultrasonic anemometer-thermometer and other conventional meteorological sensors, were installed on a 10m tower. The Kelvin temperature (T) and the wind velocity components (u, v, w) were measured by the ultrasonic anemometer with a 10 Hz sampling rate. Using the turbulent fluctuations of temperature and wind velocity components, the friction velocity (u^*), sensible heat flux (H_0), scale temperature (T^*), Monin-Obukhov length (L), turbulent kinetic energy (TKE) and mechanical mixing height (Zimec) were calculated. The conventional meteorological sensors were measuring wind speed, wind direction, net and global solar radiation, pressure, temperature and relative humidity with a 1 Hz sampling rate. The one-hour average values of all variables were included in the meteorological database. Hourly values of convective mixing height were also included in the meteorological database, but they were estimated using the Gryning-Batcharova model⁵.

In this work, six RMS were considered, one for each one of the Pasquill-Gifford stability classes and taking in account convective, stable and neutral atmospheric conditions. Each one of the RMS was identified by two sets of values: those of the Ordinary Meteorological Parameters (OMP) and those of the Micrometeorological Parameters (MMP). It was assumed that all the input parameters required by the AERMOD model could vary independently, and then, for each reference scenario $E_k = \{OMP, MMP\}$, it was defined a set of perturbed scenarios $\{E'_k\}$ by perturbing separately the OMP and MMP inputs around their reference values, but still keeping them within intervals meteorologically realistic.

For each one of the RMS, there were explored 37 perturbation levels, each one with a perturbation fraction (f) ranging from -1.0 to 1.0 for a given variable. The specific perturbation fractions were -0.90, -0.80, -0.70, -0.60, -0.50, -0.40, -0.30, -0.20, -0.10, -0.09, -0.08, -0.07, -0.06, -0.05, -0.04, -0.03, -0.02, -0.01, 0.00, 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05, 0.06, 0.07, 0.08, 0.09, 0.10, 0.20, 0.30, 0.40, 0.50, 0.60, 0.70, 0.80, 0.90, and 1.0. The variables considered were: wind velocity, temperature, friction velocity, convective velocity, Monin-Obukhov length, sensible heat flux, vertical gradient of temperature, and mixing height (mechanical and convective).

For the purposes of the sensitivity analysis, it was considered a virtual emission scenario defined by one SO₂ point source located at the site of the meteorological campaign and with an emission rate of 812.37 g/s. The stack height and diameter were 36.5 m and 3.1 m, and the emission velocity and temperature were 9.36 m/s and 670 K, respectively. In addition, roughness length, Bowen ratio and albedo were assumed constant in the simulations, with values of 0.75, 1.5 and 1, respectively.

By assuming always the same emission scenario, AERMOD was applied to calculate the concentration spatial distribution along the wind direction for each one of the RMS and its related perturbed meteorological scenarios. Then, the normalized sensitivity³ μ_{kj} of AERMOD with respect the meteorological variable X_{kj} around the scenario E_k was defined as follows:

$$\mu_{kj} = \frac{\left(\frac{\delta C_{kj}}{C_t} \right)}{\left(\frac{\delta X_{kj}}{X_{kj}} \right)}$$

where C_k is the concentration value obtained with the reference meteorological scenario E_k , and δC_{kj} is the deviation from C_k as obtained when the variable X_{kj} is perturbed to the value $X_{kj} + \delta X_{kj}$ from its reference value in the scenario E_k . The normalized sensitivity was used because it makes possible the comparison of the effects due to different physical parameters with different orders of magnitude^{8,9}. This allows the comparison of the relative relevance of the different micrometeorological variables involved in the concentration estimation by the model.

In Table 1, the values of the meteorological and micrometeorological variables that define the reference meteorological scenarios (convective, stable and neutral) here considered are presented. The meteorological parameters listed in Table 1 are those ones that were perturbed to evaluate their effect on the AERMOD concentration estimation.

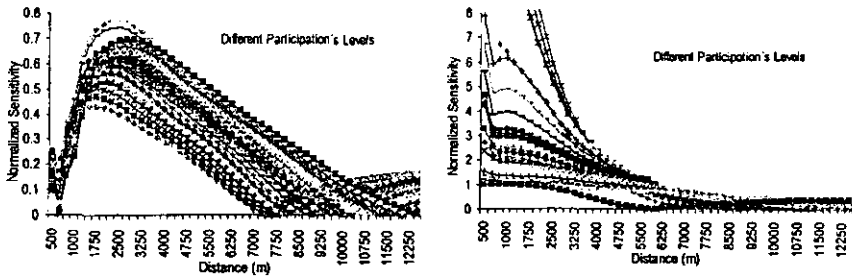
Table 1. Meteorological parameters used to characterize the atmospheric scenarios in a tropical zone.

Parameter (1-hour average value)	Strongly unstable	Moderately unstable	Weakly unstable	Neutral	Weakly stable	Moderately stable
V: Wind speed (m/s)	1.640	2.830	5.600	5.400	3.900	2.220
T: Temperature (°C)	28	27	28	27	26	25
Rg: Global radiation (W/m ²)	730	543	528	270	46	29
HR: Moisture (%)	58	70	62	72	80	79
uv: Standard deviation of u wind component (m/s)	0.950	1.050	1.400	1.180	1.050	0.660
vw: Standard deviation of v wind component (m/s)	1.100	1.100	1.240	1.040	0.940	0.630
ow: Standard deviation of w wind component (m/s)	0.450	0.480	0.650	0.580	0.530	0.250
σt: Standard deviation of temperature (°C)	0.480	0.510	0.480	0.330	0.280	0.270
u*: Friction velocity (m/s)	0.260	0.330	0.510	0.470	0.450	0.200
Ho: Sensible heat flux (W/m ²)	7.060	6.760	6.350	5.070	1.690	-0.460
L: Monin-Obukhov length (m)	-10.444	-22.212	-87.779	-85.734	-224.618	72.205
T*: Scale temperature (K)	-0.497	-0.375	-0.228	-0.197	-0.069	0.042
Zi: Convective mixing height (m)	2500	1493	980	548	201	80
w*: Convective velocity (m/s)	2.189	1.820	1.546	1.184	0.589	-0.281
Bowen Ratio	0.700	0.600	0.500	0.400	0.300	0.200
dT/dZ: Temperature vertical gradient (°C/m)	0.005	0.010	0.015	0.022	-9.0000	-9.0000
Zimec: Mechanical mixing height (m)	304	436	837	741	694	205

RESULTS

From the sensitivity analysis above described, it was found that the turbulence variables which are more relevant to the AERMOD estimations are the friction and convective velocities, while the more important ordinary meteorological variable is wind speed. Other important parameters were the convective and mechanical mixing heights. The quantitative influence of these variables was found dependent of the prevailing meteorological conditions. In fact, as it is shown in Figure 1, as a consequence of the different meteorological parameterizations used in AERMOD for different stability scenarios, the normalized sensitivity, as a function of distance from the emission source, presents different trends for convective and stable scenarios.

Figure 1. Normalized sensitivity as a function of distance from the emission source for convective (left) and stable (right) scenarios.

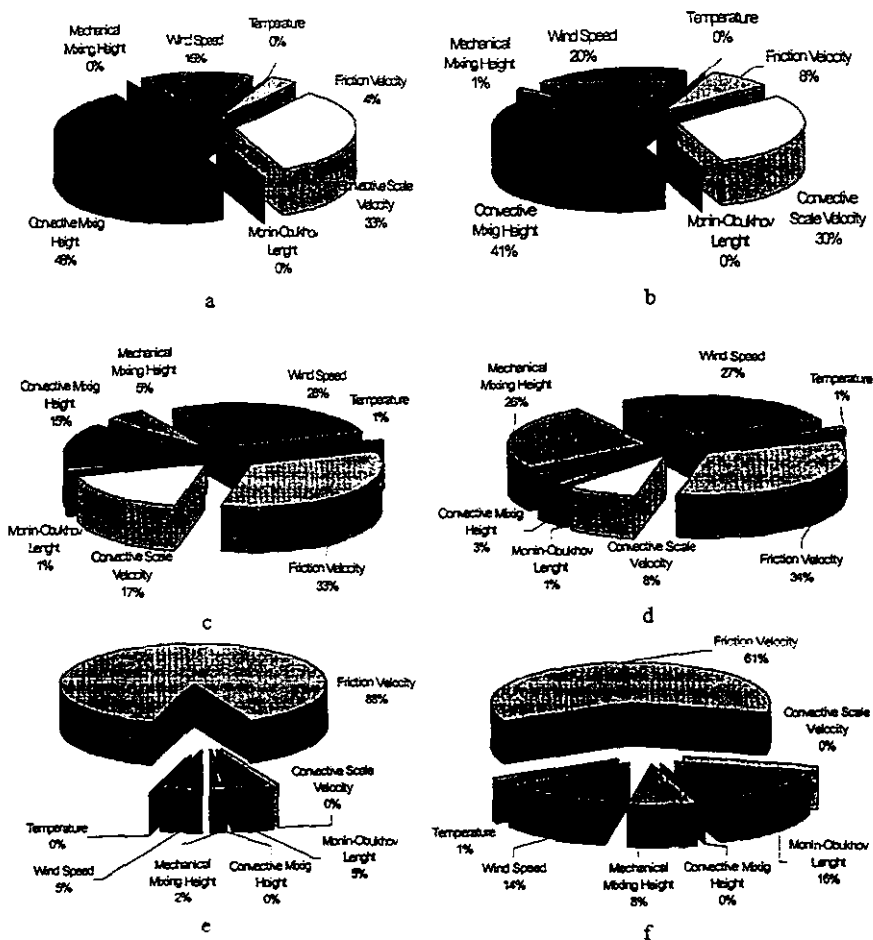


In the pie charts shown in Figure 2, for all the atmospheric scenarios described in Table 1, it is presented the weight of the influence (or participation level) of each one of the micrometeorological variables involved in the AERMOD estimation of the pollutants atmospheric dispersion. The same results are resumed in Table 2.

Table 2. Participation levels (in %) of the micrometeorological variables involved in the AERMOD estimation of the pollutants atmospheric dispersion.

Parameter	Strongly unstable	Moderately unstable	Weakly unstable	Neutral	Weakly stable	Moderately stable
Convective Mixing Height	48	41	15	3	0	0
Convective scale velocity	33	30	17	8	0	0
Wind Speed	15	20	28	27	5	14
Friction Velocity	4	8	33	34	88	61
Mechanical Mixing Height	0	1	5	26	2	8
Monin-Obukhov Length	0	0	1	1	5	16
Sensible Heat Flux	0	0	0	0	0	0
Temperature	0	0	1	1	0	1
Vertical Gradient of Temperature	0	0	0	0	0	0
	100	100	100	100	100	100

Figure 2. Participation levels of the micrometeorological parameters involved in the AERMOD estimation of atmospheric dispersion of pollutants. Cases: (a) strongly unstable, (b) moderately unstable, (c) weakly unstable, (d) neutral, (e) weakly stable, (f) strongly stable.



In Table 2, for unstable (or convective) atmospheric scenarios, it is observed that the variables with the highest participation levels were those related with the thermal contribution to the generation of atmospheric turbulence (convective mixing height and convective velocity). For stable scenarios, instead, the variables associated with the mechanical generation of turbulence, such as friction velocity and mechanical mixing height, were found to be the more relevant. For neutral atmospheric conditions, the variables with the highest participation levels were friction velocity, wind speed and mechanical mixing height. For the unstable scenarios, the participation levels of convective mixing height and convective scale velocity decrease gradually from strongly to weakly unstable conditions and they become negligible when the atmospheric conditions become stable.

On the other hand, the participation level of friction velocity increases from strongly unstable to weakly stable scenarios, but it decreases when jumping from weakly to moderately stable conditions. Friction velocity, however, seems to be the most important parameter in the AERMOD estimations during stable conditions (with participation levels of 88% and 61% for weakly and moderately stable scenarios, respectively).

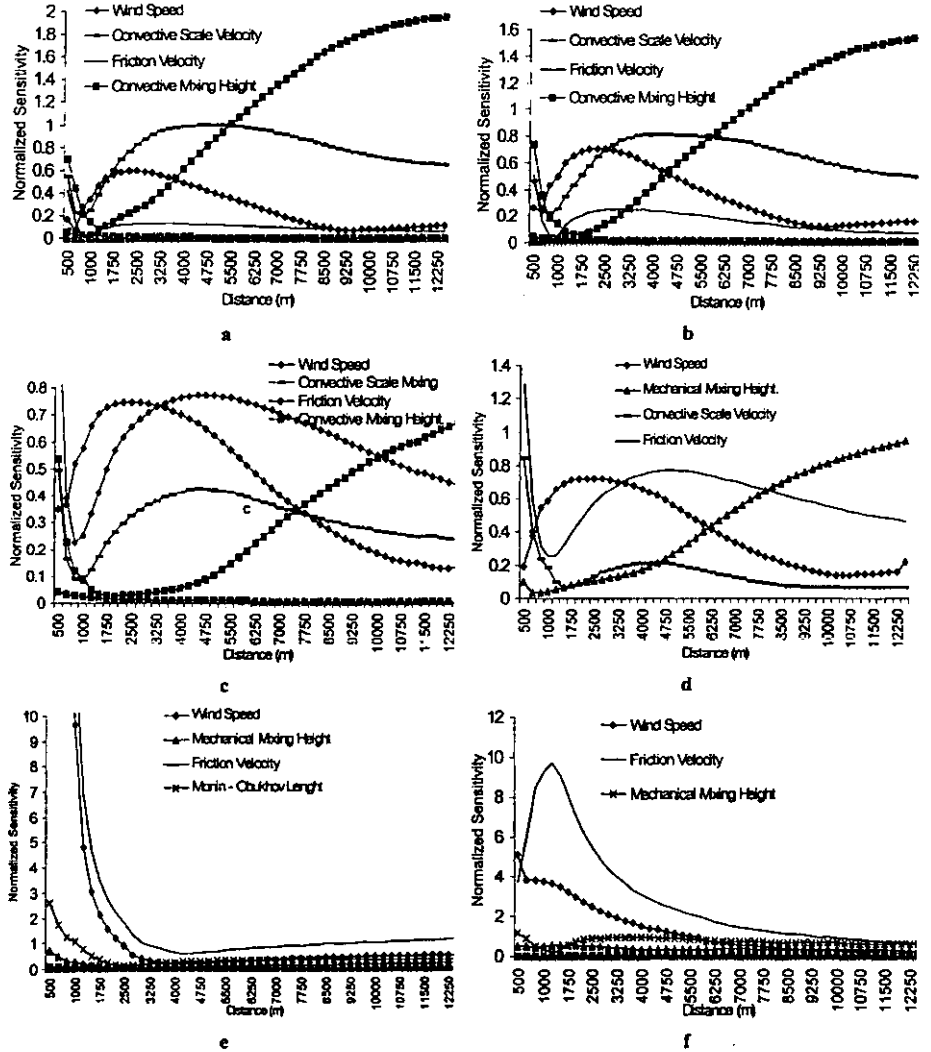
Mechanical mixing height has a very weak participation in general, except during neutral conditions. Monin-Obukhov length plays a particular role as a switching parameter that defines if the atmospheric scenario belongs to the unstable, neutral or stable case, with exception in the case of stable conditions, when it is used also to estimate the corresponding dispersion parameters. Due to the gaussian nature of the model, wind speed plays always an important role in AERMOD estimations. Sensible heat flux and the vertical gradient of temperature were found to be non relevant to the model estimations; in fact, the participation level for each one of these micrometeorological parameters was found null for all the atmospheric scenarios considered in this work.

In Figure 3, for all the atmospheric stability scenarios above described, were included plots of the normalized sensitivity (averaged over all the perturbation levels) as a function of distance from the emission source. For each atmospheric scenario, it was only considered the normalized sensitivity with respect to the most relevant micrometeorological variables. As it is observed in this figure, under unstable atmospheric conditions, the normalized sensitivity with respect to the convective mixing height increases with distance.

This behavior indicates that mixing height will be a very important parameter in the AERMOD estimations for long distances from the emission source. Sensitivities with respect wind speed and friction velocity start with an increasing behavior up to a maximum value, which appears near the 4500m; continuing with decreasing trend.

The wind speed and friction velocity behaviors under unstable conditions indicates that the AERMOD estimations near the emission source will be strongly influenced by these two parameters, but particularly by wind speed. Comparison of the micrometeorological variables trends for unstable and stable conditions show that there exist two kinds of estimation algorithms in AERMOD, one for each class of atmospheric scenarios. However, it was found that the transition from one to the other one class of atmospheric scenarios occurs very abruptly.

Figure 3. Normalized sensitivity (absolute value) of AERMOD estimation algorithms as a function of distance from the emission source for different atmospheric scenarios. Cases: (a) strongly unstable, (b) moderately unstable, (c) weakly unstable, (d) neutral, (e) weakly stable, (f) strongly stable.



In addition to the sensitivity analysis, the AERMOD capability to simulate correctly the atmospheric dispersion phenomenon in tropical regions was evaluated by comparing its estimates with air quality experimental data. The AERMOD simulations were performed with meteorological data and sulfur dioxide emission rates measured in situ in three industrial complexes located at Salina Cruz (Oaxaca, Mexico), Salamanca (Guanajuato, Mexico), and Cadereyta (Nuevo Leon, Mexico). At each site, multiple stacks were considered. In Figure 4 (left), the relative stack locations of the Cadereyta industrial complex are shown. Their stack heights and diameters, emission rates, and exit velocities and temperatures are described in Table 3.

Figure 4. Spatial distribution of the emission sources (left) and monitoring sites (right) in the Cadereyta industrial complex.

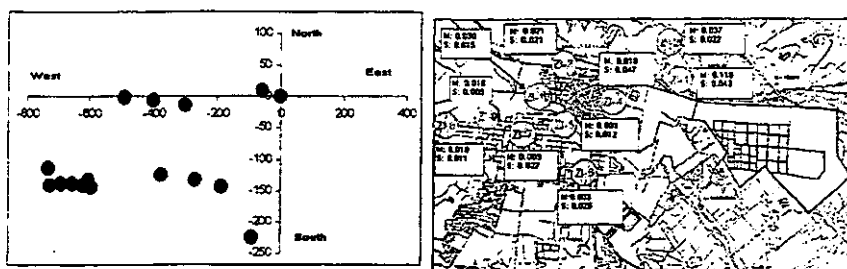


Table 3. Physical and emission characteristics of the Cadereyta stacks.

Source Point	HS (m)	TS (K)	VS (m/s)	DS (m)	SO ₂ (g/s)	X (m)	Y (m)
1	33.2	678.0	6.2	1.2	1.443	-733.1	-114.6
2	33.2	589.0	10.1	1.2	1.389	-729.1	-141.2
3	33.2	557.0	5.1	1.2	0.924	-693.1	-137.8
4	33.2	602.0	8.4	1.2	1.154	-655.6	-138.6
5	32.2	614.0	7.1	1.0	0.764	-489.9	-0.8
6	32.2	630.0	8.2	1.0	0.888	-399.5	-5.3
7	29.5	533.0	3.8	0.9	0.316	-594.1	-144.3
8	91.0	540.0	8.6	2.3	44.009	-621.5	-141.8
9	53.0	439.0	10.7	3.0	305.591	-55.4	9.0
10	53.0	447.0	9.7	3.0	274.82	0.0	0.0
11	58.0	613.0	7.3	4.0	234.963	-296.0	-13.1
12	68.0	736.0	5.5	2.3	15.817	-372.9	-124.8
13	64.5	696.0	3.3	5.3	17.840	-266.4	-131.9
14	71.0	656.0	2.3	3.6	4.360	-186.5	-143.2
15	86.2	777.0	11.1	4.6	68.372	-90.1	-225.0
16	37.9	587.0	1.7	4.5	5.939	-604.7	-131.9

HS = Stack Height, TS = Exit Temperature, VS = Exit Velocity, DS = Stack Diameter, (X,Y) = Relative Coordinates

The meteorological and air quality data were obtained with a mobile monitoring station, which was successively located downwind the emission sources, along the prevailing wind direction, at distances ranging from 1 to 11 km, within a region where no other sulfur dioxide sources were found. In Cadereyta, it was considered a total of 10 monitoring sites, while in Salina Cruz and Salamanca were considered only 2 and 1 sites, respectively. In Figure 4 (right), it is shown the relative spatial distribution of the Cadereyta air quality monitoring sites. In this figure, for each monitoring site, it was included the measured (M) and simulated (S) SO₂ (ppm) concentration values. As it is required by the air quality Mexican regulations for sulfur dioxide, 24-hour average values were reported. In Table 4, the maximum, minimum, and 24-hour average values of the measured and simulated SO₂ concentrations are listed.

Table 4. Measurements and AERMOD estimations of sulfur dioxide concentrations at the Cadereyta monitoring sites. Time period: July 23 – August 14, 1998.

Monitoring Site	MEASUREMENT (ppm)			AERMOD (ppm)		
	Minima	Maxima	24-hour average	Minima	Maxima	24-hour Average
1	0.000	0.396	0.110	0.000	0.259	0.043
2	0.000	0.449	0.037	0.000	0.403	0.022
3	0.001	0.096	0.021	0.000	0.261	0.021
4	0.002	0.039	0.018	0.000	0.101	0.047
5	0.000	0.005	0.001	0.000	0.222	0.012
6	0.001	0.01	0.003	0.000	0.314	0.026
7	0.000	0.085	0.009	0.000	0.027	0.027
8	0.000	0.146	0.010	0.000	0.120	0.011
9	0.001	0.107	0.018	0.000	0.061	0.009
10	0.002	0.092	0.030	0.000	0.189	0.015

CONCLUSIONS

Results of a sensitivity analysis of algorithms that the AERMOD uses to estimate the atmospheric dispersion of air pollutants were reported. These results show that friction and convective velocities are the most relevant micrometeorological parameters involved in the AERMOD estimation algorithms. Although Monin-Obukhov length is also involved, it plays its main role as a switching parameter to select the appropriate parameterization to calculate the dispersion parameters, according to the prevailing atmospheric stability conditions. As a consequence of the gaussian nature of AERMOD, wind speed plays an important role in its estimations for all the stability conditions. The analysis of the plots of the normalized sensitivity as a function of distance from the emission source shows that there is no a gradual switching between the different parameterizations used in AERMOD to evaluate the dispersion parameters, and it is reflected in the estimation results as strong variations that appear when switching between different atmospheric stability scenarios. Nevertheless, the application of AERMOD to reproduce the SO₂ surface concentrations that were measured during three air quality monitoring campaigns carried out in the Mexican locations of Cadereyta, Salamanca and Salina Cruz, gave results that are in a very good agreement with the measurements.

ACKNOWLEDGEMENTS

Gentile contributions of the air quality and emission monitoring groups of the Instituto Mexicano del Petroleo are acknowledged. This work was partially supported by Consejo Nacional de Ciencia y Tecnologia (CONACyT) under grant No. 218470-5-R32457-T.

BIBLIOGRAPHY

1. Agarwal, P., "Surface layer turbulence processes in low wind speeds over land", *Atmos. Environ.*, 29:16:2089-2098 (1995).
2. Briggs, G.A. "Plume dispersion in the convective boundary layer. Part II: Analyses of CONDORS field experiment data," *J. Applied Meteorol.*, 32:1388-1425 (1993).
3. Carmichael, et. al. "Sensitivity analysis for atmospheric chemistry models via automatic differentiation". *Atmos. Environ.*, Vol 31, No. 3, pp. 47-489, 1997.
4. Dunker. Efficient calculation of sensitivity coefficient for complex atmospheric models. *Atmos. Environ.*, 15:1155-1161, 1981.
5. Gryning S.E. & Batcharova,"Simple model of the daytime Boundary layer height", American Meteorological Society, Abril, 19990, pp.379-382.
6. Gupta, S." Nocturnal wind structure and plume growth rates due to inertial oscillations", *J. Applied Meteorol.*, 36:1050-1063 (1997).
7. Hanna, J.S. "Lateral turbulent intensity and plume meandering during stable conditions," *J. Clim. App. Meteor.*, 22:1424-1430 (1983).
8. Koda, A. H. Dogru, and J. H. Seinfeld. Sensitivity analysis of partial differential equations with application to reaction and diffusion processes. *J. Comput. Phys.*, 30:259-282, 1979.
9. Koda. Sensitivity analysis of the atmospheric diffusion equation. *Atmos. Environ.*, 16:2595-2601, 1982.
10. Schwede, et. al. "Sensitivity of the industrial source complex to input deposition parameters". *J. of applied meteorology*, Vol. 36, pp. 1096-1106. 1997
11. Venkatram A., "Vertical dispersion of ground-level releases in the surface boundary layer," *Atmos. Environ.*, 26A:947-949 (1992).
12. Weil, J.C. "Updating applied diffusion models," *J. Clim. and App. Meteor.*, 24(11): 1111-1130 (1985).

KEY WORDS

Dispersion Models
AERMOD
Sensitivity Analysis
Micrometeorology
Atmospheric Turbulence
Tropical Meteorology

Air pollution modelling with turbulence data estimated from conventional meteorological parameters in an urban tropical region

J. López¹ & A. Salcido²

¹*Gerencia de Ciencias del Ambiente,
Instituto Mexicano del Petróleo, México*

²*Gerencia de Materiales y Procesos Químicos,
Instituto de Investigaciones Eléctricas, México*

Abstract

The most recent EPA models (such as AERMOD and CALPUFF) require turbulence data to the proper simulation of the atmospheric dispersion of air pollutants. However, the Mexican meteorological stations are not equipped to provide the data required to calculate the turbulent parameters. This is the reason why it is necessary to determine meteorological parameterisations that allow the estimation of all the micrometeorological parameters required by the dispersion models. In this work, the effect of using turbulence data estimated from conventional meteorological parameters to simulate pollutant atmospheric dispersion with the AERMOD model in an urban tropical region where the heat island effect is present is studied. For the purposes of the study, one meteorological campaign in the Mexico City Metropolitan Area (MCMA) was carried out in order to obtain the micrometeorological data required for the simulations. The turbulence parameters required by AERMOD were calculated directly from the ultrasonic sensor data and estimated from the conventional meteorological data. The estimation of the turbulent parameters was performed using meteorological parameterisations previously derived from statistical analysis of experimental data obtained from campaigns carried out in Minatitlán (Veracruz, Mexico), Salamanca (Guanajuato, Mexico), Salina Cruz (Oaxaca, Mexico) and Cuernavaca (Morelos, Mexico). The model estimates of the surface pollutant concentrations obtained with the calculated and estimated turbulence data were found with a reasonable good agreement.

1 Introduction

In the last decade, the Environmental Protection Agency of the United States (US-EPA) has promoted the development of a new generation of air quality models, such as AERMOD and CALPUFF. These models incorporate in their physical basis the most recent advances in the knowledge of atmospheric turbulence in order to improve their air quality estimation algorithms [1] and [2]. In particular, AERMOD is considered as the regulatory model that will be recommended by the US-EPA to carry out the local and short-term air quality assessment in the near future. The proper simulation of the atmospheric dispersion of air pollutants using AERMOD requires, however, turbulence data (such as friction velocity, sensible heat flux, Monin-Obukhov length, etc.) [3], which is not actually available in Mexico. The meteorological stations of the Mexican Weather Service were designed for other purposes than that of environmental studies and were equipped only with the most conventional meteorological sensors. To overcome this lack of micrometeorological data in Mexico, it has been necessary to find out parameterisations to estimate, from conventional meteorological data, the values of the turbulence parameters required by the new dispersion models.

In this work, it is proposed a set of empirical parameterisations that could be used to estimate the main turbulence parameters required by the new models as functions of conventional meteorological variables such as wind speed and temperature. These parameterisations, however, were obtained under conditions that prevail in rural terrain tropical zones, and the possibility to use them under conditions of urban tropical zones has been evaluated. Finally, it is studied the effect produced by the use of estimated turbulence parameters in the simulation of the pollutants atmospheric dispersion in an urban tropical region using the AERMOD model.

2 Methodology

In this section, it is described the procedure followed to evaluate how are affected the AERMOD estimations of air quality by the use of estimated values for the turbulence parameters instead of measured values. As a case study it was selected the Mexico City Metropolitan Area (MCMA), where one SO₂ point source, with a typical emission rate and located over an urban flat terrain, was considered. A short-term (February 1-7, 2001) micrometeorological experimental campaign was carried out in order to obtain the meteorological and micrometeorological data required by the model. The meteorological station was located in the Mexico City North - West area, at the campus Atzacapotalco of the Universidad Autónoma Metropolitana. It was equipped with conventional meteorological sensors to measure wind speed and wind direction, temperature, relative humidity, pressure, rain, and global and net solar radiation, and also with an ultrasonic anemometer-thermometer. The conventional sensors were

operating with a 1 Hz sampling rate, while the ultrasonic sensor was measuring the orthogonal components of wind velocity and temperature with a 10 Hz sampling rate. In both cases, one-minute averages were calculated for all variables. All sensors were installed on a 10m tower, which was located on the roof of a 25m-height building.

The turbulence parameters required by the AERMOD model (such as friction velocity, sensible heat flux, scale temperature, scale convective velocity, etc.) were calculated following two different procedures. In the first one, the turbulence parameters were calculated directly from the variances and covariances of the turbulent fluctuations of the wind velocity components and temperature as measured by the ultrasonic anemometer. In the second procedure, a micrometeorological processor based on empirical parameterisations for friction and convective velocities was used to estimate the turbulence parameters from wind speed and temperature data measured by conventional sensors. Both parameterisations were derived from statistical analysis of micrometeorological data measured in experimental campaigns previously carried out in Salamanca (Guanajuato, Mexico) and Salina Cruz (Oaxaca, Mexico), both sites with rural-tropical characteristics.

3 Results

The temperature and wind speed time series obtained from the data registered during the experimental campaign carried out in the MCMA for the period of February 1-7, 2001, are shown in Figure 1.

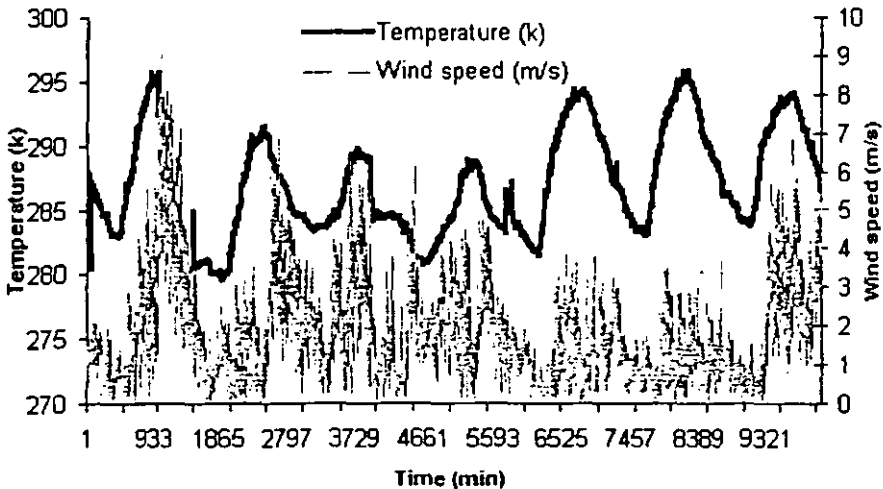


Figure 1. Time evolution of temperature and wind speed in the Mexico City Metropolitan Area within the period of February 1-7, 2001.

No rain was observed in this period. Each temperature peak in this plot corresponds to one day of the campaign. As it is observed in this figure, the days 5 and 6 were characterised by low winds and high temperatures. These temperature and wind speed data were used to evaluate the friction velocity (u^*) and the covariance $\langle w'T' \rangle$ between the temperature and vertical wind component turbulent fluctuations by means of following empirical parameterisations:

$$u^* = aV^3 + bV^7 + cV^6 + dV^5 + eV^4 + fV^3 + gV^2 + hV + i \quad (1)$$

$$\langle w'T' \rangle = a'VT + b'VT^2 + c'VT^3 + d'V^2T + e'V^2T^2 + f'V^2T^3 + g'V^3T + h'V^3T^2 + i'V^3T^3 + jT^{2.512} \quad (2)$$

where V (m/s) and T (K) denote, respectively, wind speed and temperature. The values of the coefficients appearing in these expressions are given in the following two tables.

$$\begin{aligned} a &= -1.3988 \times 10^{-7} \\ b &= 7.1270 \times 10^{-6} \\ c &= 0.000148 \\ d &= 0.001311 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} e &= -0.005031 \\ f &= -0.004187 \\ g &= 0.09384 \\ h &= -0.18626 \\ i &= 0.32878 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} a' &= 0.00846 \\ b' &= -0.00000566 \\ c' &= 9.4689 \times 10^{-8} \\ d' &= 0.005238 \\ e' &= 3.5175 \times 10^{-5} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} f' &= -5.90149 \\ g' &= 0.000604 \\ h' &= -4.0514 \times 10^{-6} \\ i' &= 6.79114 \times 10^{-9} \\ j' &= 5.58399 \times 10^{-10} \end{aligned}$$

Each one of these coefficients has physical units such that the resultant friction velocity is expressed in m/s , while the covariance $\langle w'T' \rangle$ is in $K m/s$. These parameterisations were obtained by statistical analysis of micrometeorological data measured during two previous experimental campaigns carried out in rural-tropical sites located at Salamanca (Guanajuato, México) and Salina Cruz (Oaxaca, México).

The parameterisations above described were applied to the wind speed and temperature data measured by the conventional sensors during the MCMA campaign. The estimates of u^* and $\langle w'T' \rangle$ and a comparison with the respective values measured with the ultrasonic anemometer are shown in Figures 2 and 3.

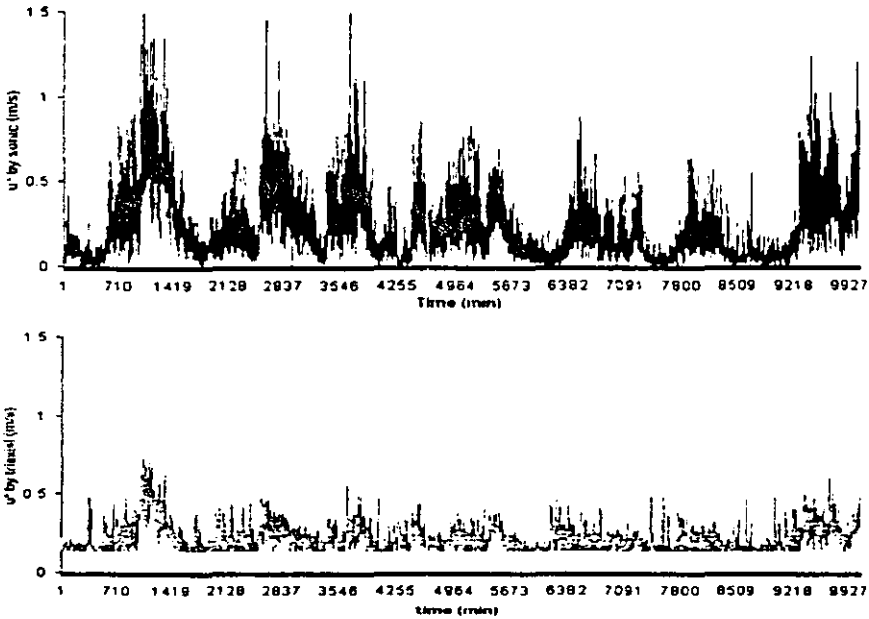


Figure 2. Comparison between the measured (top) and estimated (bottom) friction velocity values.

As it can be observed in Figure 2, the parameterisation proposed for friction velocity reproduces qualitatively the time trend of this variable. However, the estimated magnitude is around one half of that one calculated using the ultrasonic anemometer data. This lack in the estimates may be associated, in first place, with the slower response of the mechanical anemometer in comparison with the fast response of the ultrasonic anemometer. In fact, as it is observed in the figure, the parameterisation performance is better at higher wind speeds. Another physical aspect that may be taken in account in this comparison is the difference among the rural and urban zones meteorological behaviours. MCMA is typical example of an urban zone, while the parameterisations were derived using data registered in stations located in typical rural zones.

Similar considerations may be applied to the comparison of the measured and estimated values for the covariance $\langle w'T \rangle$. As well as in the case of friction velocity, it is observed in Figure 3 a qualitative agreement between the time trends, but the quantitative differences in magnitude are bigger. In fact, the estimates of $\langle w'T \rangle$ are larger by a factor of 25, approximately. In this case, however, it must be considered also the thermal effects on the generation of turbulence. Although temperature is involved in the parameterisation proposed for $\langle w'T \rangle$, it is clear that the land use differences between urban and rural zones have a very important impact on the turbulent heat fluxes. This physical aspect must be considered in order to improve the $\langle w'T \rangle$ parameterisation for urban conditions.

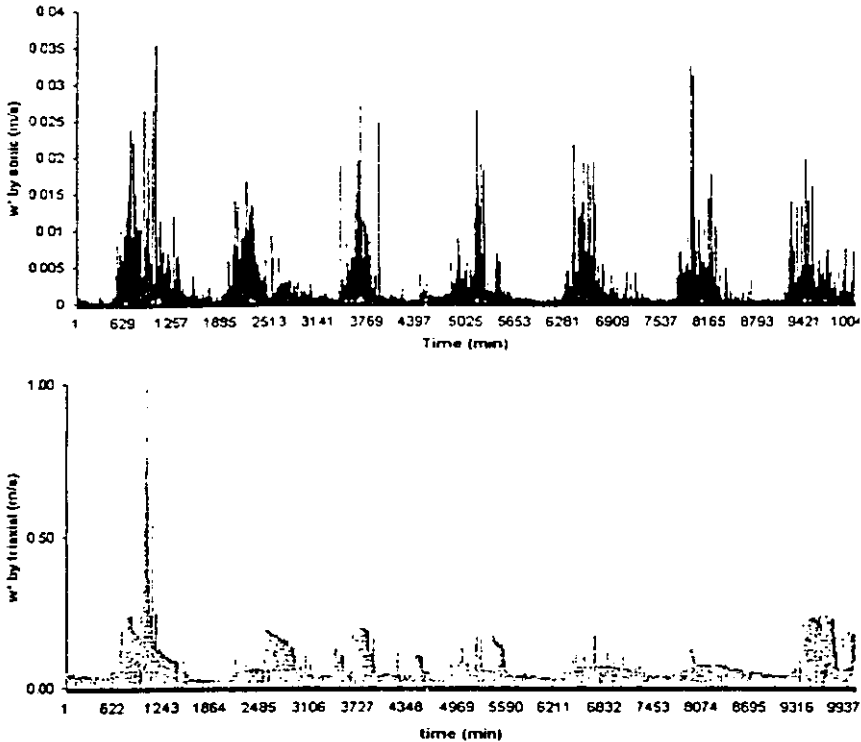
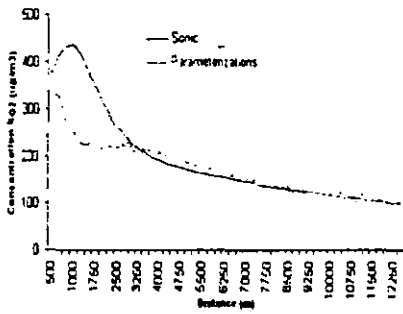


Figure 3. Comparison between the measured (top) and estimated (bottom) values for the (convective velocity w^* , which is proportional to the) covariance $\langle w'T' \rangle$.

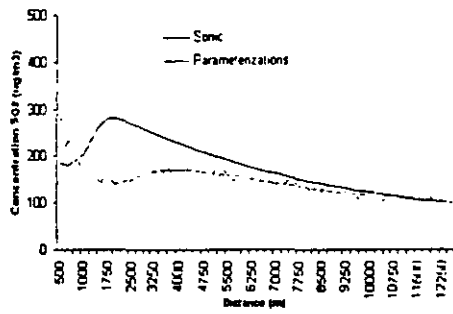
Both micrometeorological data sets (measured and estimated) were used to study the effect on the simulation of the pollutants atmospheric dispersion in an urban tropical region, as it is produced by using estimated turbulence parameters instead of measurements. This study was done with the US-EPA AERMOD model, which incorporate in their physical basis the most recent advances in the knowledge of atmospheric turbulence in order to improve their air quality estimation algorithms.

As emission source, it was considered a virtual stack (36.5m height, 3.1m diameter, 9.36 m/s exit velocity and 670 K temperature gas exhaust), located in the site of the meteorological campaign, with a SO_2 emission rate of 812 g/s. Urban flat terrain and the same period of the meteorological campaign were also considered in the simulations. The geophysical and meteorological information that the model received was the same with exception of the turbulence parameters. In one case, the turbulence parameters were calculated from the ultrasonic sensor data, and in the other case, they were estimated using the parameterisations here proposed. In both cases, the model was configured to

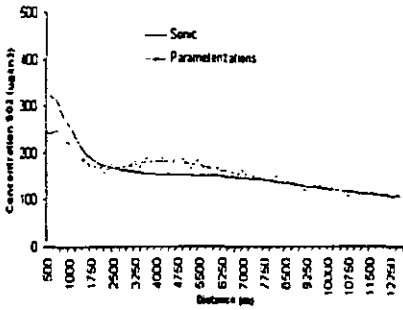
estimate the concentration hourly averages for the full period (February 1-7, 2001). In Figure 4, for both micrometeorological data sets, and for each day of the simulation period, it is shown the simulated 24-hour average surface concentration as function of downwind distance from the emission source. In these plots, it is observed that both micrometeorological data sets produced very similar results for all distances, excepting near the emission source. Important differences are observed also in the results produced by the model for those days with smaller wind speed values, in particular for the days 5 and 6, which will be commented later.



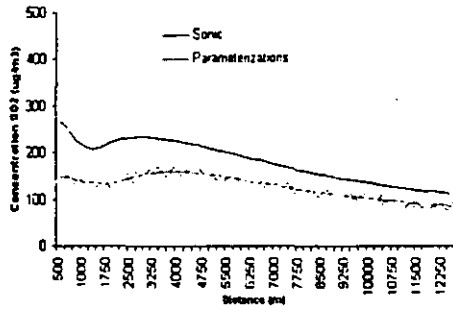
Day 1



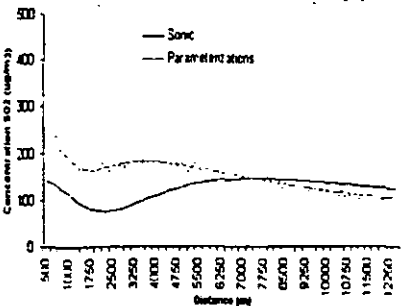
Day 2



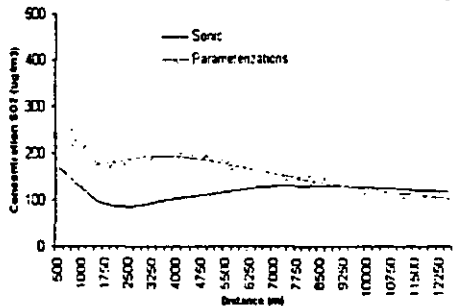
Day 3



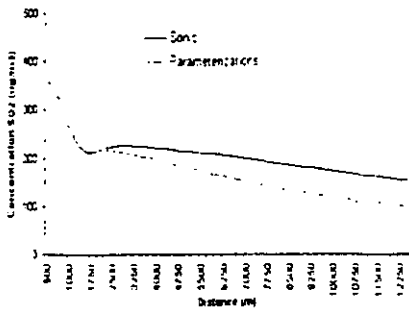
Day 4



Day 5



Day 6



Day 7

Figure 4. AERMOD simulations of the 24-hour average surface concentrations of SO₂ as function of downwind distance from the emission source.

In Figure 5, it is plotted the correlation between the concentration values obtained with the measured and estimated turbulence parameters. This plot includes the concentration values obtained for all the simulated days. In this case, the slope of the correlation straight line is 0.424, but it increases up to 0.58 if the days 5 and 6 are eliminated from the plot. Moreover, the correlation slope increases up to 0.91 if only distances larger than 4750m from the source point are included. The main reason to ignore the results for the days 5 and 6 is related with the poor performance (already mentioned) of the parameterisations proposed under low wind speed conditions. In fact, the correlation slope of 0.91 corresponds to meteorological scenarios where wind speeds are larger than 2 m/s.

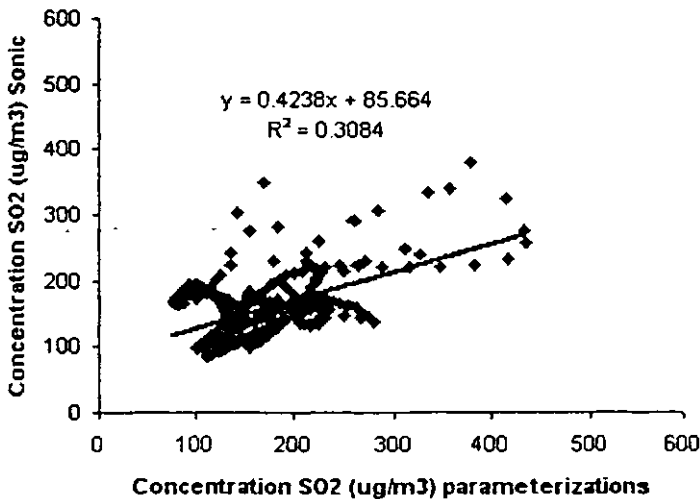


Figure 5. Correlation between the surface concentration values produced by AERMOD with measured and estimated turbulence parameters.

In Figure 6, as a function of distance from the emission source, it is shown the average percent error of the concentration estimated with AERMOD using the parameterisations with respect that one simulated with the real turbulence data. It was calculated using the concentrations estimated for all the days of the simulation period.

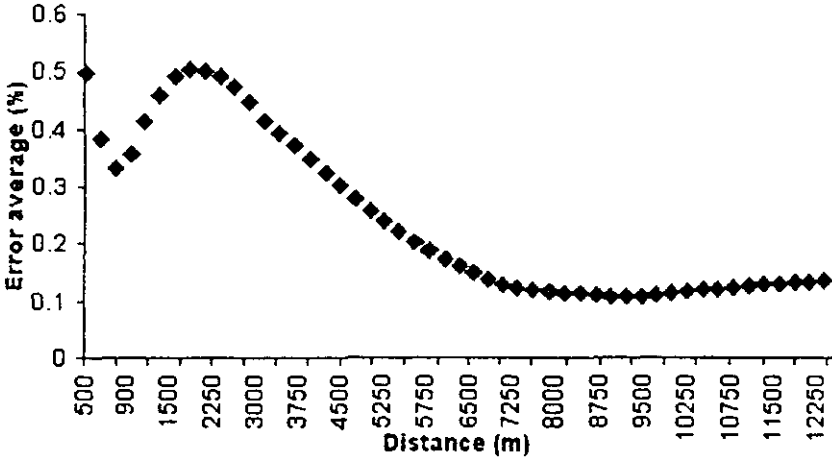


Figure 6. Average error in the concentration estimates as it is introduced by the use of estimated turbulence parameters.

This plot shows that a reasonable agreement (with an error around 10%) will be found when using estimated turbulence parameters in the AERMOD simulations at distances larger than 5000m.

Finally, in the next paragraphs it is analysed with more detail the meteorological conditions that were prevailing during the days 5 and 6 of the campaign period. This is interesting because, as it was observed in figures 2 and 3, the main differences between the parameterisations estimates and the ultrasonic sensor data occurred in these two days.

In Figure 7, the plots for the daily averages of wind speed, and friction and convective velocities, as they were calculated with the ultrasonic sensor data and estimated with the parameterisations, are presented. In these plots, it is observed that the lowest wind speed values (approximately 1.3 m/s, in average) occurred during the days 5 and 6 of the meteorological campaign. Consequently, it is observed also that friction velocity had its lowest values the same days [4]. The parameterisation estimates of friction velocity, however, although follows qualitatively the same trends as that calculated with the ultrasonic data, presents the largest differences in the days 5 and 6. This observation indicates that the parameterisation here proposed for friction velocity does not behave properly under low wind speed values. Of course, this fact is reflected also in the concentrations estimated by AERMOD, because the high sensitivity of the estimation algorithms of this model with respect friction velocity [5].

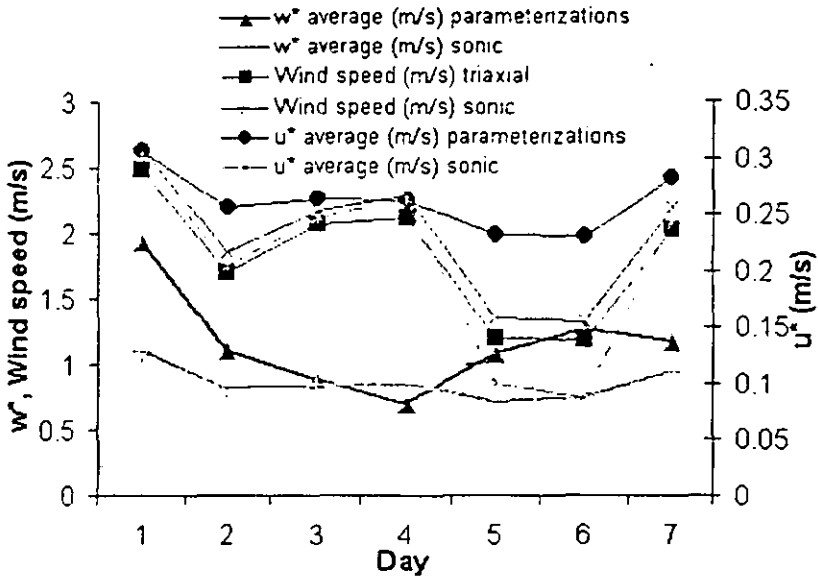


Figure 7. Daily averages of wind speed, friction velocity and convective velocity.

These plots include calculations with the ultrasonic sensor data and estimations with the parameterisations.

In figures 8 and 9, it is presented the daily variation of the average percent differences (error) of the parameterisations estimates for friction and convective velocities with respect the corresponding calculations with the ultrasonic data. These plots include also the daily variation of the average percent differences of the SO_2 concentrations simulated by AERMOD using turbulence parameters estimated with the parameterisations, with respect the simulation values obtained with turbulence parameters calculated with the ultrasonic data. The average percent differences of the wind speed values produced by the conventional anemometer and those ones measured by the ultrasonic sensor are also included. The SO_2 concentration values plotted in Figure 8 correspond to a surface point located at 500m downwind the emission source. The concentration values plotted in Figure 9 correspond to 8000m downwind the source.

These figures show that the larger differences of the SO_2 concentrations occurred always for small distances from the emission source. In this case, the largest differences are observed the days 5 and 6 of the campaign period (Figure 8). As it is observed from the plots, this behaviour seems to be more related with the friction velocity error than with that one of convective velocity. This is suggested by the observation that better concentration estimates are found for similar values of the convective velocity error. Consequently, it is reinforced the conclusion that the low performance of the friction velocity parameterisation under low wind speed conditions is responsible of the concentration estimation errors found at small distances from the emission source [6]. In Figure 9, at 8000m downwind from the emission source, the concentration differences between the cases with estimated and measured turbulent parameters is very

small (0.09) in the days 5 and 6, in comparison with the previous case (distances around 500m from the emission source). This result indicates that for long distances from the emission source, the sensitivity of the model with respect friction velocity is considerably lesser than for small distances. Consequently, in spite of the deficiencies of the parameterisation here used to estimate friction and convective velocities under low wind speeds, the AERMOD concentration estimates for long distances ($> 5000\text{m}$) will be reasonably good.

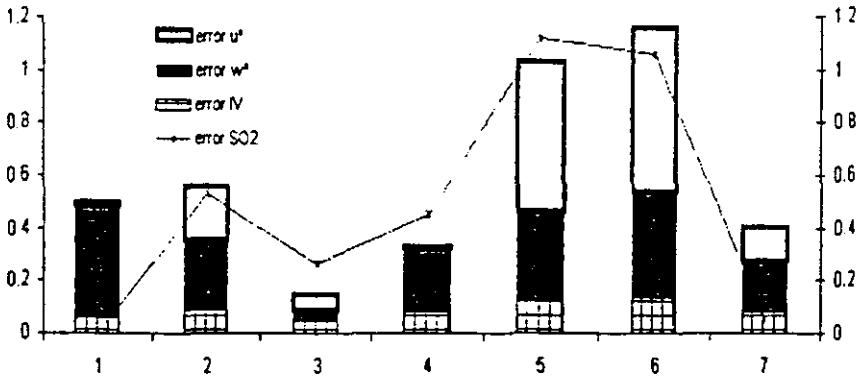


Figure 8. Comparison of the average percent differences of the SO_2 concentration estimates and those ones of friction velocity, convective velocity and wind speed, for a downwind distance of 500m from the emission source.

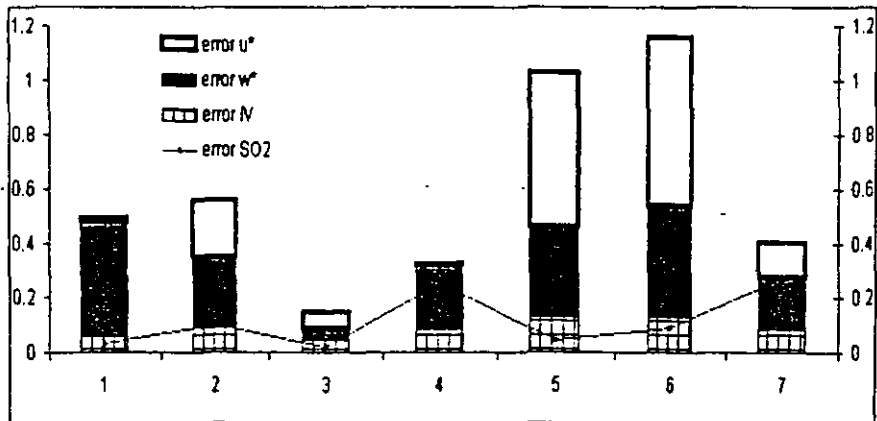


Figure 9. Comparison of the average percent differences of the SO_2 concentration estimates and those ones of friction velocity, convective velocity and wind speed, for a downwind distance of 8000m from the emission source.

4 Conclusions

Empirical parameterisations to estimate friction velocity and the covariance $\langle w'T' \rangle$ from wind speed and temperature under tropical-rural conditions were presented. These parameterisations provided values for the turbulence parameters, which were found good enough for the purposes of the AERMOD application to simulate the pollutant atmospheric dispersion at long distances from the emission source in tropical-urban zones. However, in the case of low wind speed meteorological scenarios, the proposed parameterisations provided poor estimations for both turbulence parameters: friction velocity and the covariance $\langle w'T' \rangle$. In this particular case, the concentration estimates were found no so good, but only for small distances from the emission source. This behaviour was found associated mainly with the estimation of friction velocity, which indicates a sensitivity of the AERMOD estimation algorithms strongly dependent on friction velocity for small distances from the source. In contrast, the sensitivity of the AERMOD estimation algorithms with respect the covariance $\langle w'T' \rangle$ seems to be comparatively very small. In fact, in spite of the poor performance of the $\langle w'T' \rangle$ parameterisation under low wind speed scenarios, the AERMOD concentration estimates were found apparently uncorrelated with the $\langle w'T' \rangle$ estimation error.

Acknowledgements

Partial economical support from CONACyT (Mexico), under grant No. 218470-5-R32457-T, is acknowledged.

References

- [1] Hanna, J.S. "Lateral turbulent intensity and plume meandering during stable conditions," *J. Clim. App. Meteor.*, 22:1424-1430 (1983).
- [2] Hicks, "Behavior of turbulence statistics in the Convective Boundary layer, *J. Clim. Applied Met.* 24:607-614 (1985).
- [3] Venkatram A., "A parameterization of vertical dispersion of ground level releases", *J. Applied Meteorol.*, 36:1004-1015 (1997).
- [4] Agarwal, P., "Surface layer turbulence processes in low wind speeds over land", *Atmospheric environment*, 29:16:2089-2098 (1995).
- [5] Lopez J., Salcido A., "Sensitivity analysis of AERMOD calculation algorithms with respect to the micrometeorological parameters in a tropical region", *Air & Waste Management*, 94th annual conference & exhibition 2001.
- [6] Sharan, M., "Comparative evaluation of eddy exchange coefficients for strong and weak wind stable boundary layer modeling" *J. Applied Meteorol.*, 36:545-559 (1997).

EVALUACIÓN DEL EFECTO ENERGÉTICO DE LA RADIACIÓN SOLAR AL FENÓMENO DE PICOS DE OZONO EN LA MAÑANA

José L. López

Instituto Mexicano del Petróleo, Gerencia de Ciencias del Ambiente.

Eje central Lázaro Cárdenas 152 San Bartolo Atepehuacan México D.F. Tel (5) 3334761 jlopezm@www.imp.mx

Alejandro Salcido Arturo Rodas

salcido@iie.org.mx arodas@iie.org.mx

Instituto de Investigaciones Eléctricas, Gerencia de Materiales y Procesos Químicos

Avenida Reforma No.113, Col. Palmira, 62240, Temixco, Morelos, México. Tel. (7) 3183811 Ext. 7087

• RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del análisis del fenómeno de picos de concentración de Ozono observados en las primeras horas de la mañana, cercano a una carretera con alto tránsito vehicular, principalmente de camiones a diesel. Este fenómeno se caracteriza por el acumulamiento de los gases de combustión que durante la noche emiten a su paso los automotores, y que consisten principalmente de óxidos de nitrógeno, NO_x, hidrocarburos, HC, y bióxido de azufre, SO₂, entre otros, aunado a una atmósfera estable caracterizada por una altura de mezcla baja (< 100 m) y vientos suaves (< 1 m/s), condiciones que dificultan la dispersión de los contaminantes. Debido a esto, al incrementarse la radiación solar (el amanecer) se obtiene una producción importante de Ozono, O₃, después de agotarse los agentes químicos precursores de O₃, vuelve este contaminante a un valor normal en el aire. La presencia de otras especies químicas, tal como el ácido sulfhídrico, H₂S, y las partículas suspendidas del tipo PM₁₀, presentan un comportamiento que pareciera influir en la obtención de un episodio de altos valores de Ozono durante las primeras horas de la mañana.

• ABSTRACT

In this work, it is presented an analysis of the ozone pike phenomenon that appears during the first hours in the morning, near a highway with high vehicular flux, mainly of diesel engine trucks. This phenomenon was characterized by a nocturnal accumulation of the diesel engine combustion gases, which are mainly composed by nitrogen oxides (NO_x), hydrocarbons (HC) and sulfur dioxide (SO₂), among others, in combination with low winds (< 1 m/s), a low mixing height (<100m), and stable conditions prevailing in the atmosphere. Under these conditions, which are not favorable to the atmospheric dispersion, an important ozone production was promoted as the solar radiation increased, continuing while its chemical precursors persisted in the atmosphere and the photochemical conditions prevailed. The behavior of other chemical species, such as H₂S and PM₁₀ particles, was also observed, and it seems to be coupled with the ozone pikes in the morning.

• INTRODUCCIÓN

El deterioro de la calidad del aire en nuestro país es un problema que se ha extendido ha distintas zonas metropolitanas, debido principalmente al consumo y distribución de energéticos que demandan dichas áreas densamente pobladas. En zonas de alto tránsito vehicular se han reportado elevados niveles de

concentración de Ozono que rebasan el valor especificado por la norma nacional establecida al respecto (0.11 ppm), por periodos de tiempo muy cortos, después de los cual vuelven a niveles normales. Este fenómeno es denominado picos de Ozono en la mañana. El Ozono es un contaminante secundario, el cual es formado por las reacciones fotoquímicas. Entre sus principales precursores, están los Óxidos de Nitrógeno (NO_x) y los Hidrocarburos no Metánicos (HCNM), que en presencia de la radiación ultravioleta reaccionan. Los NO_x se producen en todos los procesos de combustión, tanto en fuentes fijas como móviles y plantas de energía eléctrica. Los HCNM presentes en la atmósfera se originan por emisiones evaporativas y de escape, así como por industrias, refinerías y productos de consumo domestico. Desde el punto de vista científico, el Ozono es el resultado combinado de procesos complejos tanto químicos como físicos que requieren mayor entendimiento e investigación. En 1997, la EPA terminó de revisar información científica reciente sobre los efectos en la salud y actualizó la norma para Ozono, estableciendo que la concentración promediada en intervalos de 8 horas no debe exceder 0.080 ppm, lo cual presupone una condición más estricta en el control de las fuentes de emisión. Con la información de calidad del aire para los centros principales de población en México, se estima que más de 30 millones de Mexicanos están expuestos a concentraciones de Ozono que afectan la salud adversamente. (Jerónimo Martínez, 1999). En la ZMCM se estima que la emisión por día durante 1995 fueron 65 toneladas para NO_x y 300 toneladas para COV (Leonardo Serio, 1998). Los patrones de Ozono cambian de ciudad a ciudad debido a condiciones cambiantes de los factores meteorológicos y la situación topográfica. La concentración máxima de Ozono sucede durante alta radiación solar, alta presión, produciendo baja velocidad en vientos, y fuertes inversiones de temperatura.

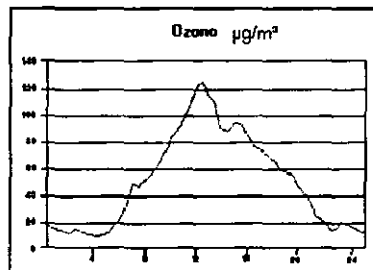


Figura 1. Variación de la concentración de Ozono en la atmósfera durante el día.

Aunque las mayores concentraciones de contaminantes se encuentran en invierno (por efecto de acumulamiento), las condiciones que favorecen altos niveles de Ozono es en la Primavera y Verano. En la ZMCM, las mayores concentraciones de Ozono aparecen en mayo debido a que usualmente la formación de Ozono es inhibida en Verano por la presencia de la temporada de lluvias.

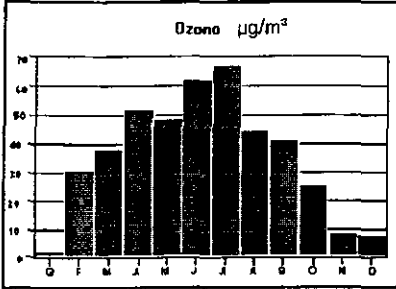
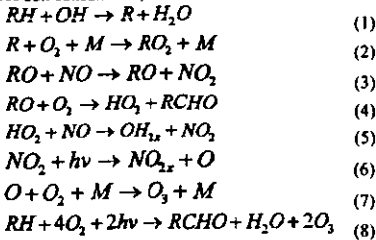


Figura 2. Distribución de la concentración promedio de Ozono en la atmósfera durante el año.

A pesar de las variaciones de cada uno de los factores que influyen, los patrones diarios de la formación y acumulación son similares entre si. En las primeras horas de la mañana, NOx y COV se acumulan debido a un flujo mayor de vehículos y una altura menor en la capa de mezclado. Durante el transcurso del día, emisiones de vehículos e industrias se agregan a la mezcla reactiva. Con el aumento de la radiación solar, las especies químicas producen una concentración máxima de Ozono en las primeras horas de la mañana. Por último, el Ozono producido puede ser transportado y dispersado viento abajo a regiones localizadas a cientos de kilómetros de distancia. Es importante notar que NOx desempeña el papel de un catalizador en la secuencia de reacciones indicada, mientras que los compuestos orgánicos son consumidos, siendo eventualmente oxidados a CO2.



El mecanismo se inicia por la acción del radical OH sobre el compuesto orgánico RH (R puede ser CH₃, C₂H₅, etc.). Este radical libre, el cual contiene un electrón desapareado, es muy reactivo. La captura de un átomo de hidrógeno rompe el enlace covalente en RH, creando otro radical libre R, que en presencia de oxígeno produce un aldehído RCHO y un nuevo radical, hidroperóxido HO₂, que oxida otra molécula de NO. El resultado neto es la formación de dos moléculas de O₃ y un aldehído RCHO, cuya degradación posterior puede producir nuevas moléculas de O₃. El número de moléculas de O₃ producidas por oxidación de un hidrocarburo dependerá de su estructura y de la composición atmosférica; para las especies encontradas en el aire ambiente.

En este artículo se busca reconocer el efecto de la composición química de la atmósfera y las condiciones meteorológicas sobre la presencia de los picos de Ozono.

• METODOLOGÍA

Para la realización de este estudio se utilizó un laboratorio móvil el cual cuenta con analizadores de la calidad del aire; las especies químicas que se midieron fueron: Oxido de Nitrógeno, Bióxido de Nitrógeno, Oxidos de Nitrógeno, Ozono, Hidrocarburos Totales, Bióxido de Azufre, Acido Sulhídrico, Partículas Menores a 10 micras, así como la información meteorológica: Velocidad y dirección del viento, temperatura, humedad, radiación global y radiación UV.



Figura 3. Laboratorio móvil utilizado en los monitoreos.

La unidad móvil se instaló cerca de una carretera de alto flujo vehicular de tipo pesado (camiones de carga y camionetas), con el fin de evaluar el efecto de la carretera sobre la calidad del aire. El laboratorio móvil se instaló en 4 sitios de muestreo, los cuales se buscaron que estuvieran libres de obstrucciones y así no medir un efecto muy local. El periodo en estudio fue del 26 al 31 de Marzo del 2000.

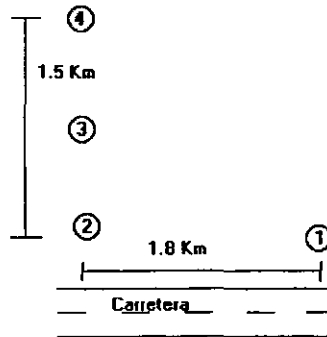


Figura 4. Distribución especial de los sitios de monitoreo de la calidad del aire.

Los sitios estuvieron próximos entre sí y la principal fuente de emisiones era de origen vehicular. Durante el monitoreo se completaba mínimamente 24 horas por sitio, la frecuencia de

medición era de 1 minuto para la calidad del aire y de cada segundo en el caso de la meteorología. En la gran mayoría se reporta un pico de Ozono fuerte en los inicios de la mañana (hasta cinco veces la norma) y en cuestión de minutos el valor de la concentración regresaba a valores normales (0.030 ppm). Se analizaron las series de tiempo de cada especie química, así como de la meteorología registrada en el mismo periodo. Y se aplicaron diversas pruebas estadísticas, tanto a la composición química de la atmósfera como la meteorología existente, con el fin de definir qué condiciones atmosféricas desembocan en un pico de Ozono en las mañanas.

• RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados del análisis de series de tiempo de las especies químicas medidas en el monitoreo de la calidad del aire en una región cercana a una vía comunicación de alta afluencia vehicular, así como las condiciones meteorológicas. El periodo en estudio fue del 26 al 31 de Marzo del 2000, se analizaron 5 días, de los cuales, en 4 días existió el fenómeno de pico de Ozono en la mañana. En la figura 5 se muestra la tendencia de las especies químicas durante el pico de Ozono. En dicho gráfico se observa cuales eran las concentraciones de las especies químicas en la atmósfera antes, durante y después del pico de Ozono. Se observa que al aumentar la concentración de Ozono, existe un aumento en las partículas menores a 10 micras y del ácido de sulfhídrico. En la mayoría de los casos existe dicha relación. Lo anterior sugiere una relación entre estas especie químicas y la formación de Ozono.

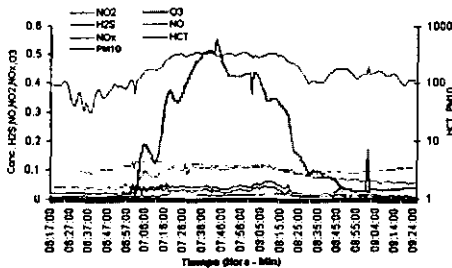


Figura 5. Evolución de las especies químicas durante el pico de Ozono.

En la figura 5 se observa una ligera disminución de los HCT, coincidiendo con el incremento en la concentración de Ozono, debido a que una de las vías de generación de Ozono es por la reacción de hidrocarburos, situación que se repite en los demás casos estudiados. La magnitud en el descenso de los HCT depende de la cantidad de Ozono generado, a mayor producción de Ozono mayor es la reducción de HCT. También existe un leve incremento en los NO_2 al instante de empezar el pico de Ozono, estos comportamientos de las especies químicas son característicos de los eventos de picos de Ozono. Además del análisis de las series de tiempo de la composición química de la atmósfera, también se analizó la meteorológica existente durante el pico de Ozono en la mañana. En la figura 6 se presenta la evolución de las diferentes gamas de radiación solar incidentes en la superficie, esto es importante si se recuerda que las reacciones son fotoquímicas. En dicha figura se observa el inicio de la producción de Ozono por efecto de la radiación solar, es decir se

muestra el efecto energético de la atmósfera sobre la producción de Ozono.

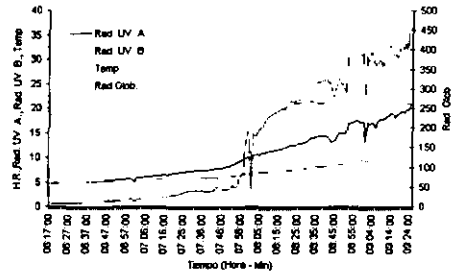


Figura 6. Evolución del aporte energético de la radiación solar durante el pico de Ozono.

En la figura 7 se presenta la serie de tiempo de la intensidad y dirección del viento, así como la humedad relativa. En términos generales prevaleció durante los picos de Ozono valores bajos de intensidad del viento (menos de 1.5 m/s) y una fluctuación en la dirección del viento de media a baja, esto es, no había condiciones favorables para la dispersión de contaminantes, por lo que se acumuló en la atmósfera las especies químicas precursoras de Ozono. También se observa que la Humedad Relativa fue baja, alrededor de 23 - 50 %.

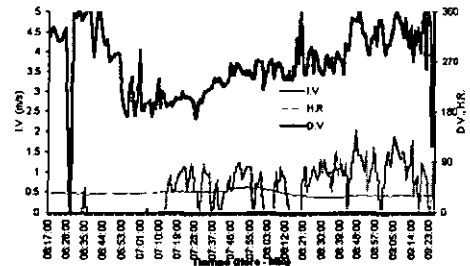


Figura 7. Evolución de la intensidad y dirección del viento, así como de la humedad relativa durante el pico de Ozono.

En la figura 8 se presenta la evolución de la concentración de las especies químicas en la atmósfera sin la presencia del fenómeno de pico de Ozono, de esta manera se contrastan las concentraciones de las especies químicas cuando sí existe un pico de Ozono. De la figura 8 se observa que la concentración de PM_{10} disminuye con el tiempo, a diferencia de cuando existe un pico de Ozono. También se observa que la concentración de Ácido Sulfhídrico no presenta cambios en su tendencia. Con lo que respecta a los NO_x y HCT, los valores de los primeros son más altos (0.058 ppm) que en los otros casos pero los valores de HCT son bajos (4.5 - 5.1 ppm), esta condición sucede cuando no hay un pico de Ozono, por lo que parece ser sintomático del fenómeno en estudio. Para el caso E, el cual sí presenta un pico de Ozono existen valores semejantes de NO_x al reportado en el caso de que no hay pico de Ozono, pero la diferencia radica en el nivel de HCT que es más elevado (18.5 ppm).

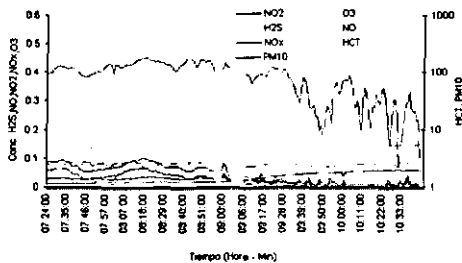


Figura 8. Evolución de las especies químicas sin la presencia del pico de Ozono.

En la figura 9 se representan los niveles de radiación solar existentes en la mañana, estas tendencias son similares a las reportadas en los casos que si existió el pico de Ozono.

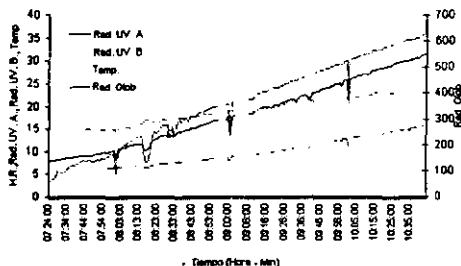


Figura 9. Evolución del aporte energético de la radiación solar sin la presencia del pico de Ozono.

Con lo que respecta al mezclado por efecto mecánico del viento, en este caso se observa una intensidad del viento más alta (2.5 m/s) que con respecto a los demás casos. También existió un mayor mezclado en la atmósfera debido a la fluctuación alta de la dirección del viento, además de lo anterior el nivel de humedad también es más alta (55.8 %).

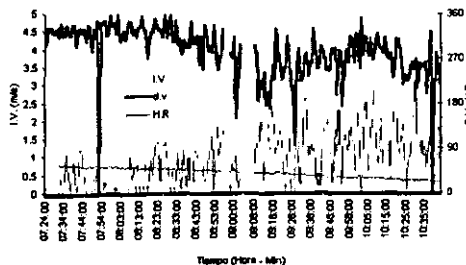


Figura 10. Evolución de la intensidad y dirección del viento, así como de la humedad relativa sin la presencia del pico de Ozono.

En las anteriores gráficas se contrastan los niveles de concentración de las especies químicas y las condiciones meteorológicas en los casos donde hubo o no el fenómeno de

picos del Ozono. En la tabla I se presentan los valores de las especies químicas en la atmósfera en el momento que existe un pico de Ozono, esto es para los cinco casos y se incluyen los niveles antes, durante y después del pico de Ozono.

Tabla I. Niveles de concentración de especies químicas durante la presencia del pico de Ozono para cada caso.

Caso	Periodo	ESPECIES QUIMICAS						
		NOx	NO ₂	NO	PM ₁₀	HCT	H ₂ S	O ₃
A	Antes	0.055	0.038	0.018	66	18.4	0.079	0.013
	Durante	0.078	0.055	0.02	200	19.6	0.167	0.146
	Después	0.059	0.029	0.03	69	18	0.047	0.007
B	Antes	0.012	0.008	0.004	99	4.8	0.098	0.149
	Durante	0.062	0.008	0.071	204	4.6	0.093	0.522
	Después	0.064	0.007	0.058	179	3.6	0.079	0.047
C	Antes	0.009	0.004	0.009	70	3.2	0.034	0.011
	Durante	0.033	0.012	0.022	306	3.4	0.12	0.555
	Después	0.019	0.005	0.008	139	2.7	0.059	0.027
D	Antes	0.058	0.03	0.034	131	4.5	0.084	0.013
	Durante	0.006	0.004	0.005	45	5.1	0.08	0.054
	Después	0.073	0.08	0.003	211	13.9	0.073	0.098
E	Antes	0.087	0.091	0.012	182	18.5	0.092	0.26
	Durante	0.042	0.041	0.014	115	18.1	0.069	0.071
	Después	0.042	0.041	0.014	115	18.1	0.069	0.071

En la tabla II se presentan la relación HCT/especies químicas, ya que como vio anteriormente juegan un papel importante en la formación de Ozono.

Tabla II. Datos de la relación existente entre los Hidrocarburos Totales y las especies químicas durante la presencia del pico de Ozono para cada caso.

Caso	Periodo	ESPECIES QUIMICAS					
		HCT/NOx	HCT/NO ₂	HCT/NO	HCT/PM ₁₀	HCT/H ₂ S	HCT/O ₃
A	Antes	335	484	1022	0.279	233	1415
	Durante	251	356	980	0.098	117	134
	Después	305	621	600	0.261	383	2571
B	Antes	400	600	1200	0.048	49	32
	Durante	74	575	65	0.023	49	9
	Después	56	514	62	0.020	46	77
C	Antes	356	800	356	0.046	94	291
	Durante	103	283	155	0.011	28	6
	Después	142	540	338	0.019	46	100
D	Antes	78	150	132	0.034	54	346
	Durante	850	1275	1020	0.113	64	94
	Después	190	174	4633	0.066	190	142
E	Antes	213	228	1542	0.102	201	71
	Durante	431	441	1293	0.157	262	255
	Después	431	441	1293	0.157	262	255

De la tabla II se observa que en el caso en que no existió pico de Ozono la relación HCT/NOx es de 78, valor que difiere sensiblemente con los otros casos (190 - 356) en que si se registran picos de Ozono.

Tabla III. Datos de la relación existente entre el Ácido sulfhídrico y las especies químicas durante la presencia del pico de Ozono para cada caso.

Caso	Periodo	ESPECIES QUIMICAS					
		NOx/ H ₂ S	NO ₂ / H ₂ S	NO/H ₂ S	PM10/ H ₂ S	HCT/ H ₂ S	O ₃ /H ₂ S
A	Antes	0.696	0.481	0.228	835	233	0.165
	Durante	0.467	0.329	0.120	1198	117	0.874
	Después	1.255	0.617	0.638	1468	383	0.149
B	Antes	0.122	0.082	0.041	1010	49	1.520
	Durante	0.667	0.086	0.763	2194	49	5.613
	Después	0.810	0.089	0.734	2266	46	0.595
C	Antes	0.265	0.118	0.265	2059	94	0.324
	Durante	0.275	0.100	0.183	2550	28	4.625
	Después	0.322	0.085	0.136	2356	46	0.458
D	Antes	0.690	0.357	0.405	1560	54	0.155
	Durante	0.075	0.050	0.063	563	64	0.675
E	Antes	1.000	1.096	0.041	2890	190	1.342
	Durante	0.946	0.880	0.130	1978	201	2.826
	Después	0.609	0.594	0.203	1667	262	1.029

En la tabla III se presenta la relación de las especies químicas y el ácido sulfhídrico. De dicha figura se observa que la relación (NOx/H₂S) antes de que exista el pico de Ozono es de 0.122 a 0.275, aunado a una baja relación HCT/H₂S (28 - 49). Los casos A y E presentan una relación NOx/H₂S alta (0.696 a 1.00) pero también una alta relación HCT/H₂S (190 - 233). Para la situación en la cual no existió pico de Ozono la relación NOx/H₂S es alta (0.69) una baja relación HCT/H₂S.

Tabla IV. Información de la meteorología existente durante el pico de Ozono para cada caso.

Caso	Inicio - Fin	DUR	I.V.	S.D.V.	Rad. Glob.	Rad. UV.A	Rad. UV.B	TEMP	H.R.
A	7:02	21	0.5		31	5.9	5.4	15.7	51.2
	7:23		1.4	Media	70	7.1	5.7	15.2	52.2
B	6:23	55	0.5	Baja	41	5.4	5.3	14.9	43.8
	7:18		1.0	media	89	7.2	5.8	15.1	46.7
C	6:47	128	0.0		13	5.2	5.1	17.2	34
	8:55		1.0	Media	387	16.9	9.6	20.3	28.6
D	7:24	300	0.5	Media	137	8.3	6	13.8	55.8
	10:35		2.5	alta	598	29.8	14.9	22.8	23.6
E	8:40	60	0.5		302	13.5	7.7	21.1	33.6
	9:40		1.5	Alta	456	20	10.6	24.1	29.9

Con lo que respecta a las condiciones meteorológicas que prevalecieron durante el periodo en estudio se puede resaltar lo siguiente: De manera coincidente los picos de Ozono se presentaron cuando la intensidad del viento era baja (0 a 1.5 m/s) y una baja fluctuación en la dirección del viento, cuando no existió el pico de Ozono la intensidad del viento fue más alta (0.5 a 2.5 m/s) y una mayor fluctuación de la dirección del viento.

También se observa que la humedad relativa fue una de las más altas (55.8%) y una baja temperatura (13.8 °C). En términos generales en la tabla III se reportan las condiciones meteorológicas. Pero en ella no se observa la rapidez de cambio, esto es la forma en la que cambia la variable meteorológica con el tiempo. En la tabla IV se presenta dicha rapidez de cambio para cada variable.

Tabla IV. Datos de la rapidez de cambio de las variables meteorológicas durante la existencia del pico de Ozono para cada caso.

CASO	Rapid. RG	Rapid. RUVA	Rapid. RUVB	Rapid. Temp	Rapid H.R.
A	1.86	0.06	0.01	-0.02	0.05
B	0.88	0.03	0.01	0.00	0.05
C	2.92	0.09	0.04	0.02	-0.04
D	1.54	0.07	0.03	0.03	-0.11
E	2.57	0.11	0.05	0.05	-0.06

En la tabla IV se observa que no existe fluctuaciones en la rapidez de cambio, por lo que se puede decir que los picos de Ozono no son atribuibles directamente a la influencia energética del Sol. La principal diferencia que existe es en cuanto a la humedad relativa, la cual muestra un descenso significativo.

• CONCLUSIONES

Este estudio permitió reconocer bajo que condiciones, tanto en composición química como en meteorología, puede existir un pico de Ozono en las mañanas. La duración del pico de Ozono en ocasiones alcanza un tiempo de 50 minutos. Los resultados muestran una relación importante entre la producción de Ozono y el incremento de la concentración de partículas menores a 10 micras y del ácido sulfhídrico. Así como una leve disminución de la concentración de los hidrocarburos totales. También existe un leve incremento en las concentraciones de los óxidos de nitrógeno. Por otro lado cuando no existió un pico de Ozono las composiciones químicas de la atmósfera muestra un comportamiento distinto, por ejemplo, las partículas menores a 10 micras disminuyen con el tiempo. La concentración de ácido sulfhídrico no muestra alteración en su serie de tiempo. La concentración de NOx es mayor y la de los HCT es menor que en la situación de pico de Ozono. Cabe hacer mención que el caso E, donde sí ocurrió un pico de Ozono, los valores de NOx son altos pero la concentración de HCT también es alta, por lo que se pone de manifiesto una clara relación entre estas últimas especies en la producción de Ozono. Una relación HCT/NOx de 190 - 356 existe cuando ocurre un pico de Ozono, cuando esta relación es cercana a 78 no ocurre un pico de Ozono. La relación NOx/H₂S antes de que exista el pico de Ozono es de 0.122 a 0.275, y una baja relación HCT/H₂S (28 - 49) es condición para la formación de Ozono. Los casos A y E presentan una relación NOx/H₂S alta (0.696 a 1.00) pero también una alta relación HCT/H₂S (190 - 233). Para la situación en la cual no existió pico de Ozono la relación NOx/H₂S es alta (0.69) una baja relación HCT/H₂S. Por lo que respecta a la meteorología, los factores atmosféricos comunes durante los episodios de pico de Ozono son: Una baja intensidad del viento (0 a 1.5 m/s), una baja fluctuación en la dirección del viento y una humedad relativa (23 a 51 %). Una baja intensidad del viento y fluctuación en la dirección indican un bajo

nivel de mezclado, por lo que las especies químicas se concentran, existiendo la posibilidad de que reaccionen fotoquímicamente al salir el Sol.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración del grupo de monitoreo de calidad del aire del Instituto Mexicano del Petróleo. Se agradece también el apoyo brindado por el Sr. Raymundo Villegas del Instituto de Investigaciones Eléctricas. Este trabajo se realizó con el apoyo del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) bajo el contrato No. 218470-5-R32457-T.

BIBLIOGRAFIA

1. *Jerónimo Martínez Martínez, Eric A. Betterton, "Análisis de sensibilidad del Ozono: modelo y mediciones en Monterrey", ITESM, Monterrey, the university of arizona, tucson, arizona, usa, itesm, 1999, IMIQ XXXIX.*
2. *Leonardo Serio "TIEMPO, CLIMA Y SALUD", (Depto. de Ciencias de la Atmósfera, FCEyN-UBA), 1998. serio@cw.at.fcen.uba.ar*

DEFINICIÓN SOBRE LA APLICABILIDAD DE UN ANEMÓMETRO ULTRASÓNICO Y UN TRIAXIAL PARA EL ESTUDIO DE LA DISPERSIÓN DE CONTAMINANTES EN LA ATMÓSFERA

José L. López

Instituto Mexicano del Petróleo, Gerencia de Ciencias del Ambiente.

Ejce central Lázaro Cárdenas 152 San Bartolo Atepehuacan México D.F. Tel (5) 3334761 jlopez@www.imp.mx

Alejandro Saicido

Instituto de Investigaciones Eléctricas, Gerencia de Materiales y Procesos Químicos

Avenida Reforma No.113, Col. Palmira, 62240, Temixco, Morelos, México. Tel. (7) 3183811 Ext. 7087 saicido@iie.org.mx

Ricardo Saldaña

Instituto de Investigaciones Eléctricas, Gerencia de Energías no convencionales

Avenida Reforma No.113, Col. Palmira, 62240, Temixco, Morelos, México. Tel. (7) 3183811 Ext. 7087 rsf@iie.org.mx

• RESUMEN

En este trabajo se realizó un análisis del efecto que tiene el uso de la información registrada por un anemómetro convencional (triaxial) y un ultrasónico, en el estudio de la simulación de dispersión de contaminantes en la atmósfera, utilizando como modelo el AERMOD, el cual incluye en sus algoritmos de cálculo el fenómeno de la turbulencia atmosférica. Para su empleo se requiere de información de las componentes ortogonales de la velocidad del viento y de la temperatura. El empleo de un anemómetro ultrasónico para proveer de esta información puede resultar no tan conveniente, debido a diversas cuestiones: altos costos de inversión, complejidad en el manejo y análisis de la información; por lo que no existe un registro de la información necesaria para utilizar los nuevos desarrollos de modelos de dispersión. Una alternativa para atenuar esta problemática es la de utilizar la información de la turbulencia atmosférica empleando un anemómetro triaxial acoplado con un termohigrómetro rápido. Para conocer el grado de aplicabilidad de estos sensores se realizaron mediciones de la velocidad del viento y temperatura utilizando al mismo tiempo un anemómetro ultrasónico con una frecuencia de adquisición de información de 10 hz y se compararon sus mediciones con las registradas por un anemómetro triaxial y un termohigrómetro, los cuales tienen una frecuencia de 1 hz. Con esta información se obtuvo el nivel de turbulencia atmosférica para diferentes tiempos de promediación y distintos sensores, posteriormente se realizaron simulaciones de la dispersión de Dióxido de Azufre en la atmósfera y se compararon las estimaciones de la distribución espacial de la concentración de dicho agente contaminante. Como resultado se define el límite de aplicación de los sensores y para qué casos es recomendable su uso.

• ABSTRACT

In this work, it was carried out a comparison between an ultrasonic anemometer-thermometer and a system integrated by a conventional 3D anemometer coupled with a thermometer, as sources of micrometeorological data for the simulation of atmospheric dispersion of air pollutants with the AERMOD model. In addition to the conventional meteorological data, the application of AERMOD to evaluate the pollutants atmospheric dispersion requires micrometeorological data, such as friction velocity and convective velocity, which can be calculated directly from the wind velocity components and temperature measured by a high speed ultrasonic sensor. Nevertheless, it is frequently that this kind of data is not available due to the high costs of the ultrasonic sensors and to the inherent difficulties associated with

the analysis and handling of the large volumes of data provided by these sensors. As an alternative source of micrometeorological data, it could be used a conventional 3D anemometer coupled with a thermometer, with both sensors near each other and operating at the same sampling rate. In order to evaluate this alternative source of micrometeorological data, it was carried out a short-term experimental campaign where both systems, an ultrasonic sensor and a couple anemometer-thermometer, were used simultaneously to measure the wind velocity components and temperature. The ultrasonic sensor was operating with a 10 Hz sampling rate, averaging data over 1 second periods. The couple anemometer-thermometer, on the other hand, was operating with a 1 Hz sampling rate, with no averaging. In this way, it was possible to obtain two equivalent initial meteorological databases, which were used separately to calculate the micrometeorological parameters required by AERMOD. Finally, this model was used to simulate the atmospheric dispersion of sulfur dioxide using both micrometeorological databases. The comparison of the results provided by these two procedures allowed a definition of the application limits of the conventional sensors instead an ultrasonic anemometer-thermometer, as source of micrometeorological data for the purposes of air quality modeling.

• INTRODUCCIÓN

Los avances en el conocimiento del fenómeno de la dispersión atmosférica ha llevado al desarrollo de teorías que se han integrado a los algoritmos de cálculo de los modelos que estiman la distribución espacial de la concentración, lo cual permite una reproducción más real (Gifford 1976, Venkatram, 1997, Pannofsky 1977, Hanna 1989). Los aspectos más importantes incorporados a los simuladores se refieren a la dinámica y la turbulencia atmosférica, como ejemplo se tiene el modelo AERMOD, el cual fue desarrollado por la agencia de protección del ambiente (EPA) y la sociedad meteorológica americana (AMS) (Perry, 1994). Con el advenimiento de nuevas teorías se requieren de mediciones más especializadas de meteorología, por lo que en el diseño de las actuales estaciones meteorológicas Mexicanas no se consideró la inclusión de sensores que midieran la turbulencia atmosférica. Actualmente las estaciones meteorológicas convencionales se deberían modernizar y pasar a ser estaciones micrometeorológicas, situación que no es tan inmediata. En particular, la nueva información requerida por los modelos se refiere a la turbulencia atmosférica, la cual se puede medir a través de un anemómetro sónico (ver figura 1), cuyo principio de operación se basa en la velocidad de propagación del sonido a través de la atmósfera.

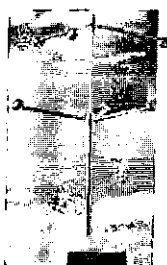


Figura 1. Sensor de turbulencia atmosférica (Anemómetro ultrasónico).

Este tipo de sensor permite realizar mediciones de la velocidad del viento en las tres componentes cartesianas, además de la temperatura, con una alta frecuencia (10 a 20 Hz) y sensibilidad, lo que permite conocer el grado de turbulencia atmosférica (el nivel de mezclado en la atmósfera) a través de las variables micrometeorológicas (velocidad de fricción y convectiva, la Longitud de Monin - Obukhov, la temperatura de escala y la energía cinética turbulenta entre otras). La velocidad de fricción es un parámetro que permite evaluar el transporte del momentum en la vertical debido al movimiento en la horizontal del viento, esto es, evaluar la generación de turbulencia atmosférica por efecto mecánico del viento, por otro lado la velocidad convectiva proporciona información del transporte en la vertical debido al efecto de convección natural en la atmósfera. Esta información es requerida por los algoritmos de cálculo para estimar la distribución espacial de la concentración de algún contaminante emitido. Desafortunadamente el uso de estos sensores puede presentar diversas dificultades, desde los altos costos de inversión, la complejidad en el manejo, análisis e interpretación de una gran cantidad de datos. Estos inconvenientes han limitado en cierta medida el uso generalizado de estos sensores, ocasionando que no se tenga la información requerida por los modelos de reciente desarrollo. Para atenuar esta falta de información se han propuesto diversas alternativas, como el uso de parametrizaciones de la turbulencia atmosférica a través de mediciones de meteorología convencional, con resultados satisfactorios. Pero también existe la posibilidad de utilizar datos de un sistema integrado por anemómetro triaxial de hélices y un termohigrómetro (ver figura 2), que aunque son sensores con diferente principio de operación (el sónico es de tipo eco acústico y el triaxial es mecánico), para ciertas aplicaciones, como es la evaluación de la dispersión de contaminantes, los resultados son satisfactorios.

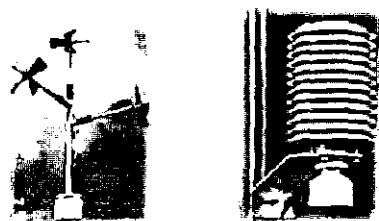


Figura 2. Sistema alternativo para medir la turbulencia atmosférica (Anemómetro triaxial y termohigrómetro).

La utilización de un sensor mecánico puede dar resultados similares al de un sensor sónico para periodos de tiempo y extensión del área de simulación relativamente grandes. En este artículo se busca definir cual es el límite de aplicación espacio - temporal más adecuado para utilizar un sistema integrado por un anemómetro triaxial y un termohigrómetro en vez de un equipo sónico.

• METODOLOGÍA

Para la realización de este estudio se utilizó la información micrometeorológica proveniente de una torre meteorológica ubicada en Cuernavaca, Morelos, en la cual instaló un anemómetro ultrasónico marca METEK modelo USA 1, así como un anemómetro triaxial de propelas Gill y un termohigrómetro marca Vaisala. El anemómetro sónico tiene una frecuencia de 10 hertz en sus mediciones y el sistema anemómetro triaxial - termohigrómetro, es de 1 hertz. La estación está ubicada sobre la azotea de un edificio de 4 pisos, la torre meteorológica tiene una altura de 10 metros, no existiendo obstáculos de consideración, por lo que no se midieron efectos locales. Los sensores fueron conectados a un sistema de adquisición de datos especializado para soportar la frecuencia de medición del equipo sónico. Durante las mediciones no existió presencia de lluvia. Los datos medidos fueron de las 3:00 a las 19:00 horas del día 6 de Junio del 2000. Con la base de datos validada, se procedió a calcular los parámetros turbulentos (velocidad de fricción, convectiva y la Longitud de Monin - Obukhov) usando la información meteorológica provista por cada sistema de medición. De esta manera se generaron dos bases de datos micrometeorológicos, las cuales se emplearon junto con un modelo de dispersión atmosférico de contaminantes (AERMOD) para realizar la simulación de la distribución espacial de la concentración de dióxido de azufre. Estas simulaciones fueron hechas usando datos de emisión típicos de una chimenea industrial (ver Tabla 1), el terreno se considera plano. Las concentraciones estimadas con ambas bases de datos se compararon y se analizaron las diferencias. Para este estudio se realizaron diversas simulaciones con diferentes tiempos de obtención de los parámetros turbulentos y se observó su repercusión en la simulación. De esta manera se podrá definir la escala espacio - temporal de aplicación de un anemómetro triaxial y un termohigrómetro en estudios de simulación de la dispersión de contaminantes en la atmósfera.

Tabla 1. Datos de emisión usados en la simulación.

FUENTE DE EMISIÓN	HS (m)	TS (K)	VS (m/s)	DS (m)	SO ₂ (g/s)
1	53.0	439.0	10.7	3.0	305.59

• RESULTADOS

A continuación se presentan los principales resultados en cuanto a las mediciones de las componentes ortogonales del viento y temperatura ambiente provistas por cada sensor. Las figuras 3, 4, 5 y 6 presentan las mediciones ajustadas a un polinomio de interpolación de orden sexto, esto con el fin de filtrar el ruido y tener la tendencia de las mediciones de los sensores. En la figura 3 se presenta la tendencia de la componente de la velocidad del viento en el eje X, medida por el anemómetro sónico y el triaxial, ambas bases de datos tienen un intervalo de un segundo. La tendencia de las mediciones es muy similar.

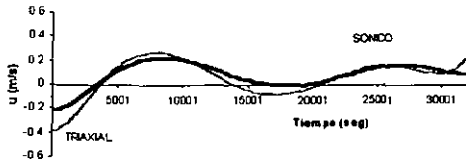


Figura 3. Comparación de la medición de la velocidad del viento en la dirección X (u) usando el anemómetro sónico y triaxial.

Esta similitud también se observa en la figura 4, donde se muestra la tendencia de la medición de la componente del viento en el eje Y. Estos resultados permiten decir que el anemómetro sónico y el triaxial tienen una buena aproximación en la medición de la velocidad del viento en el plano X - Y, este resultado se corrobora cuando se obtiene la intensidad del viento en el plano horizontal (ver figura 7) para ambos sensores y el factor de correlación entre ambas mediciones es de 0.938.

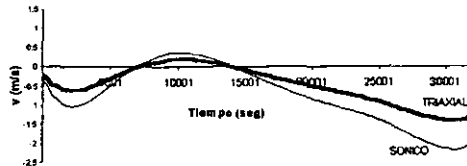


Figura 4. Comparación de la medición de la velocidad del viento en la dirección Y (v) usando el anemómetro sónico y triaxial.

Al comparar la medición de la componente vertical de la velocidad del viento obtenida por ambos sensores (ver figura 6), se observa que en este caso, existen diferencias importantes. Siendo el anemómetro triaxial el que presenta una baja respuesta a la velocidad en la vertical. Cabe mencionar que la componente vertical presenta una alta oscilación y una magnitud menor a las otras componentes del viento. Las mediciones presentan una tendencia similar aunque las magnitudes presentan una diferencia importante.

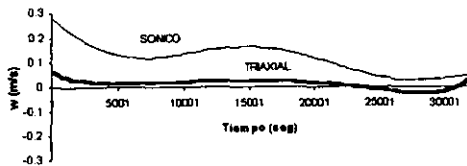


Figura 5. Comparación de la medición de la velocidad del viento en la dirección Z (w) usando el anemómetro sónico y triaxial.

La temperatura medida por ambos sensores presenta una tendencia muy similar, aunque a temperaturas menores a 20 °C existen las mayores diferencias (ver figura 6). El sensor sónico presenta una alta sensibilidad a pequeñas variaciones en las propiedades de la atmósfera, a diferencia del anemómetro triaxial. Aunque sus valores medios pueden ser similares, los cuales se obtienen a una escala de tiempo más alta.

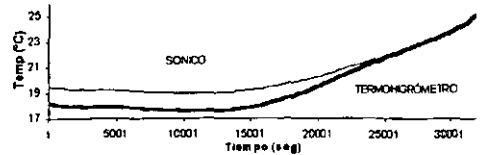


Figura 6. Comparación de la medición de la temperatura usando el termohigrómetro.

Como se mencionó anteriormente la intensidad del viento en el plano horizontal muestra una buena correlación. Las mediciones antes presentadas observan una buena similitud entre ambos sensores, aunque la mayor diferencia se observa en la componente vertical de la velocidad del viento. Esta información meteorológica es utilizada para estimar los parámetros turbulentos.

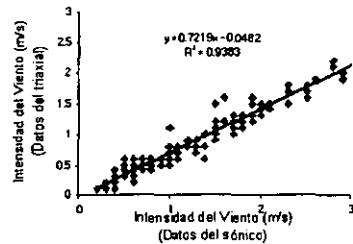


Figura 7. Comparación de la intensidad del viento obtenida con el anemómetro sónico y el termohigrómetro.

La obtención de los parámetros turbulentos es por medio de las covarianzas de la velocidad del viento en la horizontal y vertical ($\langle u'w' \rangle$ y $\langle v'w' \rangle$) así como la covarianza de la velocidad en la vertical y la temperatura ($\langle w'T' \rangle$). Con esta información se puede obtener la velocidad de fricción y la convectiva, el primer parámetro se utiliza para conocer la turbulencia generada por efecto mecánico del viento y el segundo estima la turbulencia generada por efecto convectivo.

En la figura 8 se presenta la comparación de la velocidad de fricción obtenida por el anemómetro sónico y por el triaxial. La correlación entre ambos sensores es de 0.78, con tendencia a obtener mayores valores de velocidad de fricción por parte del anemómetro sónico. (Esto debido a la mayor sensibilidad del sónico respecto al anemómetro triaxial, lo cual se manifiesta principalmente en la medición de la componente vertical de la velocidad del viento).

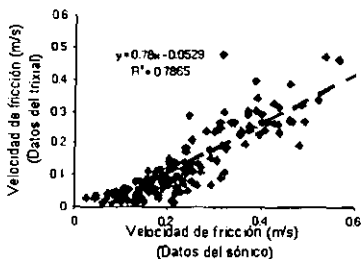


Figura 8. Comparación de la velocidad de fricción obtenida con el anemómetro sónico.

La correlación entre ambos parámetros es satisfactoria. Más adelante se observará el efecto en la simulación de la dispersión de contaminantes. En la figura 9 se presenta la comparación de la velocidad convectiva obtenida por ambos sistemas, en este caso la correlación no es satisfactoria, la diferencia observada en la componente vertical de la velocidad del viento y en la temperatura ocasionan una baja estimación de la velocidad convectiva.

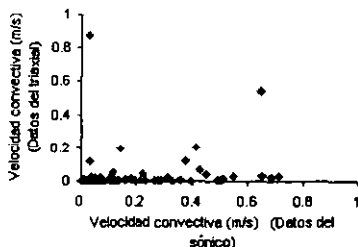


Figura 9. Comparación de la velocidad convectiva obtenida con el anemómetro sónico y el termohigrómetro.

Comparación de los resultados de la simulación.

Para este estudio se utilizó la información meteorológica promediada a distintos intervalos de tiempo (6, 15, 30, 45, 60 y 120 minutos), también a esos tiempos se obtuvieron los parámetros turbulentos. En la Tabla 2 se presentan las covarianzas entre los parámetros turbulentos obtenidos por ambos sistemas a distintos intervalos de tiempos.

Tabla 2 Covarianza de las variables meteorológicas turbulentas empleando mediciones del anemómetro sónico y triaxial

Var. Tur.	Intervalo de tiempo						Promedio
	6	15	30	45	60	120	
u*	0.012	0.008	0.007	0.005	0.006	0.005	0.007
w*	0.342	0.517	0.348	0.632	0.194	-0.026	0.334
I.V.	0.294	0.225	0.168	0.165	0.130	0.123	0.184
Temp	5.546	5.572	5.569	5.416	5.432	5.111	5.441

De la Tabla 2 se observa que la covarianza entre sensores mejora con el incremento en el intervalo de tiempo, es decir al aumentar el tiempo de promediación existe más similitud entre los parámetros turbulentos medidos por ambos sistemas. Por lo que se espera que a tiempos relativamente grandes de promediación los resultados del simulador sean satisfactorios cuando se utiliza el anemómetro triaxial y el termohigrómetro.

Utilizando la información meteorológica provista por cada sistema y para diferente tiempo de promediación se procedió a realizar las simulaciones de la dispersión de contaminantes para distintas distancias e intervalos de tiempo.

En la figura 10 se presenta la estimación de la concentración de Bióxido de Azufre a 500 metros de la fuente de emisión y cada 6 minutos. Se observa que existe una tendencia similar, aunque presenta diferencia importante de la concentración. La línea con cruz se refiere al dato obtenido con el anemómetro sónico.

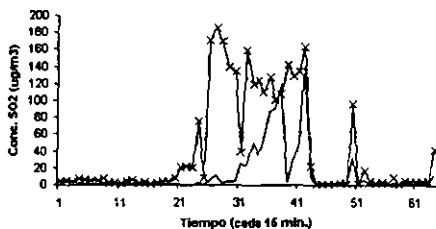


Figura 10. Comparación de la concentración de SO₂ estimada con AERMOD usando el anemómetro sónico y el termohigrómetro. (Intervalo de datos de turbulencia atmosférica cada 15 min; y a una distancia de 500 metros de la fuente de emisión).

Para la misma distancia, pero ahora utilizando un periodo de 60 minutos, se observa que persiste una diferencia importante, ver figura 11.

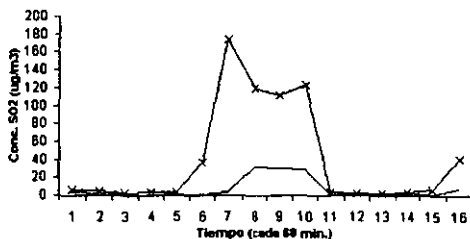


Figura 11. Comparación de la concentración de SO₂ estimada con AERMOD usando el anemómetro sónico y el termohigrómetro. (Intervalo de datos de turbulencia atmosférica cada 60 min; y a una distancia de 500 metros de la fuente de emisión).

En la figura 12 se presenta la comparación de la concentración estimada, utilizando la información meteorológica provista por ambos sensores, para un intervalo de 120 minutos y una distancia de 500 metros. A pesar del tiempo de promediación, persiste la diferencia en la estimación de la concentración de la concentración.

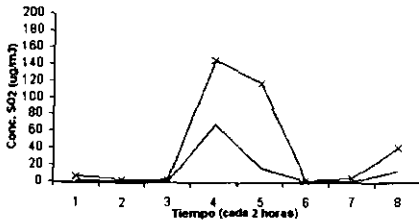


Figura 12. Comparación de la concentración de SO_2 estimada con AERMOD usando el anemómetro sónico y el termohigrómetro. (Intervalo de datos de turbulencia atmosférica cada 120 min; y a una distancia de 500 metros de la fuente de emisión).

Con las figuras 10, 11 y 12 se puede concluir que para distancias cercanas a la fuente de emisión la utilización de un anemómetro triaxial y un termohigrómetro no es lo más adecuado. A continuación se presentan los resultados de la estimación de la concentración para una distancia de 7000 metros de la fuente de emisión con distintos tiempos de promediación. En la figura 13 se presentan los resultados de la estimación de la concentración de Dióxido de Azufre cada 15 minutos, donde se observa una buena aproximación entre las estimaciones.

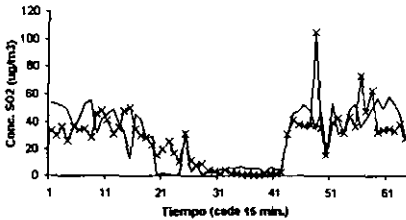


Figura 13. Comparación de la concentración de SO_2 estimada con AERMOD usando el anemómetro sónico y el termohigrómetro. (Intervalo de datos de turbulencia atmosférica cada 15 min; y a una distancia de 7000 metros de la fuente de emisión).

Para 60 minutos de promedio, en la figura 14, se observa una buena aproximación de la concentración usando un anemómetro sónico y un triaxial - termohigrómetro.

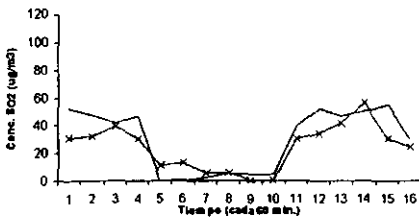


Figura 14. Comparación de la concentración de SO_2 estimada con AERMOD usando el anemómetro sónico y el termohigrómetro. (Intervalo de datos de turbulencia atmosférica cada 60 min; y a una distancia de 7000 metros de la fuente de emisión).

La figura 15 se presenta la comparación de la concentración estimada empleando ambos sistemas.

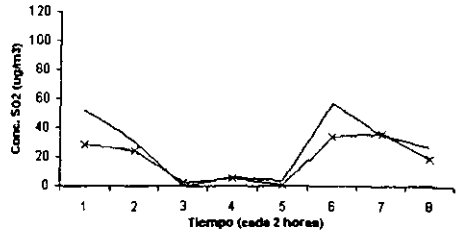


Figura 15. Comparación de la concentración de SO_2 estimada con AERMOD usando el anemómetro sónico y el termohigrómetro. (Intervalo de datos de turbulencia atmosférica cada 120 min; y a una distancia de 7000 metros de la fuente de emisión).

Las figuras 13, 14 y 15 indican que es posible emplear un anemómetro triaxial - termohigrómetro para hacer estudios de dispersión de contaminantes para distancias hasta 7000 metros de la fuente de emisión.

En la figura 16 se presentan los resultados de la concentración para una distancia de 12000 metros y una frecuencia de datos cada 15 minutos. La comparación entre las fuentes de información meteorológica es satisfactoria.

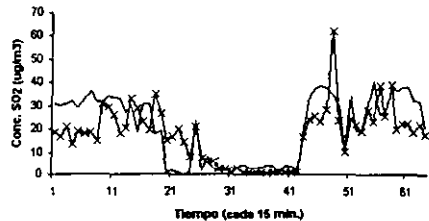


Figura 16. Comparación de la concentración de SO_2 estimada con AERMOD usando el anemómetro sónico y el termohigrómetro. (Intervalo de datos de turbulencia atmosférica cada 15 min; y a una distancia de 12000 metros de la fuente de emisión).

Las figuras 16, 17 y 18 muestran una buena correlación entre las estimaciones de la dispersión de contaminantes, que reafirma la conveniencia de utilizar un anemómetro triaxial - termohigrómetro para la realización de estudios de dispersión de contaminantes para distancias mayores 2500 metros, en este estudio se hicieron pruebas hasta una distancia de 17000 metros y los resultados son satisfactorios.

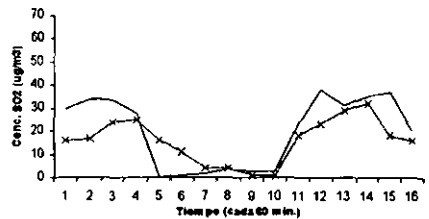


Figura 17. Comparación de la concentración de SO_2 estimada con AERMOD usando el anemómetro sónico y el termohigrómetro. (Intervalo de datos de turbulencia atmosférica cada 60 min; y a una distancia de 12000 metros de la fuente de emisión).

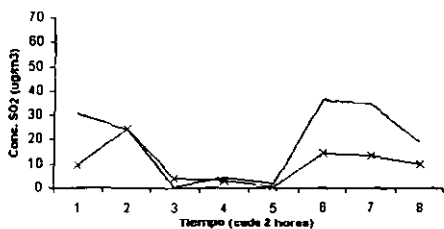


Figura 18. Comparación de la concentración de SO₂ estimada con AERMOD usando el anemómetro sónico y el termohigrómetro. (Intervalo de datos de turbulencia atmosférica cada 120 min; y a una distancia de 12000 metros de la fuente de emisión).

En la Tabla 3 se presentan las covarianzas de las concentraciones (CC) estimadas de Bióxido de Azufre usando el modelo AERMOD y con información meteorológica proveniente de un anemómetro sónico y un anemómetro triaxial - termohigrómetro, a distintas distancias y frecuencia de datos turbulentos.

Tabla 3 Covarianza de la concentración (CC) estimada por AERMOD empleando información turbulenta de un anemómetro sónico y un triaxial

Distancia	Intervalo de tiempo						Promedio
	6	15	30	45	60	120	
500	3884.8	939.1	649.5	749.0	439.0	932.1	1265.6
2500	505.7	169.1	203.4	171.4	260.8	165.8	246.0
7000	452.3	275.1	295.0	276.7	304.2	221.7	304.2
12000	218.9	123.5	121.0	115.8	112.4	93.6	130.9
17000	116.2	61.0	58.6	57.3	50.2	47.0	65.0
Promedio	864.0	263.8	226.2	235.9	204.5	263.4	342.9

En los resultados de la Tabla 3, se observa que la covarianza de la concentración (CC) estimada disminuye al aumentar la distancia con respecto a la fuente de emisión, presentado las mayores diferencias de concentración en la cercanía de la fuente (500 metros). También se observa que al aumentar el tiempo de promediación de las variables turbulentas, las covarianza de las concentraciones disminuyen, es decir son más semejantes. Por lo que la aplicación de un anemómetro triaxial - termohigrómetro para estudios de dispersión de contaminantes es factible, siempre y cuando los estudios cubran un área mayor de 2500 metros de distancia con respecto a la emisión, así como mayor sea la escala temporal.

$$CC = (C_s - c_{s_i}) - (C_t - c_{t_i})$$

Donde,

CC es la covarianza entre la concentración obtenida con el anemómetro sónico y el triaxial.

C_s es la concentración estimada con el sónico promediada en el intervalo.

c_s es la concentración estimada con el sónico.

C_t es la concentración estimada con el triaxial promediada en el intervalo.

c_t es la concentración estimada con el triaxial.

CONCLUSIONES

Este estudio sirvió para definir la aplicabilidad de un sistema integrado por un anemómetro triaxial - termohigrómetro, como alternativa al uso de un anemómetro sónico para el estudio de la simulación de la dispersión de contaminantes en la atmósfera. Para ello se analizó la correlación que existe en la medición de las componentes de la velocidad del viento en la horizontal por parte de los sistemas estudiados, la cual fue muy satisfactoria. No así la correlación de la medición de la componente vertical del viento, el sensor sónico muestra un mejor nivel de respuesta, por lo que el uso de un anemómetro triaxial subestima la medición de la componente vertical del viento. La velocidad de fricción estimada con ambos sistemas de medición es satisfactoria, no así cuando se compara la velocidad convectiva. A partir de las pruebas realizadas con los sensores y el procesamiento de la información meteorológica, se llega a la conclusión de que los resultados de la estimación de la concentración de Bióxido de Azufre por medio del AERMOD son satisfactorios cuando la distancia es mayor a 2500 metros de distancia con respecto a la fuente de emisión y que si es posible utilizar el sistema anemómetro triaxial - termohigrómetro. También se encontró que existen mejores resultados cuando se aumenta el tiempo de promediación de las variables micrometeorológicas.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo brindado por el Sr. Raymundo Villegas del Instituto de Investigaciones Eléctricas. Este trabajo se realizó con el apoyo del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) bajo el contrato No. 218470-5-R32457-T.

BIBLIOGRAFIA

- Gifford, F.A., Jr. 1976. *Turbulent Diffusion - Typing Schemes: A Review*. *Nucl. Saf.* 17: 68-86.
- Venkatram A. "A parameterization of vertical dispersion of ground level releases". *J. Applied Meteorol.* 36:1004-1015 (1997).
- Panofsky, H.A. et al. "The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions". *Bound. Layer Met.* 11:355-361. 1977.
- Hanna S.R. and R.J. Paine. "Hybrid Plume Dispersion Model (MPRM) development and evaluation." *J. Appl. Meteor.* 28:206-224 (1989).
- Perry, S.G., Et. Al.: *AERMOD: A Dispersion Model for Industrial Source Applications*. *Proceedings, Air And Waste Management Association 87th Annual Meeting and Exhibition, Paper 94-TA23.04*. 1994

STIMA DELL'ALTEZZA DI RIMESCOLAMENTO IN VAL PADANA COL MODELLO DI GRYNING-BATCHVAROVA E CONFRONTO CON I DATI SPERIMENTALI.

Roberto Sozzi^(a), Alejandro Salcido^(b), Marianna Nardino^(c)
e José Luis López Martínez^(d)

- (a) Servizi Territorio s.c.r.l., via Garibaldi, 21 – 20092 Cinisello Balsamo (Italia)
- (b) Instituto de Investigaciones Eléctricas, División de Energía Alternas, Gerencia de Materiales y Procesos Químicos, Av. Reforma, 113 Col. Palmira 62490 Temixco, Morelos (México)
- (c) CNR-ISAO, via Gobetti, 101, 40129 Bologna (Italia)
- (d) Instituto Mexicano del Petróleo, Gerencia de Ciencias del Ambiente, Eje central Lázaro Cárdenas 152 San Bartolo Atepehuacan, México D.F. (México)

Sommario

In questo studio vengono riportati il confronto tra le previsioni ottenute applicando il modello di evoluzione temporale dell'altezza di rimescolamento nelle ore diurne convettive proposto da Gryning-Batchvarova ai dati micrometeorologici rilevati nella postazione di Pieve San Giacomo (Cremona – Italia) nel periodo Luglio – Agosto 2000 e la misura dell'altezza di rimescolamento ottenuta dall'elaborazione dei radiosondaggi realizzati di routine all'aeroporto internazionale di Milano Linate nel medesimo periodo. I risultati ottenuti indicano che tale modello riproduce in modo estremamente soddisfacente la realtà evidenziata dai radiosondaggi, sia nelle situazioni altamente convettive (velocità del vento bassa ed elevato soleggiamento) che in quelle dominate da turbolenza prevalentemente meccanica (velocità del vento medio-alta e scarso soleggiamento).

1. Introduzione

Durante le ore notturne in cui la velocità del vento è moderata e la radiazione ad onda lunga emessa dal suolo è sufficiente, il raffreddamento del suolo determina l'instaurarsi di una inversione con base al suolo che si estende fino a poche centinaia di metri di quota e che presenta una turbolenza di bassa intensità e di tipo spesso intermittente. Al sorgere del sole, l'energia cinetica turbolenta dell'aria vicino al suolo cresce a causa del riscaldamento del suolo prodotto dalla radiazione solare. Ciò determina un rimescolamento dell'aria sufficiente a formare sopra il suolo uno strato di tipo convettivo caratterizzato da una temperatura potenziale quasi uniforme (strato rimescolato, ML), che presenta nei pressi del suolo (strato superficiale, SL) un forte gradiente negativo di temperatura potenziale. Al di sopra dello strato limite planetario (PBL), che nelle prime ore dopo l'alba è di dimensioni ridotte, si instaura una zona di

forte inversione termica (la zona di *entrainment* EL) che fa da zona di transizione tra il PBL vero e proprio e l'atmosfera libera caratterizzata in generale da un gradiente positivo della temperatura potenziale, in generale inferiore al gradiente riscontrabile nel EL. Col passare del tempo e con la continua acquisizione di energia solare, il processo di erosione dell'inversione notturna continua inglobando nello strato convettivo sempre maggiori volumi di aria della zona di atmosfera sovrastante (processo di *entrainment*). Perché quest'aria più calda e meno turbolenta possa inglobarsi nello strato convettivo è necessario un apporto energetico fornito dall'energia cinetica turbolenta posseduta dallo strato convettivo e prodotta sia dallo *shear* del vento che dal flusso turbolento di calore sensibile disponibile al suolo. Questo processo continua durante tutte le ore diurne, incrementando sempre più l'altezza dello strato convettivo, fino al tramonto quando termina l'apporto energetico solare e si assiste ad una repentina distruzione dello strato convettivo e al rapido instaurarsi delle condizioni notturne caratterizzate da una più o meno forte inversione al suolo.

Se si considera una tipica situazione diurna, caratterizzata da una forte convettività, il profilo verticale di temperatura potenziale si presenta come riportato in Fig. 1.

Si indica col termine *altezza di rimescolamento* h l'estensione verticale dello strato di atmosfera costituito da SL, ML e EL che formano il PBL. Varie sono le definizioni di h ed in Seibert e al., [1997] sono riportate le principali definizioni utilizzate in Letteratura. In prima approssimazione, h può essere rappresentata dall'estremo superiore dell'EL, cosa che ne rende la determinazione abbastanza semplice avendo a disposizione il profilo verticale di temperatura potenziale rilevata da un radiosondaggio.

L'altezza di rimescolamento, oltre ad essere un importante lunghezza di scala nella Teoria della Similarità e nello studio della turbolenza del PBL in generale, è anche il parametro chiave per tutti i modelli di simulazione della dispersione degli inquinanti in atmosfera. La sua determinazione sperimentale non è agevole. In Seibert e al. [1997] è presentata una rassegna esaustiva dei principali metodi sperimentali impiegati per la determinazione di h , da cui risulta che nessuna delle tecniche finora impiegate è sempre in grado di condurre alla determinazione univoca ed automatica di h . Una delle tecniche usate più frequentemente è quella dei radiosondaggi, anche se tale tecnica costosa e crea notevoli problemi pratici, vista la sua relativa interferenza con il volo aereo.

Vista la difficoltà della misura sperimentale di h , soprattutto in vista di impieghi modellistici che richiedono la conoscenza della sua evoluzione temporale, riscuotono notevole interesse i modelli matematici in grado di stimarne l'evoluzione sulla base della conoscenza di parametri meteorologici e micrometeorologici (flusso turbolento di calore sensibile H_0 e velocità di frizione u_*) misurati al suolo. Si rimanda sempre a Seibert e al. [1997] per una estesa rassegna sull'argomento e per una prima valutazione sulla reale capacità di stima di alcuni di tali modelli.

Nel presente lavoro viene impiegato uno dei modelli presentati in questa rassegna, il modello di Gryning-Batchvarova [Batchvarova e Gryning, 1991], in seguito indicato come modello GB91, per la stima dell'evoluzione di h in Val Padana ed in particolare nell'area della città di Milano nel periodo Luglio-Agosto 2000. Tale modello richiede come principali parametri di ingresso H_0 ed u_* , parametri misurati durante il periodo di

indagine nella postazione micrometeorologica di Pieve San Giacomo (Cremona – Italia). Per verificare l'attendibilità delle stime modellistiche sono stati impiegati i profili di temperatura potenziale ottenuti dai radiosondaggi realizzati presso l'aeroporto internazionale di Milano Linate durante questo periodo nelle quattro ore sinottiche previste.

Nel prossimo paragrafo vengono presentate sinteticamente le basi fisiche del modello GB91, mentre in quello successivo vengono discussi i risultati ottenuti ed il confronto con le determinazioni sperimentali.

2. Il modello di Gryning-Batchvarova.

Il PBL considerato dal modello GB91 è un PBL convettivo ideale, orizzontalmente omogeneo, con un SL ed un EL di dimensione infinitesima. Se si considera il profilo verticale della temperatura potenziale ideale (Fig. 2), si può notare che in tutto il PBL θ mantiene un valore costante fino alla quota h corrispondente al EL, dove presenta una variazione a gradino Δ . Al di sopra di h si è nell'atmosfera libera e la temperatura potenziale cresce con un tasso costante γ . Questo modello di PBL è noto come Modello Integrale del PBL (o *Slab Model*) ed è ampiamente descritto in Stull (1989) e Sorbjan (1989). L'obiettivo del modello GB91 è la determinazione di un'unica equazione differenziale in grado di descrivere l'evoluzione temporale dell'altezza di rimescolamento h durante le ore convettive del giorno e per raggiungere tale obiettivo il modello impiega le normali equazioni di bilancio della fluidodinamica, opportunamente riscritte per tener conto delle peculiarità del PBL ideale considerato.

Si consideri inizialmente *l'equazione di continuità*. Dato che entro il PBL ideale la temperatura potenziale in un dato istante temporale è costante, la conservazione della massa e del volume coincidono. Se si considera una colonna cilindrica di aria con una base (di dimensione A) al suolo e l'altra alla quota h e se η è il flusso volumetrico netto di aria nel volume di PBL considerato, l'equazione di continuità può essere espressa come

$$A \frac{dh}{dt} = \eta \quad [1]$$

Il flusso η risulta in generale costituito da due termini. Il primo tiene conto del processo di *entrainment*, cioè di inglobamento turbolento dell'aria più calda (in termini di temperatura potenziale) dell'atmosfera al di sopra del PBL entro il PBL stesso, mentre il secondo della *divergenza orizzontale* dovuta ai movimenti atmosferici a grande scala. Se si indica con w_e la *velocità di entrainment* e con w_h il moto verticale medio dovuto ai moti a grande scala dell'atmosfera, la (1) può essere riscritta nella forma seguente

$$\frac{dh}{dt} = w_e + w_h \quad [2]$$

In generale w_h non è trascurabile, anche se frequentemente presenta valori estremamente piccoli. La sua determinazione sperimentale risulta estremamente complessa come evidenziato in Stull [1989] ed in Boers et. al. [1984].

L'equazione di *conservazione del calore* per la situazione ideale di Fig.2 può essere scritta nella forma seguente

$$h \frac{d\bar{\theta}}{dt} = (\overline{w'\theta'})_s - (\overline{w'\theta'})_h \quad [3]$$

dove $\bar{\theta}$ è la temperatura potenziale costante in tutto il PBL, $(\overline{w'\theta'})_s$ è il flusso cinematico turbolento di calore sensibile al suolo e $(\overline{w'\theta'})_h$ è l'analogo variabile alla quota h .

Nell'EL (che il modello integrale considera di dimensione infinitesima) si ha un *flusso di calore all'interfaccia* dovuto alla presenza di un *gradino di temperatura potenziale* Δ . Tale flusso cinematico di calore può essere espresso dalla relazione [Driedonks, 1982]

$$(\overline{w'\theta'})_h = -w_e \Delta \quad [4]$$

Lo spessore di inversione Δ tende a crescere con il procedere dell'inglobamento dell'aria calda sovrastante il PBL (entrainment) e tende a decrescere col riscaldamento medio del PBL, per cui [Tennekes, 1973]

$$\frac{d\Delta}{dt} = \gamma w_e - \frac{d\bar{\theta}}{dt} \quad [5a]$$

Nel caso particolare in cui w_h sia trascurabile (cosa non vera in generale, ma che si presenta nella realtà abbastanza frequentemente) la (5) può essere riscritta nella forma seguente

$$\frac{d\Delta}{dh} w_e = \gamma w_e - \frac{d\bar{\theta}}{dt} \quad [5b]$$

Durante le ore convettive si assiste ad una crescita del PBL dovuta prevalentemente all'inglobamento di aria calda proveniente dall'atmosfera sovrastante il PBL. Tale aria ha un livello di *energia cinetica turbolenta* inferiore a quella peculiare dell'aria già appartenente al PBL ed una temperatura potenziale superiore. Il rimescolamento di questa volume di aria nel PBL richiede quindi energia, fornita dall'energia cinetica turbolenta posseduta dal PBL. L'equazione di *conservazione dell'energia cinetica turbolenta* scritta per il PBL ideale qui considerato, dopo opportune semplificazioni e parametrizzazioni [Gryning e Batchvarova, 1990] diventa

$$-\frac{gh}{\theta} (\overline{w'\theta'})_h + Cu_*^2 w_e = A \frac{gh}{\theta} (\overline{w'\theta'})_z + Bu_*^3 \quad [6a]$$

dove u_* è la friction velocity. Il termine di sinistra dell'equazione rappresenta il consumo di energia potenziale e cinetica all'inversione dovuta al processo di entrainment, mentre la parte destra della relazione rappresenta la produzione convettiva e meccanica di energia turbolenta entro il PBL. I valori normalmente accettati per le costanti A, B, C sono rispettivamente 0.2, 2.5 e 8. Risolvendo la (6) rispetto al flusso cinematico di calore alla quota h si ha che

$$-(\overline{w'\theta'})_h = A(\overline{w'\theta'})_z + \frac{Bu_*^3 \bar{\theta}}{gh} - \frac{Cu_*^2 \bar{\theta}}{gh} w_e \quad [6b]$$

dove l'ultimo termine di destra rappresenta l'effetto di *spin-up* o la correzione di Zilitinkevich [1975]. Quando h è piccolo, $w_e = B/Cu_*$, il che porta a dire che le prime fasi dell'evoluzione di h sono dominate dall'azione della turbolenza meccanica.

L'insieme delle equazione (1) – (6), opportunamente combinate, conducono al modello GB91 che descrive l'evoluzione temporale di h . In particolare [Batchvarova e Gryning, 1991]:

- inserendo nella (5b) l'equazione (4) e (3) si ottiene

$$\left(h \frac{d\Delta}{dh} + \Delta - \gamma h \right) w_e = -(\overline{w'\theta'})_z \quad [7a]$$

che, tenendo conto della (4), della (6) e della definizione di lunghezza di Monin Obukhov ($L \approx -\bar{\theta}/(kg) \cdot \rho C_p u_*^3 / H_0$; k costante di von Karman, g accelerazione di gravità, ρ densità dell'aria e C_p calore specifico dell'aria a pressione costante), porta a

$$\frac{d\Delta}{dh} + \Delta \left(\frac{1}{h} + \frac{1}{Ah - BkL} \right) = \gamma \quad [7b]$$

La (7b) è un'equazione differenziale ordinaria che può essere risolta analiticamente. Vista, però, la complessità della soluzione analitica [Batchvarova e Gryning, 1991] si preferisce una sua approssimazione asintotica rappresentata dalla relazione seguente

$$\Delta = \left(\frac{Ah - BkL}{(1 + 2A)h - 2BkL} \right) \gamma h \quad [8]$$

- sostituendo nella (5b) l'espressione esatta (7b) per $d\Delta/dh$, considerando l'espressione approssimata (8) per Δ , la relazione (6b) e la conservazione della massa (1) si ha

$$\left\{ \frac{h^2}{(1+2A)h-2BkL} + \frac{Cu^2\bar{\theta}}{\gamma g[(1+A)h-BkL]} \right\} \cdot \left(\frac{dh}{dt} - w_h \right) = \frac{(\overline{w'\theta'})}{\gamma} \quad [9]$$

che costituisce il modello GB91. Tale modello è un'equazione differenziale ordinaria che richiede la conoscenza dell'evoluzione temporale di u^* , del flusso cinematico al suolo ($(\overline{w'\theta'})_s = H_0 / \rho C_p$) e di γ .

E' interessante notare che se si considera nella (6b) $B = C = 0$ (cioè se si trascura la turbolenza meccanica, cosa vera nelle situazioni ad elevata convettività), la (9) si riconduce al modello di evoluzione di h derivato da pure considerazioni termodinamiche come descritto in Garratt [1992] e Stull [1989]. Inoltre, se si considera che anche A sia nullo (situazione che richiede un flusso di calore all'interfaccia nullo e che a volte si presenta nella pratica), la (9) si riconduce al noto modello di *encroachment* [Carson e Smith, 1974]. In pratica si individua una situazione di *encroachment* quando il profilo di temperatura potenziale risulta privo dell'inversione Δ .

L'elemento interessante del modello di GB91 sta nel fatto che è in grado di descrivere l'evoluzione dell'altezza di rimescolamento nelle situazioni diurne tenendo conto sia dell'apporto convettivo che dell'apporto meccanico.

3. Risultati ottenuti.

Il periodo considerato nel presente lavoro va dal 25 Luglio al 15 Agosto 2000, caratterizzato sostanzialmente da tempo tipicamente estivo, con giornate in prevalenza soleggiate. Solo un numero ridotto di giorni ha presentato una copertura del cielo rilevante, comunque con assenza di fenomeni temporaleschi rilevanti. In tale periodo erano disponibili i dati rilevati nella postazione micrometeorologica di Pieve San Giacomo (Cremona) della rete ARPA della Provincia di Cremona. Il sito di misura è un caratteristico sito rurale totalmente pianeggiante, circondato da coltivazioni di mais, lontano da centri abitati rilevanti, con una rugosità superficiale di circa $z_0 = 0.1$ m e un *displacement height* di circa 0.75 m. Tale postazione è dotata oltre che della normale strumentazione meteorologica, anche di un anemometro ultrasonico triassiale Metek USA1 posto ad una quota di misura di 10 metri. La frequenza di campionamento dell'anemometro sonico era di 10 Hz ed i dati primitivi forniti dal sensore sono stati elaborati real-time col Software di acquisizione MeteoFlux[®] [Favaron e al., 1997] impiegando la tecnica *eddy covariance* per i cui dettagli si rimanda a [Sozzi e Favaron, 1997], ottenendo ogni 30 minuti un valore di u^* e H_0 . Questi valori semiorari hanno costituito una parte dell'input del modello GB91.

Nel periodo considerato erano disponibili presso gli uffici della Rete della Qualità dell'Aria dell'ARPA Regione Lombardia i radiosondaggi realizzati dall'Aeronautica Militare presso l'aeroporto internazionale di Milano Linate ogni quattro ore (alle

previste ore sinottiche) con sonde di tipo Vaisala. Dai radiosondaggi realizzati alle 12 GMT nominali e 18 GMT nominali sono stati dedotti i profili di temperatura potenziale virtuale che sono stati successivamente analizzati singolarmente. Ogni radiosondaggio è stato inizialmente analizzato impiegando una tecnica basata sulle trasformate wavelets (attualmente in via di sviluppo in collaborazione con ARPA Lombardia) per individuare l'altezza di rimescolamento h . Dato che la tecnica è ancora in fase di sviluppo ogni valore di h così ottenuto è stato ricontrollato manualmente considerando sia il profilo termico che quello dell'umidità dell'aria e della velocità e direzione del vento. Durante queste verifiche manuali sono state impiegate le tecniche e gli accorgimenti consigliati nel COST Action 710 "Harmonization of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models" come riportato nel Rapporto Finale [Seibert e al., 1997]. L'individuazione di h è stata abbastanza laboriosa vista la presenza nel periodo di numerosi *residual layer* che a volte mascheravano la reale estensione verticale del PBL. I valori di altezza di rimescolamento disponibili dall'analisi dei radiosondaggi è risultato complessivamente pari a 42.

Oltre a ciò, i profili termici relativi alle 06 GMT sono stati elaborati in modo da produrre i profili verticali del gradiente di temperatura potenziale γ , necessari al modello GB91. I profili di gradiente così ottenuti, sono stati opportunamente regolarizzati in modo da eliminare il *rumore strumentale* insito nelle misure di temperatura realizzate da una radiosonda.

Per la stima di h , è stato quindi realizzato un programma che implementasse il modello GB91. Tale programma risulta strutturato nella maniera seguente:

- acquisisce i dati semiorari di $\bar{\theta}$, di u_* e di H_0 , risultato dell'elaborazione fatta secondo quanto riportato in Sozzi e Favaron [1997] dei dati grezzi misurati dall'anemometro ultrasonico in uno dei vari giorni del periodo in esame.
- acquisisce il profilo di γ ottenuto dal radiosondaggio delle ore 6 GMT.
- durante le ore convettive integra l'equazione (9) impiegando un metodo Runge e Kutta del quarto ordine. Per tener meglio conto della variabilità di γ , ogni passo temporale è stato frazionato in 60 sottointervalli e in ogni sottointervallo il programma impiega il valore di γ corrispondente al valore raggiunto da h al sottointervallo precedente. Per ogni step temporale il valore iniziale di h è il valore relativo allo step temporale precedente. Il valore iniziale per l'integrazione del modello nella prima semiora è stato posto pari al valore ottenuto con la relazione diagnostica valida in situazioni adiabatiche [Benkley e Schulman, 1979]

$$h = 1330 \cdot u_*$$

[10]

I risultati ottenuti sono stati riportati in Tab. 1, mentre in Fig. 3 è stato presentato il confronto tra i valori misurati dai profili di temperatura ed i valori ottenuti alla medesima ora dall'implementazione fatta del modello GB91. I risultati ottenuti evidenziano notevole accordo tra valori calcolati e misurati, presentando un coefficiente

di correlazione $R = 0.94$. Se si indica con x l'altezza di rimescolamento misurata e con y la calcolata, la curva di regressione lineare risulta pari a

$$y = 1.055 \cdot x - 76 \quad [11]$$

con un *bias* di 76 metri, probabilmente dovuto al fatto che disponendo di radiosondaggi alle sole ore 12 GMT e 18 GMT, erano poco rappresentate le altezze di rimescolamento basse, tipiche delle prime ore del mattino.

Alla luce di quanto ottenuto è ragionevole affermare che il modello GB91 consente una stima ragionevolmente accurata dell'altezza di rimescolamento, sicuramente adeguata agli impieghi previsti in un modello di dispersione degli inquinanti in atmosfera. Un elemento interessante è costituito dal fatto che l'ottimo accordo tra misure e previsioni sia stato ottenuto nonostante la relativa distanza (circa 50 km) tra la postazione micrometeorologica e l'aeroporto di Milano Linate, probabilmente spiegabile con la elevata omogeneità climatica che si realizza su gran parte della Val Padana.

4. Conclusioni

Nel presente lavoro sono stati presentati i primi risultati di un confronto tra i valori di altezza di rimescolamento determinati dai profili di temperatura potenziale ottenuti dai radiosondaggi realizzati all'aeroporto internazionale di Milano Linate e i valori stimati mediante l'impiego del modello di Gryning Batchvarova GB91. Questo primo lavoro si riferisce ad un periodo temporale relativamente ridotto (dal 25/7/2000 al 15/8/2000) e utilizza per l'input del modello i dati di velocità di frizione e di flusso turbolento di calore sensibile rilevati nel medesimo periodo presso la postazione micrometeorologica di Pieve San Giacomo (Cremona) dell'ARPA di Cremona. Nonostante la distanza che separa il luogo in cui sono stati rilevati i radiosondaggi e la postazione micrometeorologica (circa 50 km), i risultati ottenuti sono stati estremamente incoraggianti ed ciò induce a ritenere che il modello GB91 possa essere utilmente impiegato per la stima dell'altezza di rimescolamento, parametro indispensabile ai modelli di simulazione della dispersione degli inquinanti in atmosfera.

In tempi limitati saranno disponibili altri dati relativi alla stessa postazione micrometeorologica ed a postazioni micrometeorologiche simili poste attorno alla città di Milano e a sud della città di Brescia per periodi temporali molto più estesi e ciò consentirà di realizzare il confronto fatto nel presente lavoro con una base statistica decisamente più vasta e con una casistica meteorologica più ampia.

Ringraziamenti.

Gli Autori ringraziano il Dott. Mauro Valentini della Rete di Monitoraggio della Qualità dell'Aria dell'ARPA Lombardia per l'aiuto fornito nella elaborazione dei radiosondaggi

condotti all'aeroporto di Milano Linate e la Servizi Territorio srl per aver messo a disposizione le misure realizzate presso la postazione di Pieve San Giacomo. Un ulteriore ringraziamento va al parziale appoggio fornito da CONACyT, Messico (Grant: 218470-5-R32457-T)

Bibliografia

E. Batchvarova, S.E. Gryning (1991): *Applied model for the growth of the daytime mixed layer* – Bound. Layer Meteor. **56**, 261-274

C.W. Benkley, L.L. Schulman (1979): *Estimating hourly mixing depths from historical meteorological data* – J. Appl. Meteor. **18**, 772-780

R. Boers, E.W. Eloranta, R.L. Coulter (1984): *Lidar observation of Mixed Layer Dynamics: test of parameterized entrainment models of mixed layer growth rate* - J. Clim. Appl. Meteor., **23**, 247-266.

D.J. Carson, F.B. Smith (1974): *Thermodynamic model for the development of a convectively unstable boundary layer* – Advances Geophys. **18A**, Academic Press, New York. Pp. 111-124

Driedonks A.G.M. (1982): *Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer* – Bound. Layer Meteor. **23**, 283-306

M. Favaron, D. Fraternali, R. Sozzi, T. Georgiadis (1997): *"METEOFLEX: a data acquisition, processing and presentation system for eddy-covariance and turbulence measurements in the P.B.L."* Atti Conferenze - VII Workshop on Italian Research on Antarctic Atmosphere. Bologna, November 22-24 1997. Società Italiana di Fisica ed. Por M. Colacino, G. Giovanelli, L. Stefanutti IF Editrice Compositori – Bologna 1997

J.R. Garratt (1992): *The Atmospheric Boundary Layer* - Cambridge University Press. 316 pp.

Gryning S.E., E. Batchvarova (1990): *Simple model of the daytime boundary layer height* – Ninth Symposium on turbulence and diffusion, American Meteorological Society. 30 Aprile – 3 Maggio 1990, Roskilde Danimarca pp. 379-382

P. Seibert, F. Beyrich, S.E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen, P. Tercier (1997): *Mixing height determination for dispersion modelling* - in COST Action 710 "Harmonization of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models – Final Report EUR 18195 EN.

Z. Sorbjan (1989): *Structure of the Atmospheric Boundary Layer* - Printice Hall. pp. 317

R. Sozzi, M. Favaron (1997): *Sonic anemometry and thermometry: Theoretical basis and Data-Processing Software.* Environmental Software Vol.11 No.4

R.B. Stull (1989): *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* - Kluwer Academic Publishers pp. 666

Tennekes H. (1973): *A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer* – J. Atmos. Sci, **30**, 558-581

Zilitinkevich S.S. (1975): *Comment on a paper by H. Tennekes* – J. Atmos. Sci., **32**, 991-992

Didascalie Tabelle e Figure

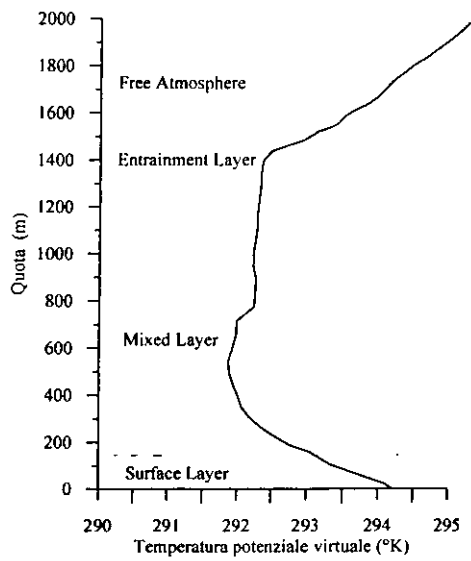
Tab. 1: valori di altezza di rimescolamento calcolata e misurata durante il periodo 25/7 – 15/8/2000

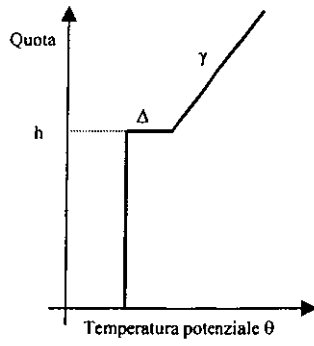
Fig. 1: tipico profilo convettivo della temperatura potenziale. In essa sono visibili il Surface Layer, il Mixed Layer, l'Entrainment Layer e l'atmosfera libera.

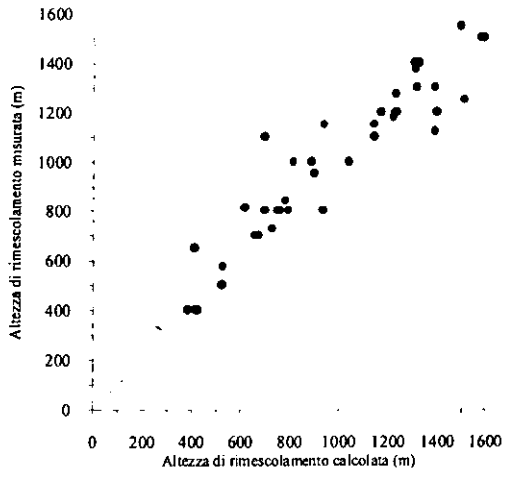
Fig. 2: profilo ideale della temperatura potenziale per il modello GB91 e per tutti i modelli integrali.

Fig. 3: confronto tra i valori di altezza di rimescolamento h dedotti dai radiosondaggi e calcolati col modello GB91.

DATA	h(m): Ora 13		h(m): Ora 19	
	Calcolato	Misurato	Calcolato	Misurato
25/07/2000	796	-	1228	1275
26/07/2000	750	800	1230	1210
27/07/2000	900	950	1510	1250
28/07/2000	412	650	811	1000
29/07/2000	938	1150	1492	1540
30/07/2000	1139	1150	1579	1510
31/07/2000	937	800	1591	1510
01/08/2000	727	725	1323	1400
02/08/2000	789	800	1305	1410
03/08/2000	617	810	1081	-
04/08/2000	386	400	426	410
05/08/2000	418	410	524	500
06/08/2000	754	800	1395	1200
07/08/2000	758	800	1387	1120
08/08/2000	780	840	1308	1375
09/08/2000	889	1000	1387	1300
10/08/2000	698	1100	1218	1180
11/08/2000	748	800	1313	1300
12/08/2000	661	700	1141	1100
13/08/2000	527	575	1039	1010
14/08/2000	697	810	1169	1200
15/08/2000	674	700	1230	1210







BIBLIOGRAFÍA

- AERMIC. Formulation of the AMS/EPA Regulatory Model-AERMOD (Draft). Filed in OAR Regulatory Docket. AQM-95-01. Washington, DC, EEUUA (1995a).
- AERMIC. Design Plan of the AERMOD Final Evaluation (Phase II). To be provided to OAR Regulatory Docket. AQM-95-01. Washington, DC, EEUUA (1995b).
- Agarwal, P. Surface layer turbulence processes in low wind speeds over land. *Atmos. Environ.*, 29(16):2089-2098 (1995).
- Barad, M.L. Project Prairie Grass, a field program in diffusion. *Geophysical Research Papers*, 59(1 y II):439 (1958).
- Briggs, G.A. Discussion on chimney plumes in neutral and stable surroundings. *Atmos. Environ.*, 6:507-510 (1972).
- Briggs, G.A. Plume rise and buoyancy effects. *Atmospheric Science and Power Production*. DOE/TIC-27601, EEUUA. Dept. of Energy. Pp.327-366. (1984).
- Briggs, G.A. Plume dispersion in the convective boundary layer. Part II: Analyses of CONDORS field experiment data. *J. Applied Meteorol.*, 32:1388-1425 (1993).
- Campbell scientific. "HMP45C Temperature and Relative Humidity Probe and URS1 Unaspirated Radiation Shields" (1998).
- Carmichael, W. y Potra, F. A. Sensitivity analysis for atmospheric chemistry models via automatic differentiation. *Atmos. Environ.*, 31(3):475-489 (1997).
- Cukier, R. I. Levine, H.B. y Shuler, K. E. Nonlinear sensitivity analysis of multi-parameter model systems. *J. Comput. Phys.*, 26:1-42 (1978).
- Degrazia, G.A. A comparison between different methods to estimate the lateral dispersion parameter under convective conditions. *J. Applied Meteorol.*, 37:227-231 (1998).
- Dunker, S. Efficient calculation of sensitivity coefficient for complex atmospheric models. *Atmos. Environ.*, 15:1155-1161 (1981).
- Dunker, S. The response of an atmospheric reaction-transport model to changes in input functions. *Atmos. Environ.*, 14:671-679 (1980).
- Environmental Protection Agency U.S.A., Industrial Source Complex (ISC) Dispersion Model User's Guide - Second Edition (Revised), Vol. 1, EPA-450-4-88-002a, Office of Air Quality Planning and Standards, Research Triangle Park, NC, EEUUA, 305 pp. (1987).
- EPA. An evaluation of a solar radiation delta-T method for estimating Pasquill-Gifford (P-G) stability categories, EPA-454/R-93-055, Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, NC, EEUUA (1994).
- EPA. User's Guide for AERMET, the Meteorological Preprocessor for AERMOD. Pub. Environmental Protection Agency. To be provided to OAR Regulatory Docket. AQM-95-01. Washington, DC, EEUUA (1995).

- Gifford, F.A. Uses of routine meteorological observations for estimating atmospheric dispersion. *Nuclear Safety*, 2(4):47-51 (1961).
- Gislason, H.K. y Prahm, L. P., Sensitivity study of air trajectory long-range transport modelling. *Atmos. Environ.*, 12:2463-2472 (1983).
- Gryning, S.E. y Batcharova, E. Applied model of the growth of the daytime mixed layer. *Boundary Layer Meteorol.*, 56:261-274 (1990).
- Gupta, S. Nocturnal wind structure and plume growth rates due to inertial oscillations. *J. Appl. Meteorol.*, 36:1050-1063 (1997).
- Hanna, S.R., Briggs, G.A., Deardorff, J., Egan, B.A., Gifford F.A. y Pasquill, F. Summary of recommendations del American Meteorological Society Workshop on Stability Classification Schemes and Sigma Curves. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 58:1305-1309 (1977).
- Hanna, S.R. Lateral turbulent intensity and plume meandering during stable conditions. *J. Clim. App. Meteor.*, 22:1424-1430 (1983).
- Hanna, S.R. y Paine, R.J.. Hybrid Plume Dispersion Model (MPRM) development and evaluation. *J. Appl. Meteor.*, 28:206-224 (1989).
- Hearne, E. Sensitivity analysis of parameter combinations. *Appl. Math. Modelling*, 9:106-108 (1985).
- Henninger, R. Accuracy of differential sensitivity for one-dimensional shock problems. Página en las redes internacionales (Internet)
<http://www.aps.org/BAPSSHOCK97/abs/S800004.html> (1997).
- Hicks, B.B. Behavior of turbulence statistics in the convective boundary layer. *J. Clim. Applied Met.*, 24:607-614 (1985).
- Kemp, J.R. Dispersion in stable boundary layers using large eddy simulation. *Atmos. Environ.*, 30(16):2911-2923 (1996).
- Koda, W. Sensitivity analysis of the atmospheric diffusion equation. *Atmos. Environ.*, 16:2595-2601 (1982).
- Lee, R.F. y Perry, S.G. AERMOD Developmental Evaluation. To be provided to OAR Regulatory Docket. AQM-95-01. Baltimore, MD, EEUUA (1995).
- López, J.L. Uso de un simulador para el desarrollo de un sistema de tratamiento de efluentes líquidos a nivel industrial. UNAM, Facultad de Química. México D.F. México (1997).
- López, J.L. y Mora, V. Uso de un modelo Gaussiano de dispersión de contaminantes bajo diferentes escenarios meteorológicos. *Tecnol. Ciencia Ed. (Instituto Mexicano de Ingenieros Químicos)*, 13(1-2):63-72 (1998).
- López, J.L. y Gutiérrez, S. Comparación de los datos de dispersión de bióxido de azufre y otros contaminantes en la atmósfera, obtenidos experimentalmente y por simulación usando el modelo ISC3. *Tecnol. Ciencia Ed. (Instituto Mexicano de Ingenieros Químicos)*, 14(1-2):45- 53 (1999).

- López, J.L. y Salcido, A. Radiación solar y el transporte de contaminantes atmosféricos en una región tropical. En Memorias de Millenium Solar Forum 2000. Pub. International Solar Energy Society, México, D.F.: pp. 603-608 (2000a).
- López, J.L. y Salcido, A. Estudio experimental de la estructura vertical de una atmósfera tropical. *Tecnol. Ciencia Ed.* (Instituto Mexicano de Ingenieros Químicos), 15(2):73-81 (2000b).
- López, J.L. y Salcido, A. Sensitivity analysis of AERMOD calculation algorithms with respect to the micrometeorological parameters in a tropical region. Presentado en la 94th Conference A&WMA (Air and Waste Management Association). Orlando, FL, EEUUA (2001a).
- López, J.L. y Salcido, A. Air pollution modelling with turbulence data estimated from conventional meteorological parameters in an urban tropical region. Presentado en la 9th International Conference on air pollution. Ancona, Italy (2001b).
- López, J.L. y Salcido, A. Evaluación del efecto energético de la radiación solar al fenómeno de picos de ozono en la mañana. Enviado a publicación. En prensa (2001c).
- López, J.L. y Salcido, A. Definición sobre la aplicabilidad de un anemómetro ultrasónico y uno triaxial para el estudio de la dispersión de contaminantes en la atmósfera. Enviado a publicación. En prensa (2001d).
- McQueen, J.T. Evaluation of the RAMS model for estimating turbulent fluxes over the Chesapeake Bay. *Atmos. Environ.*, 31:(22):3803-3819 (1997).
- Nieuwstadt, F.T.M. Turbulence in the atmospheric boundary layer. *Atmos. Res.*, 40:111-142 (1996).
- Panofsky, H.A. The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions. *Bound. Layer Meteor.*, 11:355-361 (1977).
- Pasquill, F. Atmospheric Dispersion Parameters in Gaussian Plume Modeling. Part II. Possible Requirements for Change in the Turner Workbook Values. EPA-600/4-76-030b U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, NC, EEUUA (1976).
- Perry, S.G., Cimorelli, A.J., Lee, R.F., Paine, R.J., Venkatram, A., Weil, J.C. y Wilson, R.B. AERMOD: A Dispersion Model for Industrial Source Applications. En Proceedings of the 87th Annual Meeting and Exhibition. 1994. Pub. Air And Waste Management Association, Paper 94-TA23.04. En Docket OAR Regulatory Docket AQM-95-01. Pittsburgh, PA, EEUUA (1995).
- Peterson, J.T. y Demerjian, K. L. The sensitivity of computed ozone concentration to UV radiation in the Los Angeles area. *Atmos. Environ.*, 10:459-468 (1976).
- Randerson, D. Review panel on sigma computations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60:682-683 (1979).
- Schwede, D.G. y Paumier, J.O. Sensitivity of the industrial source complex to input deposition parameters. *J. Appl. Meteorol.*, 36:1096-1106 (1997).

- Seinfeld, J.H. Atmospheric chemistry and physics of air pollution. Ed. John Wiley & Sons. ISBN 0-471-82857-2. Pittsburgh, PA., EEUUA (1986).
- Sharan, M. Comparison of sigma schemes for estimation of air pollutant dispersion in low winds. *Atmos. Environ.*, 29:(16):2051-2059 (1995).
- Sharan, M. Comparative evaluation of eddy exchange coefficients for strong and weak wind stable boundary layer modeling. *J. Appl. Meteorol.*, 36:545-559 (1997).
- Siler, B. y Spotts, b J. Visual Basic Versión 6.0. Prentice Hall. Madrid, España (1998).
- Smith, M.E. Review of the attributes and performance of 10 rural diffusion models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, (65):554-558 (1984).
- Sozzi, R. y Favaron, M. Sonic anemometry and thermometry: Theoretical basis and data processing software. *Environ. Software*, 11(4):259-270 (1996).
- Sozzi, R., Salcido, A., Nardino, M. y López, J.L. Stima dell' altezza di rimescolamento in Val Padana col modello di Gynning-Batcharova e confronto con i dati sperimentali. *Bull. Meteorol. Italia*. Enviado para publicación (Com. personal) (2001).
- Sykes, R.I. A second closure model for the effect of averaging time on turbulent plume dispersion. *J. Applied Meteorol.*, 36:1038-1045 (1997).
- Tilden, P. y Seinfeld, J.H. Sensitivity analysis of a mathematical model for photochemical air pollution. *Atmos. Environ.*, 16:1357-1364 (1982).
- Turner, D.B. The long lifetime of the dispersion methods of Pasquill in EEUUA regulatory air modeling. *J. Appl. Meteorol.*, 36:1016-1020 (1997).
- Vaisala Company. Ground Check Set GC23. Instruction Manual. Boston, MA, EEUUA (1997).
- Venkatram, A. Vertical dispersion of ground-level releases in the surface boundary layer. *Atmos. Environ.*, 26A:947-949 (1992).
- Venkatram, A. A parameterization of vertical dispersion of ground level releases. *J. Appl. Meteorol.*, 36:1004-1015 (1997).
- Young Company. Gill UVW anemometer model 27005. MI, EEUUA (2000)
- Weil, J.C. Updating applied diffusion models. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 24(11):1111-1130 (1985).
- Weil, J.C. Updating the ISC through AERMIC. En Proceedings 85th Annual Meeting of Air and Waste Management Association. Paper 92-100.11. Incluido en Docket OAR Regulatory Docket AQM-95-01. Pittsburgh, PA, EEUUA (1992).
- Weil, J.C. A PDF dispersion model for buoyant plumes in the convective boundary layer. *J. Appl. Meteorol.*, 36:982-1003 (1997).
- Willis, G.E. y Deardorff, J.W. A Laboratory study of dispersion in the middle of the convectively mixed layer. *Atmos. Environ.*, 15:109-117 (1981).
- Zannetti, P. Air pollution modeling. Computational mechanics publications. ISBN 1-85312-100-2. Southampton, U.K. (1990).