



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO**

=====

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS  
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO**

**BALANCE DE ENERGÍA Y CAPA LÍMITE  
SUPERFICIALES SOBRE DISTINTOS USOS DEL  
SUELO EN LA CIUDAD DE MEXICALI, B.C.**

**T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
DOCTOR EN GEOGRAFÍA  
P R E S E N T A :**

**O. RAFAEL GARCÍA CUETO**

**DIRECTOR DE TESIS:  
DR. ERNESTO JÁUREGUI OSTOS**

**MÉXICO, D.F.**

**2006**



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.

## **AGRADECIMIENTOS**

A la **UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA** porque continúa dándome la oportunidad de superarme académicamente.

Al **INSTITUTO DE INGENIERÍA** de la **UABC** por todo el apoyo brindado en la obtención de mis metas profesionales.

Al Programa de Mejoramiento del Profesorado (**PROMEP**) de la Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica de la **SEP** por la beca otorgada.

Al Programa Integral de Fortalecimiento Institucional (**PIFI**) por su respaldo económico en la última etapa del trabajo de tesis.

Al **Dr. ERNESTO JÁUREGUI OSTOS** por todos sus consejos y asesoría para la realización de esta tesis.

Al **Dr. ADALBERTO TEJEDA MARTINEZ** por su invaluable guía y ánimo en todo el desarrollo de este trabajo.

Al **Dr. DJAMEL TOUDERT** por sus siempre acertados consejos y respaldo en la elaboración de este manuscrito.

A la **Dra. LAURA ELENA MADEREY RASCÓN**, **Dra. ROSALÍA VIDAL ZEPEDA**, **Dra. ANA CECILIA CONDE ÁLVAREZ** y **Dra. MARÍA TERESA REYNA TRUJILLO**, quienes con sus adecuadas sugerencias enriquecieron el contenido de este estudio.

Al **Dr. RAÚL VENEGAS CARDOSO** por su desinteresado apoyo.

## DEDICATORIAS

La culminación de este trabajo no hubiera sido posible sin la motivación constante, el amor y la generosidad que mi esposa **LIDIA** me ha prodigado a lo largo, no solamente en esta etapa de trabajo, sino de nuestra vida juntos.

Con mucho cariño para mis hijos **RAMSES** y **GIBRAN** que me han dado la satisfacción de ver en ellos a jóvenes inquietos, abiertos a la vida, grandes escuchas y con un gran sentido de responsabilidad en sus propuestas individuales.

Para mis padres **JOSE ONOFRE** (†) y **REYNA** mi más infinito agradecimiento por sus ejemplos de trabajo, decencia y honradez.

Para mis hermanos **ENRIQUE**, **JOSÉ LUIS**, **CESAR ARMANDO** y **SERGIO** con el cariño de siempre.

“El peor clima de México lo tiene el valle de Mexicali... este inmenso valle bate todos los récords de extremosidad de cualquier otra región del país, y marca uno de los más altos del mundo... A pesar del frío, del calor, del polvo, del sol cegador, el valle de Mexicali es la región más poblada de Baja California... Mexicali es lo mejor de la tierra de promisión, donde todo esfuerzo es duro pero fructífero, ya que a la par de su rigor climático ofrece a los hombres una tierra fértil y un río fertilizante”

Fernando Jordán. El otro México, 1951.

## CONTENIDO

|                                                                                                                                               |             |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| Índice de tablas. . . . .                                                                                                                     | i           |
| Índice de figuras. . . . .                                                                                                                    | iv          |
| <b>RESUMEN. . . . .</b>                                                                                                                       | <b>viii</b> |
| <br>                                                                                                                                          |             |
| <b>1. INTRODUCCIÓN . . . . .</b>                                                                                                              | <b>1</b>    |
| 1.1 Proceso de urbanización y modificaciones climáticas. . . . .                                                                              | 1           |
| 1.2 Objetivos e hipótesis. . . . .                                                                                                            | 4           |
| 1.3 Marco conceptual. . . . .                                                                                                                 | 7           |
| <br>                                                                                                                                          |             |
| <b>2. LA EVOLUCIÓN URBANA DE MEXICALI, B.C. . . . .</b>                                                                                       | <b>10</b>   |
| 2.1 Orígenes de Mexicali, B.C.. . . . .                                                                                                       | 10          |
| 2.2 Los suelos en el valle y ciudad de Mexicali, B.C. . . . .                                                                                 | 11          |
| 2.3 El crecimiento urbano de Mexicali, B.C. . . . .                                                                                           | 12          |
| <br>                                                                                                                                          |             |
| <b>3. MARCO TEÓRICO. . . . .</b>                                                                                                              | <b>16</b>   |
| 3.1 Balance energético atmosférico. . . . .                                                                                                   | 16          |
| 3.2 Capa límite atmosférica. . . . .                                                                                                          | 19          |
| 3.3 Isla de calor urbana. . . . .                                                                                                             | 24          |
| 3.3.1 Metodologías para detectar islas de calor urbano. . . . .                                                                               | 24          |
| 3.4 Cobertura de suelo y uso de suelo: implicaciones climáticas. . . . .                                                                      | 29          |
| 3.5 Turbulencia atmosférica. . . . .                                                                                                          | 35          |
| 3.5.1 Teoría de similaridad. . . . .                                                                                                          | 36          |
| 3.5.2.1 Similaridad de Monin Obhukov. . . . .                                                                                                 | 36          |
| 3.5.2 Varianzas e intensidades turbulentas. . . . .                                                                                           | 38          |
| 3.5.3 Covarianzas y flujos turbulentos. . . . .                                                                                               | 39          |
| 3.6 Estabilidad atmosférica. . . . .                                                                                                          | 39          |
| <br>                                                                                                                                          |             |
| <b>4. MÉTODO Y MATERIALES. . . . .</b>                                                                                                        | <b>42</b>   |
| 4.1 Instrumentación de balance energético en la zona suburbana y rural<br>desértica. . . . .                                                  | 42          |
| 4.2 Instrumentación de balance energético en la zona rural con riego. . . . .                                                                 | 44          |
| 4.3 Uso del suelo y áreas de influencia en las estaciones de balance<br>energético. . . . .                                                   | 45          |
| 4.3.1 Zona suburbana: Instituto de Ingeniería, UABC. . . . .                                                                                  | 45          |
| 4.3.2 Tipificación del uso del suelo alrededor de las estaciones de<br>balance energético. . . . .                                            | 47          |
| 4.3.3 Tipificación del uso del suelo alrededor de la estación de balance<br>energético en la Universidad Autónoma de Baja California. . . . . | 49          |
| 4.3.4. Usos de suelo en la zona rural desértica: Villa Emiliano Zapata. . . . .                                                               | 50          |
| 4.3.5. Usos de suelo en la zona rural con vegetación: Campestre, UABC . . . . .                                                               | 51          |
| 4.4 Áreas fuente de los sensores de covarianza turbulenta. . . . .                                                                            | 52          |
| 4.5 Procedimiento para la estimación del área visual del radiómetro neto. . . . .                                                             | 53          |

|                                                                                                    |           |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 4.5.1 Cálculo del área fuente del radiómetro neto en UABC. . . . .                                 | 55        |
| 4.5.2 Cálculo del área fuente del radiómetro neto en Villa Emiliano Zapata. . . . .                | 56        |
| 4.5.3 Áreas fuente del anemómetro sónico e higrómetro de kryptón. . .                              | 56        |
| 4.6 Métodos de balance energético atmosférico superficial. . . . .                                 | 60        |
| 4.6.1 Método de covarianza turbulenta. . . . .                                                     | 61        |
| 4.6.2 Método de razón de Bowen. . . . .                                                            | 63        |
| 4.7 Capa límite superficial . . . . .                                                              | 65        |
| 4.7.1 Parámetros superficiales. . . . .                                                            | 65        |
| 4.7.1.1 Velocidad de fricción ( $u^*$ ). . . . .                                                   | 66        |
| 4.7.1.2 Intensidad turbulenta componentes $u$ ( $I_u$ ), $v$ ( $I_v$ ) y $w$ ( $I_w$ ) . .         | 66        |
| 4.7.1.3 Energía cinética turbulenta (ECT). . . . .                                                 | 67        |
| 4.8 Identificación de la isla de calor urbano. . . . .                                             | 67        |
| 4.8.1 Análisis de la isla de calor con la red termométrica urbana. . . . .                         | 67        |
| 4.8.2 Análisis de la isla de calor con las imágenes de satélite AVHRR de NOAA. . . . .             | 68        |
| 4.8.2.1 Algoritmos para la determinación de la TRS. . . . .                                        | 69        |
| 4.9 Clasificación de coberturas de suelo. . . . .                                                  | 70        |
| 4.10 Índice de vegetación de diferencia normalizado (NDVI) . . . . .                               | 71        |
| 4.11 Análisis de la isla de calor con imágenes de satélite Landsat ETM y ETM+. . . . .             | 71        |
| 4.11.1 Condiciones meteorológicas a la hora de toma de las imágenes. .                             | 72        |
| 4.11.2 Método de análisis con las imágenes LANDSAT. . . . .                                        | 72        |
| 4.11.2.1 Extracción de usos del suelo. . . . .                                                     | 73        |
| 4.11.2.2 Georectificación de la banda térmica de Landsat. . . . .                                  | 73        |
| 4.11.2.3 Procedimiento estadístico de estimación de temperaturas del aire. . . . .                 | 73        |
| 4.11.2.4 Relación de transectos térmicos y usos del suelo. . . . .                                 | 73        |
| 4.11.2.5 Distribución espacial de temperaturas del aire. . . . .                                   | 73        |
| 4.12 Métodos de estimación de estabilidad atmosférica. . . . .                                     | 74        |
| 4.12.1 Método de desviación estándar de la dirección horizontal del viento ( $\sigma_A$ ). . . . . | 74        |
| 4.12.2 Método de desviación estándar del ángulo de elevación del viento ( $\sigma_\phi$ ). . . . . | 75        |
| 4.12.3 Método de balance energético. . . . .                                                       | 76        |
| 4.13 Longitud de Monin-Obhukov. . . . .                                                            | 77        |
| <b>5. RESULTADOS . . . . .</b>                                                                     | <b>79</b> |
| 5.1 Del balance energético atmosférico . . . . .                                                   | 79        |
| 5.1.1 Primera campaña de mediciones: 17 de febrero al 3 de abril de 2001. .                        | 79        |
| 5.1.2 Segunda campaña de mediciones: 13 al 25 de junio de 2003. . . . .                            | 89        |
| 5.1.2.1 Comparación período 24 horas: UABC vs VZAP vs CAMP. . . . .                                | 92        |
| 5.1.2.2 Comparación período diurno ( $Q^* > 0$ ): UABC vs VZAP vs CAMP. . . . .                    | 93        |

|                                                                                                      |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 5.1.2.3 Comparación período nocturno ( $Q^* < 0$ ): UABC vs VZAP vs CAMP. . . . .                    | 94  |
| 5.1.2.4 El balance energético, áreas fuente y usos del suelo. . . . .                                | 95  |
| 5.2 De la capa límite superficial. . . . .                                                           | 98  |
| 5.2.1 Velocidad y dirección horizontal del viento horizontal y vertical. . . . .                     | 98  |
| 5.2.2 Velocidad de fricción ( $u^*$ ). . . . .                                                       | 101 |
| 5.2.3 Flujo cinemático de calor vertical (Covar wTs) ó Velocidad Convectiva. . . . .                 | 102 |
| 5.2.4 Intensidades turbulentas componentes u ( $I_u$ ), v ( $I_v$ ) y w ( $I_w$ ). . . . .           | 103 |
| 5.2.5 Energía Cinética Turbulenta (ECT). . . . .                                                     | 104 |
| 5.2.6 Longitud de Monin-Obhukov (LMO). . . . .                                                       | 105 |
| 5.2.7 Inversiones térmicas y capa de mezcla. . . . .                                                 | 106 |
| 5.3 De la isla de calor urbano . . . . .                                                             | 110 |
| 5.3.1 Análisis espacial con red termométrica urbana . . . . .                                        | 110 |
| 5.3.2 Análisis térmico regional mediante imágenes NOAA-AVHRR. . . . .                                | 114 |
| 5.3.2.1 Patrones de temperatura superficial de alta resolución. . . . .                              | 114 |
| 5.3.2.2 Perfil temporal de temperaturas radiantes superficiales. . . . .                             | 118 |
| 5.3.2.3 Diferencia promedio de temperatura radiante superficial. . . . .                             | 119 |
| 5.3.2.4 Análisis regional de NDVI. . . . .                                                           | 120 |
| 5.3.3 Análisis térmico intraurbano mediante imágenes LANDSAT. . . . .                                | 122 |
| 5.3.3.1 Análisis de regresión de imágenes de satélite. . . . .                                       | 122 |
| 5.3.3.2 Estimación de temperatura del aire de imágenes 2003 y 1993. . . . .                          | 124 |
| 5.3.3.3 Patrón de frecuencia de temperatura del aire en base a la desviación estándar. . . . .       | 126 |
| 5.3.3.4 Uso del suelo en Mexicali, B.C. . . . .                                                      | 128 |
| 5.3.3.5 Distribución espacial intraurbana de temperatura del aire. . . . .                           | 129 |
| 5.3.3.6 Transectos térmicos en la zona urbana de Mexicali, B.C. . . . .                              | 130 |
| 5.3.3.7 Resultados de transectos térmicos en la zona urbana de Mexicali. . . . .                     | 133 |
| 5.3.3.7.1 Transecto 1 (NW-SE) de la imagen LANDSAT del 12 de mayo de 2003. . . . .                   | 133 |
| 5.3.3.7.2 Transecto 2 (NW-SE) de la imagen LANDSAT del 12 de mayo de 2003. . . . .                   | 135 |
| 5.3.3.7.3 Transecto 5 (W-E) de la imagen LANDSAT del 12 de mayo de 2003. . . . .                     | 138 |
| 5.3.3.7.4 Transecto 6 ( $W_{sup}$ - $E_{sup}$ ) de la imagen LANDSAT del 12 de mayo de 2003. . . . . | 140 |
| 5.3.3.7.5 Transecto 8 (Bosque) de la imagen LANDSAT del 12 de mayo de 2003. . . . .                  | 141 |
| 5.3.3.8 Resumen de transectos térmicos, imagen térmica 12 mayo de 2003. . . . .                      | 143 |
| 5.3.3.9 Resumen transectos térmicos, imagen térmica 6 abril de 1993. . . . .                         | 145 |



|                                                                                                      |         |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 5.3.3.10 Diferencia térmica espacial entre las imágenes de 2003 y 1993. . . . .                      | 146     |
| 5.3.3.11 Diferencia térmica en transectos entre las imágenes de 2003 y 1993. . . . .                 | 148     |
| 5.3.3.11.1 Diferencia térmica en transecto 1 (NW-SE). . . . .                                        | 148     |
| 5.3.3.11.2 Diferencia térmica en transecto 2 (NE-SW). . . . .                                        | 149     |
| 5.3.3.11.3 Diferencia térmica en transecto 3 (NNW-SSE). . . . .                                      | 149     |
| 5.3.3.11.4 Diferencia térmica en transecto 4 (NNE-SSW). . . . .                                      | 150     |
| 5.3.3.11.5 Diferencia térmica en transecto 5 (W-E). . . . .                                          | 151     |
| 5.3.3.11.6 Diferencia térmica en transecto 6 ( $W_{sup}$ - $E_{sup}$ ). . . . .                      | 151     |
| 5.3.3.11.7 Diferencia térmica en transecto 7 ( $W_{inf}$ - $E_{inf}$ ). . . . .                      | 152     |
| 5.3.3.11.8 Diferencia térmica en transecto 8 (Bosque). . . . .                                       | 153     |
| 5.3.3.12 Resumen de diferencias de transectos térmicos. . . . .                                      | 153     |
| 5.3.3.13 Usos de suelo-Temperatura del aire. . . . .                                                 | 155     |
| 5.4 De la estabilidad atmosférica. . . . .                                                           | 157     |
| 5.4.1 Comparación de métodos de estimación. . . . .                                                  | 157     |
| 5.4.2 Equivalencia de métodos de estimación (período nocturno). . . . .                              | 159     |
| 5.4.3 Estabilidad atmosférica comparativa entre UABC y VZAP. . . . .                                 | 160     |
| 5.4.4 Patrón diurno estabilidad atmosférica (categorías Pasquill-Gifford-Turner). . . . .            | 160     |
| 5.4.5 Patrón diurno de estabilidad atmosférica (con parámetro de estabilidad Monin-Obhukov). . . . . | 161     |
| 5.4.6 Resumen comparativo de métodos de estimación de estabilidad atmosférica. . . . .               | 163     |
| <br><b>6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS. . . . .</b>                                                       | <br>165 |
| 6.1 Del balance energético atmosférico. . . . .                                                      | 165     |
| 6.2 De la capa límite superficial. . . . .                                                           | 171     |
| 6.3 De la isla de calor urbano. . . . .                                                              | 176     |
| 6.3.1 Isla de calor urbano atmosférica obtenida con la red termométrica. . . . .                     | 176     |
| 6.3.2 Isla de calor urbano superficial obtenida con imágenes AVHRR. . . . .                          | 177     |
| 6.3.3 Isla de calor urbano atmosférica obtenida con imágenes LANDSAT. . . . .                        | 179     |
| 6.4 De la estabilidad atmosférica. . . . .                                                           | 185     |
| <br><b>7. CONCLUSIONES. . . . .</b>                                                                  | <br>189 |
| <br><b>8. REFERENCIAS. . . . .</b>                                                                   | <br>197 |

## Índice de tablas

|                                                                                                                                                                                                                                       |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabla 2.1 Distribución de los tipos de suelo en el valle de Mexicali. . . . .                                                                                                                                                         | 11 |
| Tabla 2.2 Usos del suelo en Mexicali, B.C. . . . .                                                                                                                                                                                    | 11 |
| Tabla 2.3 Crecimiento de la población en el Municipio y ciudad de Mexicali, 1910-2000. . . . .                                                                                                                                        | 13 |
| Tabla 2.4 Tasa de crecimiento de la vivienda en ciudades fronterizas de 1960 a 1990. . . . .                                                                                                                                          | 14 |
| Tabla 3.1 Frecuencia (%) y número de eventos de isla de calor de acuerdo a los contrastes<br>térmicos observados entre un lugar urbano, y un lugar rural en Mexicali, B.C. en el<br>período frío. . . . .                             | 25 |
| Tabla 3.2 Frecuencia (%) y número de eventos de isla de calor de acuerdo a los contrastes<br>térmicos observados entre un lugar urbano, y un lugar rural en Mexicali, B.C. en el<br>período cálido. . . . .                           | 25 |
| Tabla 3.3 Albedo de varias superficies (tomada de Bonan, 2002). . . . .                                                                                                                                                               | 30 |
| Tabla 3.4 Propiedades térmicas de materiales naturales (tomada de Oke <i>op. cit.</i> , 1987). . . . .                                                                                                                                | 33 |
| Tabla 3.5 Propiedades térmicas de materiales en la construcción urbana (tomada de Oke <i>op. cit.</i> ,<br>1987). . . . .                                                                                                             | 33 |
| Tabla 3.6 Relación entre parámetros de estabilidad. . . . .                                                                                                                                                                           | 38 |
| Tabla 4.1 Información necesaria para caracterizar los usos del suelo. . . . .                                                                                                                                                         | 47 |
| Tabla 4.2 Tipos de cubierta predominante en 1 km alrededor de la estación UABC. . . . .                                                                                                                                               | 47 |
| Tabla 4.3 Fracción horizontal (%) de la cubierta (a) en 1 km alrededor de la estación Instituto de<br>Ingeniería, UABC. . . . .                                                                                                       | 48 |
| Tabla 4.4 Descripción de los tipos de cubierta predominantes en 1 km alrededor de la estación<br>Instituto de Ingeniería, UABC consideradas en el cálculo de porcentajes de<br>aportaciones a sensores de balance energético. . . . . | 49 |
| Tabla 4.5 Porcentaje de aportaciones por cada tipo de cubierta en 1 km alrededor de la estación<br>Instituto de Ingeniería para cada rumbo de viento dominante. . . . .                                                               | 50 |
| Tabla 4.6 Resultados de cálculos en Instituto de Ingeniería, UABC, para la estimación del área<br>visual inferior del radiómetro neto. . . . .                                                                                        | 55 |
| Tabla 4.7 Resultados de cálculos en Villa Emiliano Zapata para la estimación del área visual<br>inferior del radiómetro neto. . . . .                                                                                                 | 56 |
| Tabla 4.8 Datos de entrada para el modelo SAM_2Win en UABC. . . . .                                                                                                                                                                   | 58 |
| Tabla 4.9 Datos de entrada para el modelo SAM_2Win en Villa Zapata. . . . .                                                                                                                                                           | 60 |
| Tabla 4.10 Información meteorológica a la hora de toma de las imágenes (10:00 a.m.). . . . .                                                                                                                                          | 72 |
| Tabla 4.11 Criterio para estimación inicial de Categoría de Estabilidad Pasquill-Gifford (P-G).<br>Para usarse con tabla 4.12. . . . .                                                                                                | 74 |
| Tabla 4.12 Ajustes por velocidad de viento para determinar el Estimador Final de Estabilidad P-<br>G. Categoría inicial de tabla 4.11. . . . .                                                                                        | 75 |
| Tabla 4.13 Criterio de Turbulencia Vertical para Estimador Inicial de Categoría de Estabilidad<br>Pasquill-Gifford (P-G). . . . .                                                                                                     | 75 |
| Tabla 4.14 Criterio para Categorías de Estabilidad, a partir de la Radiación Solar y la Rapidez<br>Media del Viento. . . . .                                                                                                          | 76 |
| Tabla 4.15 Criterio para Categorías de Estabilidad, a partir de la Radiación Neta y la Rapidez<br>Media del Viento. . . . .                                                                                                           | 76 |
| Tabla 4.16 Relación entre la LMO, la estabilidad atmosférica y el flujo de calor sensible. . . . .                                                                                                                                    | 77 |
| Tabla 4.17 Interpretación de la LMO con respecto a la estabilidad atmosférica. . . . .                                                                                                                                                | 77 |
| Tabla 4.18 Equiparación de Categorías de Pasquill y LMO. . . . .                                                                                                                                                                      | 78 |
| Tabla 4.19 Parámetro de estabilidad LMO. . . . .                                                                                                                                                                                      | 78 |

|                                                                                                                                                                                                                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tabla 5.1 Flujos de energía y relaciones de flujos (todas las condiciones de cielo). Los flujos están en $\text{MJm}^{-2}$ , en paréntesis en $\text{Wm}^{-2}$ ; cocientes adimensionales, 17 de febrero al 3 de abril de 2001. . . . .                      | 79  |
| Tabla 5.2 Flujos de calor y relaciones de flujos cuando $Q^*>0$ (todas las condiciones de cielo). Los flujos están en $\text{MJm}^{-2}$ y en paréntesis en $\text{Wm}^{-2}$ ; cocientes adimensionales, 17 de febrero al 3 de abril de 2001. . . . .         | 80  |
| Tabla 5.3 Flujos de calor y relaciones de flujos cuando $Q^*<0$ (todas las condiciones de cielo). Los flujos están en $\text{MJm}^{-2}$ y en paréntesis en $\text{Wm}^{-2}$ , con los cocientes adimensionales, 17 de febrero al 3 de abril de 2001. . . . . | 81  |
| Tabla 5.4 Condiciones prevalentes de tiempo durante el período del 18 al 22 de marzo de 2001. .                                                                                                                                                              | 85  |
| Tabla 5.5 Flujos de energía y relaciones de flujos ( todas las condiciones de cielo). Los flujos están en $\text{MJm}^{-2}$ , en paréntesis en $\text{Wm}^{-2}$ , con los cocientes adimensionales, 12 al 24 de Junio de 2003. . . . .                       | 92  |
| Tabla 5.6 Flujos de calor y relaciones de flujos cuando $Q^*>0$ (todas las condiciones de cielo). Los flujos están en $\text{MJm}^{-2}$ y en paréntesis en $\text{Wm}^{-2}$ , con los cocientes adimensionales, 12 al 24 de junio de 2003. . . . .           | 94  |
| Tabla 5.7 Flujos de calor y relaciones de flujos cuando $Q^*<0$ (todas las condiciones de cielo). Los flujos están en $\text{MJm}^{-2}$ , en paréntesis en $\text{Wm}^{-2}$ , con los cocientes adimensionales, 12 al 24 de junio de 2003. . . . .           | 94  |
| Tabla 5.8 Elementos del balance energético por sectores para UABC, simultáneamente con características del viento, del 18 al 22 de marzo de 2001. . . . .                                                                                                    | 97  |
| Tabla 5.9 Elementos del balance energético por sectores para VZAP, simultáneamente con características del viento, del 18 al 22 de marzo de 2001. . . . .                                                                                                    | 97  |
| Tabla 5.10 Altura media mensual (mts.) de la cima de inversión térmica superficial en Yuma, AZ a las 12Z en el año 2005. . . . .                                                                                                                             | 107 |
| Tabla 5.11 Altura media estacional (mts.) del tope de inversión térmica para Yuma, AZ a las 12Z. . . . .                                                                                                                                                     | 107 |
| Tabla 5.12 Intensidad promedio de la isla de calor urbano e isla fría en Mexicali, B.C. . . . .                                                                                                                                                              | 114 |
| Tabla 5.13 Temperaturas Radiantes Superficiales (TRS) y temperaturas del aire (TAIRE) para el 12 de mayo de 2003 a las 10:00 a.m. . . . .                                                                                                                    | 122 |
| Tabla 5.14 Estadísticos asociados con la regresión lineal para la imagen Landsat del 12 de mayo de 2003. . . . .                                                                                                                                             | 123 |
| Tabla 5.15 Temperaturas Radiantes Superficiales (TRS) y temperaturas del aire (TAIRE) para el 6 de abril de 1993 a las 10:00 a.m. . . . .                                                                                                                    | 123 |
| Tabla 5.16 Estadísticos asociados con la regresión lineal para la imagen Landsat del 6 de abril de 1993. . . . .                                                                                                                                             | 124 |
| Tabla 5.17 Tabla de frecuencia de la fig. 5.55: temperatura estimada del aire mediante banda térmica de Landsat ETM+, del 12 de mayo de 2003. . . . .                                                                                                        | 126 |
| Tabla 5.18 Clases Térmicas de la fig. 5.55 (12 de mayo de 2003). . . . .                                                                                                                                                                                     | 127 |
| Tabla 5.19 Tabla de frecuencia de la fig. 5.55 con IC definidos en la tabla 5.18. . . . .                                                                                                                                                                    | 127 |
| Tabla 5.20 Tabla de frecuencia de la fig. 5.56: Temperatura estimada del aire mediante banda térmica de Landsat TM, del 6 de Abril de 1993. . . . .                                                                                                          | 127 |
| Tabla 5.21 Clases Térmicas de la fig. 5.56 (6 de abril de 1993). . . . .                                                                                                                                                                                     | 128 |
| Tabla 5.22 Tabla de frecuencia de la fig. 5.56 con IC definidos en la tabla 5.21. . . . .                                                                                                                                                                    | 128 |
| Tabla 5.23 Categorías de Uso del Suelo y Área ocupada en $\text{km}^2$ . . . . .                                                                                                                                                                             | 128 |
| Tabla 5.24 Frecuencias de Temperatura del Aire, 12 mayo 2003 (transecto 1). . . . .                                                                                                                                                                          | 135 |
| Tabla 5.25 Frecuencias de Temperatura del Aire, 12 mayo 2003 (transecto 2). . . . .                                                                                                                                                                          | 137 |
| Tabla 5.26 Frecuencias de Temperatura del Aire, 12 mayo 2003 (transecto 5). . . . .                                                                                                                                                                          | 139 |
| Tabla 5.27 Frecuencias de Temperatura del Aire, 12 mayo 2003 (transecto 6). . . . .                                                                                                                                                                          | 141 |
| Tabla 5.28 Frecuencias de Temperatura del Aire, 12 mayo 2003 (transecto 8). . . . .                                                                                                                                                                          | 143 |

|                                                                                                                                                                                 |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tabla 5.29 Estadísticas Básicas de Transectos Térmicos, 12 Mayo 2003. . . . .                                                                                                   | 143 |
| Tabla 5.30 Porcentajes de frecuencia de clasificación térmica en base a la desviación estándar<br>Imagen Térmica del 12 de mayo de 2003. . . . .                                | 144 |
| Tabla 5.31 Estadísticas básicas de transectos de la imagen térmica del 6 de Abril de 1993. . . .                                                                                | 145 |
| Tabla 5.32 Porcentajes de frecuencia de clasificación térmica en base a la desviación estándar<br>imagen del 6 de Abril de 1993. . . . .                                        | 146 |
| Tabla 5.33 Clases de Diferencias Térmicas (Imagen 1-Imagen2). . . . .                                                                                                           | 147 |
| Tabla 5.34 Tabla de frecuencias de diferencias térmicas con las imágenes 2003 y 1993<br>relacionada con IC definidos en la tabla 5.33. . . . .                                  | 147 |
| Tabla 5.35 Estadísticas básicas de diferencias térmicas de transectos entre las imágenes del 6 de<br>Abril de 1993 y del 12 de mayo de 2003. . . . .                            | 154 |
| Tabla 5.36 Porcentajes de diferencias de frecuencia térmica en base a la desviación estándar.<br>Imagen Térmica del 6 de Abril de 1993-Imagen Térmica del 12 de Mayo de 2003. . | 154 |
| Tabla 5.37 Resumen Estadístico de Usos del Suelo y Temperaturas del Aire. . . . .                                                                                               | 155 |
| Tabla 6.1 Resumen de razones de flujo energético para varias ciudades, en periodos diurnos de<br>verano con cielos despejados. . . . .                                          | 167 |
| Tabla 6.2 Resumen de razones de flujo energético para varias ciudades, en periodos diarios de<br>verano con cielos despejados. . . . .                                          | 168 |
| Tabla 6.3 Valores promedio comparativos entre UABC y Villa Zapata, período diario. . . . .                                                                                      | 172 |
| Tabla 6.4 Valores promedio comparativos entre UABC y Villa Zapata, período diurno. . . . .                                                                                      | 174 |

## Índice de figuras

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Fig. 1.1 Proceso de Urbanización en México (%/Millones de habitantes). . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 2  |
| Fig. 1.2 Localización de Mexicali, B.C. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 5  |
| Fig. 1.3 Ubicación de Mexicali, B.C. en el contexto regional. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 6  |
| Fig. 1.4 Descripción esquemática de los flujos involucrados en los balances de energía en áreas urbanas (tomada de OKE, T. R., 1987), donde $Q^*$ es la radiación neta, $Q_H$ el flujo de calor sensible, $Q_E$ el flujo de calor latente, $Q_S$ el flujo de calor del suelo, $Q_F$ el flujo de calor antropogénico y $\Delta Q_A$ es la transferencia advectiva de calor sensible y latente. . . . | 9  |
| Fig. 2.1 Usos del suelo en Mexicali, B.C. (Fuente: Elaborado por G. B. Álvarez, con información del Gobierno de Baja California y XVI Ayuntamiento de Mexicali. Plan de Desarrollo Urbano. Ciudad de Mexicali, 1998). . . . .                                                                                                                                                                       | 12 |
| Fig. 2.2 Crecimiento de la ciudad de Mexicali, B.C., de 1902 a 1993. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 14 |
| Fig. 2.3 Porción oriental de la ciudad de Mexicali (foto aérea, escala 1:75000) $\Delta$ ubicación de la UABC; $\blacksquare$ ubicación de Campestre. . . . .                                                                                                                                                                                                                                       | 15 |
| Fig. 3.1 Flujos de Balance de Energía para Chicago, Julio 1992 (tomado de Grimmond, 1994). . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 19 |
| Fig. 3.2 Estructuras idealizadas de Capa Límite en una ciudad (adaptada de Oke, T.R., 1982). . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 21 |
| Fig. 3.3 Valores promedio y extremos de la intensidad de la isla de calor de las 18 a 8 horas (noche). . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 26 |
| Fig. 3.4 Valores promedio y extremos de la intensidad de la isla de calor de las 9 a 17 horas (día). . .                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 26 |
| Fig. 3.5 Valores promedio y extremos de la intensidad de la isla de calor de las 20 a 8 horas (noche). . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 27 |
| Fig. 3.6 Valores promedio y extremos de la intensidad de la isla de calor de las 9 a 19 horas (día). . .                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 27 |
| Fig. 3.7 Imagen Landsat 1972, área urbana de Mexicali 54 km <sup>2</sup> . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 31 |
| Fig. 3.8 Imagen Landsat 1992, área urbana de Mexicali 92 km <sup>2</sup> . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 31 |
| Fig. 3.9 Desplazamientos verticales originados por la estabilidad atmosférica. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 41 |
| Fig. 4.1 Equipo de correlación turbulenta en UABC. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 42 |
| Fig. 4.2 Equipo de correlación turbulenta en VZAP. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 43 |
| Fig. 4.3 Equipo de razón de Bowen en Campestre, UABC. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 45 |
| Fig. 4.4 Universidad Autónoma de Baja California y sitio donde se realizaron las mediciones $\otimes$ . .                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 46 |
| Fig. 4.5 Usos de suelo en un kilómetro alrededor de la Universidad Autónoma de Baja California. Las características de los tipos se pueden ver en la tabla 4.2. . . . .                                                                                                                                                                                                                             | 49 |
| Fig. 4.6 Villa Emiliano Zapata y sitio donde se realizaron las mediciones $\otimes$ . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 51 |
| Fig. 4.7 Campestre UABC y sitio donde se realizaron las mediciones $\otimes$ . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 52 |
| Fig. 4.8 Áreas Fuente de los sensores de covarianza turbulenta y radiómetro neto. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 53 |
| Fig. 4.9 Usos del suelo a 1 kilómetro de radio de la UABC y radio calculado (162m, círculo negro) del radiómetro neto. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                      | 56 |
| Fig. 4.10 Área fuente del radiómetro neto (interior del círculo negro) y áreas fuente del anemómetro sónico e higrómetro de krypton (elipses) para la Universidad Autónoma de Baja California. La simbología del uso del suelo se puede ver en la tabla 4.2. . . . .                                                                                                                                | 59 |
| Fig. 4.11 Ubicación de las estaciones meteorológicas (anillos amarillos) en las ciudades de Mexicali, B.C. y Calexico, CA., para realizar el estudio de la isla urbana atmosférica de calor. . . . .                                                                                                                                                                                                | 68 |
| Fig. 5.1 Flujos promedio UABC, 18-22 Marzo 2001, condiciones despejadas. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 81 |
| Fig. 5.2 Flujos promedio VZAP, 18-22 Marzo 2001, condiciones despejadas. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 82 |
| Fig. 5.3 Temperatura Aire y Humedad Relativa en UABC, 18-22 Marzo 2001. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 83 |

|                                                                                                                                                                  |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Fig. 5.4 Temperatura Aire y Humedad Relativa en VZAP, 18-22 Marzo 2001. . . . .                                                                                  | 83  |
| Fig. 5.5 Diferencial Presión de Vapor entre VZAP y UABC, 18-22 Marzo 2001. . . . .                                                                               | 83  |
| Fig. 5.6 Rosa de viento en Instituto de Ingeniería, UABC del 18 al 22 de marzo de 2001 (Período 24 horas). . . . .                                               | 84  |
| Fig. 5.7 Rosa de viento en Instituto de Ingeniería, UABC del 18 al 22 de marzo de 2001 (Período 24 horas). . . . .                                               | 84  |
| Fig. 5.8 Patrones diurnos de flujos normalizados en UABC, del 18 al 22 de Marzo de 2001. . . . .                                                                 | 86  |
| Fig. 5.9 Patrones diurnos de flujos normalizados en VZAP, del 18 al 22 de Marzo de 2001. . . . .                                                                 | 86  |
| Fig. 5.10 Variación diaria de la Isla de Calor (UABC-VZAP), del 18 al 22 de Marzo de 2001. . . . .                                                               | 87  |
| Fig. 5.11 Razones Directas Flujo Promedio secos c/5 días UABC ( $Q^*>0$ ) 2001. . . . .                                                                          | 88  |
| Fig. 5.12 Razones Directas Flujo Promedio secos c/5 días VZAP ( $Q^*>0$ ) 2001. . . . .                                                                          | 88  |
| Fig. 5.13 Rosa de viento en UABC, 12 al 25 de Junio de 2003. Período diurno: 9 a.m. – 16 p.m. . . . .                                                            | 89  |
| Fig. 5.14 Rosa de viento en Villa Zapata, B.C., del 12 al 25 de Junio de 2003. Período diurno: 9 a.m. – 16 p.m. . . . .                                          | 90  |
| Fig. 5.15 Rosa de viento en Campestre UABC, del 12 al 25 de Junio de 2003. Período diurno: 9 a.m. – 16 p.m. . . . .                                              | 90  |
| Fig. 5.16 Balance de energía atmosférico en UABC, 14 al 25 de junio de 2003. . . . .                                                                             | 91  |
| Fig. 5.17 Balance de energía atmosférico en VZAP, 13 al 24 de junio de 2003. . . . .                                                                             | 91  |
| Fig. 5.18 Balance de energía atmosférico en CAMP, 13 al 24 de junio de 2003. . . . .                                                                             | 91  |
| Fig. 5.19 Rosa de viento en UABC para el período diurno ( $Q^* > 0$ ) y nocturno ( $Q^* < 0$ ) del 18 al 22 de marzo de 2001. . . . .                            | 95  |
| Fig. 5.20 Rosa de viento en VZAP para el período diurno ( $Q^* > 0$ ) y nocturno ( $Q^* < 0$ ) del 18 al 22 de marzo de 2001. . . . .                            | 95  |
| Fig. 5.21 Velocidad horizontal del viento en UABC vs VZAP, 18 al 22 de febrero de 2001. . . . .                                                                  | 98  |
| Fig. 5.22 Variabilidad del viento en VZAP vs UABC (2003). . . . .                                                                                                | 99  |
| Fig. 5.23 Comparación de dirección de viento en VZAP vs UABC (2003). . . . .                                                                                     | 99  |
| Fig. 5.24 Comparación de $\sigma_0$ en VZAP vs UABC (junio de 2003). . . . .                                                                                     | 99  |
| Fig. 5.25 Comparación de $w$ en UABC vs $w$ VZAP, 15 al 22 de marzo 2001. . . . .                                                                                | 100 |
| Fig. 5.26 Comparación de vel. vertical en VZAP vs UABC (2003). . . . .                                                                                           | 100 |
| Fig. 5.27 Comparación de Var $w$ en VZAP vs UABC (2003). . . . .                                                                                                 | 101 |
| Fig. 5.28 Comparación de $u^*$ en UABC vs VZAP, 15-24 Junio 2003. . . . .                                                                                        | 102 |
| Fig. 5.29 Comparación de velocidad convectiva en UABC vs VZAP 15-22 marzo 2001. . . . .                                                                          | 102 |
| Fig. 5.30 Comparación de velocidad convectiva en UABC vs VZAP junio de 2003. . . . .                                                                             | 103 |
| Fig. 5.31 Comparación de $I_u$ en UABC vs VZAP, 15-24 de junio de 2003. . . . .                                                                                  | 103 |
| Fig. 5.32 Comparación de $I_v$ en UABC vs VZAP 18-22 Febrero 2001. . . . .                                                                                       | 104 |
| Fig. 5.33 Comparación de $I_w$ en UABC vs VZAP 18-22 Febrero 2001. . . . .                                                                                       | 104 |
| Fig. 5.34 Comparación de ECT en UABC vs VZAP 18-22 Febrero 2001. . . . .                                                                                         | 104 |
| Fig. 5.35 Energía Cinética Turbulenta en UABC vs VZAP, 15 de junio de 2003. . . . .                                                                              | 105 |
| Fig. 5.36 Comparación de LMO entre UABC y VZAP, 18-22 febrero 2001 (valores nocturnos). . . . .                                                                  | 106 |
| Fig. 5.37 Comparación LMO entre UABC y VZAP, 15-22 junio 2003 (valores nocturnos). . . . .                                                                       | 106 |
| Fig. 5.38 Altura media mensual del espesor máximo de la capa de mezcla do en Mexicali, B.C. . . . .                                                              | 108 |
| Fig. 5.39 Patrón estacional de profundidad máxima media de capa de mezclado. . . . .                                                                             | 108 |
| Fig. 5.40 Distribución espacial de temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ ) en Mexicali, B.C. Promedio del 24 al 31 de enero de 1998 a las 6:00 a.m. . . . .  | 110 |
| Fig. 5.41 Distribución espacial de temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ ) en Mexicali, B.C. Promedio del 24 al 31 de enero de 1998 a las 15:00 p.m. . . . . | 110 |
| Fig. 5.42 Distribución espacial de temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ ) en Mexicali, B.C. Promedio del 23 al 30 de abril de 1998 a las 5:00 a.m. . . . .  | 111 |
| Fig. 5.43 Distribución espacial de temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ ) en Mexicali, B.C. Promedio del 23 al 30 de abril de 1998 a las 14:00 p.m. . . . . | 111 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Fig. 5.44 Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C. Promedio del 24 al 31 de julio de 1998 a las 5:00 a.m. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                     | 112 |
| Fig. 5.45 Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C. Promedio del 24 al 31 de julio de 1998 a las 15:00 p.m. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                    | 112 |
| Fig. 5.46 Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C. Promedio del 24 al 31 de octubre de 1998 a las 6:00 a.m. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                   | 113 |
| Fig. 5.47 Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C. Promedio del 24 al 31 de octubre de 1998 a las 15:00 p.m. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                  | 113 |
| Fig. 5.48 Temperatura radiante superficial, promedio decenal (1-10 mayo de 1992 de las 13:30 hora local). Los números en la imagen significan lo siguiente: 1)Mexicali zona urbana; 2)Valle Imperial, CA; 3)Valle de Mexicali, B.C.; 4)Desierto al noreste de la zona urbana de Mexicali; 5)Desierto al noroeste de la zona urbana de Mexicali; 6)cerro el centinela; y 7)sierra cucapah. . . . . | 115 |
| Fig. 5.49 Acercamiento a zona urbana de Mexicali para apreciar las TRS (1-10 Mayo 1992, 13:30 hora local). Isolíneas de temperatura cada 2°C. . . . .                                                                                                                                                                                                                                             | 116 |
| Fig. 5.50 Relación entre Temperatura Radiante Superficial vs Temperatura del Aire UABC (varias fechas). . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 118 |
| Fig. 5.51 Temperatura Radiante Superficial estimada de NOAA AVHRR. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 119 |
| Fig. 5.52 Diferencia promedio de TRS (Mexicali – demás zonas). . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 119 |
| Fig. 5.53 NDVI Regional, 1 a 10 de Mayo de 1992 (13:30 hora local). Los números en la imagen se refieren a: 1) Mexicali, B.C.; 2) Calexico, CA.; 3) El Centro, CA; 4) Valle Imperial; 5) Valle de Mexicali; 6) Desierto oriental; 7) Desierto occidental; 8) Laguna Salada; 9) Laguna de evaporación del campo geotérmico de Cerro Prieto. . . . .                                                | 121 |
| Fig. 5.54 NDVI en un acercamiento a zona urbana de Mexicali, 1 a 10 de mayo de 1992 (21:30 GMT). Los números en la imagen significan: 1) zona urbana de Mexicali, B.C.; 2) zona urbana de Calexico, CA; 3) Valle Imperial; 4) Valle de Mexicali. . . . .                                                                                                                                          | 122 |
| Fig. 5.55 Temperatura estimada del aire (°C) mediante banda térmica. Landsat ETM+, 12 de mayo de 2003. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 125 |
| Fig. 5.56 Temperatura estimada del aire (°C) mediante banda térmica. Landsat TM, 6 de abril de 1993. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 126 |
| Fig. 5.57 Distribución Espacial de Temperatura del Aire en Mexicali, B.C., Landsat ETM+, 12 de mayo de 2003. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                              | 129 |
| Fig. 5.58 Distribución Espacial de Temperatura del Aire en Mexicali, B.C., Landsat TM, 6 de abril de 2003. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                | 130 |
| Fig. 5.59 Transectos Térmicos en la imagen Landsat del 12 de mayo 2003 (10:00 a.m.). . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 132 |
| Fig. 5.60 Perfil Térmico Transecto 1 zona urbana Mexicali (NW-SE), 12 Mayo 2003. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 134 |
| Fig. 5.61 Foto aérea de una sección del transecto 1 (línea discontinua de color rojo, del kilómetro 5 al 9), transecto 8 (línea discontinua de color amarillo, del kilómetro 3 al 5.3). Las flechas indican el sentido del transecto. . . . .                                                                                                                                                     | 134 |
| Fig. 5.62 Perfil Térmico Transecto 2 zona urbana Mexicali (NE-SW), 12 Mayo 2003. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 135 |
| Fig. 5.63 Foto aérea de una sección del transecto 2 (línea discontinua de color rojo, la flecha indica el sentido el transecto, del kilómetro 0 al 4). . . . .                                                                                                                                                                                                                                    | 136 |
| Fig. 5.64 Foto aérea de una sección del transecto 2 (línea discontinua de color rojo, del kilómetro 7 al 10), y transecto 4 (la línea discontinua de color amarillo, del kilómetro 5.6 al 7.3). Las flechas indican el sentido del transecto. . . . .                                                                                                                                             | 137 |
| Fig. 5.65 Perfil Térmico Transecto 5 zona urbana Mexicali (W-E), 12 Mayo 2003. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 138 |
| Fig. 5.66 Foto aérea de una sección del transecto 5 (línea discontinua de color rojo, del kilómetro 10 al 11), y transecto 8 (línea discontinua de color azul, del kilómetro 7 al 8.5) y transecto 2 (línea discontinua de color amarillo, del kilómetro 7 al 8).Las flechas indican el sentido del transecto. . . . .                                                                            | 139 |

|                                                                                                                                                                                   |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Fig. 5.67 Perfil Térmico Transecto 6 zona urbana Mexicali ( $W_{sup}-E_{sup}$ ), 12 Mayo 2003. . . . .                                                                            | 140 |
| Fig. 5.68 Foto aérea de una sección del transecto 6 (véase la línea discontinua de color rojo y la flecha que indica el sentido del transecto, del kilómetro 6.3 al 9.3). . . . . | 140 |
| Fig. 5.69 Perfil Térmico Transecto 8 zona urbana Mexicali (bosque), 12 Mayo 2003. . . . .                                                                                         | 142 |
| Fig. 5.70 Foto aérea de una sección del transecto 8 (véase la línea discontinua y la flecha de color rojo que indica el sentido del transecto, del kilómetro 3 al 6). . . . .     | 142 |
| Fig. 5.71 Diferencia Térmica entre Imágenes Landsat 2003 y 1993. . . . .                                                                                                          | 146 |
| Fig. 5.72 Diferencia Térmica en Mexicali, B.C., Transecto 1, (2003-1993). . . . .                                                                                                 | 148 |
| Fig. 5.73 Diferencia Térmica en Mexicali, B.C., Transecto 2, (2003-1993). . . . .                                                                                                 | 149 |
| Fig. 5.74 Diferencia Térmica en Mexicali, B.C., Transecto 3, (2003-1993). . . . .                                                                                                 | 150 |
| Fig. 5.75 Diferencia Térmica en Mexicali, B.C., Transecto 4, (2003-1993). . . . .                                                                                                 | 150 |
| Fig. 5.76 Diferencia Térmica en Mexicali, B.C., Transecto 5, (2003-1993). . . . .                                                                                                 | 151 |
| Fig. 5.77 Diferencia Térmica en Mexicali, B.C., Transecto 6, (2003-1993). . . . .                                                                                                 | 152 |
| Fig. 5.78 Diferencia Térmica en Mexicali, B.C., Transecto 7, (2003-1993). . . . .                                                                                                 | 152 |
| Fig. 5.79 Diferencia Térmica en Mexicali, B.C., Transecto 8, (2003-1993). . . . .                                                                                                 | 153 |
| Fig. 5.80 Comparación de estabilidad atmosférica por método en UABC dos campañas de medición (período nocturno). . . . .                                                          | 158 |
| Fig. 5.81 Comparación de Estabilidad Atmosférica por método en VZAP dos campañas de medición (período nocturno). . . . .                                                          | 159 |
| Fig. 5.82 Comparación de estabilidad atmosférica en UABC, junio de 2003 (período diurno). . .                                                                                     | 159 |
| Fig. 5.83 Comparación de estabilidad atmosférica entre UABC y VZAP, 14 al 26 de junio de 2003 (período nocturno) . . . . .                                                        | 160 |
| Fig. 5.84 Estabilidad Dominante según cada método en UABC Marzo de 2001. . . . .                                                                                                  | 161 |
| Fig. 5.85 Estabilidad atmosférica dominante según cada método en VZAP, 14 al 25 de junio de 2003. . . . .                                                                         | 161 |
| Fig. 5.86 Evolución Horaria del Parámetro Estabilidad Atmosférica ( $z/L$ ) en UABC y VZAP, del 18 al 22 de febrero de 2001. . . . .                                              | 162 |
| Fig. 5.87 Evolución Horaria del Parámetro Estabilidad Atmosférica ( $z/L$ ) en UABC y VZAP, del 15 al 24 de Junio de 2003. . . . .                                                | 163 |



## RESUMEN

La población urbana en todo el mundo ha crecido considerablemente, sobre todo en los países en desarrollo, y las proyecciones realizadas para los próximos años indican que esta tendencia continuará. Con este panorama en puerta, no es extraño que los estudios sobre clima urbano estén teniendo cada vez mayor importancia, dada su repercusión en el consumo de energía, agua y calidad de vida de los habitantes, así como en los aspectos relacionados con el confort térmico y contaminación del aire.

Sin embargo, la mayoría de los estudios que se han realizado comprenden principalmente ciudades de latitudes medias que poseen un clima templado húmedo, y en raras ocasiones el de alguna ciudad situada en la región intertropical, como por ejemplo, los elaborados para México, D.F.; la excepción son los llevados a cabo en algunas ciudades de Estados Unidos, como Tucson y Phoenix, ó en el de algunos países árabes, como Israel y Kuwait que tienen un clima árido. Por esta razón, se eligió la ciudad de Mexicali, que en el lapso de un siglo se ha desarrollado de manera creciente, y que por su latitud ( $\approx 32^\circ$ ) se ubica en una zona de transición climática, pero que posee un clima cálido seco, muy árido y con variaciones térmicas extremosas. Sus actividades agrícolas, comerciales e industriales, y su localización en una de las fronteras más dinámicas del mundo, como es California, invitaba a estudiar, desde el punto de vista de la climatología física, si la modificación llevada a cabo por la urbanización había cambiado algunos aspectos como la radiación neta que incide localmente, y consecuentemente el desarrollo de la isla de calor, la estabilidad atmosférica vertical y los parámetros de turbulencia en la atmósfera superficial.

Así que para examinar esos cambios inducidos por la urbanización creciente, se realizaron dos campañas de medición del balance energético atmosférico en distintos usos de suelo: urbano, rural desértico y rural con riego, en los años de 2001 y 2003.

Se estudió la isla de calor urbana y su relación con los usos del suelo mediante la red termométrica urbana, imágenes de satélite AVHRR de NOAA, e imágenes de satélite LANDSAT TM y ETM+; la aplicación de estos métodos, cada uno con un grado de resolución diferente, permitió tener una apreciación más clara del papel que la superficie urbana de la ciudad de Mexicali tiene en el contexto térmico regional y local.

Se generó información sobre parámetros de turbulencia en la capa atmosférica más cercana al suelo, necesaria para alimentar modelos de calidad del aire, y se discute

y compara con usos del suelo urbano y rural desértico, con lo que se logra ver la trascendencia de elección de las fuentes de información para alimentar tales modelos.

Se estimó con el parámetro turbulento de la Longitud de Monin-Obhukov la estabilidad atmosférica en dos tipos de uso de suelo: urbano y rural desértico; se comparó con los métodos clásicos de Pasquill/Gifford/Turner, y otro basado en mediciones de radiación neta, radiación solar y rapidez media del viento.

En todos los puntos se orienta la discusión hacia el papel que la cobertura de suelo/uso de suelo ejerce en la modificación de flujos fundamentales de energía como la radiación neta, calor sensible, calor latente y almacenamiento de calor en el suelo.

Se concluye que en la ciudad de Mexicali, la forma en que se reparte la energía disponible del Sol es una función del uso del suelo, y que a su vez, tal distribución puede tener repercusiones en el confort y productividad de la población.

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. Proceso de urbanización y modificaciones climáticas

El desarrollo de las ciudades, como elementos modificadores de las condiciones nativas de una región, son tal vez una de las manifestaciones más importantes que el hombre ha tenido en el planeta Tierra, desde fines del siglo XVII, cuando la Revolución Industrial empezó a tejer anárquicamente el crecimiento de las grandes urbes. Generalmente mal planeadas, actúan como polos de atracción para la población y para el empleo, y como centros de desarrollo industrial y cultural, pero también las ciudades interactúan con su medio ambiente, con consecuencias, tanto benéficas como dañinas (Bridgman *et al.*, 1995).

Mientras que hasta el siglo XIX, el área ocupada por las ciudades más grandes se podía medir en centenares de hectáreas, las superficies que ocupan las actuales conurbaciones tienen que medirse en centenares de kilómetros cuadrados: Nueva York, 835 km<sup>2</sup>; Tokio, 622 km<sup>2</sup>; México, D.F., 1547 km<sup>2</sup>; Sao Paulo, 1483 km<sup>2</sup>. Este es un fenómeno novedoso en la historia de los asentamientos urbanos. En el acontecer de un siglo y medio, la economía del mundo occidental ha sustituido su estructura agrícola, organizada en torno a un número limitado de grandes ciudades y miles de pueblos y pequeñas ciudades, por una estructura metropolitana, donde el crecimiento descontrolado de la urbanización no sólo ha engullido y asimilado a las unidades menores, aisladas y autocontenidas en el pasado, sino que, en la actualidad, está absorbiendo el entorno rural y amenazando los flujos naturales de diversos elementos necesarios para la vida, y que en el pasado habían servido para compensar las deficiencias del medio urbano (Jiménez, 2004).

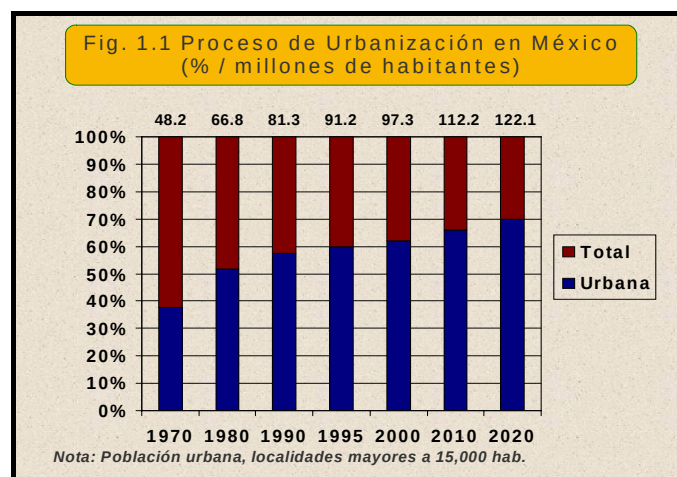
Por otra parte, en los últimos cien años, México ha experimentado cambios inéditos en el plano demográfico, que implicaron ciclos, inicialmente de despegue e intenso crecimiento poblacional, y, más recientemente, de desaceleración. Hay que recordar que el país estaba poblado por alrededor de 15 millones de habitantes en 1900, y cerró el siglo XX con casi 100 millones, es decir, una cifra siete veces mayor, lo que ubica hoy en día a México como la undécima nación más poblada del mundo, por encima de 218 países del orbe.

Gracias al impulso de la industrialización y de las actividades de base urbana, México experimentó una poderosa metamorfosis en la dinámica de crecimiento de sus ciudades y pasó de ser un país abrumadoramente rural a uno predominantemente urbano. Así, al iniciar el siglo pasado, siete de cada diez mexicanos residían en

localidades rurales (de menos de 2,500 habitantes) y sólo uno de cada diez vivía en las 33 ciudades (de 15 mil y más habitantes) existentes en esa época. En contraste, el sistema nacional urbano ingresó al nuevo milenio con 372 ciudades, donde se encuentran establecidas alrededor de siete de cada diez personas, mientras que en el ámbito rural residen sólo dos de cada diez. Esto indica que durante el siglo XX el número de ciudades del país creció 11 veces y la población urbana aumentó casi 46 veces, en contraste con la población rural que tan sólo duplicó su tamaño original (Tuiran, 2000).

En consecuencia, se prevé que en la próxima década residirán en las ciudades del país alrededor de 76 millones de personas, en contraste con los 64 millones que viven actualmente en ellas. Además, el número de localidades de entre 2,500 y menos de 15 mil habitantes crecerán de 2,125 a cerca de 2,380 en ese mismo lapso, mientras que el de las ciudades de 100 mil habitantes o más se incrementará de 69 en la actualidad a un total de 80 en el 2010 (fig. 1.1).

Una de estas 69 ciudades de 100 mil habitantes o más en la actualidad es Mexicali, B.C., la cual continúa creciendo con cierta rapidez. Esta ciudad alcanzó los 550 mil habitantes en el año 2000 y se estima que rebasará los 650 mil para el 2010 al ritmo actual de crecimiento del 2.3% anual (CONAPO, 2004).



Esta aceleración en el proceso de urbanización impondrá costosas y enormes exigencias de infraestructura productiva, equipamiento y servicios, no sólo en Mexicali, sino en todas las ciudades del país, así como fuertes presiones sobre el medio ambiente y los recursos naturales que será necesario moderar. Las áreas urbanas, con mayores exigencias espaciales cada vez, ocupan espacio aéreo, tierra, ríos, etc.,

con impactos que modifican principalmente la vegetación natural, la calidad del agua, la calidad del aire y el clima.

De acuerdo al último comentario, se puede decir que una ciudad que va reemplazando a una cobertura natural de suelo parece crear modificaciones importantes en el clima regional. La estructura física de la ciudad, la energía artificial liberada por los procesos residenciales e industriales, las emisiones de contaminación, y la reacción de los elementos climáticos con la superficie urbana, interactúan para crear un *clima urbano*.

Estos procesos de urbanización inducen cambios radicales en la naturaleza de la superficie y, por tanto, en las propiedades atmosféricas de una región; involucra no solamente la transformación de las propiedades radiativas, térmicas, hídricas y aerodinámicas (Oke, 1987), sino que a su vez, modifica los balances de calor, masa y momentum (Oke *et al.*, 1999), por lo que se generan un conjunto de distintos climas a micro y mesoescala, dando lugar, por ejemplo al conocido efecto de isla de calor urbano, en el que la ciudad tiene un clima térmico modificado, comparado con el área rural (Badarinath, *et al.*, 2002), y que tiene implicaciones prácticas en la conservación de energía y agua, salud humana y confort, dispersión de contaminantes atmosféricos y circulación local del aire (Roth y Oke, 1989).

En este sentido, dada la gran y creciente fracción de la población expuesta a las condiciones atmosféricas de las ciudades, es entendible la importancia, cada vez mayor, de estudiar el clima urbano ya que, si se estima que más del 54% de la población del mundo vivirá en ciudades para el 2015 (O'Meara, 1999), se requiere un estudio bidireccional que permita entender de qué manera la urbanización ha modificado el clima, como un factor más en el cambio climático global, y a la vez cómo el clima repercute en la salud, bienestar y productividad del hombre urbano. Con esos antecedentes, la climatología urbana, como ciencia aplicada, cada vez más será utilizada como una herramienta de planeación biourbanística.

Bajo este contexto, se hace necesario acotar lo que esta tesis pretende aportar al estudio del crecimiento de las ciudades, que es el de entender cómo el clima de una ciudad desértica mexicana, Mexicali, B.C., ubicada en el noroeste del país, se ha modificado a consecuencia del desarrollo urbano acelerado, particularmente en lo que se refiere al balance energético atmosférico en la baja atmósfera (que se debe entender como la manera en que la energía neta se reparte en diferentes ambientes), la estructura de la capa límite superficial y el desarrollo de la isla de calor urbano.

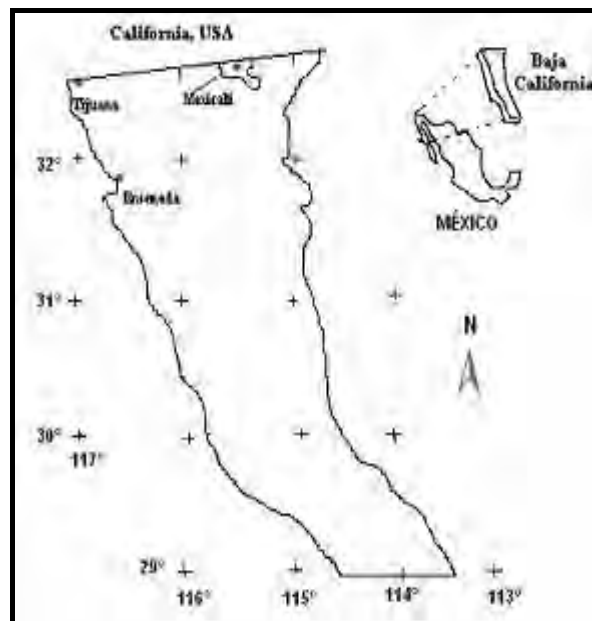
Es claro que frente a los enormes problemas que encara una ciudad (vivienda, salud, educación, transporte), probablemente el aporte que haga la climatología urbana sea relativamente pequeño, pero si se suma este esfuerzo al de los planificadores urbanos y al de las políticas de crecimiento urbano, es más probable que se tenga éxito en la planeación, así como que el gasto por concepto de energía y agua disminuyan, y el confort térmico se vea mejorado.

## **1.2. Objetivos e hipótesis**

La energía solar es el principal aporte que tiene la superficie terrestre para sus diversos procesos: calentamiento del aire, evapotranspiración, vientos, etc.; de acuerdo a la primera ley de la termodinámica, la energía se debe conservar, pero, ¿a dónde va esta energía?. En otras palabras y desde un punto de vista micrometeorológico: ¿cómo es la partición entre los diferentes flujos de energía?, ¿existen otros flujos importantes además de la radiación neta, el calor sensible y latente, y el flujo de calor del suelo?. Para mejorar las predicciones regionales del tiempo y los modelos globales del clima, así como para evaluar el uso del agua, o la evaporación, en suelo y plantas, es necesario entender cómo se divide la energía en la superficie terrestre. Si a esta evaluación energética atmosférica se le añaden contrastes superficiales, en escalas espaciales pequeñas, como sucede en una zona urbana, la situación se complica enormemente. Aún así, en varias ciudades, sobre todo de países de latitudes medias se han realizado estudios orientados a conocer el balance energético atmosférico, por la gran importancia que reviste, tanto desde el punto de vista del confort como de salud y de planeación (Cleugh y Oke, 1986; Grimmond y Oke, 1995). Para el país, se pueden mencionar los trabajos realizados por Jáuregui (1986), Oke, *et. al.* (1992), Jáuregui (1997), Oke *op. cit.* (1999), Barradas *et. al.* (1999), Tejeda (1996), Tejeda y Jáuregui (2005), orientados a conocer la climatología urbana y la forma en que la ganancia neta de energía es repartida en el tejido urbano de la ciudad de México, D.F.

Sin embargo, para el noroeste del país, que es una zona árida, no se han realizado este tipo de estudios. Las áreas urbanas en esta región han crecido considerablemente en los últimos 20 años y mucha gente está viviendo ahora en esas grandes urbes; el número de habitantes de acuerdo al censo del año 2000 (CONEPO, 2000) son: Mexicali, B.C. (549, 873 habitantes); Tijuana, B.C. (1, 274, 240 habitantes); Hermosillo, Son. (608, 697 habitantes); Ciudad Obregón, Son. (345, 222 habitantes) y San Luís Río Colorado., Son. (145, 276 habitantes), por mencionar algunas. Además,

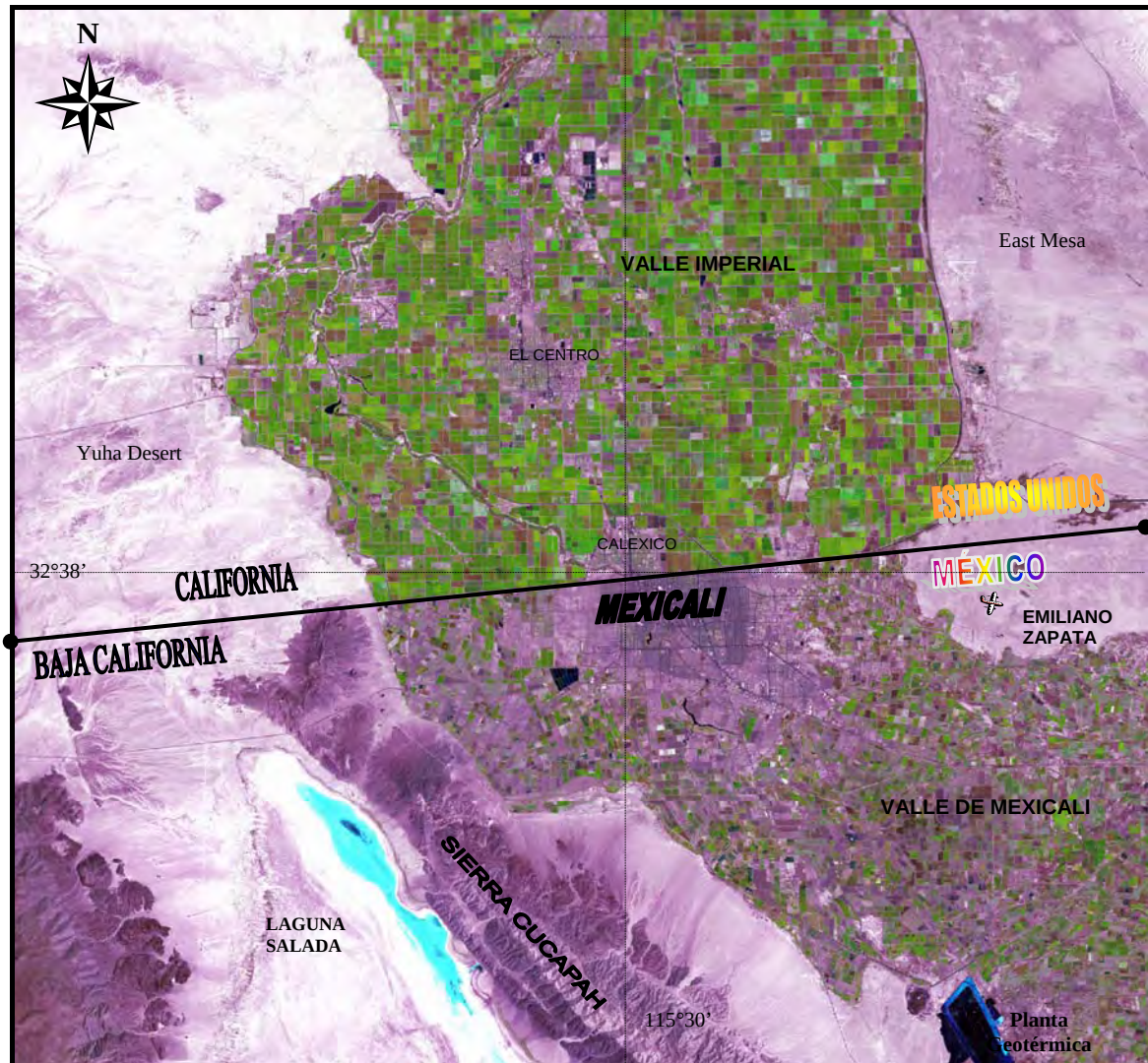
la mayoría de los estudios, no solo nacionales sino también internacionales, sobre balance energético y clima urbano en general, han sido realizados en ciudades con características climáticas y morfológicas diferentes a las de Mexicali, en las que la partición de los flujos energéticos en el sistema suelo-atmósfera, como se mostrará más adelante, debe ser distinta que para una ciudad con los rasgos de Mexicali, B.C., a saber, un asentamiento urbano que se fundó a inicios de la primera década del siglo XX, cuyo origen fue el desarrollo de actividades agrícolas, aunque la globalización económica ha desplazado a ésta para dar paso a las labores industriales. En cuanto a su clima es árido, con solamente 75mm de precipitación promedio anual, y condiciones térmicas extremas: temperaturas máximas cercanas a los 50°C en los meses de verano, y temperaturas mínimas próximas a los 0°C en el invierno. Mexicali se sitúa en la frontera internacional con el estado de California, Estados Unidos (fig. 1.2), que tiene una de las economías más dinámicas del mundo.



**Fig. 1.2** Localización de Mexicali, B.C.

La ciudad de Mexicali, B.C., se localiza entre dos extensas áreas de cultivo, el valle de Mexicali en el lado mexicano, y el valle Imperial en el lado norteamericano (fig. 1.3). Tiene una traza horizontal extensa, sin edificaciones con desarrollo vertical considerable, la mayor parte de las construcciones son de uno a dos pisos, a excepción de los edificios del Centro de Gobierno y campus Universitario, así que la vivienda familiar que domina es la de una planta. Los estudios que sobre clima urbano se han realizado en climas áridos son realmente pocos (p.e., Balling y Brazel,

1989; Nasrallah, *et al.*, 1990; Saaroni, *et al.*, 2000), y la mayoría bajo condiciones de vegetación y riego diferentes si se comparan con Mexicali, B.C.



**Fig. 1.3** Ubicación de Mexicali, B.C. en el contexto regional

Así que la importancia que reviste realizar este tipo de estudios, además de llegar a tener un mejor conocimiento del entorno atmosférico, y una mayor comprensión de los procesos físicos involucrados en la climatología de la capa límite de zonas áridas, tiene que ver con la interrelación de la naturaleza de la superficie, los balances energéticos atmosféricos y su impacto en el comportamiento de la capa límite superficial, lo que conduce al objetivo fundamental de esta tesis que es el de **propiciar un mayor conocimiento de la interacción entre los usos del suelo y la repartición de la energía solar (balance energético atmósfera-suelo) en la ciudad de Mexicali y su entorno, así como su efecto en la distribución térmica regional e**



**intraurbana y el estudio de las características de la capa límite superficial**, con lo que se trata de verificar la hipótesis de que **el desarrollo urbano cambia la dinámica de los usos del suelo y como consecuencia el balance de energía atmósfera-suelo, la distribución térmica y los rasgos de la capa límite superficial**.

Ese objetivo general se logrará mediante la realización de los siguientes objetivos específicos:

- ❖ Evaluación del balance energético atmosférico superficial en diferentes ambientes físicos: rural, suburbano y vegetación con riego.
- ❖ Evaluación de los patrones térmicos regionales e intra-urbanos, y su relación con características de uso del suelo.
- ❖ Estimación y comparación de parámetros de meteorología turbulenta y estabilidad atmosférica en la capa atmosférica superficial en dos ambientes: suburbano y rural.

### **1.3. Marco conceptual**

Existen dos ciclos fundamentales de importancia, cuyo estudio constituye las bases de la moderna climatología física. Estos son los ciclos de energía solar (calor) y agua (masa), los que mediante procesos de intercambio y balances, están enlazados a elementos climatológicos como la temperatura, humedad y viento en la *capa límite atmosférica*, que más adelante se describirá formalmente, pero por el momento se mencionará que es el espacio terrestre donde se desarrollan las actividades de todo ser vivo. Si se considera que una gran parte de la población vive en las áreas urbanas, y como ya se ha mencionado, cada vez habrá más gente habitando en ellas con la consecuente modificación en la cobertura del suelo, es obvia la necesidad de estudiar con detalle los diferentes flujos implicados y la relación existente entre esos factores.

Una de las diferencias en los ambientes urbanos y rurales es su clima, y como elemento modificador principal, la temperatura, que ha sido ya mencionada en muchos estudios (Landsberg, 1970; Oke, 1982; Jáuregui, 1997); estas diferencias climáticas parecen ser causadas principalmente por la modificación de la superficie terrestre, al alterar algunas propiedades radiativas como admitancia térmica, emisividad y el albedo, y de manera secundaria por la liberación de energía artificialmente generada en las ciudades.

De acuerdo a lo mencionado, y apelando a la ley de la conservación de la energía, la diferencia fundamental entre los climas urbanos y los rurales, parece encontrarse en el balance energético atmosférico superficial, por lo que varios

investigadores se han abocado a estudiarlo (Oke *et al.*, 1992; Grimmond y Oke, 1995; Tejeda y Jáuregui, *op.cit.*, 2005); y es que como menciona Oke *op. cit.*, (1987):

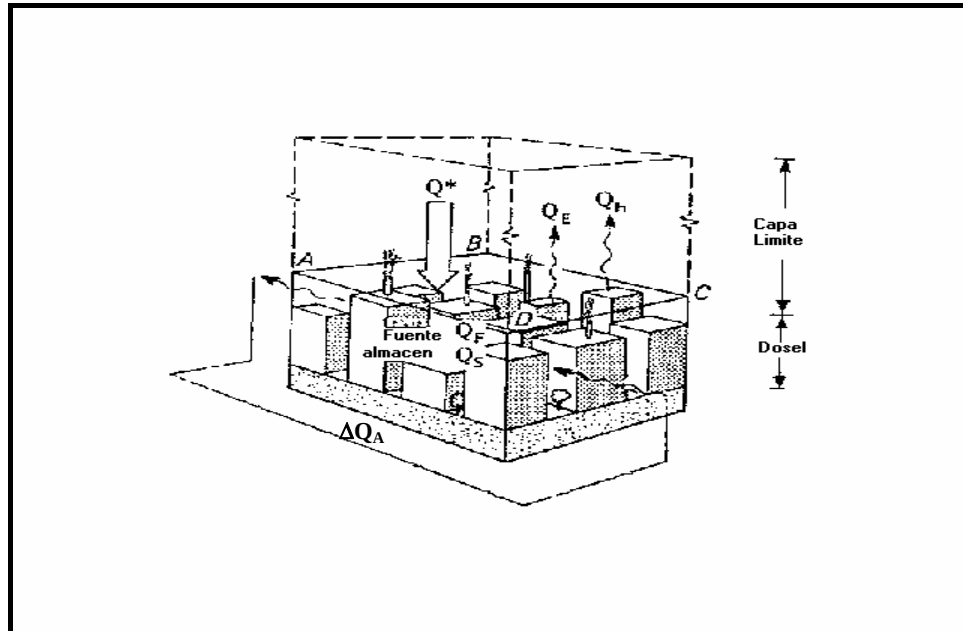
“...el conocimiento del balance de energía superficial se considera fundamental para entender la meteorología de la capa límite y la climatología de cualquier lugar. En conjunción con el viento sinóptico proveen las fuerzas rectoras energéticas para los flujos verticales de calor, masa y momentum...”

Es decir, si se quiere realizar una verdadera climatología física, se deben orientar los esfuerzos a cuantificar esos flujos energéticos, ya que la distribución de los elementos climáticos son finalmente el resultado de tales balances, que una vez entendidos, explican procesos tan importantes como el desarrollo de la isla de calor urbano, vientos locales, estabilidad atmosférica, e indirectamente la distribución de contaminantes.

Respecto al último punto mencionado en el párrafo anterior, es claro que la atmósfera urbana, además de los constituyentes normalmente presentes en el aire, está cargada con mezclas de origen antropogénico, de entre los cuales se pueden mencionar al  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NO}_x$ ,  $\text{CO}$ , y un número de compuestos orgánicos, así como los producidos fotoquímicamente, como el  $\text{O}_3$ ; en Mexicali, en particular, se pueden añadir los polvos producto de la erosión eólica. Debido al problema de calidad del aire, en las áreas urbanas se utilizan modelos para calcular la dispersión de fuentes puntuales, que requieren información del estado de la capa límite atmosférica. Ya sea que el modelo esté basado en la fórmula de pluma Gausiana, teoría de similaridad, modelo de partícula Lagrangiana ó teoría K, todos ellos requieren estimadores de variables turbulentas (Hanna y Chang, 1991). Así que para llenar el vacío de información existente, y con la idea de utilizar en el futuro un modelo de calidad del aire en Mexicali, B.C., en esta parte de la tesis se realiza una estimación de varios parámetros relacionados con la estabilidad del aire y la meteorología turbulenta.

La partición de los flujos energéticos está regida por la naturaleza de la superficie urbana y las habilidades relativas del suelo y la atmósfera para transportar calor. La distribución particular conseguida por una superficie es probablemente el más importante determinante de su microclima. En la fig. 1.4 se ilustran las componentes del balance energético que dan lugar al clima urbano, y que da una idea de que la cuantificación de los diversos flujos es una tarea complicada por la

geometría urbana y los diferentes usos del suelo en pequeñas distancias, que dan lugar a una amplia gama de microclimas.



**Fig. 1.4** Descripción esquemática de los flujos involucrados en los balances de energía en áreas urbanas (tomada de Oke, 1987), donde  $Q^*$  es la radiación neta,  $Q_H$  el flujo de calor sensible,  $Q_E$  el flujo de calor latente,  $Q_S$  el flujo de calor del suelo,  $Q_F$  el flujo de calor antropogénico y  $\Delta Q_A$  es la transferencia advectiva de calor sensible y latente.

Por todo lo anteriormente expuesto se puede inferir que el balance energético atmosférico, que depende en gran medida de la cobertura superficial, y la partición de los flujos de energía en diferentes superficies, debe ocasionar diferentes distribuciones térmicas, hídricas y de transporte de momento mecánico, por lo que la modificación en usos del suelo, ocasionada por la urbanización, impactará también esas distribuciones. Estas modificaciones, a su vez, se ha mencionado ya que afectan el confort, la salud y la productividad de los habitantes urbanos, por lo que cuantificar en qué medida se ven modificados los balances energéticos es indispensable para una mejor planeación urbanística.

## **2. LA EVOLUCIÓN URBANA DE MEXICALI, B.C.**

### **2.1 Orígenes de Mexicali, B.C.**

Mexicali, cabecera del municipio del mismo nombre y capital del estado de Baja California, es una aglomeración en medio del desierto, cuya fuente de expansión física y de crecimiento económico, hasta hace pocos años, fue el producto de un proyecto de ingeniería hidráulica que se inició durante la última parte del siglo XIX y que encontró en los actuales valles de Mexicali en Baja California y de Imperial en California, una oportunidad para desarrollar la agricultura de riego (Ranfla y Peña, 2005). El nombre de la ciudad se forma de la combinación de las palabras México y California.

Durante épocas prehispánica y colonial, el valle de Mexicali estaba habitado por indígenas dedicados a la caza, pesca y agricultura. Los primeros núcleos de población permanente se crearon a fines del siglo XIX. Estas poblaciones estaban conformadas por pioneros del sur de la península de Baja California, así como de Ensenada y del estado de Sonora.

En 1902 se realizó el primer trazo del poblado de Mexicali. Se dividió en dos partes: la conocida como primera sección, que fue habitada en su mayoría por ciudadanos chinos, y el llamado Pueblo Nuevo, donde se asentó la población mexicana.

Mexicali se convirtió en el centro de las actividades agrícolas de la región y en el asentamiento con más posibilidades de desarrollo. Aquí se establecieron las oficinas de la compañía deslindadora, así como sus empleados, lo que se reflejó en el crecimiento de la localidad. En el año de 1914, se emite el decreto de reconocimiento de la ciudad como cabecera de municipio del mismo nombre. Al año siguiente pasa a ser la capital del territorio, y a partir del 16 de enero de 1952, la capital del estado de Baja California (INEGI, 1997b).

Ya en la segunda mitad del siglo XX, a mediados de la década de los años sesenta, Mexicali recibe un fuerte impulso con el Programa de Industrialización de la Frontera Norte. En este período surgen los primeros parques industriales para el establecimiento de la industria maquiladora, lo que hace que la economía de la ciudad transforme su carácter primordialmente agrícola a uno de mayor diversidad y estabilidad, como consecuencia de la ocupación de mano de obra por la industria maquiladora. Tal situación origina el incremento en la tasa de inmigración, proveniente principalmente de los estados con mayor desempleo y pobreza de la República Mexicana (Avilés *et al.*, 2001).

Actualmente, Mexicali es una ciudad donde han prosperado las actividades comerciales, industriales y de servicios. En el ramo industrial destacan: el procesamiento de alimentos, la industria maquiladora, textil y el ensamblaje de artículos eléctricos y electrónicos; sin embargo, Mexicali debe su origen a la riqueza de su extenso valle agrícola, donde la agricultura y la ganadería son la base de su economía regional.

## 2.2. Los suelos en el valle y ciudad de Mexicali

Los suelos del valle de Mexicali tienen un material parental ligado a los sedimentos del río Colorado con depósitos estratificados, en su mayor parte derivados de rocas sedimentarias, mezclados y arrastrados por las aguas del río desde el Gran Cañón. En la región existen seis series de suelos y sus 26 componentes texturales se denominan: serie Gila fase ligera, serie Gila fase pesada, serie Imperial, serie Holtville, serie Melolano y serie Supertition (Sánchez, 2005).

En términos generales, los suelos han sido clasificados por su textura como ligeros, medios y pesados, y la superficie que ocupan éstos se define en la tabla 2.1.

**Tabla 2.1** Distribución de los tipos de suelo en el valle de Mexicali

| <b>Textura</b> | <b>Superficie en ha</b> | <b>%</b> |
|----------------|-------------------------|----------|
| Ligera         | 98,845                  | 40       |
| Media          | 110,607                 | 44       |
| Pesada         | 40,548                  | 16       |

El municipio de Mexicali cuenta con una superficie de 13, 936 km<sup>2</sup>, de los cuales 115 km<sup>2</sup> corresponden al área urbana de la ciudad de Mexicali, repartiéndose como se indica en la tabla 2.2.

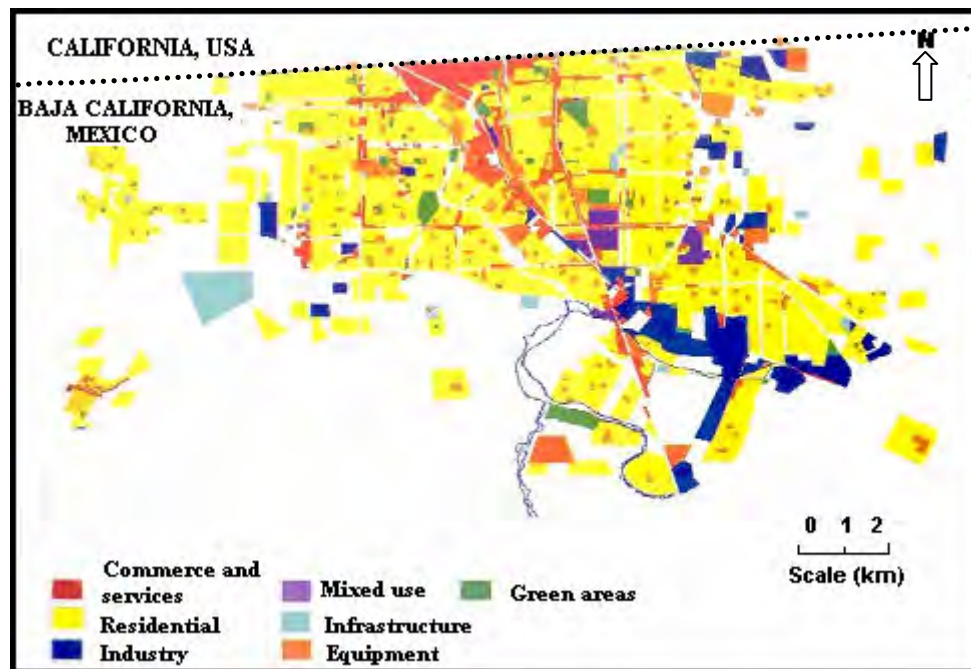
**Tabla 2.2** Usos del suelo en Mexicali, B.C.

| <b>Uso del suelo</b> | <b>Superficie en km<sup>2</sup></b> | <b>%</b> |
|----------------------|-------------------------------------|----------|
| Vivienda             | 70.2                                | 61       |
| Comercio y servicios | 6.9                                 | 6        |
| Industria            | 8.1                                 | 7        |
| Áreas verdes         | 4.6                                 | 4        |
| Vialidades           | 6.9                                 | 6        |
| Baldíos              | 18.4                                | 16       |

Fuente: Ayuntamiento de Mexicali, Programa de Desarrollo Urbano 1993-2007

El uso del suelo en la ciudad de Mexicali se caracteriza por el predominio del uso habitacional que muestra un comportamiento de centralidad y dispersión sobre los ejes de gran circulación. Este esquema de organización permite observar, de manera clara, el papel que juega el río Nuevo como fractura que constituye el punto que

materializa la desigualdad en la distribución del uso del suelo a ambos lados de éste: al oeste de la ciudad se identifica a una zona de mayor uso habitacional, mínimo uso comercial y de servicios y escasa presencia industrial, y al este, una zona más integrada y con mayor diversificación en el tipo de uso (Fig. 2.1, Atlas de Mexicali, Avilés, 2001).



**Fig. 2.1** Usos del suelo en Mexicali, B.C. (Fuente: elaborado por G. B. Álvarez, con información del Gobierno de Baja California y XVI Ayuntamiento de Mexicali. *Plan de Desarrollo Urbano. Ciudad de Mexicali*, 1998.)

La característica urbana de concentración de los usos del suelo en parques industriales, grandes centros comerciales y conjuntos de equipamiento, han generado un espacio que favorece al automóvil sobre el peatón. La tendencia de crecimiento hacia el este de la ciudad, pero sobre todo al norte y sur de esta zona, deja ver la atracción que ejerce tanto la disponibilidad de suelo como la creación de una nueva garita de cruce a Estados Unidos, generando una nueva tendencia de crecimiento hacia este rumbo (Avilés, *op. cit.*, 2001).

### 2.3. El crecimiento urbano de Mexicali, B.C.

Durante la segunda mitad del siglo XX las ciudades fronterizas del norte de México se caracterizaron por tener un alto crecimiento demográfico, en comparación con otras localidades del país (De la Torre y Dorantes, 2005). La ciudad de Mexicali presenta en las décadas de los veinte, y de los cincuenta su tasa de crecimiento de población más alta (tabla 2.3); en términos absolutos el mayor crecimiento se presentó

en las décadas de los cincuenta (con 109, 931 habitantes) y de los ochenta (con 108, 946 habitantes).

**Tabla 2.3** Crecimiento de la población en el Municipio y ciudad de Mexicali, 1910-2000

| <i>Período</i> | <i>Municipio Mexicali</i> | <i>Ciudad de Mexicali</i> | <i>Crecimiento decenal (%)</i> | <i>Crecimiento anual (%)</i> |
|----------------|---------------------------|---------------------------|--------------------------------|------------------------------|
| 1910           | 1, 614                    | 462                       |                                |                              |
| 1920           | 14, 599                   | 6, 782                    | 1368.0                         | 136.8                        |
| 1930           | 29, 985                   | 14, 842                   | 118.8                          | 11.9                         |
| 1940           | 44, 399                   | 18, 775                   | 26.5                           | 2.7                          |
| 1950           | 124, 362                  | 64, 609                   | 244.1                          | 24.4                         |
| 1960           | 281, 333                  | 174, 540                  | 170.1                          | 17.0                         |
| 1970           | 396, 326                  | 263, 498                  | 51.0                           | 5.1                          |
| 1980           | 510, 664                  | 349, 931                  | 32.8                           | 3.3                          |
| 1990           | 601, 988                  | 458, 877                  | 31.1                           | 3.1                          |
| 2000           | 764, 902                  | 549, 873                  | 19.8                           | 2.0                          |

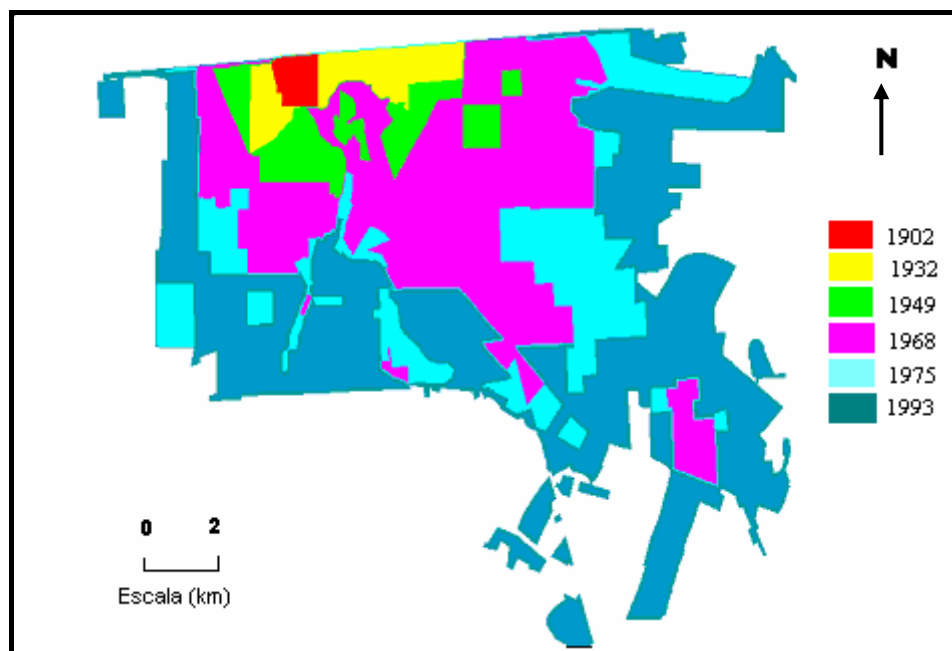
A partir de la década de los años sesenta, Mexicali entra en un proceso de disminución en la tasa de crecimiento de población que continúa hasta el año 2000, sin embargo, como puede verse de la tabla 2.3, esta relación no se cumple en términos absolutos. Los grandes flujos de población migrante provenientes del sur de México con destino al norte del país ya no fueron tan significativos como en la primera mitad del siglo. Su participación en el crecimiento de la población ha sido cada vez menor. Por otro lado, la tasa de crecimiento natural también fue disminuyendo como resultado, en parte, de una mayor conciencia en la planificación familiar (De la Torre y Dorantes, 2005).

Además de la baja en la tasa de población, las ciudades fronterizas del norte del país (Tijuana, B.C., Mexicali, B.C., Cd. Juárez, Chih., Reynosa, Tamps., Matamoros, Tamps., y Nuevo Laredo, Tamps.), aumentaron de superficie; en estas ciudades la densidad habitacional, es decir, el número de habitantes por hectárea (hab/ha), se mantuvo en aumento desde 1940 hasta 1970. Los rangos de densidad de 12 a 60 hab/ha en 1940, se incrementaron a valores entre 50 y 90 hab/ha en 1970. Esto significa que durante ese período la población creció mucho más rápido que el suelo urbano en dichas ciudades. Sin embargo, en los siguientes 20 años (de 1970 a 1990) sucede un fenómeno particular: es el suelo urbano el que presenta mayor dinámica de crecimiento. Además, la densidad en las ciudades fronterizas es casi similar para 1990 (entre 30 y 40 hab/ha). Este patrón hacia densidades homogéneas en las ciudades fronterizas, se observa también en las ciudades medias de México, lo cual marca una de las características más importantes en el perfil de las ciudades medias actuales (De la Torre y Dorantes, 2005).

En este contexto, la ciudad de Mexicali experimentó un aumento significativo en su superficie urbana, debido a la demanda de suelo urbano para cubrir los

satisfactores y necesidades de la población creciente, así como para cumplir las demandas de las nuevas actividades económicas que se fueron estableciendo en la ciudad; de 67 hab/ha en 1970, disminuyó un 35% para llegar a 43 hab/ha en 1990.

En la figura 2.2 se puede ver el crecimiento de la ciudad de Mexicali, desde su nacimiento como ciudad, a principios del siglo pasado, hasta el año de 1993 (INEGI, 2001), así se observa que de ser un pequeño poblado a principios del siglo pasado, de no más de 4 km<sup>2</sup>, ha crecido considerablemente hasta llegar a los 115 km<sup>2</sup>, lo que significa un aumento del 2875%.



**Fig. 2.2** Crecimiento de la ciudad de Mexicali, B.C. de 1902 a 1993

Esta mayor oferta de suelo urbano también se reflejó en una mayor cantidad de vivienda. En la década de los ochenta la tasa de crecimiento de vivienda en Mexicali era de las más altas entre las ciudades fronterizas, después de Tijuana y Ciudad Juárez, de acuerdo a De la Torre y Dorantes *op.cit.*, 2005 (tabla 2.4).

**Tabla 2.4** Tasa de crecimiento de la vivienda en ciudades fronterizas de 1960 a 1990

| <i>Ciudad, estado</i> | <i>1960-1970</i> | <i>1970-1980</i> | <i>1980-1990</i> |
|-----------------------|------------------|------------------|------------------|
| Tijuana, B.C.         | 7.5              | 4.4              | 5.2              |
| Cd. Juárez, Chih.     | 4.3              | 4.2              | 4.2              |
| Mexicali, B.C.        | 4.0              | 3.5              | 3.7              |

La producción de vivienda en Mexicali en los últimos 20 años presenta varios orígenes, tanto del sector social, como del público y privado, sin embargo ha sido el sector público el principal productor de acciones concretas de vivienda. El ritmo de producción de vivienda en Mexicali se ha mantenido, hasta cierto punto, constante. En



el período de 1960 a 1970 la tasa de crecimiento de vivienda era de 4.0% y para la década de los ochenta registró una tasa de 3.7%. Este ritmo de producción de vivienda permitió una mayor oferta de vivienda propia para los mexicalenses y una disminución en la densidad habitacional (habitantes por vivienda).

En la figura 2.3 se muestra una foto aérea de la parte oriental de la ciudad de Mexicali. El límite urbano hacia el norte está muy bien definido por la línea internacional, mientras que hacia las direcciones este, sur y sureste se encuentra difuso por el diverso uso agrícola. Se localizan también la UABC y CAMPESTRE, que fueron dos de los lugares donde se hicieron mediciones de balance energético, en donde puede verse el amplio contraste en los usos del suelo cercanos a ellos.



**Fig. 2.3** Porción oriental de la ciudad de Mexicali (foto aérea, escala 1:75000)

▲ ubicación de la UABC; ■ ubicación de Campestre

### 3. MARCO TEÓRICO

#### 3.1. Balance energético atmosférico

El balance energético en el sistema suelo/atmósfera en una superficie ideal<sup>1</sup>, se formula de acuerdo a la primera ley de la termodinámica (conservación de la energía), con la que es posible identificar los cuatro tipos de flujos energéticos más importantes: la radiación neta ( $Q^*$ ), el flujo de calor sensible ( $Q_H$ ), el flujo de calor latente ( $Q_E$ ), y el flujo neto de calor en el suelo ( $Q_G$ ). Este balance de energía superficial se puede escribir como:

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G \quad (3.1)$$

En la ecuación 3.1,  $Q^*$  es el resultado de la diferencia entre la radiación solar global ( $Q_S$ ) y la radiación reflejada y emitida por la superficie ( $Q_R$ ), por lo que:  $Q^* = Q_S - Q_R$ ; el flujo de calor sensible,  $Q_H$ , se refiere al intercambio turbulento de calor entre la superficie y la atmósfera, originado por la diferencia térmica entre los dos medios; el flujo de calor latente,  $Q_E$ , ó flujo de vapor de agua, es el intercambio turbulento de calor, por procesos evapotranspirativos (ó de condensación) entre la superficie y la atmósfera; y  $Q_G$ , es el flujo de calor al suelo o medio subsuperficial. La exacta partición del exceso ó déficit radiativo (entre  $Q_H$ ,  $Q_E$  y  $Q_G$ ) está regida por la naturaleza de la superficie y las habilidades relativas del suelo y la atmósfera para transportar calor (Oke, *op. cit.*, 1987). Es así que las propiedades físicas del suelo, tales como la admitancia térmica y la capacidad calorífica, son probablemente las más importantes para la definición del clima local.

La convención de signos empleada en la ecuación 3.1 indica que la radiación neta ( $Q^*$ ) es positiva cuando hay una ganancia y negativa cuando sea una pérdida. Los flujos no-radiativos dirigidos fuera de la superficie son positivos y por tanto, los términos en el lado derecho de la ecuación son positivos cuando representan pérdidas de calor de la superficie y negativos cuando son ganancias. Cuando ambos lados son positivos, la ecuación describe cómo el exceso radiativo disponible es repartido hacia los sumideros de energía del sustrato y atmosférico, situación que es usual durante el día. Cuando ambos lados son negativos, la ecuación establece cómo el déficit

---

<sup>1</sup> La superficie ideal considerada aquí es relativamente lisa, horizontalmente homogénea, extensa y opaca a la radiación (Arya, 1988).

radiativo superficial es repartido entre la ganancia de calor de las fuentes disponibles del sustrato y atmosféricas, y ésta es la situación nocturna normal.

Como en la realidad la superficie terrestre muestra heterogeneidades (Arya *op. cit.*, 1988) a pequeña escala (como árboles, casas), a mesoescala (diferencias urbano-rurales), a gran escala (montañas), y también puede ser parcialmente transparente a la radiación (en agua ó cultivos), es más apropiado considerar el balance de energía en un volumen (o capa finita), donde la energía puede ser almacenada o liberada. Surge entonces el término  $\Delta S$ , que es el cambio en el almacenamiento de energía por unidad de tiempo, y que se incorpora a la ecuación ideal 3.1:

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G + \Delta S \quad (3.2)$$

El término  $\Delta S$  resulta de la divergencia ó convergencia de flujo de calor sensible y latente dentro de esta columna de aire, así como de la energía almacenada en la biomasa.

Pero si la superficie, en donde se está haciendo el balance energético, no es horizontalmente homogénea (al considerar elementos rugosos, temperaturas superficiales, humedades), ó si el flujo de viento pasa de un tipo de superficie (por ejemplo, suelo seco y desnudo) a otra climáticamente diferente (cobertura vegetal húmeda), en una distancia relativamente corta (es decir, el fetch es insuficiente<sup>2</sup>), la advección horizontal de energía ( $\Delta Q_A$ ), puede llegar a ser una componente importante y tiene que ser tomada en cuenta:

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G + \Delta S + \Delta Q_A \quad (3.3)$$

Finalmente, en las atmósferas urbanas se deben considerar otros ingresos a la ecuación del balance energía, que se refieren a la radiación terrestre que es absorbida por la capa de smog, más el calor de origen antropogénico ( $Q_F$ , Tejeda, *op. cit.*, 1996). Así que la ecuación resultante es:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + Q_G + \Delta S + \Delta Q_A \quad (3.4)$$

ó

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad (\text{donde } \Delta Q_S = Q_G + \Delta S)$$

Se ha observado que cada término en la ecuación 3.4 es diferente dependiendo del área en estudio. Se puede mencionar el estudio de Landsberg (1973)

---

<sup>2</sup> El fetch se refiere a una distancia viento arriba con características de superficie uniformes.

(Landsberg, *op. cit.*, 1981), en el que se comparan las áreas urbanas con las áreas rurales; este estudio se realizó en Columbia, Maryland, y se observó que la componente  $Q_E$ , en el área rural, en el período diurno, era grande, comparada al valor del área urbana, que mostró tener valores muy pequeños; también se observaron fuertes contrastes con el calor almacenado,  $\Delta S$ , y por tanto en la temperatura superficial. Otro estudio de comparación de áreas rurales y suburbanas, realizado en el verano, en Vancouver, BC, fue el de Oke y McCaughey (1983), y cuyos resultados consideran que son no “típicos”, por las condiciones atmosféricas presentes en el experimento; entre los principales resultados se menciona que con cielo despejado, el área suburbana recibe más radiación neta que el área rural; se presenta un déficit neto radiativo nocturno para el área suburbana, lo que está asociado al efecto de la isla de calor, mientras que las diferencias urbanas-rurales de  $Q_E$ , están a favor del área urbana, hasta en un 40%, con cielo despejado. En otro estudio posterior para esta misma ciudad (Vancouver), realizado por Grimmond (1992), en condiciones de invierno-primavera, observó que los balances de primavera y verano eran similares, en términos de la importancia de los flujos individuales; el balance de energía de invierno parece ser diferente del de primavera y verano, hay una creciente importancia del flujo de calor latente, y del flujo de calor antropogénico. Los estudios descritos anteriormente nos hablan de los controles, no solamente de la geometría urbana, materiales urbanos ó cambios de uso del suelo, sino también de los sistemas sinópticos, que ejercen una importancia relativa en el balance de energía atmosférico.

Otros estudios, con instrumentación y métodos similares a los utilizados en este trabajo, son los de Grimmond y Oke (1995), Oke *et al.* (1999), Grimmond *et al.* (1994) y Offerle *et al.* (2002); ahí se comenta que la partición de los flujos energéticos adquiere diferente importancia, dependiendo de si el medio en donde se realizaron las mediciones es urbano ó suburbano, seco ó húmedo, uso del suelo circundante y tiempo sinóptico prevalente. Por ejemplo en el estudio de Grimmond *op. cit.* (1994), en el que hubo alta frecuencia de lluvia, el máximo flujo energético saliente fue  $Q_E$ , seguido muy de cerca por  $Q_H$  y  $\Delta Q_S$ , fig. 3.1. Los flujos convectivos ( $Q_E$  y  $Q_H$ ) tienen su valor máximo al mediodía solar, mientras que  $\Delta Q_S$ , tiene su valor máximo alrededor de las 1100 a.m., con un marcado patrón de histéresis (valores más altos en la mañana, y más bajos en la tarde).

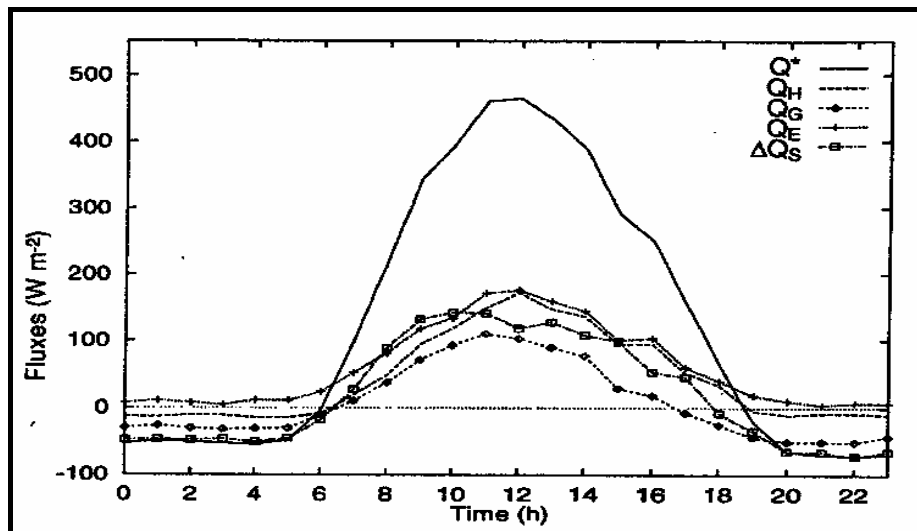


Fig. 3.1 Flujos de balance de energía para Chicago, julio 1992 (tomado de Grimmond, 1994)

Para la República Mexicana, los trabajos realizados por Jáuregui *op. cit.*, (1986), Oke *et al.* (1999), Barradas *et al.* (1999), Tejeda y Jáuregui *op.cit.* (2005), se han orientado a conocer la climatología urbana y el balance energético atmosférico en el tejido urbano de la ciudad de México, D.F.; en estos trabajos se puede ver que la masa térmica de los edificios en la zona urbana donde se realizaron las mediciones, adquiere gran importancia, ya que la ganancia de calor por el tejido urbano,  $\Delta Q_s$ , es el flujo energético más sobresaliente, seguido por el flujo de calor sensible,  $Q_H$ .

### 3.2. Capa límite atmosférica

En este trabajo se está interesado en la interacción entre la atmósfera y la superficie de la Tierra, de la ciudad de Mexicali y alrededores rurales, y particularmente el estudio se restringe a una zona llamada *capa límite*, entendiéndose ésta como el espesor de aire al que afecta la interacción con la superficie, ó en términos de Arya *op. cit.*, (1988):

“...una capa límite se define como la capa de un fluido (líquido ó gas) en la vecindad inmediata de una superficie material, en el que toma lugar un significativo intercambio de momentum, calor, ó masa entre la superficie y el fluido...”

Así que la *capa límite atmosférica* se forma como consecuencia de las interacciones entre la atmósfera y la superficie subyacente (suelo ó agua) sobre escalas de tiempo de unas horas a alrededor de un día.

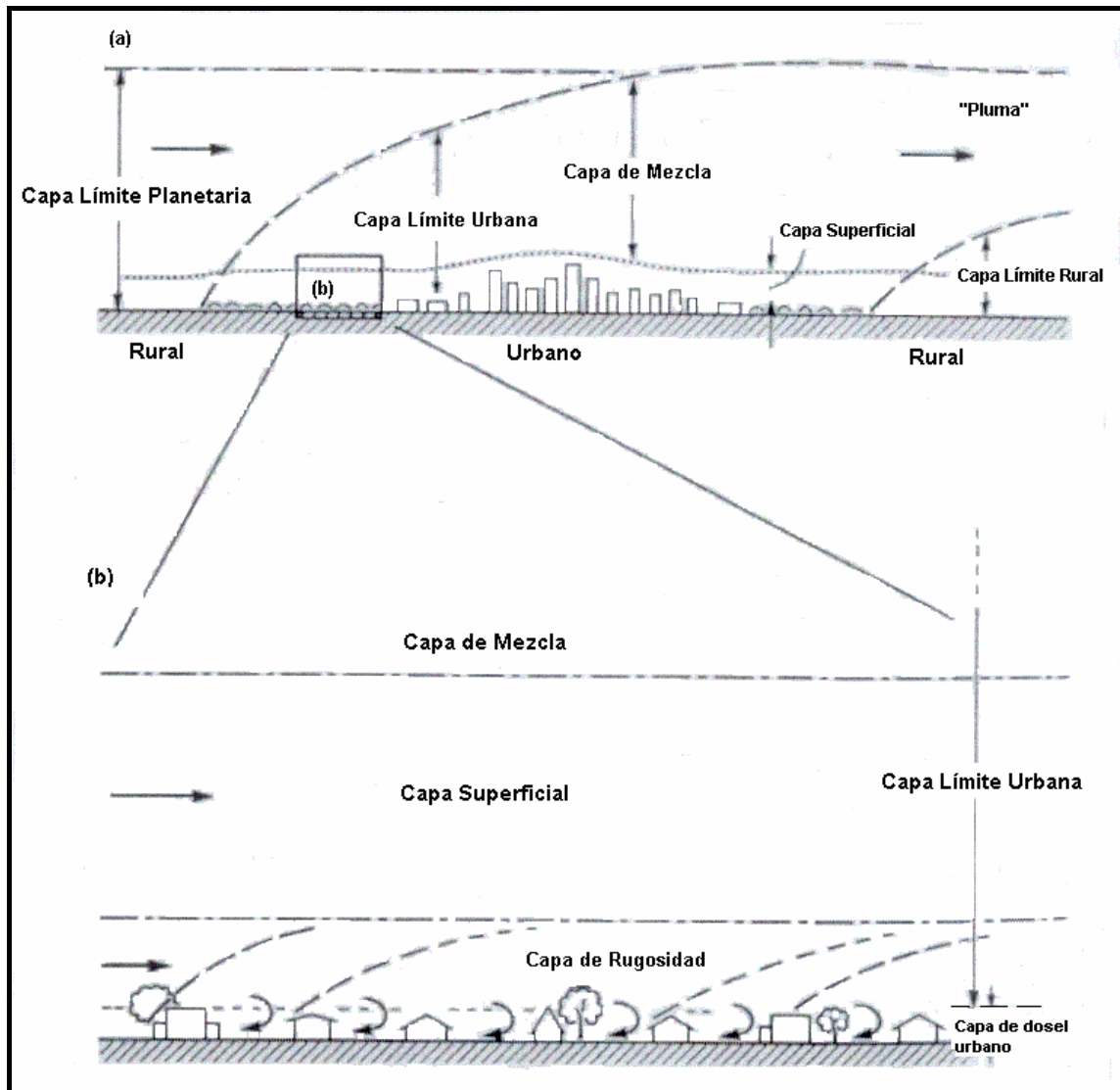
Esta capa se caracteriza por movimientos turbulentos generados por la rugosidad de la superficie y la diferencia térmica entre la superficie y la capa de aire sobreyacente.

La altura de la capa límite varía en un rango muy amplio, pero suponiendo que los patrones de viento y la nubosidad no están enlazados a sistemas de tiempo sinóptico, sino únicamente a características superficiales o al ciclo de calentamiento diario, Oke *op. cit.* (1987) dice:

“...la altura de la capa límite (es decir, el espesor de la capa, relacionada con influencias de la superficie del suelo) no es constante con el tiempo, depende de la intensidad de la mezcla generada en la superficie. Durante el día, cuando la superficie terrestre se calienta por la acción solar, hay una transferencia de calor hacia la atmósfera más fría. Esta vigorosa mezcla térmica (convección), permite al espesor de la capa límite extenderse verticalmente de 1 a 2 km. Inversamente, en la noche, cuando la superficie se enfría más rápidamente que la atmósfera, hay una transferencia de calor hacia abajo. Esto tiende a suprimir la mezcla, y el espesor de la capa límite se puede contraer a menos de 100 m...”

Con el propósito de ilustrar las subcapas en las que se divide la capa límite planetaria en un área urbana y alrededores rurales, se puede ver la figura 3.2 (Oke *op. cit.*, 1988). En ella se puede ver que la *capa límite planetaria* llega hasta donde las perturbaciones orográficas alcanzan a afectar al flujo aéreo. La rugosidad del terreno (debida a árboles, edificios) generan a su vez otra capa frontera, la *capa límite superficial*. Los objetos que dan origen a la capa límite superficial con su altura promedio definen al *dosel de rugosidad*.

En los ambientes urbanos se genera una capa intermedia entre la capa límite superficial y la capa límite planetaria, la *capa límite urbana*, mientras que en el ámbito rural, es la *capa límite rural*, que es de menor altura que la que se genera en el ámbito urbano. Se observa también que la ciudad le transfiere al aire ciertas propiedades (partículas contaminantes, calor sensible, etc.), que viajan en forma de pluma viento abajo.



**Fig. 3.2** Estructuras idealizadas de Capa Límite en una ciudad (adaptada de Oke, 1982)

Algo fundamental a la noción de escala es la distinción entre la *capa de dosel urbano*, y la *capa límite urbana*. Esta distinción, originalmente se aplicó a las islas urbanas de calor (Oke, 1976). En la capa de dosel urbano (aproximadamente del suelo al nivel del techo de las construcciones), los procesos de flujo de aire y de intercambio de energía están controlados por características y procesos de microescala, específicos del lugar; esta capa, dice Oke *op. cit.* (1988), es más claramente delineada en áreas de alta densidad de construcción, y puede ser discontinua, ó estar ausente en áreas suburbanas con menor densidad de desarrollo. La capa límite urbana, por arriba del nivel de los techos, en contraste, es aquella parte de la capa límite planetaria cuyas características son afectadas por la presencia de la superficie urbana (o sus zonas de uso de la tierra) y es un fenómeno de escala local a mesoescala, controlada por procesos que operan a escalas temporales y espaciales más grandes.

El concepto de escala es esencial para entender el modo en que los elementos de la superficie urbana interactúan con las capas atmosféricas adyacentes, por tanto, la definición de esta superficie, donde la partición de energía toma lugar, es uno de los problemas fundamentales de estudios de balance de energía en áreas urbanas. El tamaño, forma, composición y ordenamiento de los elementos del dosel urbano hace difícil definir y asignar valores térmicos, geométricos, y otras características de la superficie urbana (Schmid *et al.*, 1991), o aún encontrar un datum superficial para propósitos meteorológicos (Oke *op. cit.*, 1988). Así que un conflicto básico en los estudios de balance energético, o de estabilidad atmosférica, es el de saber qué capas se desea monitorear; cada espesor tiene su propia importancia, por lo que no hay una sola respuesta. Si lo que se quiere es visualizar la difusión de contaminantes a una escala local, la capa límite superficial es suficiente, pero si se desea estudiar la dispersión de polvos del desierto, ó las cenizas de alguna erupción volcánica, entonces el estudio abarca más allá de la capa límite planetaria (Tejeda *op. cit.*, 1996).

En otra escala, y si se dispone de suficientes sensores como para hacer mediciones de flujos de energía verticales y horizontales, es posible cuantificar el balance energético en cañones urbanos. Trabajos sobre este tema han sido los de Nunez y Oke (1977), Yoshida *et al.* (1991) y Arnfield y Mills (1994b), cuyos resultados sugieren la posibilidad de que la partición diurna de energía radiante neta dentro de los cañones urbanos puede ser, tal vez, una función de la relación de vista del cielo<sup>3</sup>, con la producción de calor sensible en el tope del cañón, decreciendo conforme esta relación se incrementa. Desafortunadamente esos estudios no representan una investigación experimental bien estructurada de esta hipótesis, porque la relación de vista del cielo no fue la única diferencia entre esos estudios, sino que las condiciones meteorológicas en las campañas de mediciones también fueron diferentes. Otros resultados obtenidos en un cañón urbano, respecto a campos de viento y estadísticas de turbulencia (Eliasson *et al.*, 2006) muestran que bajo condiciones de cielo claro hay un desarrollo de vórtices y circulación, que depende de la geometría.

La utilización de sensores remotos ha posibilitado hacer estudios de balance energético superficial, con lo que se ha logrado estimar algunos flujos energéticos a gran escala (Iino y Hoyano, 1996; Yang, 2000), pero las variaciones en usos del suelo, por ejemplo, en el área urbana de St. Louis, Missouri (Ching, 1985), ha demostrado que las medidas del flujo de calor sensible pueden ser sustancialmente diferentes a las obtenidas en mediciones puntuales hasta en un factor de 2 a 6, mientras que Schmid *op. cit.*, 1991, observó variaciones en  $Q_H$  de  $\pm 40\%$  en distancias de 100 a 1000m.

---

<sup>3</sup> La relación de vista del cielo se refiere a la razón de altura de las paredes (H) entre la separación de los edificios (W), que se ha sugerido como control principal en el balance energético:  $H/W$ .



Solamente cuando se aplican a regiones homogéneas (agrícolas o con vegetación nativa) se producen estimaciones razonables de las densidades de flujo de calor sensible y calor latente en la capa superficial, para casos en que no hay advección (Xinmei *et al.*, 1993). Los comentarios anteriores implican que estas técnicas no es posible usarlas en una ciudad por la diversidad de usos del suelo, en cortas distancias, por lo que la medición de las componentes del balance *in situ* son más apropiadas para evaluar los flujos energéticos en el sistema suelo-atmósfera. Además las mediciones puntuales son útiles para calibraciones de mediciones con sensores remotos, ya sea de vuelos en avión ó imágenes de satélite.

Para el estudio del balance energético, en este trabajo se ha utilizado el enfoque propuesto por Oke *op. cit.* (1988), en el que se evalúan los flujos en un volumen imaginario (ver fig. 1.4), su límite superior se ha puesto arriba del nivel del techo, y su base en un espesor del suelo donde los intercambios de energía son insignificantes en la escala de tiempo de consideración, lo que nos restringe a la *capa de dosel urbano*. Este punto de vista tiene la ventaja de poder evaluar cada uno de los flujos energéticos, a excepción del flujo de calor del suelo, que para propósitos de este estudio se estima como el residual de los otros flujos.

Así que, brevemente, en este trabajo la evaluación del balance energético suelo-atmósfera se ha realizado en el tope del dosel urbano, es decir, de unos 10 a 20 metros sobre la azotea de los edificios, a excepción de la campaña de mediciones en el área rural y el área de vegetación con riego, donde se monitoreó la capa límite rural. Sobre la instrumentación usada, períodos de medición y características físicas de los lugares de monitoreo se comentará en el capítulo 3, ya que los resultados están enlazados a estos aspectos.

Por su parte, la difusión de contaminantes atmosféricos a mesoescala depende en gran medida de la estabilidad atmosférica, la cual se define en la sección 3.6. Los resultados que se presentan en el capítulo 4 se basan en estimaciones indirectas en la capa límite, realizadas en el área suburbana y el área rural desértica, característica de la ciudad de Mexicali y sus alrededores.

Por otro lado, el desarrollo urbano usualmente ocasiona un profundo cambio de la superficie terrestre conforme el suelo natural es eliminado y reemplazado por superficies impermeables como el metal, el asfalto y el concreto. Esta alteración inevitablemente resulta en la redistribución de la radiación solar entrante e induce cambios en el balance de energía atmosférico. Como consecuencia la energía disponible en la capa superficial urbana y rural es diferente (Weng, 2003), lo que parece ser causal del desarrollo de la isla de calor urbana.

### **3.3. Isla de calor urbana**

La isla de calor urbana, que se define como la diferencia térmica entre la ciudad y sus alrededores, es una parte integral del clima de las ciudades y representa la modificación del clima local por el tejido urbano, que es por cierto uno de los fenómenos más estudiados del clima urbano. También es el tema más frecuentemente discutido en la literatura desde que Luke Howard en 1818, reconoció el hecho de que el centro urbano de Londres era más caliente que los alrededores rurales. Estas diferencias de temperaturas entre las ciudades y las regiones rurales del alrededor han sido muy bien documentadas (p.e., Landsberg, *op. cit.* 1981; Oke, *op. cit.*, 1987).

La influencia de la urbanización sobre los registros de temperatura, el así llamado efecto urbano de isla de calor, se ha detectado aún para ciudades con población de menos de 10,000 habitantes, y la mayor influencia se encuentra en los valores de temperatura mínima (Karl *et al.*, 1988), comparada a la temperatura máxima o la temperatura media. Changnon, 1992, presentó una revisión de modificaciones climáticas adicionales atribuidas a la urbanización, y menciona que las islas de calor urbanas han causado cambios en la lluvia y en la temperatura que son, al menos similares, a aquellos que se pronostica se desarrollarán en los próximos 100 años de acuerdo a los modelos de cambio global del clima.

La diferencia entre las temperaturas del aire a nivel de superficie (aproximadamente 1.5 m), que se observan en un área urbana, comparada con un área rural, depende de numerosos factores (Lowry, 1977, Oke *op. cit.*, 1987). En resumen, estos autores mencionan que las diferencias en el almacenamiento de calor entre los materiales que están asociados con las superficies urbanas y rurales son responsables, en parte, del desarrollo de las diferencias observadas en las temperaturas del aire.

#### **3.3.1. Metodologías para detectar islas de calor urbano**

Se han utilizado varias técnicas para detectar la isla urbana de calor. En un principio la metodología aplicable fue la de contrastar la información térmica de lugares urbanos y rurales, mediante estaciones meteorológicas fijas (Sundborg, 1950; Jáuregui, 1984; Kirkpatrick y Shulman, 1987), con lo que se pudo corroborar que el fenómeno era ocasionado por la presencia de las ciudades, y por tanto, las variaciones temporales de la temperatura se pudieron conocer; la distribución espacial asociada con las islas de calor por medio de tal metodología, obviamente no se podían visualizar, ya que solamente se tenían dos puntos de observación. En particular, para la ciudad de Mexicali, esta metodología se aplicó a un año de observaciones, con un

par de estaciones, una ubicada en la zona urbana, y la otra en la zona rural, con lo que se evidenció el desarrollo de la isla de calor (García y Dávalos, 2000), cuyos resultados se comentan brevemente. En las tablas 3.1 y 3.2 se muestra la frecuencia de días cuando una bien marcada diferencia de temperatura (de más de 1°C) se observó en dos tiempos del día para las estaciones urbana y rural, durante el año de 1999 (meses de enero a julio), y el año de 2000 (meses de agosto a diciembre).

**Tabla 3.1** Frecuencia (%) y número de eventos de isla de calor de acuerdo a los contrastes térmicos observados entre un lugar urbano y un lugar rural en Mexicali, B.C. en el período frío

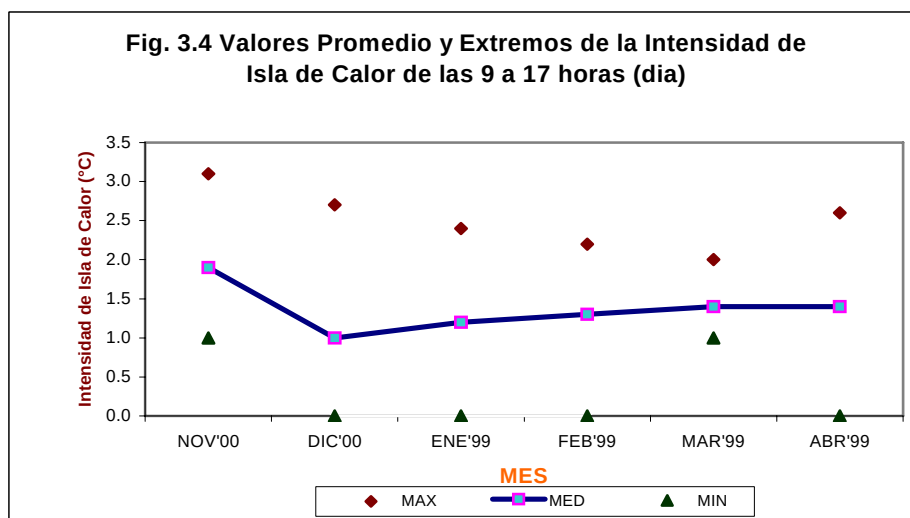
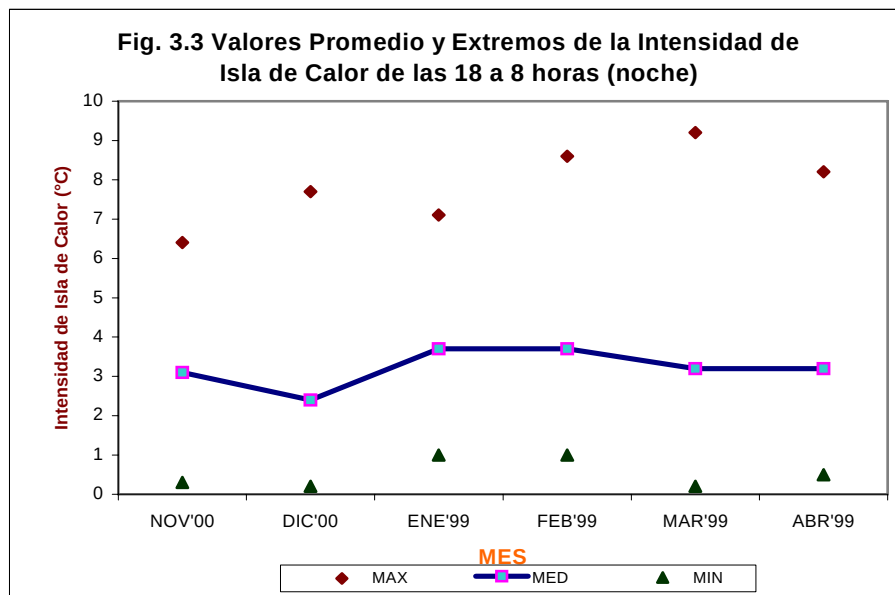
| Mes/Hora<br>Período Frío      | 9am-17pm<br>Diurno | 18pm – 8am<br>Nocturno |
|-------------------------------|--------------------|------------------------|
| Noviembre 2000                | 10.2               | 89.8                   |
| Diciembre 2000                | 8.2                | 91.8                   |
| Enero 1999                    | 5.1                | 94.9                   |
| Febrero 1999                  | 6.4                | 93.6                   |
| Marzo 1999                    | 19.3               | 80.7                   |
| Abril 1999                    | 8.4                | 91.6                   |
| <b>No. de eventos</b>         | <b>216</b>         | <b>2096</b>            |
| <b>Frecuencia eventos (%)</b> | <b>9.4</b>         | <b>90.6</b>            |

**Tabla 3.2** Frecuencia (%) y número de eventos de isla de calor de acuerdo a los contrastes térmicos observados entre un lugar urbano y un lugar rural en Mexicali, B.C. en el período cálido

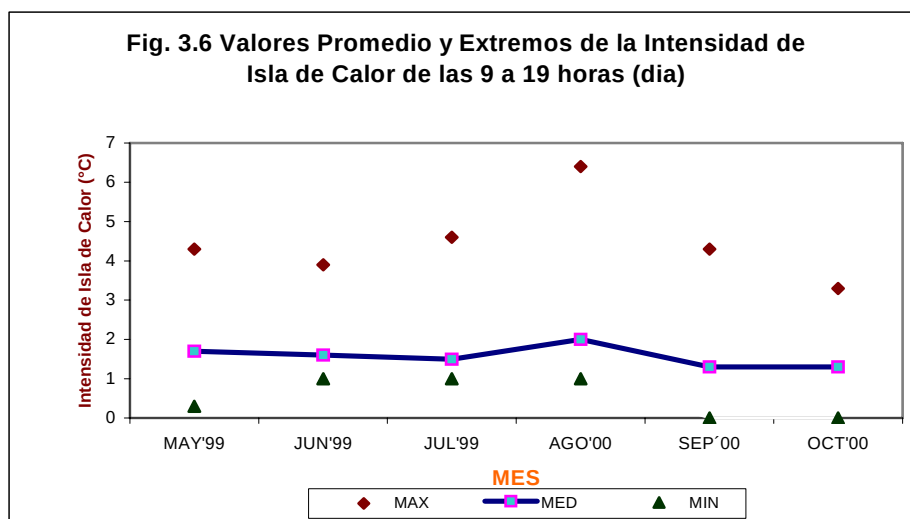
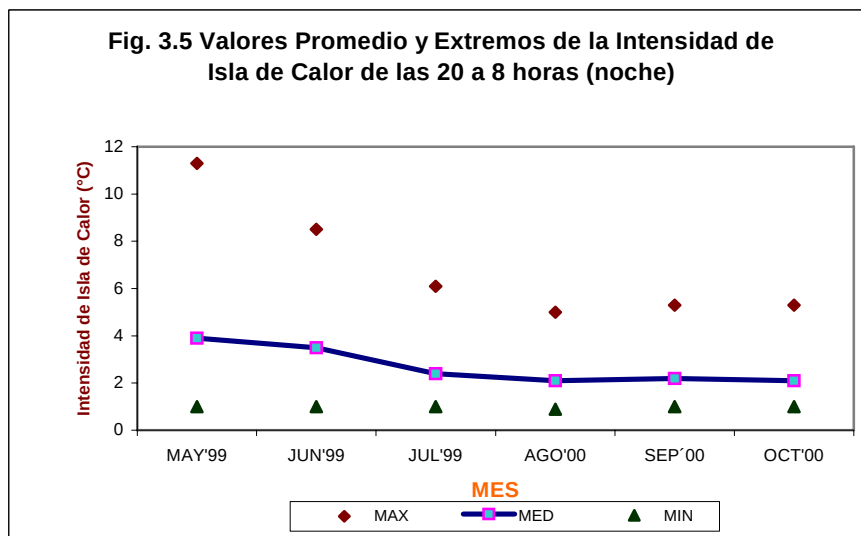
| Mes/Hora<br>Período Cálido    | 9am-19pm<br>Diurno | 20pm – 8am<br>Nocturno |
|-------------------------------|--------------------|------------------------|
| Mayo 1999                     | 20.3               | 79.7                   |
| Junio 1999                    | 24.5               | 75.5                   |
| Julio 1999                    | 22.5               | 77.5                   |
| Agosto 2000                   | 31.6               | 68.4                   |
| Septiembre 2000               | 19.4               | 80.6                   |
| Octubre 2000                  | 18.1               | 81.9                   |
| <b>No. de eventos</b>         | <b>401</b>         | <b>1396</b>            |
| <b>Frecuencia eventos (%)</b> | <b>19.6</b>        | <b>80.4</b>            |

De las tablas 3.1 y 3.2 se puede observar que la isla de calor nocturna, de las 6 de la tarde a las 8 de la mañana (del período frío), y de las 8 de la noche a las 8 de la mañana (del período cálido) es el caso dominante, los cuales cubren, en el caso del período frío, 9/10 del tiempo, y en el caso del período cálido, 8/10; los meses de marzo y agosto presentan la menor frecuencia, y los meses de enero y septiembre los de mayor frecuencia de ocurrencia; las islas de calor diurno, de las 9 de la mañana a las 5 de la tarde (del período frío) y de las 9 de la mañana a las 7 de la noche (del período cálido) se presentan en promedio durante el período frío, la décima parte del tiempo, mientras que durante el período cálido aumenta a dos décimas partes. Los meses de marzo y agosto presentan su mayor frecuencia, mientras que los meses de enero y octubre, la menor frecuencia de ocurrencia.

Los valores promedio y extremos de la isla de calor en los dos períodos del año de observaciones se ilustran en la figura 3.3 a 3.6.



De las figuras 3.3 y 3.5 se observa que la intensidad media de la isla de calor es alrededor de 3°C, que corresponde al período nocturno, aunque se observa un descenso hasta casi 2°C en los meses los meses de julio a octubre; mientras que, observando las figuras 3.4 y 3.6, que corresponden al período diurno se tiene que la intensidad media de la isla de calor es inferior a los 2°C. También se observa al comparar ambos períodos que se presenta menos variabilidad en los extremos en el período diurno.



Como se puede corroborar, con este método las variaciones térmicas temporales se pueden saber, pero la distribución espacial asociada con las islas de calor por medio de tal metodología no se pueden conocer. Para solucionar este problema se empezaron a realizar transectos móviles, es decir, recorridos en automóvil en las zonas urbanas con equipo meteorológico básico (Oke, 1973; Jáuregui, 1975; Jáuregui, 1979; Katsoulis y Theoharatos, 1985; Klysik y Fortuniak, 1999; Cervantes *et al.*, 2000; Alonso *et al.*, 2003). Para visualizar espacialmente la isla de calor se ha utilizado también una densa red meteorológica de observación en las zonas urbanas (Balling y Brazel, 1986a; Barradas, 1987; O'Reilly *et al.*, 1988,

Jáuregui, 1993), pero sucede que aún así se deben realizar interpolaciones, basadas en la topografía y el uso del suelo.

La población urbana se ha usado como un predictor de la intensidad de la isla de calor, que se refiere a la máxima diferencia térmica urbana-rural (Oke, 1982; Karl *op. cit.*, 1988; Torok *et al.*, 2001), aunque esta relación parece ser más consistente en ciudades que experimentan un clima húmedo (Lougeay *et al.*, 1996).

Mientras que Oke *op. cit.* (1982), encontró relaciones entre la isla de calor urbano y la estadística de población de ciudades de Estados Unidos y Europa, Torok *op. cit.* (2001), propone ese mismo tipo de relación, pero para ciudades de Australia. Las relaciones propuestas son diferentes para cada continente, por lo que se carece de una estimación globalmente consistente, basada en las estadísticas de población, de la isla de calor urbana; sin embargo, parece que estas relaciones son menos exitosas que aquellas que incorporan alguna medida específica de alguna propiedad del suelo (p.e., albedo ó emisividad) que se sabe es importante para la determinación diferencial de velocidades de enfriamiento.

Otra técnica para localizar islas de calor urbano, ó islas de calor urbano superficial (de acuerdo a Voogt y Oke, 2003), es la que emplea tecnología de sensores remotos, por ejemplo, las imágenes térmicas de satélite NOAA AVHRR (Balling y Brazel, 1989; Caselles *et al.*, 1991; Gallo *et al.*, 1993), TERRA/MODIS (Ochi *et al.*, 2003; Ochi *et al.*, 2003), LANDSAT (Carnahan y Larson, 1990; Toudert, 1996) , ó imágenes térmicas infrarrojas de vuelos de avión a baja altura (Lo *et al.*, 1997; Hirofumi, 2001; Weng, 2001). En particular, las imágenes NOAA AVHRR, debido a su baja resolución espacial (1.1km en el nadir) pueden solamente analizar la distribución térmica a una escala no muy adecuada para estudios en el área urbana, pero sí para distinguir contrastes térmicos regionales, en diferentes coberturas de suelo.

La posibilidad de estudiar no solamente las islas de calor urbano sino, como se mencionó anteriormente, el balance de energía suelo-atmósfera, mediante los sensores remotos, es un área en franco desarrollo cuyo potencial para la micrometeorología urbana es considerable. En principio, todos han probado ser útiles en el análisis de la estructura espacial de los patrones térmicos y su relación con características superficiales, con lo que parece cubrirse bien la variabilidad climática intraurbana, particularmente con las imágenes del satélite Landsat ETM+ (Weng *op. cit.*, 2003) y las que se toman con sensores en vuelos de avión; sin embargo, y en contraste con las mediciones directas *in situ* de islas de calor atmosféricas, las islas de calor urbano superficial, sensadas remotamente, requieren información de la atmósfera sobreyacente y de propiedades radiativas del suelo.

Finalmente, ahora existen radiómetros térmicos, que se ponen en plataformas aéreas, y que tienen una alta capacidad de resolución espectral y muy buena resolución espacial; por ejemplo el ATLAS<sup>4</sup>, que se ocupó para un estudio (Lo *op.cit.*, 1997) de Alabama, Huntsville, tiene una resolución espacial de 5 m, y 15 canales cuya resolución espectral va de 0.45  $\mu\text{m}$  a 12.2 $\mu\text{m}$ . Un estudio como el mencionado requiere equipo especial, pero permite una caracterización detallada de los tipos de cobertura de suelo urbano, y posiblemente dé una evaluación más real del efecto de la isla de calor urbana.

En otro estudio, Saaroni *et al.* (2000), para la ciudad de Tel-Aviv, mostró que el radiómetro térmico, con una resolución espacial de 2m y una región espectral de 3 a 14  $\mu\text{m}$ , puede rápidamente mostrar el patrón espacial de la isla urbana de calor, así como la influencia de los diferentes componentes urbanos; de hecho se puede ver la notable contribución de las calles pavimentadas como puntos calientes, así como el papel que tiene la vegetación en el enfriamiento de la ciudad.

### **3.4. Cobertura de suelo y uso de suelo: implicaciones climáticas**

Las coberturas de suelo, entendidas como la cobertura biofísica que en forma natural tiene la superficie terrestre (por ejemplo, bosques ó desiertos), son fuentes y sumideros de flujos de masa y energía; el uso del suelo (que es la manera en la que los seres humanos emplean la tierra y sus recursos, por ejemplo, agricultura) y los cambios de cobertura del suelo están enlazados de manera compleja e interactiva a la modificación climática a nivel local y regional, y tal vez estén enlazados a los procesos ambientales globales. Los cambios en las emisiones de gases invernadero, albedo y rugosidad superficial son los que afectan al clima.

Con respecto a la cobertura del suelo, especialmente la vegetación afecta de manera importante al clima local y regional debido a su impacto en el albedo, agua del suelo, rugosidad, fisiología de la planta, y cantidad de área foliar desde la que el calor puede ser intercambiado. De todos esos factores, uno de los más importantes es el albedo. Albedos altos resultan en menos radiación solar absorbida en la superficie, y por tanto una superficie más fría; albedos bajos resultan en más radiación solar absorbida, y consecuentemente una superficie más caliente. Los albedos varían de 0.80 a 0.95 para nieve fresca, a tan bajos como 0.03 a 0.10 para agua a bajos ángulos zenitales solares (tabla 3.3). La nieve, los desiertos y los glaciares tienen los albedos más altos, mientras que las superficies urbanas, en general, albedos bajos, a excepción de las pintadas de color blanco.

---

<sup>4</sup> ATLAS=Advanced Thermal and Land Applications Sensor

**Tabla 3.3** Albedo de varias superficies  
(tomada de Bonan, 2002)

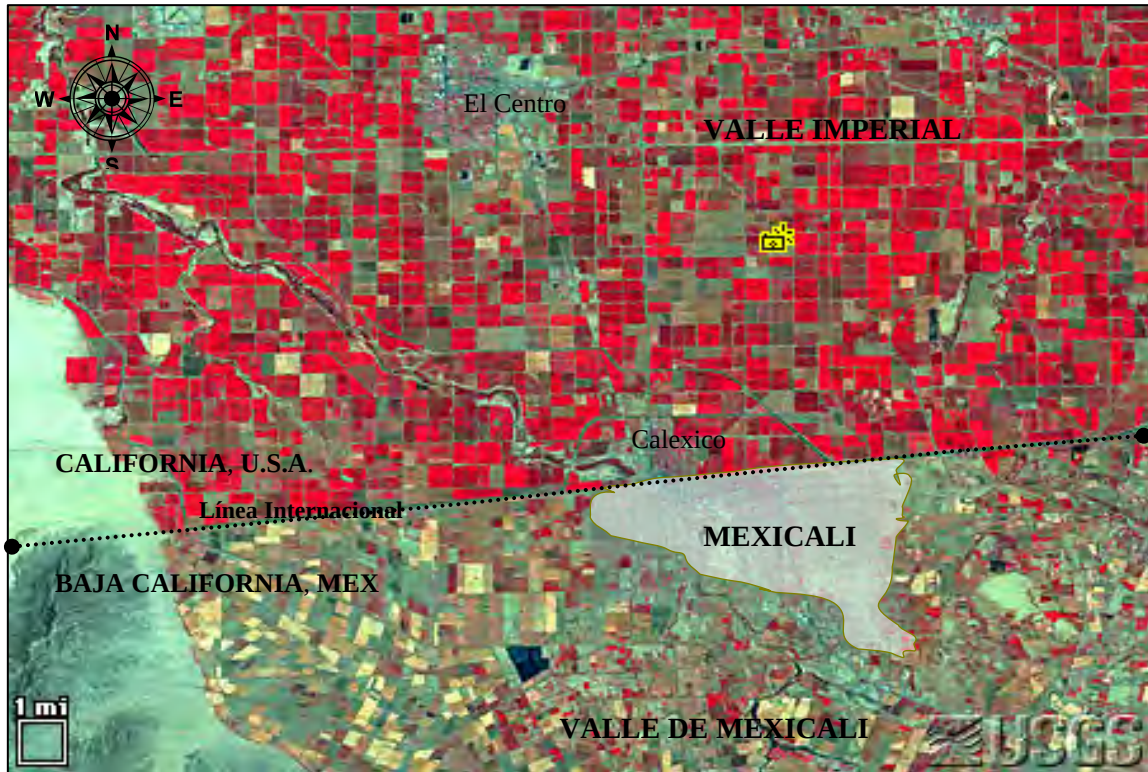
| <b>Superficie</b>                | <b>Albedo</b> |
|----------------------------------|---------------|
| <b>Natural</b>                   |               |
| <i>Nieve fresca</i>              | 0.80-0.95     |
| <i>Nieve vieja</i>               | 0.45-0.70     |
| <i>Desierto</i>                  | 0.20-0.45     |
| <i>Glaciar</i>                   | 0.20-0.40     |
| <i>Suelo</i>                     | 0.05-0.40     |
| <i>Tierra de cultivo</i>         | 0.18-0.25     |
| <i>Tierra de pasto</i>           | 0.16-0.26     |
| <i>Bosque Deciduo</i>            | 0.15-0.20     |
| <i>Bosque Conífero</i>           | 0.05-0.15     |
| <i>Agua</i>                      | 0.03-0.10     |
| <b>Urbano</b>                    |               |
| <i>Carretera</i>                 | 0.05-0.20     |
| <i>Techo</i>                     | 0.08-0.35     |
| <i>Pared</i>                     | 0.10-0.40     |
| <i>Pintura blanca</i>            | 0.50-0.90     |
| <i>Pintura roja, café, verde</i> | 0.20-0.35     |
| <i>Pintura negra</i>             | 0.02-0.15     |

En relación al análisis urbano, parece que uno de los parámetros más significativos es la información de la cobertura del suelo de interés. Si la urbanización se entiende en el contexto de conversión de tipos de uso del suelo, asociados con el desarrollo de la población, entonces el factor económico es determinante del uso del suelo y de cambio de cobertura del suelo en la historia humana. Modifica el clima preurbano; al cubrir con edificios, casas, carreteras y otras superficies impermeables, las áreas urbanas generalmente tienen una más alta absorción de radiación solar, y una capacidad y conductividad térmica mayor, lo que permite que el calor se almacene en el día y se libere lentamente en la noche, en comparación con las áreas rurales.

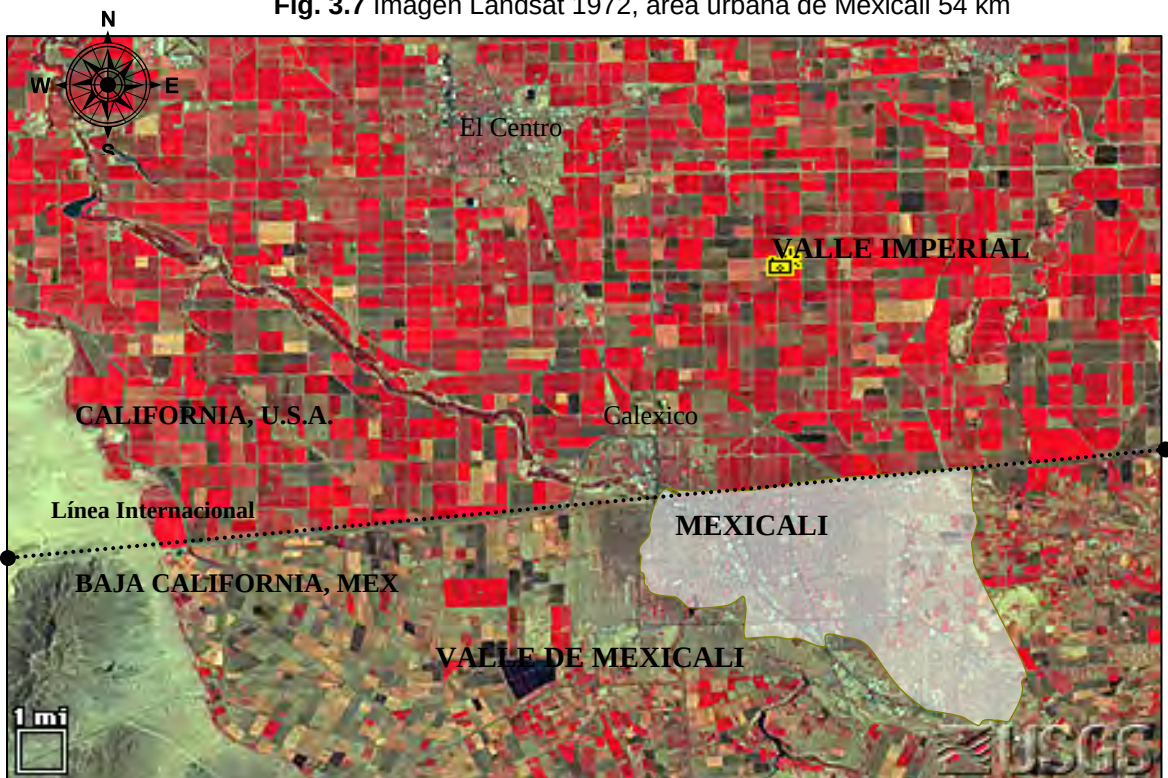
En relación a los cambios de uso del suelo/cobertura del suelo que han ocurrido en Mexicali, B.C. y alrededores cercanos, en las imágenes de satélite Landsat se puede ver (figs. 3.7 y 3.8) la dinámica de cambio que sucedió en 20 años (de 1972 a 1992). El área urbana de Mexicali, en esos 20 años ha tenido el mayor crecimiento histórico, de 54 km<sup>2</sup> a 92 km<sup>2</sup>, un incremento del 70%, lo que ha originado el desplazamiento del límite rural en beneficio del área urbana; de hecho se puede comentar que la población con clara vocación agrícola hasta la década de los setentas, ha ido cambiando paulatinamente a actividades industriales, ya que entre 1970 y 1990, la población económicamente activa en la industria pasó de representar 15% a 27%, con un promedio de incremento de casi 3% durante esos veinte años



(Avilés, 2001). Este es un indicador de que Mexicali ha sufrido una fuerte transformación en su economía, que redunda en cambios físicos, transformando particularmente el modo en que se reparte la energía neta en la interfase suelo-atmósfera.



**Fig. 3.7** Imagen Landsat 1972, área urbana de Mexicali 54 km<sup>2</sup>



**Fig. 3.8** Imagen Landsat 1992, área urbana de Mexicali 92 km<sup>2</sup>

Los constituyentes principales de construcción urbana, como asfalto, cemento y concreto tienen una capacidad calorífica mucho más grande que la vegetación y otros rasgos naturales que han sido crecientemente desplazados de las regiones metropolitanas (ver tablas 3.4 y 3.5). Como resultado, las estructuras urbanas absorben una gran cantidad de energía térmica durante las horas diurnas, y lentamente reemiten esta energía almacenada al finalizar la tarde y durante la noche.

El desplazamiento de la vegetación y los suelos naturales, promueven la retención del calor limitando la eficacia de un mecanismo de enfriamiento natural, la evapotranspiración, que es un proceso mediante el cual la radiación interceptada por las plantas, suelos, y cuerpos de agua, convierten el agua líquida en vapor de agua. El uso de esta energía en la evapotranspiración reduce la cantidad de radiación solar entrante y radiación terrestre disponible, para ser absorbida por las superficies y reemitida como energía calorífica. El exceso de energía calorífica que es absorbida, como resultado de la construcción urbana y deforestación, es suficientemente grande como para elevar por varios grados la temperatura promedio de la ciudad, respecto de las regiones periféricas no urbanizadas (Oke, *op. cit.*, 1987). Sin embargo, al respecto, Lougeay (1999), menciona:

“... incorrectamente se piensa, y se establece en muchos libros de texto, que materiales urbanos de concreto, acero y asfalto absorben y retienen más de la energía radiante solar. De hecho, las superficies de la ciudad reflejan más energía desde la superficie terrestre, y también emiten cantidades más grandes de radiación terrestre. Por tanto, la ciudad tiene una energía radiante neta menor que el paisaje húmedo rural, y está teniendo mucho menos energía...”

Lougeay, *op. cit.* (1999), continúa diciendo:

“... La respuesta a por qué la ciudad es más caliente está en cómo se usa la energía radiante. Donde hay disponibilidad de humedad, la mayoría de la energía radiante se usa para evapotranspiración. Ya que la mayoría de los centros de la ciudad tienen menos biomasa para evapotranspiración, y menos agua a cielo abierto, la mayoría de la energía radiante se usa para calentar el aire y el suelo de la ciudad. El aire toma las características de la superficie inferior, así que la temperatura superficial citadina controla la temperatura del aire cercano a la superficie...”

**Tabla 3.4** Propiedades térmicas de materiales naturales (tomada de Oke *op. cit.*, 1987)

| Material | Estado      | Densidad<br>$\text{kgm}^{-3} \times 10^3$ | Calor<br>específico<br>$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \times 10^3$ | Capacidad<br>calorífica<br>$\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1} \times 10^3$ | Conductividad<br>térmica<br>$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ | Difusividad<br>térmica<br>$\text{m}^2\text{s}^{-1} \times 10^{-6}$ | Admitancia<br>térmica<br>$\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1/2}\text{K}^{-1}$ |
|----------|-------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|
| Arena    | Seca        | 1.60                                      | 0.80                                                              | 1.28                                                                 | 0.30                                                      | 0.24                                                               | 620                                                                   |
|          | Saturada    | 2.00                                      | 1.48                                                              | 2.96                                                                 | 2.20                                                      | 0.74                                                               | 2550                                                                  |
| Arcilla  | Seca        | 1.60                                      | 0.89                                                              | 1.42                                                                 | 0.25                                                      | 0.18                                                               | 600                                                                   |
|          | Saturada    | 2.00                                      | 1.55                                                              | 3.10                                                                 | 1.58                                                      | 0.51                                                               | 2210                                                                  |
| Turba    | Seco        | 0.30                                      | 1.92                                                              | 0.58                                                                 | 0.06                                                      | 0.10                                                               | 190                                                                   |
|          | Saturado    | 1.10                                      | 3.65                                                              | 4.02                                                                 | 0.50                                                      | 0.12                                                               | 1420                                                                  |
| Nieve    | Nueva       | 0.10                                      | 2.09                                                              | 0.21                                                                 | 0.08                                                      | 0.10                                                               | 130                                                                   |
|          | Vieja       | 0.48                                      | 2.09                                                              | 0.84                                                                 | 0.42                                                      | 0.40                                                               | 595                                                                   |
| Hielo    | 0°C, puro   | 0.92                                      | 2.10                                                              | 1.93                                                                 | 2.24                                                      | 1.16                                                               | 2080                                                                  |
| Agua*    | 4°C, calma  | 1.00                                      | 4.18                                                              | 4.18                                                                 | 0.57                                                      | 0.14                                                               | 1545                                                                  |
| Aire*    | 10°C, calma | 0.0012                                    | 1.01                                                              | 0.0012                                                               | 0.025                                                     | 21.50                                                              | 5                                                                     |
| Aire*    | turbulento  | 0.0012                                    | 1.01                                                              | 0.0012                                                               | ~125                                                      | ~10x10 <sup>6</sup>                                                | 390                                                                   |

\*Las propiedades dependen de la temperatura

**Tabla 3.5** Propiedades térmicas de materiales en la construcción urbana (tomada de Oke *op. cit.*, 1987)

| Material<br>(seco) | Estado       | Densidad<br>$\text{kgm}^{-3} \times 10^3$ | Calor<br>específico<br>$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \times 10^3$ | Capacidad<br>calorífica<br>$\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1} \times 10^3$ | Conductividad<br>térmica<br>$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ | Difusividad<br>térmica<br>$\text{m}^2\text{s}^{-1} \times 10^{-6}$ | Admitancia<br>térmica<br>$\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1/2}\text{K}^{-1}$ |
|--------------------|--------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|
| Asfalto            |              | 2.11                                      | 0.92                                                              | 1.94                                                                 | 0.75                                                      | 0.38                                                               | 1205                                                                  |
| Concreto           | Aereado      | 0.32                                      | 0.88                                                              | 0.28                                                                 | 0.08                                                      | 0.29                                                               | 150                                                                   |
|                    | Denso        | 2.40                                      | 0.88                                                              | 2.11                                                                 | 1.51                                                      | 0.72                                                               | 1785                                                                  |
| Piedra             | Promedio     | 2.68                                      | 0.84                                                              | 2.25                                                                 | 2.19                                                      | 4.93                                                               | 2220                                                                  |
| Ladrillo           |              | 1.83                                      | 0.75                                                              | 1.37                                                                 | 0.83                                                      | 0.61                                                               | 1065                                                                  |
| Teja               |              | 1.92                                      | 0.92                                                              | 1.77                                                                 | 0.84                                                      | 0.47                                                               | 1220                                                                  |
| Madera             | Ligera       | 0.32                                      | 1.42                                                              | 0.45                                                                 | 0.09                                                      | 0.20                                                               | 200                                                                   |
|                    | Densa        | 0.81                                      | 1.88                                                              | 1.52                                                                 | 0.19                                                      | 0.13                                                               | 535                                                                   |
| Acero              |              | 7.85                                      | 0.50                                                              | 3.93                                                                 | 53.3                                                      | 13.6                                                               | 14475                                                                 |
| Vidrio             |              | 2.48                                      | 0.67                                                              | 1.66                                                                 | 0.74                                                      | 0.44                                                               | 1110                                                                  |
| Yeso               | Promedio     | 1.28                                      | 1.09                                                              | 1.40                                                                 | 0.46                                                      | 0.33                                                               | 795                                                                   |
| Aislamiento        | Poliestireno | 0.02                                      | 0.88                                                              | 0.02                                                                 | 0.03                                                      | 1.50                                                               | 25                                                                    |
|                    | Corcho       | 0.16                                      | 1.80                                                              | 0.29                                                                 | 0.05                                                      | 0.17                                                               | 120                                                                   |

Los cambios en la cobertura del suelo pueden tener un profundo efecto en el índice de vegetación y en la temperatura de superficie. Con respecto al efecto de la vegetación en el desarrollo de la isla de calor urbano, los estudios realizados indican que se reduce la cantidad de calor almacenado en el suelo debido a la transpiración, y por tanto, se reducen las temperaturas del aire (Carlson *et al.*, 1981; Gallo *et al.*, 1993b). En el estudio de Price (1990), se encontró que las áreas con vegetación dispersa tendían a una variación más amplia en la temperatura de superficie que los lugares con vegetación densa. Esta variabilidad se relacionó con la cantidad de agua en el suelo a unos pocos centímetros de la superficie. Las superficies urbanas que típicamente carecen de vegetación (y que tal vez sean homogéneas, algo muy difícil en una zona urbana), ordinariamente no experimentan tal variabilidad en la temperatura de superficie debido a la naturaleza seca de los materiales urbanos no-evapotranspirativos.

Los flujos que intervienen en el balance de energía atmósfera-superficie, son modificados por la urbanización, sobre todo el flujo de calor latente porque las áreas húmedas se reducen por la presencia de la ciudad; al disminuir el flujo de calor latente,

se incrementa el de calor sensible, lo que genera un mayor caldeoamiento del aire superficial, y con ello la temperatura del sistema urbano se eleva, siendo mayor que en las áreas rurales. Inversamente, al incrementarse la temperatura del aire, conjugado con la baja disponibilidad de humedad en la superficie, la humedad relativa del aire es menor en la zona urbana, que en los alrededores rurales (Grimmond y Souch, 1994).

Al interior de una ciudad hay una variación sustancial en la temperatura relacionada a la topografía, proximidad a lagos, ríos y océanos, la densidad de desarrollo, la cantidad de cobertura vegetal, y tipo de materiales constructivos. Por ejemplo, un estudio de temperaturas de verano y de otoño en Lawrence, Kansas, encontró que el uso del suelo (residencial, comercial, industrial, parque) explicó de un 17 a un 25% de la varianza en la temperatura medida del aire (Henry *et al.* 1985; Henry y Dicks, 1987). El tipo de material de la superficie (asfalto, concreto, ladrillo, grava, pasto) explicó una cantidad similar de la varianza en la temperatura. Las mediciones de satélite de alta resolución confirman estos patrones generales, mostrando varios grados de diferencia en la temperatura de superficie relacionadas al uso urbano del suelo, con las áreas comerciales e industriales teniendo las superficies más calientes, y los parques las temperaturas más frías (Carlson *op. cit.* 1981; Nichol, 1996).

Estas diferencias de temperatura son atribuidas a la geometría urbana –el tamaño, forma y orientación de construcciones y calles-, y la naturaleza de la superficie urbana –su albedo, emisividad, capacidad calorífica, conductividad térmica, y humedad. Estas características alteran el balance de radiación en la superficie, el almacenamiento de calor en el tejido urbano y la partición de energía en calor latente y sensible (Oke, 1995).

En el ámbito de la micrometeorología urbana la morfología de la ciudad juega un papel importante en los patrones que presentan las variables climatológicas en la ciudad. De manera general, en los estudios micrometeorológicos urbanos los componentes morfológicos se pueden dividir en dos grandes grupos: las estructuras urbanas y las áreas vegetadas. Así, una labor intensa es la caracterización adecuada de la superficie urbana en lo que se considera de alta resolución (Cionco y Ellefsen, 1998), de tal manera que cuando se cuenta con la información de los componentes naturales y los hechos por el hombre (estructuras urbanas, por ejemplo), el dominio urbano puede utilizarse como datos de entrada para los modelos de simulación de los campos meteorológicos a diferentes niveles (micro, local o regional), y cuya aplicación puede influir en la determinación de otras variables dirigidas a la planeación urbana.



Respecto a la cuestión de escalas, relacionada con el desarrollo de islas de calor urbanas, se pueden considerar tres escalas (Peterson, 2003): la primera es la mesoescala de la ciudad completa, la segunda es la escala local del orden del tamaño de un parque; y la tercera es la microescala de un jardín y edificios cerca del sitio de observación meteorológica. De estas tres escalas, los efectos de microescala y escala local generalmente son más grandes que los efectos de mesoescala. Por ejemplo, Gallo *et al.* (1996), analizó el efecto de uso del suelo/cobertura del suelo en tres radios (100m, 1km y 10km) sobre el rango de temperatura diurna, y los resultados apoyan la noción de que las influencias de microescala (es decir la del radio de 100m), son más fuertes que los de mesoescala (de 10km).

### **3.5. Turbulencia atmosférica**

Ya anteriormente se mencionó que la capa límite superficial se caracteriza por movimientos turbulentos generados por la rugosidad de la superficie (turbulencia mecánica), y la diferencia térmica entre la superficie del suelo y la capa de aire sobreyacente en esta superficie (turbulencia térmica). La turbulencia es uno de los procesos de transporte más importantes (de calor, masa y momentum), razón por la que es importante su estudio. Si bien la turbulencia atmosférica no ha podido ser estudiada por métodos determinísticos, en cambio se han desarrollado tres principales métodos para explorar sus propiedades: *métodos estocásticos*, *teoría de similitud y clasificación fenomenológica* (Stull, 1988).

Ya hace algún tiempo, Oke (1979), en una revisión que realizó sobre climatología urbana, mencionaba que la frecuencia de estudios de turbulencia era baja. De entonces a la fecha, la disponibilidad de medidas de turbulencia en ambientes urbanos, de acuerdo a una revisión realizada por Arnfield (2003), ha mejorado de manera notable, al parecer porque el aspecto de la contaminación del aire ha llegado a ser importante, sobre todo por el problema de salud pública, en la investigación del clima urbano. Así que para entender mejor los procesos de dispersión en un terreno heterogéneo, como una superficie urbana, es necesario el desarrollo de modelos de calidad del aire. En particular, para procesos de modelación, es importante conocer la estructura compleja de las características turbulentas en la capa de dosel urbano, por ejemplo, las varianzas adimensionales de las tres componentes del viento, ya que juegan un papel importante en los modelos de dispersión.

Las propiedades de las superficies urbanas afectan fuertemente la atmósfera local. Su rugosidad aerodinámica, y la emisión de energía térmica, actúan sobre el campo de viento. En la capa de dosel urbano, se tiene una turbulencia muy marcada,

debido a la turbulencia mecánica, formada por la rugosidad creciente de la estructura urbana, y por turbulencia térmica, debido al calentamiento diferencial de la superficie urbana y el aire sobreyacente; en Europa, por la gran importancia que reviste contar con suficiente información para alimentar modelos de calidad del aire, varios investigadores han realizado campañas de observación (Middleton, 2004).

En este sentido, es importante contar con la información adecuada para alimentar modelos de calidad de al aire en nuestro país, que entre otras variables de entrada necesitan: flujo de calor sensible, velocidad de fricción, etc., y dado que, particularmente, en la ciudad de Mexicali no se cuenta con este tipo de información, se generará y estimará a partir de mediciones y con la ayuda de algunas técnicas como la que se describe a continuación.

### **3.5.1. Teoría de similaridad**

La teoría de similaridad provee una útil herramienta para derivar relaciones empíricas para las variables turbulentas de interés, ya que no ha sido posible derivar leyes que se basen en principios de la física que rige los flujos turbulentos. Lo que hace esta teoría es organizar las variables en grupos adimensionales aplicando un análisis dimensional llamado el teorema de Pi Buckinghamman. En este proceso una variable no dimensionalizada puede ser descrita por una función empírica “universal” de grupos adimensionales de variables importantes, para la situación que se desea analizar.

Para el desarrollo de las relaciones empíricas se deben seguir cuatro pasos (Stull, *op. cit.*, 1988):

- Elegir las variables relevantes para el problema en cuestión
- Organizar las variables en grupos adimensionalizados
- Determinar experimentalmente los valores de grupos adimensionales
- Describir la relación entre grupos ajustando una curva empírica a los datos

Estos cuatro pasos producen una ecuación empírica ó un conjunto de curvas de forma similar (de ahí el nombre de teoría de similaridad)

#### **3.5.1.1. Similaridad de Monin-Obhukov**

La parte crucial de la teoría de similaridad es la elección de variables relevantes. Esta es relativamente simple para la capa superficial, donde los flujos de momentum, calor sensible y calor latente son casi constantes en la vertical (su variación es  $< 10\%$ ), debido a las condiciones requeridas de homogeneidad y estacionaridad, y una comparación del orden de magnitudes.

En su trabajo original de 1958, Monin y Obhukov determinaron las cuatro variables relevantes que rigen el flujo turbulento en la capa límite superficial como:

- La altura por arriba de la superficie del suelo  $z$ . En el caso de superficies rugosas la altura de referencia es  $(z - z_d)$ , donde  $z_d$  es la altura del plano de desplazamiento cero
- La velocidad de fricción  $u^*$ , que explica la producción de turbulencia mecánica por la fricción en la superficie \_\_\_\_\_
- El flujo de calor cinemático  $w'\theta'$ , que explica el intercambio de energía en la superficie (y la producción de turbulencia térmica)
- El término  $g/\theta$ , que considera los efectos de flotación (buoyancy) debido a las variaciones de temperatura, donde  $g$  se refiere a la aceleración de gravedad, y  $\theta$  a la temperatura

Como una segunda escala de longitud (además de  $z$ ), Monin y Obhukov usaron la longitud de Monin-Obhukov  $L$ , cuya expresión para su cálculo es la siguiente

$$L = \overline{(u^2 \cdot \theta)} / k g \theta (1 + 0.07/\beta) \quad (3.5)$$

Con las variables de escalamiento  $u^*$  para velocidad y  $\theta^*$  para temperatura (enlazado a los flujos turbulentos de momentum y calor sensible), a saber:

$$u^* = \sqrt{-\overline{u'w'}} = \sqrt{\tau} / \rho \quad (3.6)$$

$$\theta^* = -\overline{w'\theta'} / u^* = -(Q_H / \rho c_p) / u^* \quad (3.7)$$

donde  $\tau$  es el tensor de cortante superficial y  $k$  la constante de von Karman.

De las relaciones de arriba, se forma un grupo adimensional

$$\zeta = (z - z_d) / L \quad (3.8)$$

De acuerdo a la definición de la teoría de similaridad, cualquier otro parámetro que describa el flujo turbulento en la capa límite superficial, adimensionalizada por su variable de escalamiento relevante, puede ahora ser descrita por una función universal de  $\zeta$ , que es independiente de la superficie, altura, velocidad, etc.

Cuando  $(z - z_d)$  es pequeña comparada con  $L$ , domina la turbulencia mecánica. Para  $(z - z_d) > |L|$ , los efectos de flotación (buoyancy) llegan a ser más importantes. El término  $\zeta$  indica, por tanto, la importancia relativa de los efectos térmicos y

mecánicos, así que  $\zeta$  y  $L$  son también una medida para estimar la estabilidad de la estratificación de la atmósfera, similar al número gradiente de Richardson  $Ri$ , ó el número grueso de Richardson,  $Rf$ , que se definen como sigue:

$$Ri = g (\partial \theta / \partial z) / \theta (\partial u / \partial z)^2 \quad (3.9)$$

$$Rf = g (w' \theta') / \theta (u' w') (\partial u / \partial z)^2 \quad (3.10)$$

La relación entre estos parámetros de estabilidad se ve en la tabla 6

**Tabla 3.6** Relación entre parámetros de estabilidad

| Estabilidad | $Ri, Rf, \zeta$ | $L$                      |
|-------------|-----------------|--------------------------|
| Inestable   | $< 0$           | $< 0$                    |
| Neutral     | $= 0$           | $\rightarrow \pm \infty$ |
| Estable     | $> 0$           | $> 0$                    |

### 3.5.2. Varianzas e intensidades turbulentas

Para describir la estructura turbulenta y los procesos de intercambio que ocurren en el flujo se usan diferentes métodos estadísticos. La medida más simple de niveles de fluctuación son las varianzas de, por ejemplo,  $u'^2$ ,  $v'^2$ ,  $w'^2$  (donde  $u$ ,  $v$  y  $w$  son las componentes del viento en las direcciones  $x$ ,  $y$  y  $z$ , respectivamente) y  $\theta'^2$ . La energía cinética turbulenta (ECT) por unidad de masa combina todas las varianzas de velocidad en un parámetro:

$$\overline{ECT} = (1/2)(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (3.11)$$

La energía cinética turbulenta es una de las cantidades más importantes que se usan para estudiar la capa límite turbulenta, porque está directamente relacionada al transporte de calor, momentum y humedad; algunas veces también se usa como punto de comienzo para aproximaciones de difusión turbulenta.

Otras medidas relacionadas son las desviaciones estándar, ó fluctuaciones de la raíz cuadrada media

$$\sigma_u = (\overline{u'^2})^{1/2}, \sigma_v = (\overline{v'^2})^{1/2}, \sigma_w = (\overline{w'^2})^{1/2} \quad (3.12)$$

y las intensidades turbulentas

$$\overline{i_u} = \sigma_u / V; \overline{i_v} = \sigma_v / V; \overline{i_w} = \sigma_w / V \quad (3.13)$$



que son medidas de los niveles de fluctuación relativa en diferentes direcciones (componentes de velocidad); se puede ver que en la definición de intensidades turbulentas se usa la velocidad media del viento.

### 3.5.3. Covarianzas y flujos turbulentos

Diferente de las varianzas e intensidades turbulentas, que son medidas estadísticas de niveles de fluctuación en variables individuales, la covarianza se define como el promedio del producto de dos variables. Por ejemplo,  $u'w'$ ,  $v'w'$ ,  $\theta'w'$  son las covarianzas entre diferentes componentes de velocidad y entre las fluctuaciones de temperatura y velocidad vertical. Así que la covarianza indica el grado de relación común, ó correlación, entre las dos variables involucradas. Si, por ejemplo, las variables son independientes una de otra, su covarianza sería cero. Las covarianzas pueden ser positivas ó negativas, dependiendo de si las dos variables están positivamente correlacionadas, ó negativamente correlacionadas, en el promedio.

Una mejor medida de correlación entre dos variables es suministrada por el coeficiente de correlación lineal, que no es más que una covarianza normalizada, por ejemplo,  $r_{uw} = u'w' / \sigma_u \sigma_w$ ,  $r_{qw} = q'w' / \sigma_q \sigma_w$ , etc.

Las magnitudes más típicas de coeficientes de correlación en la capa atmosférica superficial caen en el rango de 0.3 a 0.6, que implican correlaciones significativas entre variables que aparentemente fluctúan de manera aleatoria (Stull *op. cit.*, 1988).

## 3.6. Estabilidad atmosférica

En esta sección se enunciarán conceptos fundamentales relacionados con la estabilidad atmosférica, ya que en el capítulo cinco, a partir de mediciones puntuales realizadas en el área suburbana y rural, se estima y compara los resultados obtenidos por cuatro métodos, en particular los métodos clásicos de Pasquill-Gifford y Turner, el que conjuga algunos elementos del balance energético atmosférico, y el de la Longitud de Monin Obhukov.

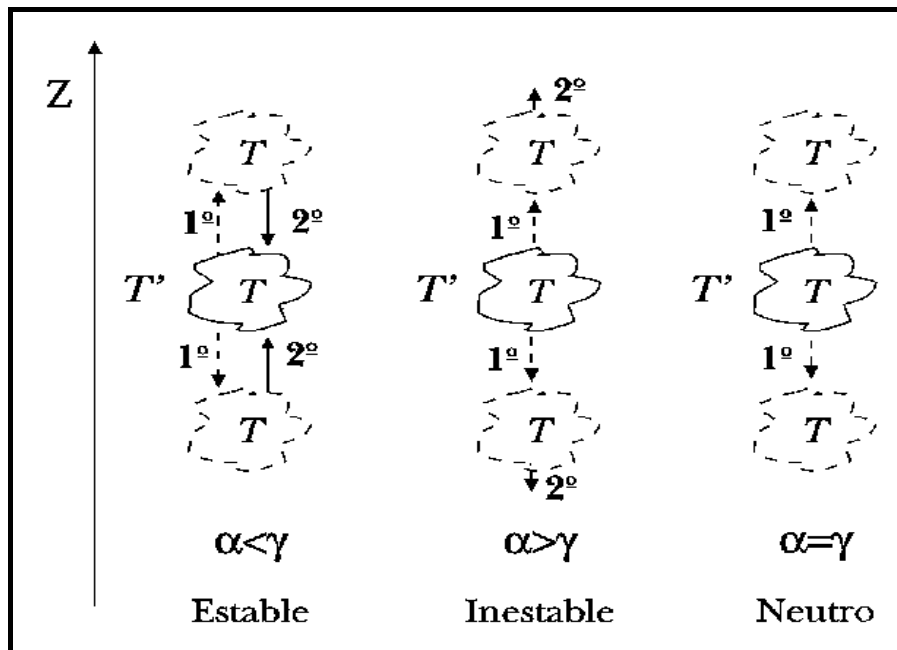
La importancia de la estabilidad atmosférica para la dispersión de contaminantes es preponderante como lo indica los trabajos que sobre modelación se ha realizado desde hace mucho (Pasquill, 1961; Golder, 1972; Gifford y Hanna, 1973; Gryning y Lick, 1984; Arya, 1981; Seibert, 1996).

Los flujos superficiales y la estabilidad atmosférica afectan la dispersión atmosférica mediante su impacto en la turbulencia de bajo nivel, la altura de la capa de mezcla y las circulaciones de mesoescala.

El movimiento vertical de los contaminantes en la capa límite está controlado principalmente por las condiciones prevalentes de estabilidad, y por tanto de la estratificación térmica del aire, es decir, la estabilidad atmosférica tiene que ver directamente con la manera en que la temperatura varía con la altura, y por tanto, con la dilución de contaminantes. La razón a la que la temperatura varía con la altura se le llama el gradiente, y afecta significativamente el movimiento vertical del aire. El mecanismo por el que el aire se desplaza verticalmente está enlazado al concepto de *gradiente adiabático*. Consideremos una masa de aire que se puede deformar con el movimiento vertical, y a la que se le llama *parcela de aire* (Arya, 1999). Este volumen de aire se expandirá adiabáticamente (es decir, sin intercambio de calor con sus alrededores) conforme se eleva en la atmósfera. Si se usa la primera ley de la termodinámica y la ley del gas ideal se puede determinar una relación para determinar la variación de la temperatura con la altura. Sin entrar en detalles algebraicos, a este valor se le llama *gradiente adiabático seco* y es aproximadamente igual a 1°C por cada 100 metros de altura de elevación (es decir, por cada 100 m que nos elevemos en la atmósfera, habrá un descenso de 1°C).

El gradiente actual será algo diferente que el gradiente adiabático seco debido al calentamiento superficial u otro fenómeno del tiempo atmosférico. Cuando el gradiente actual y el gradiente adiabático seco sean iguales, una parcela de aire que sea desplazada (hacia arriba ó hacia abajo), tendría la misma temperatura que la de alrededor, por tanto la misma densidad, y estaría en equilibrio. Esta es llamada *estabilidad neutra*. Si ahora consideramos una parcela de aire en un ambiente donde el gradiente actual sea mayor que el gradiente adiabático seco, va a suceder que cuando esta parcela se eleve, su temperatura será más grande que la del aire de alrededor, por tanto su densidad será menor, y continuará elevándose. Conforme la parcela siga subiendo, la diferencia de temperatura se incrementa, y la parcela se elevará más. Esta es una atmósfera *inestable* ya que propicia el movimiento vertical.

En el último caso se puede considerar la misma parcela de aire en un ambiente donde el gradiente actual es menor que el gradiente adiabático seco. Conforme la parcela se eleve su temperatura será menor que la del aire de alrededor, por tanto su densidad es más grande, y la parcela descenderá al punto donde la temperatura es la misma que la del aire de alrededor. Esta es una atmósfera *estable* porque su movimiento vertical se anula (Arya *op. cit.*, 1999). En la figura 3.9 se puede ver los diferentes casos de estabilidad atmosférica descritos líneas arriba; aquí  $\alpha$  es el gradiente actual, y  $\gamma$  es el gradiente adiabático seco.



**Fig. 3.9** Desplazamientos verticales originados por la estabilidad atmosférica.

La temperatura puede también incrementarse con la altura, fenómeno al que se le llama inversión. Las inversiones pueden ser causadas por enfriamiento radiacional desde el suelo, ó movimiento horizontal de una masa de aire desde arriba de una superficie caliente (suelo) a una superficie más fría (agua) (Seinfeld y Pandis, 1998). Las inversiones están asociadas con mezclamiento mínimo, y por tanto generan las concentraciones más altas de contaminantes viento abajo desde una fuente efluente (Thistle, 2000). Una inversión térmica suprime la mezcla vertical formando un techo. En la modelación de dispersión del aire, este techo se conoce como altura de mezcla (Beychok, 1994).

## 4. MÉTODO Y MATERIALES

### 4.1. Instrumentación de balance energético en la zona suburbana y rural desértica

Tanto en el lugar suburbano, Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California (que de aquí en adelante se llamará UABC), como en el lugar rural desértico, Villa Emiliano Zapata (que de aquí en adelante se llamará VZAP), la instrumentación que se utilizó fue similar en ambos lugares. En UABC los sensores se colocaron en el techo del edificio (de 9m de altura) del Instituto de Ingeniería, en una torre de 10m de altura, por lo que desde el suelo hasta la parte más alta de la torre en donde se pusieron los instrumentos se tuvo una altura de 19m (fig. 4.1).



**Fig. 4.1** Equipo de Correlación Turbulenta en UABC

La radiación neta se midió con pirradiómetros netos REBS (Radiation Energy Balance Systems) modelo Q\*7.1, y los flujos de calor sensible y calor latente se obtuvieron usando la aproximación de correlación turbulenta. Los instrumentos, separados entre sí 0.15m, consistieron de un anemómetro sónico tridimensional (Campbell Scientific, modelo CSAT3), para medir la velocidad del viento en sus tres componentes ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) y la temperatura virtual. Un termopar de respuesta rápida se instaló dentro del volumen de muestreo del anemómetro sónico para proveer un método alternativo en el cálculo de flujos de calor, y un higrómetro de krypton (Campbell Scientific, modelo KH20) para medir fluctuaciones de vapor de agua. Se midió también la temperatura del aire, humedad relativa (a 2m de altura sobre la

azotea), y la velocidad del viento y su dirección (a 10m de altura sobre la azotea) con instrumentación estándar.

Las fluctuaciones con los instrumentos de respuesta rápida se muestrearon a 10 Hz. Los flujos de radiación neta, calor sensible y calor latente se calcularon en intervalos de media hora. Este período provee un balance entre estacionaridad y razón de muestreo para reducir incertidumbre en las medidas (Offerlee *et al.*, 2002).

El flujo de calor almacenado ( $\Delta Q_s$ ) se determinó como el residual del balance de energía de las observaciones de radiación neta ( $Q^*$ ), y los flujos convectivos de calor sensible ( $Q_H$ ) y calor latente ( $Q_E$ ):  $\Delta Q_s = Q^* - (Q_H + Q_E)$ . En este procedimiento todos los errores de medida de los otros flujos se acumulan en este término ( $\Delta Q_s$ ).

Por su parte, la instrumentación en VZAP se colocó en un mástil de 5 metros de altura en un área completamente libre de obstáculos y con características de superficie uniformes, que se consideraron apropiadas para efectuar las mediciones (fig. 4.2).



**Fig. 4.2** Equipo de Correlación Turbulenta en Villa Emiliano Zapata

El equipo instalado y la programación para obtener los flujos energéticos y medidas climatológicas estándar fue similar al de UABC, y por tanto la diferencia fue la altura a la que se obtuvieron los datos. Las observaciones se registraron del 17 de febrero al 3 de abril de 2001 en la primera campaña de mediciones, y del 15 al 24 de

junio de 2003 en la segunda. Para el análisis subsecuente, no se tomaron en cuenta eventos de lluvia, solamente días despejados.

#### **4.2. Instrumentación de balance energético en la zona rural con riego**

A diferencia de los lugares anteriores, en una zona, aproximadamente a 4km al suroeste de la UABC, en la escuela de medicina veterinaria de la misma universidad, que de aquí en adelante se llamará CAMP, las observaciones de flujos superficiales se colectaron usando la técnica de Razón de Bowen. El sistema consiste de dos brazos, cada uno de 1.5m de largo, en los que se sujetan sensores de temperatura (termopares); estos brazos, cuya separación vertical es de 1m, tienen una entrada de aire para sensar la humedad; de esta manera, se miden gradientes de temperatura y de punto de rocío (que se convierte a presión de vapor para cálculos posteriores). El flujo de calor del suelo se obtuvo de dos placas que se insertaron a 5cm debajo de la superficie para evitar contaminación radiativa. Por arriba de este nivel se insertaron dos sondas de temperatura de suelo para realizar el cálculo de almacenamiento de calor en la capa superior, usando una aproximación de capacidad calorífica. La humedad del suelo se midió con un reflectómetro de contenido de agua.

En resumen la instrumentación y método utilizado fue el siguiente:

- Sensor de radiación neta  $Q^*7.1$ ; la radiación neta fue promediada con muestras de cada minuto.
- Sensor de flujo de calor del suelo con dos placas REBS HFT1; método de cálculo de flujo de calor del suelo: promedio de dos placas, cada una de las cuales es promedio de 20 minutos, de muestras de cada segundo
- Sensor de almacenamiento en la capa superior del suelo: dos termopares en paralelo; método de cálculo de diferencial térmico ( $\Delta T$ ): diferencia entre promedios consecutivos de 30 minutos, de muestras obtenidas cada segundo
- Termopares e higrómetro de punto de rocío: los termopares no están cubiertos ni aspirados; el higrómetro es un instrumento de espejo enfriado, alimentado por bombas reguladas mediante cámaras de mezclado que alternativamente muestrean el aire desde los brazos superior e inferior. La altura del brazo inferior es de 1.0m por arriba de la superficie del suelo, y la separación entre los brazos superior e inferior es de 1.0m. El muestreo de temperatura y vapor se realizó con una frecuencia de cada segundo

Los datos se obtuvieron únicamente en la segunda campaña de mediciones, realizadas del 15 al 24 de junio de 2003; se calcularon promedios cada 20 minutos, e incluyen flujo de radiación neta, flujo de calor sensible, flujo de calor latente, flujo de calor del suelo, almacenamiento de calor en el suelo, humedad de suelo, temperatura de suelo, razón de Bowen, velocidad de viento, dirección de viento, temperatura del aire y presión de vapor. En la figura 4.3 se muestra el equipo usado.



**Fig. 4.3** Equipo de Razón de Bowen en Campestre, UABC

#### **4.3. Uso del suelo y áreas de influencia en las estaciones de balance energético**

##### **4.3.1. Zona suburbana: Instituto de Ingeniería, UABC**

En la zona urbana se instaló el equipo de medición, como ya se mencionó, en la azotea del Instituto de Ingeniería de la UABC; en un sector de 270°, y en un radio de 1km, el lugar se caracteriza por amplias calles con camellones centrales con vegetación. En la zona universitaria se tienen construcciones cuya altura son de 1 a 4 pisos (algunos de los edificios más altos de la ciudad se encuentran en esta zona y en el Centro Cívico, donde residen los poderes gubernamentales, que se localiza a 6km al noroeste de la UABC). La mayor parte de uso de suelo de esta zona está destinada al uso educativo, residencial y comercial. En dirección oriente se encuentra la Unidad Deportiva de la zona universitaria, un área verde importante, cuyo tamaño aproximado es de 16.45 ha. La vegetación consiste de césped (*Stenotaphrum secundatum*), árboles yucatecos (*Ficus microcarpa*) y eucaliptos (*Eucalyptus sp.*), mantenidos con irrigación artificial (Fig. 4.4).



El material de las construcciones es de ladrillo ó block para paredes, y losa de concreto ó madera para techos, la mayoría cubiertos con material aislante e impermeabilizante y pintura clara. La relación entre el tamaño del lote y el área construida es en promedio 2/3, mientras que la relación altura de las construcciones (H) entre el ancho de las calles (W), es decir, (H/W) es de 0.5.



**Fig. 4.4** Universidad Autónoma de Baja California y sitio donde se realizaron las mediciones (X)

Debido a que es necesario caracterizar las *áreas de influencia* de cada estación, se realizó una tipificación del uso del suelo alrededor de las estaciones de balance energético, siguiendo el método de Tejeda *op. cit.* (1996). Éste consiste en tipificar los ocho sectores circulares correspondientes a los ocho rumbos del viento: N, NE, E, SE, S, SW, W y NW, en un radio de 1km alrededor de cada estación.

Para la estación de la UABC se usó como base del análisis:

- i) Mapa de uso del suelo del Ayuntamiento de Mexicali
- ii) Fotografía del satélite IKONOS, que tiene una resolución de 1 km<sup>2</sup>
- iii) Mediciones en la zona universitaria, y
- iv) Recorridos peatonales.



Los elementos a considerar para caracterizar los usos de suelo, para la zona alrededor de la UABC, se presentan en la Tabla 4.1.

**Tabla 4.1** Información necesaria para caracterizar los usos de suelo.

|                                                              |
|--------------------------------------------------------------|
| Altura en pisos o en metros                                  |
| Porcentaje de lote cubierto por la construcción              |
| Porcentaje de vegetación en el lote                          |
| Número de construcciones vecinas con que la edificación toca |
| Distancia a la calle                                         |
| Porcentaje de ventanas en la fachada                         |
| Materiales de construcción                                   |
| Color de las edificaciones                                   |

A partir del análisis, se tipificó la superficie en unidades homogéneas para los ocho sectores del viento, obteniéndose los usos de suelo que se presentan en la tabla 4.2.

**Tabla 4.2** Tipos de cubierta predominantes en 1km alrededor de la estación UABC

| <b>Tipos de cubierta</b>             | <b>Símbolo en la Figura 4.5</b> |
|--------------------------------------|---------------------------------|
| Habitacional                         | HAB                             |
| Infraestructura (Escolar y oficinas) | INF                             |
| Comercial                            | COM                             |
| Mixto (comercial/residencial)        | MIX                             |
| Avenidas (incluye estacionamientos)  | AVE                             |
| Áreas verdes                         | VER                             |
| Suelo desnudo                        | BAL                             |

#### 4.3.2. Tipificación del uso del suelo alrededor de las estaciones del balance energético

Tejeda (1996) propuso un método para conocer la contribución de los distintos tipos de uso de suelo por cada sector del viento dominante, basándose en el método usado por Grimmond y Oke (1991) en que se considera la fracción de área

correspondiente a cada tipo de cubierta, tomando en cuenta la contribución de los muros.

Para las campañas de UABC y VZAP, se realizó el mismo procedimiento para caracterizar las áreas de influencia de cada estación, con la intención de comparar los resultados obtenidos con los modelos de área fuente para los flujos turbulentos y radiativos. El procedimiento seguido para cada sector del viento fue:

- 1) Estimar la fracción horizontal correspondiente a cada tipo de cubierta (**a**), tabla 4.3;
- 2) Después a cada una de ellas, en función de su altura vertical y sus colindancias, se le dio un peso (**p**), de modo que la fracción de cada tipo de cubierta asignada a cada sector fue calculada como un promedio pesado:

$$f = a \cdot p / \sum a \cdot p \quad (4.1)$$

Los pesos se calcularon con la relación:

$$p = 1 + 0.5 \cdot n + d \cdot m \quad (4.2)$$

en la que **n** es el número de pisos (0 para terreno sin construcción), **d** es la fracción del lote cubierta por la construcción y **m** es función de las colindancias libres (0.5, si el edificio toca a los edificios contiguos por ambos lados; 1, por un lado, y 2 por ninguno).

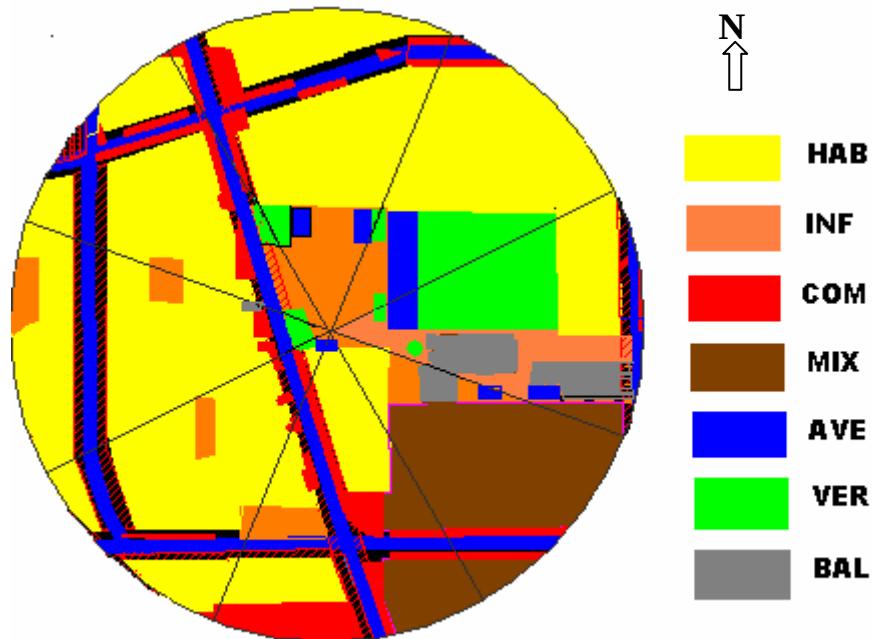
**Tabla 4.3** Fracción horizontal (%), de la cubierta (**a**) en 1km alrededor de la estación UABC.

| Uso/Sector | N   | NE  | E   | SE  | S   | SW  | W   | NW  |
|------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| HAB        | 70  | 48  | 15  | 13  | 44  | 85  | 86  | 88  |
| INF        | 10  | 10  | 10  | 12  | 5   | 4   | 4   | 3   |
| COM        | 5   | 3   | 3   | 5   | 23  | 4   | 2   | 4   |
| MIX        | 0   | 0   | 4   | 55  | 18  | 0   | 0   | 0   |
| AVE        | 10  | 10  | 8   | 5   | 10  | 5   | 5   | 3   |
| VER        | 5   | 30  | 35  | 0   | 0   | 2   | 2   | 1.5 |
| BAL        | 0   | 0   | 25  | 10  | 0   | 0   | 1   | 0.5 |
| Total (%)  | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

A partir del conocimiento de las características de la superficie, obtenidos mediante los medios nombrados anteriormente (mapa de uso del suelo, foto aérea, mediciones y recorridos peatonales) y del cálculo del peso, se calcularon los porcentajes de contribución de cada tipo de cubierta, como se muestra a continuación para los casos de UABC y VZAP.

#### 4.3.3. Tipificación del uso del suelo alrededor de la estación de balance energético en la Universidad Autónoma de Baja California

La figura 4.5 muestra la superficie de cada tipo de cubierta alrededor de la estación de la UABC, así como los sectores a considerar para cada rumbo del viento dominante. La descripción de los tipos de cubiertas se presenta en la Tabla 4.4.



**Fig. 4.5** Usos de suelo en un kilómetro alrededor de la estación de la Universidad Autónoma de Baja California. Las características de los tipos se pueden ver en la tabla 4.2.

**Tabla 4.4** Descripción de tipos de cubierta predominantes en 1km alrededor de la UABC, consideradas en el cálculo de porcentajes de aportaciones a sensores de balance energético.

|                                  | HAB                    | INF      | COM      | MIX                    | VER                 | AVE/BAL         |
|----------------------------------|------------------------|----------|----------|------------------------|---------------------|-----------------|
| <b>Altura en pisos (n)</b>       | 1 a 2                  | 1 a 4    | 1 a 3    | 1 a 2                  | 0 a 1               | 0               |
| <b>% de lote cubierto</b>        | >90                    | 50       | >95      | >90                    | 20                  | <20             |
| <b>% vegetación/lote</b>         | <5                     | 20-40    | <1       | <5                     | >70                 | >30             |
| <b>Vecinos que toca (m)</b>      | 2                      | 2        | 0.5      | 1                      | 0                   | 0               |
| <b>Peso (p)</b>                  | 3.55                   | 3.25     | 2.475    | 2.65                   | 1.25                | 1.0             |
| <b>Dist. a la calle</b>          | 3 a 6 m                | >10m     | 2 a 20   | 3 a 5                  | >2m                 | >2m             |
| <b>% de ventana/fachada</b>      | 30-50                  | 50       | >50      | 20-40                  | 0                   | 0               |
| <b>Materiales de la cubierta</b> | concreto, madera, teja | Concreto | concreto | concreto, madera, teja | concreto/vegetación | concreto/arena  |
| <b>Color</b>                     | claro y naranja        | claro    | claro    | claro y naranja        | claro y verdes      | gris/café claro |

La tabla 4.5 muestra el porcentaje de aportaciones por cada tipo de cubierta en 1km alrededor de la estación para cada rumbo del viento dominante, es decir, muestra la aportación de cada tipo de cubierta en cada sector.

**Tabla 4.5** Porcentaje de aportaciones por cada tipo de cubierta en 1km alrededor de la estación UABC para cada rumbo de viento dominante.

| Sector/Tipo | HAB  | INF  | COM  | MIX  | AVE | VER  | BAL  |
|-------------|------|------|------|------|-----|------|------|
| <b>N</b>    | 79.9 | 10.5 | 4.0  | 0.0  | 4.0 | 1.6  | 0.0  |
| <b>NE</b>   | 67.4 | 12.9 | 2.9  | 0.0  | 4.9 | 11.9 | 0.0  |
| <b>E</b>    | 30.7 | 18.7 | 4.3  | 6.1  | 5.7 | 20.1 | 14.4 |
| <b>SE</b>   | 17.8 | 15.0 | 4.8  | 56.1 | 2.4 | 0.0  | 3.9  |
| <b>S</b>    | 53.9 | 5.6  | 19.7 | 16.5 | 4.3 | 0.0  | 0.0  |
| <b>SW</b>   | 90.6 | 3.9  | 3.0  | 0.0  | 1.9 | 0.6  | 0.0  |
| <b>W</b>    | 91.8 | 3.9  | 1.5  | 0.0  | 1.9 | 0.6  | 0.3  |
| <b>NW</b>   | 92.5 | 2.9  | 2.9  | 0.0  | 1.1 | 0.4  | 0.2  |

#### 4.3.4. Usos de suelo en la zona rural desértica: Villa Emiliano Zapata

Villa Emiliano Zapata es una comunidad rural que está situada a 30km al oriente de la zona urbana (ver fig. 1.3); es altamente contrastante con respecto a la zona urbana, tanto en usos del suelo, como en la morfología superficial; el sitio se caracteriza por estar desprovisto de calles pavimentadas, las tiene trazadas pero conserva su suelo nativo, de características arenosas, con casas dispersas y vegetación arbustiva como mesquites (*Prosopis sp.*), cachanillas (*Pluchea sericea*) y chamisos (*Atriplex sp.*). Al estar desprovisto de electricidad, las pocas familias, alrededor de 150, que tiene este lugar, hacen uso de dispositivos fotovoltaicos para satisfacer necesidades mínimas en sus casas (iluminación, radio). Los árboles que el habitante local ha plantado con éxito son del tipo pino salado (*Tamarix aphylla*), los cuales se encuentran en mayor proporción al oriente de donde se realizaron las mediciones (fig. 4.6).



Fig. 4.6 Villa Emiliano Zapata y sitio donde se realizaron las mediciones (⊗)

#### 4.3.5. Usos de suelo en la zona rural con vegetación: Campestre, UABC

Este lugar se encuentra distante 5km al suroeste del campus suburbano de la Universidad Autónoma de Baja California. Se caracteriza por ser plano, con un tipo de suelo arcilloso; la vegetación es arbustiva como cachanillas (*Pluchea sericea*) y mesquites (*Prosopis glandulosa*), algunos árboles del tipo pino salado (*Tamarix aphylla*), álamos (*Populus fremontii*), eucaliptos (*Eucalyptus sp.*) y yucatecos (*Ficus microcarpa*). Tres construcciones están alrededor de donde se hicieron las mediciones: a unos 50 m y mirando hacia el sur-sureste el laboratorio de Meteorología, un edificio pequeño de un piso; en dirección sur-suroeste se encuentra el Instituto de Investigaciones Veterinarias de la UABC, que alberga varias aulas de clase y laboratorios de investigación (de un piso), también a una distancia aproximada de 50 metros; hacia el norte, se encuentra las instalaciones de Radio Universidad, un edificio pequeño de un piso, aproximadamente a unos 60m. El terreno donde se ubicó el equipo de Razón de Bowen está cubierto de césped (*Stenotaphrum secundatum*), lo mismo que parte de su entorno, que es mantenido con irrigación a base de aspersores, en las estaciones de primavera, verano y otoño (Fig. 4.7).



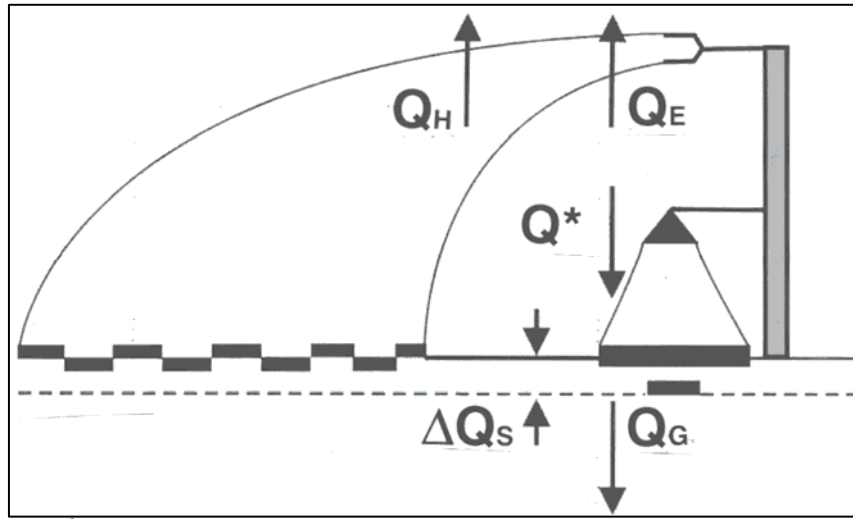


**Fig. 4.7** Campestre UABC y sitio donde se realizaron las mediciones (⊗)

#### **4.4. Áreas fuente de los sensores de covarianza turbulenta**

Con frecuencia se ha observado que al medir cada una de las componentes del balance energético atmosférico, dicho balance no cierra; en otras palabras, que la suma de los flujos de energía que entran a un sistema no es igual a la suma de los flujos que salen, más lo que se almacenan (Tejeda *op. cit.*, 1996). Esta es una razón muy importante para analizar si los instrumentos de medición están colocados de tal manera que el área que monitorean es similar para cada una de las variables del balance (fig. 4.8).

Algunas de las razones para que no cierre el balance de energía superficial según Oncley *et al.*, (2002) son: errores en las mediciones, diferentes escalas de medición y áreas fuente de los flujos, divergencias de flujo, tanto horizontales como verticales, almacenamiento de energía, especialmente arriba de las medidas de flujo de suelo, condiciones de estado no estables y terreno heterogéneo.



**Fig. 4.8** Áreas Fuente de los sensores de covarianza turbulenta y radiómetro neto

Para verificar la representatividad espacial de las mediciones, y explicar la fracción de error inducida por las diferencias entre áreas fuente<sup>1</sup> de los sensores de covarianza turbulenta, se consideró necesario caracterizar las áreas de influencia para esos instrumentos, de acuerdo a los métodos propuestos por Nava (2003), para el radiómetro neto, y el de Schmid (1997), para el anemómetro sónico y el higrómetro de krypton; esta caracterización posiblemente identifique, ó al menos auxilie para identificar el origen de error en la medición del balance energético atmosférico.

#### 4.5. Procedimiento para la estimación del área visual del radiómetro neto

De acuerdo a Anthony *et al.* (2000), un radiómetro neto instalado adecuadamente, muestrea un área por debajo del sensor con un ángulo de vista de 85° alrededor de la vertical, que le permite tener la cobertura del 99% del área visual inferior; el radio máximo inicial en la horizontal (**R<sub>max 1</sub>**) se calcula como:

$$R_{max\ 1} = (\tan 85^\circ) \cdot h \quad (4.3)$$

donde **h** es la altura a la que se colocó el sensor; si hubiera un ambiente libre de obstáculos, el radio máximo inicial indicaría el área de influencia del sensor, pero debido a la presencia de obstáculos entre el suelo y el radiómetro neto, es necesario considerar una altura efectiva (**h<sub>efectiva</sub>**) que se calcula por:

$$h_{efectiva} = h - h_{desp} \quad (4.4)$$

<sup>1</sup> las áreas fuente ó áreas de influencia (en inglés source area) se componen del conjunto de elementos que son muestreados por las estaciones micrometeorológicas. Las dimensiones del área fuente dependen de la altura del sensor, la aspereza superficial y la dirección del viento.

donde  $h_{\text{desp}}$  es la altura de desplazamiento, definida como la distancia entre el sensor y el promedio de altura de los obstáculos, a partir de una referencia convencional, que puede ser, por ejemplo, el nivel de la calle.

Para propósitos de cálculo,  $h_{\text{desp}}$  se calcula como:

$$h_{\text{desp}} = (\sum h_i * A_i) / (\sum A_i) \quad (4.5)$$

en la que  $A_i$  es el área horizontal de cada elemento de uso del suelo (edificio, árboles, etc.), y  $h_i$  la altura de cada elemento con respecto a la superficie base.

Así que, a partir de la altura efectiva inicial ( $h_{\text{efectiva}}$ ) se recalcula el radio máximo ( $R_{\text{max}_2}$ ):

$$R_{\text{max}_2} = (\tan 85^\circ)(h_{\text{efectiva}}) \quad (4.6)$$

Si el valor absoluto  $|R_{\text{max}_2} - R_{\text{max}_1}| \leq \delta r$  (donde  $\delta r$  es la mínima medición posible del radio en el mapa que estemos usando), entonces

$$R_{\text{max}_{\text{final}}} = (R_{\text{max}_2} + R_{\text{max}_1}) / 2 \quad (4.7)$$

Si  $|R_{\text{max}_2} - R_{\text{max}_1}| > \delta r$ , entonces se debe calcular

$$h_{\text{efectiva}_2} = h - h_{\text{desp}_2} \quad (4.8)$$

donde  $h_{\text{desp}_2}$  se evalúa con un radio de  $R_{\text{max}_2}$ . Después se procede a evaluar

$$R_{\text{max}_3} = \tan 85^\circ * h_{\text{efectiva}_2} \quad (4.9)$$

Y se sigue el proceso hasta que se cumpla que

$$|R_{\text{max}_j} - R_{\text{max}_{j+1}}| \leq \delta r \quad (4.10)$$

y entonces el radio final se calcula como

$$R_{\text{max}_{\text{final}}} = (R_{\text{max}_j} + R_{\text{max}_{j+1}}) / 2 \quad (4.11)$$

Si las condiciones en la superficie para cualquier dirección alrededor del sensor son aproximadamente las mismas, los cálculos anteriores son válidos. De no ser así, el



proceso descrito se deberá aplicar por sectores de rosa de vientos más o menos homogéneos (Nava *op. cit.*, 2003).

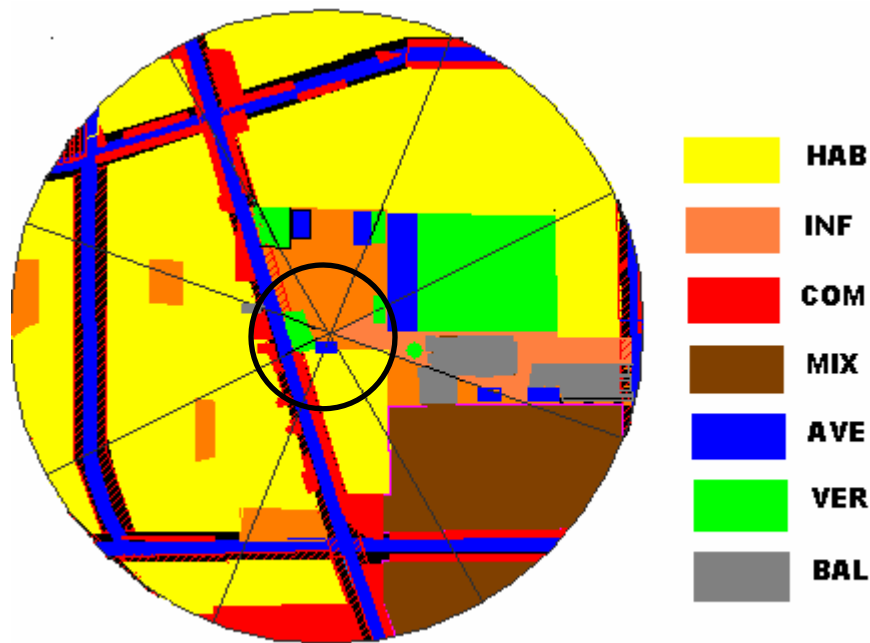
#### 4.5.1. Cálculo del área fuente del radiómetro neto en UABC

De acuerdo al procedimiento descrito en la sección anterior, en la tabla 4.6 se presenta el resumen de los resultados; se calculó un radio inicial de 220m con una altura de colocación del sensor  $h = 19\text{m}$ . El área de cada elemento de uso de suelo fue cuantificada a partir de la fig. 4.5, complementándose con mediciones de todos los edificios de la Unidad Universitaria, así como un estimado de la altura de los árboles circundantes. Como se puede ver en la tabla 4.6, en la segunda iteración se observó una solución satisfactoria según el criterio de que  $|R_{\max_j} - R_{\max_{j+1}}| \leq \delta r$ , con  $\delta r = 10\text{m}$ , que es lo que permite la figura 4.5. De este modo el  $R_{\max_{\text{final}}}$  que resultó de los cálculos es de 162.3m, con una altura de desplazamiento ( $h_{\text{desp}}$ ) de 4.8m (fig. 4.9).

**Tabla 4.6** Resultados de cálculos en Instituto de Ingeniería, UABC, para la estimación del área visual inferior del radiómetro neto.

| <b>Paso en Iteración</b> | <b>Radio inicial (m)</b> | <b><math>R_{\max}</math> calculado (m)</b> | <b>Altura de desplazamiento <math>h_{\text{desp}}</math> (m)</b> |
|--------------------------|--------------------------|--------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|
| <b>1</b>                 | 220.0                    | 161.2                                      | 4.9                                                              |
| <b>2</b>                 | 170.0                    | 162.3                                      | 4.8                                                              |

La disminución del radio visual inferior del radiómetro neto en un 23% con respecto al propuesto inicialmente (de 220m a 170m) no parece ser significativo, ya que en ambos casos, las coberturas de suelo “vistas” por el radiómetro prácticamente son las mismas.



**Fig. 4.9** Usos del suelo a 1 kilómetro de radio de la estación UABC, y radio calculado (162m, círculo negro) del radiómetro neto.

#### 4.5.2. Área fuente del radiómetro neto en Villa Emiliano Zapata

Para el caso de Villa Zapata se calculó un radio inicial de 57.2m, con una altura de colocación del sensor de  $h = 5m$ . El área de cada elemento de uso de suelo fue cuantificada a partir de mediciones que se realizaron en el lugar. De la tabla 4.7 se observa que en la primera iteración se tiene una solución satisfactoria según el criterio de que  $|R_{max_j} - R_{max_{j+1}}| \leq \delta r$ , con  $\delta r = 10m$ . De este modo el  $R_{max_{final}}$  que resultó de los cálculos es de 56m, con una altura de desplazamiento ( $h_{desp}$ ) de 0.1m.

**Tabla 4.7** Resultados de cálculos en Villa Emiliano Zapata para la estimación del área visual inferior del radiómetro neto.

| <b>Paso en Iteración</b> | <b>Radio inicial (m)</b> | <b><math>R_{max}</math> calculado (m)</b> | <b>Altura de desplazamiento <math>h_{desp}</math> (m)</b> |
|--------------------------|--------------------------|-------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|
| <b>1</b>                 | 57.2                     | 56.0                                      | 0.1                                                       |

La disminución del radio visual inferior del radiómetro neto, de 57.2m a 56m no es significativa, ya que no hay un cambio drástico en el uso del suelo en distancias tan cortas en la zona rural, y en todo caso se encontraría en el error de la apreciación visual realizada en los recorridos peatonales realizados.

#### 4.5.3. Áreas fuente del anemómetro sónico e higrómetro de krypton

En el caso de mediciones de temperatura y humedad, la magnitud del área fuente no está determinada solamente por la geometría (como en el caso de la

radiación neta), sino por las características de difusión turbulenta en la capa entre el sensor y la superficie. Esta área fuente ó “campo de vista”, a diferencia del área fuente del radiómetro neto, está constantemente cambiando su tamaño y posición, y depende principalmente de la velocidad y dirección del viento (Schmid *op. cit.*, 1997).

En las mediciones realizadas para UABC y VZAP, los flujos verticales de calor sensible ( $Q_H$ ) y calor latente ( $Q_E$ ) se midieron con el anemómetro sónico y el higrómetro de krypton. Ya que sus áreas fuente son perturbadas por la influencia del viento, al analizar el balance de energía atmosférico superficial se debe considerar el tipo y extensión de las superficies que influyen en esos sensores, para comparar con el área de influencia del radiómetro neto, y que como se vio en la fig. 4.8 sus áreas fuente son diferentes.

Para el cálculo de las áreas fuente se utilizó el modelo de Schmid *op. cit.* (1997), denominado SAM\_2win (Source Area Model, por sus siglas en inglés), que se basa en los modelos de dispersión de contaminantes, pero en sentido contrario, es decir, el área fumigada calculada se convierte en el área de influencia, y la fuente puntual de emisiones, en el sensor; este modelo se restringe a la capa superficial, y el área de influencia depende de la distribución superficial, es decir, de la fracción de cobertura de los distintos tipos de superficie alrededor del sensor, así como de la altura de colocación del instrumento.

Las variables de entrada que utiliza el modelo SAM\_2Win son algunas propiedades meteorológicas del lugar de medición, tales como: altura de rugosidad ( $z_o$ ), longitud de Monin-Obhukov (**LMO**), desviación estándar de la magnitud del viento horizontal ( $\sigma_v$ ), velocidad de fricción ( $u^*$ ), y altura de colocación del sensor (**h**). En seguida se da una breve descripción de esas variables; más adelante se abunda en algunas de ellas.

La altura de rugosidad ( $z_o$ ) se define como la altura por debajo de la cual la magnitud de la velocidad del viento es cero. Se calcula con la expresión siguiente:

$$z_o = (h - h_{\text{desp}}) / \exp(k v/u^*) \quad (4.12)$$

donde **k** es la constante de Von Karman que tiene un valor aproximado de 0.4, **v** es la velocidad de viento horizontal y  $u^*$  es la velocidad de fricción.

La velocidad de fricción ( $u^*$ ) es la velocidad mínima necesaria para que el viento rompa la resistencia de la rugosidad de la superficie (Jacobson, 1999). Puede calcularse por medio de:

$$u^* = [-\text{cov}(v, w)]^{1/2} \quad (4.13)$$

donde  $cov$  es la covarianza,  $v$  es la magnitud del viento en la horizontal y  $w$  es la magnitud del viento en la vertical.

La longitud de Monin Obhukov (**LMO**) se refiere a la altura sobre una superficie donde la turbulencia térmica empieza a dominar a la producción de turbulencia mecánica, Stull *op. cit.* (1988); es un parámetro que sirve para estimar la altura de la capa límite superficial, es decir, la capa de aire que está afectada por la intersección con la superficie (Jacobson, 1999). La expresión para su cálculo es:

$$LMO = -(\rho \cdot C_p \cdot T \cdot u^{*3}) / (k \cdot g \cdot Q_H) \quad (4.14)$$

en donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $C_p$  es el calor específico del aire a presión constante e igual a 1004J/kg°K,  $T$  es la temperatura del aire en °K,  $u^*$  es la velocidad de fricción,  $k$  es la constante de Von Karman,  $g$  es la aceleración de la gravedad, y  $Q_H$  es el flujo turbulento de calor sensible.

Otro dato de entrada necesario para correr el modelo es el del cociente de la desviación estándar de la magnitud del viento horizontal entre la velocidad de fricción ( $\sigma_v / u^*$ ).

La información para UABC y VZAP, que requiere el modelo SAM\_2Win, para el cálculo de áreas fuente del anemómetro sónico y el higrómetro de krypton, se calcularon para 8 rumbos de viento, para períodos diurnos en ambos lugares. Tanto para UABC, como para VZAP, se tomaron datos promedios de cada 30 minutos, durante 12 días, resultando 288 datos. Los datos de entrada para UABC se pueden ver en la tabla 4.8.

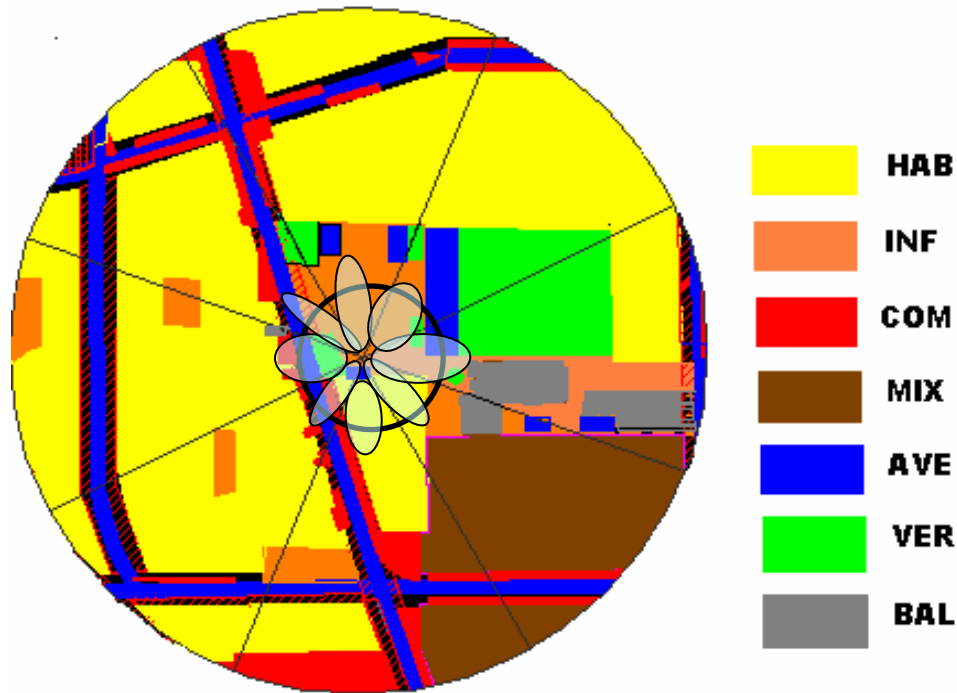
**Tabla 4.8** Datos de entrada para el modelo SAM\_2Win en UABC

| Rumbos del viento | LMO (m) | $\sigma_v / u^*$ | $z_o$ (m) |
|-------------------|---------|------------------|-----------|
| N                 | -23.6   | 0.85*            | 4.22*     |
| NE                | -17.0   | 1.08             | 3.06*     |
| E                 | -22.1   | 1.13             | 3.00*     |
| SE                | -53.6   | 1.10             | 2.18*     |
| S                 | -76.6   | 0.77*            | 3.07*     |
| SW                | -12.6   | 0.66*            | 5.17*     |
| W                 | -39.6   | 0.59*            | 4.08*     |
| NW                | -45.5   | 0.75*            | 3.93*     |

\*valores que fue necesario ajustar para correr el modelo

El área fuente obtenida con el modelo tiene forma de elipse alargada en el sentido del viento, y las variables de salida, proporcionadas por el modelo SAM\_2Win,

se refieren a esta figura geométrica. Para comparación de las áreas fuente del radiómetro neto, con la de los sensores de covarianza turbulenta, se toma la distancia del sensor (del anemómetro sónico o higrómetro de krypton) hasta el extremo opuesto de la elipse y se iguala con el radio máximo del radiómetro neto, es decir, se elige el área fuente (elipse) cuyas dimensiones se acerquen lo más posible al radio máximo calculado para el radiómetro neto. Los resultados se pueden observar en la fig. 4.10.



**Fig. 4.10** Área fuente del radiómetro neto (interior del círculo negro) y áreas fuente del anemómetro sónico e higrómetro de krypton (elipses) para la Universidad Autónoma de Baja California. La simbología del uso del suelo se puede ver en la tabla 4.2.

De la fig. 4.10 se observa que la porción de superficie que el radiómetro neto ve, y las que el anemómetro sónico e higrómetro de krypton registran no son las mismas; sin embargo el uso de suelo captado por los dos tipos de sensores, básicamente es el mismo. Asimismo se puede ver que, con diferencias, todas las elipses sobrepasan el límite del radio máximo del radiómetro neto, siendo las más alejadas las direcciones norte, oeste y este. Con el propósito de estimar la diferencia en áreas fuente del radiómetro neto y los sensores de covarianza turbulenta se aplicó la siguiente ecuación:

$$\text{Error} = \sqrt{\sum (A^* - A_{EH})^2 / n} \quad (4.15)$$

$A^*$  se refiere al área del radio máximo del radiómetro neto en  $\text{km}^2$ ;  $A_{EH}$  es el área del anemómetro sónico y el higrómetro de krypton, también en  $\text{km}^2$ , y  $n$  es el número de rumbos del viento, que en este caso fueron 8.

Así, de acuerdo a lo anterior, las áreas fuente analizadas para el anemómetro sónico y el higrómetro de krypton, comparadas con la del radiómetro neto en la UABC, se calculó un error en la comparación de las áreas de  $0.10 \text{ km}^2$ .

Para el caso de VZAP, los datos de entrada para correr el modelo SAM\_2Win fueron los que se encuentran en la tabla 4.9.

**Tabla 4.9** Datos de entrada para el modelo SAM\_2Win en Villa Zapata

| Rumbos del viento | LMO (m) | $\sigma_v / u^*$ | $z_o$ (m) |
|-------------------|---------|------------------|-----------|
| N                 | -146.0  | 3.51             | 0.14      |
| NE                | -36.0   | 4.94             | 0.12      |
| E                 | -13.4   | 5.62             | 0.10      |
| SE                | -113.0  | 4.15             | 0.13      |
| S                 | -80.1   | 4.25             | 0.14      |
| SW                | -11.4   | 4.85             | 0.35      |
| W                 | -21.2   | 4.13             | 0.31      |
| NW                | -106.0  | 3.85             | 0.23      |

En el caso de VZAP, se calculó un error de  $0.0020 \text{ km}^2$ , entre el área que el radiómetro neto ve, y las áreas que el equipo de covarianza turbulenta estima a partir del modelo; este resultado indica que las áreas fuente que los sensores ven, comparado al resultado de la zona suburbana, es más homogéneo.

Los resultados anteriores indican que no se tiene la misma área de influencia entre los sensores, ya que mientras que el radiómetro neto tiene un campo visual en forma de círculo, el anemómetro sónico y el higrómetro de kriptón lo hacen en forma de elipse alargada en el sentido del viento. Esto puede tener repercusiones en el cierre del balance de energía atmosférico superficial, más marcado en el caso de la UABC, comparado con VZAP, que será comentado en un capítulo posterior.

#### 4.6. Métodos de balance energético atmosférico superficial

Desde principios de los 80's, se han realizado progresos en los métodos e instrumentación, que han hecho posible determinar, de manera individual, el flujo de calor sensible y calor latente. Antes de esta cuantificación, era necesario determinar

una de las partes del balance de energía (el flujo de calor latente), como el residual de los otros. Para la evaluación de los flujos verticales de calor sensible y latente, existen dos principales aproximaciones: *método de covarianza turbulenta* y *métodos de perfil* (aproximación aerodinámica y método de balance de razón de Bowen). El sistema experimental ideal para covarianza turbulenta mide todas las variables directamente, con precisión y en el mismo punto, usando pequeños sensores con respuesta rápida, y de forma optimizada para evitar distorsión del flujo. Las mediciones realizadas para este estudio utilizaron las dos aproximaciones, el método de covarianza turbulenta y el método de Razón de Bowen. A continuación se describen de forma detallada los dos métodos.

#### **4.6.1. Método de covarianza turbulenta**

Una rápida respuesta en las medidas de las variables de estado, tales como temperatura ( $T$ ) y presión de vapor ( $e$ ), medidas varias veces con una resolución de 20 veces o más en un segundo, generan series de tiempo que pueden ser analizadas estadísticamente, sin embargo primero se tienen que corregir las series de datos, antes de aplicar el método de covarianza (o de correlación) turbulenta. El anemómetro sónico tiene esa capacidad para medir cambios en las componentes del viento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ), que acoplado a termopares (para medir  $T$ ) y a un higrómetro de krypton (para medir  $e$ ) se pueden evaluar los términos  $Q_H$  y  $Q_E$ .

Debe aclararse que mientras el sistema de la razón de Bowen, puede monitorear aún con lluvia ligera (la lluvia fuerte o el granizo podrían dañar a los sensores de temperatura), el anemómetro sónico y el higrómetro de krypton son más susceptibles a la precipitación, aún no siendo intensa.

Algunas veces los datos presentan valores muy grandes o muy pequeños, los cuales no se asocian con eventos meteorológicos, sino que más bien se vinculan a errores en los instrumentos, como pueden ser por ejemplo, choques de insectos en los sensores ó fallas en el voltaje de la fuente de alimentación. Esos valores irregulares se deben eliminar y reemplazar por información aceptable, mediante un procedimiento conocido como “acondicionar los datos”, que consiste en aplicar lo siguiente:

- 1) suprimir la tendencia irregular,
- 2) quitar los datos erróneos (valores muy grandes ó muy pequeños), y
- 3) realizar un filtrado y de suavización (al inicio y al final del período erróneo).

Finalmente, al tener una serie “limpia” de errores, se puede aplicar el método de correlación turbulenta (Stull, 1988).

El primer paso para aplicar el método de correlación turbulenta, consiste en calcular los valores de las perturbaciones en los datos. Por ejemplo, si tenemos una

serie de tiempo de valores de temperatura potencial, se puede substraer la temperatura media potencial, para cada dato y así obtener las perturbaciones en la serie de tiempo  $[\theta'(t), \theta'(t+\Delta t), \theta'(t+2\Delta t), \theta'(t+3\Delta t), \dots]$ . De manera similar, se encuentra una serie de tiempo de las perturbaciones de la velocidad en la vertical  $[w'(t), w'(t+\Delta t), w'(t+2\Delta t), w'(t+3\Delta t), \dots]$ . Si se multiplican los valores de  $\theta'$  y  $w'$  se produce una serie de tiempo de  $\theta'w'$ :  $[w' \theta'(t), w' \theta'(t+\Delta t), w' \theta'(t+2\Delta t), w' \theta'(t+3\Delta t), \dots]$ . El promedio de esta serie,  $\overline{w' \theta'}$ , es una medida del flujo cinemático turbulento de calor en la vertical.

Una vez que se calculan las series de tiempo de  $\theta'$ ,  $q'$ ,  $u'$ ,  $v'$ ,  $w'$ , a partir del conjunto de datos, se puede realizar una multiplicación y promediado de cantidades, tales como flujos  $[\overline{u'w'}, \overline{w'q'}, \overline{w'\theta'}]$ , varianzas  $[\overline{w'^2}, \overline{q'^2}, \overline{u'^2}, \overline{\theta'^2}]$ , energía cinética turbulenta  $[TKE=0.5*(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})]$ , flujos de varianzas  $[\overline{w'q'^2}, \overline{w'\theta'^2}, \overline{u'^2w'}, \overline{w'^3}]$ , y flujos de energía  $[\overline{w'e}=0.5*\overline{w'(u'^2+v'^2+w'^2)}]$ , (Stull, *op. cit.*, 1988)

Una ventaja de este método consiste en que es simple y directo, y los flujos pueden ser calculados a cualquier altura o sitio, en donde cuente con la serie de tiempo, sin perturbar el medio donde se realice la medición. Una desventaja consiste en lo caro que son los sensores utilizados para obtener una rápida respuesta en las mediciones. También, si la respuesta de los sensores resulta ser muy lenta, los valores de los flujos resultan ser incorrectos.

La forma en que el suelo cede calor sensible a la atmósfera (término  $Q_H$  en la ecuación 3.1) o calor latente de evaporación ( $Q_E$  en la ecuación 3.1) es a través de pequeños remolinos verticales, es decir, turbulencia, de aquí se obtiene la relación que existe entre flujo de calor sensible  $Q_H$ , y flujos cinemáticos  $\overline{w'\theta'}$ , con las siguientes relaciones (Brook, 1978):

$$Q_H = \overline{\rho w' (C_p T')} \quad (4.16)$$

Por otro lado, los valores de calor específico para el aire,  $C_p$ , varían con la humedad, aproximadamente como:

$$C_p = C_{pd} (1 + 0.84q) \quad (4.17)$$

Combinando las ecuaciones 4.16 y 4.17 e ignorando los términos de orden superior:

$$\underline{Q_H \cong \overline{\rho C_{pd} (w' T' + 0.84 T' w' q')}} \quad (4.18)$$

El último término de la ecuación puede causar un cambio de alrededor de un 10% en la estimación del flujo de calor sensible que, si únicamente se usara el calor



específico para aire seco. La correspondiente expresión para el flujo de calor latente es (Reihl, *et al.*, 1978):

$$\underline{Q_E = \overline{\rho L_v w' q'}} \quad (4.19)$$

#### 4.6.2. Método de razón de Bowen

En ambientes sin contribución de calor antropogénico se cumple la ecuación del balance energético, que ya había sido presentada con anterioridad:

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G \quad (4.20)$$

donde  $Q_H$  es la disipación turbulenta de calor sensible de la superficie hacia la atmósfera;  $Q_E$ , la ganancia o pérdida de calor por condensación o evaporación; y  $Q_G$ , el flujo neto de calor almacenado en el suelo. Si se tiene una contribución energética importante de origen antropogénico se tendrá que agregar al primer término de la ecuación 4.20.

El flujo de calor sensible  $Q_H$ , es la energía utilizada para calentar el aire, y se puede estimar a partir de la siguiente ecuación:

$$Q_H = -K_H \rho C_p \frac{dT}{dz} \quad (4.21)$$

donde:

$C_p$  es el calor específico del aire a presión constante, se puede asumir un valor promedio de  $C_p = 1.0035 \text{ kJ Kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ .

$\rho$  es la densidad del aire, varía con la temperatura y la humedad, pero un valor de  $1.2 \text{ kg m}^{-3}$  es típico.

$K_H$  es el coeficiente de transferencia turbulenta, que depende de la velocidad del viento en la horizontal, la rugosidad aerodinámica de la superficie, la altura de medición y la estabilidad atmosférica vertical.

Tanto  $\rho$  como  $C_p$  se consideran constantes.  $T$  en la ecuación 4.21 es la temperatura del aire.

La ecuación 4.21 puede discretizarse considerando dos mediciones en dos puntos e introduciendo el concepto de resistencia:

$$Q_H = \frac{\rho C_p (T_c - T_a)}{r_a} \quad (4.22)$$

Donde  $T_a$  es la temperatura del aire,  $T_c$  es la temperatura en la superficie de intercambio y  $r_a$  es la resistencia aerodinámica o resistencia al flujo de calor en la capa límite aire-superficie entre ambas alturas.

Por otro lado, el flujo de calor latente,  $Q_E$ , permite estimar la transferencia de energía calorífica en la forma de calor latente, con la siguiente ecuación:

$$Q_E = -K_w \rho \frac{dq}{dz} \quad (4.23)$$

donde  $K_w$  es el coeficiente atmosférico de transferencia de vapor de agua,  $\rho$  es la densidad del vapor húmedo, y  $q$  la humedad específica.

La ecuación de balance puede ser simplificada si se introduce la siguiente relación:

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_E} \quad (4.24)$$

Esta es la llamada razón de Bowen ( $\beta$ ), la que a su vez se puede conocer si se miden la temperatura ambiente y la presión de vapor a dos alturas (Sargeant y Tanner, 1967; Tanner, 1988), por ejemplo, 1.0m y 2.0m. Como puede verse, la relación de Bowen es la relación de los flujos de los calores sensible y latente. Sustituyendo aproximaciones para el flujo de calor sensible y latente (evapotranspirativo), y asumiendo que  $K_H = K_w$ , ya que la energía de transferencia es una función de la densidad del aire para ambos términos. Si se expresa la humedad específica ( $q$ ) en función de la presión de vapor ( $e_a$ ) se obtiene la expresión para la relación de Bowen:

$$\beta = \frac{Q_h}{Q_e} = \frac{K_H \rho C_p \frac{dT}{dz}}{K_w \rho \lambda_v \frac{dq}{dz}} = \frac{C_p}{\lambda_v} \frac{\partial T}{\partial q} = \frac{C_p P_a}{\lambda_v \epsilon} \frac{\partial T}{\partial e_a} = \gamma \frac{\partial T}{\partial e_a} = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (4.25)$$

donde  $P$  es la presión (hPa),

$\lambda_v$ , es el calor latente de evaporación (MJ/kg)

$C_p$ , es el calor específico del aire a presión constante (MJ/kg °K)

$\epsilon$  se refiere a la razón del peso molecular del agua/peso molecular del aire seco

$T_{1,2}$  es la temperatura del aire (°C) en los niveles 1 y 2

$e_{1,2}$  es la presión de vapor (hPa) en los niveles 1 y 2

$K_H$  y  $K_w$  son los coeficientes de intercambio turbulento de  $Q_H$  y  $Q_E$  respectivamente, que se han supuesto iguales en la expresión final de la ecuación 4.25.

La relación de Bowen se puede estimar usando la siguiente expresión, teniendo dos mediciones de la temperatura y presión de vapor a dos alturas diferentes:

$$\beta = \gamma \frac{(T_1 - T_2)}{(e_1 - e_2)} \quad (4.26)$$

Los subíndices indican que las temperaturas (**T**) y las presiones de vapor (**e**) son medidos a dos alturas diferentes. De esta manera, los flujos de calor sensible y evaporativo pueden ser derivados si la energía disponible (**Q\***) se puede medir. Existen sistemas de adquisición automática de datos para estimar directamente  $\beta$ , que consisten en determinar la temperatura del aire y la presión de vapor a dos alturas distintas.

Si se tienen mediciones de **Q\*** (con el radiómetro neto, que consiste en dos sensores de radiación, dispuesto horizontalmente, uno dirigido al cielo y el otro mirando al suelo) y **Q<sub>G</sub>** (mediante placas sensoras que midan los flujos de calor en el suelo), se pueden despejar las incógnitas **Q<sub>H</sub>** y **Q<sub>E</sub>** para así tener todas las componentes de la ecuación 4.20.

#### 4.7. Capa límite superficial

Los parámetros que se estimaron, a partir de las mediciones que se realizaron con el equipo de correlación turbulenta, son aquellos representativos de la capa superficial ya que se asume que los flujos turbulentos son casi constantes en la capa límite atmosférica, esto es, dentro de los 10 a 100 m de altitud. Debido a este atributo, la capa superficial (ó capa de flujo constante) puede ser descrita por mediciones realizadas en una sola altura. Las propiedades de la capa superficial pueden ser parametrizadas por tales medidas, y estos parámetros usados para describir convenientemente la conducta de esa capa, para poder ser usados en modelos o en conjunción con la teoría de similaridad. De esta manera, se pueden desarrollar modelos predictivos empíricos y ecuaciones.

##### 4.7.1. Parámetros superficiales

A partir de las mediciones efectuadas con el equipo de covarianza turbulenta se estimaron las siguientes variables, relacionadas con la turbulencia atmosférica, en el área suburbana (UABC), y área rural desértica (Villa Emiliano Zapata):

- ❖ Velocidad de fricción (**u\***)
- ❖ Componentes de velocidad de viento (**u**, **v** y **w**)
- ❖ Varianzas de viento (**u'<sup>2</sup>**, **v'<sup>2</sup>**, **w'<sup>2</sup>**)
- ❖ Intensidades turbulentas en las componentes **u**, **v** y **w** (**i<sub>u</sub>**, **i<sub>v</sub>** y **i<sub>w</sub>**)
- ❖ Energía Cinética Turbulenta (**ECT**)

❖ Flujo cinemático vertical de calor

#### 4.7.1.1. Velocidad de fricción ( $u^*$ )

Un importante parámetro de capa límite es la velocidad de fricción ( $u^*$ ). Como la turbulencia se genera a menudo por cortante de viento en la base de la capa límite, la magnitud del esfuerzo de Reynolds (flujo de momentum turbulento) en la capa superficial llega a ser muy importante. El esfuerzo de Reynolds está dado por:

$$|\tau_{REYNOLDS}| = \left\{ -\bar{\rho}^2 \left( \overline{u'w_s'}^2 + \overline{v'w_s'}^2 \right) \right\}^{1/2} \quad (4.27)$$

Lo que conduce a una escala de velocidad natural, la velocidad de fricción:

$$u_*^2 \equiv \left( \overline{u'w_s'}^2 + \overline{v'w_s'}^2 \right)^{1/2} = |\tau_{REYNOLDS}| / \bar{\rho} \quad (4.28)$$

Donde  $\bar{\rho}$  = Densidad promedio del aire;  $u$ ,  $v$ , y  $w$  son las componentes cartesianas de la velocidad instantánea del viento, y el subíndice "s" denota una cantidad medida en la superficie. Esto se puede simplificar si la dirección  $u$  es la misma que la dirección del esfuerzo superficial (entonces  $\overline{v'w_s'} = 0$ ) por lo que:

$$u_*^2 = \left( \overline{u'w_s'} \right) \quad (4.29)$$

Los términos  $\left( \overline{u'w_s'} \right)$  y  $\left( \overline{v'w_s'} \right)$  representan la mezcla del aire que se mueve en la dirección  $w$  y la dirección  $u$ , y la mezcla del aire que se mueve en la dirección  $w$  y la dirección  $v$ , respectivamente. En otras palabras, esos términos son flujos de momentum  $w$  en las direcciones  $u$  y  $v$  (ó flujos de momentum  $u$  y  $v$  en la dirección  $w$ ). Es decir, la velocidad de fricción da una medida del flujo turbulento cinemático vertical del momento horizontal en la capa superficial; en otras palabras, es la velocidad mínima necesaria para que el viento rompa la resistencia de la rugosidad de la superficie. Ahora que entendemos la definición de  $u^*$  es intuitivamente claro que se incrementará con la velocidad media del viento y la rugosidad superficial, y con más flujos turbulentos.

#### 4.7.1.2. Intensidad turbulenta componentes $u$ ( $i_u$ ), $v$ ( $i_v$ ), y $w$ ( $i_w$ )

Las intensidades turbulentas son medidas de fluctuaciones relativas del viento en diferentes direcciones (componentes de velocidad). Se estiman de acuerdo a las siguientes relaciones:

$$i_u = \sigma_u / \overline{V} \quad (\text{Intensidad turbulenta componente } u)$$

$$i_v = \sigma_v / \overline{V} \quad (\text{Intensidad turbulenta componente } v)$$

$$i_w = \sigma_w / \overline{V} \quad (\text{Intensidad turbulenta componente } w)$$

Hay que notar que se usa la velocidad media del viento en lugar de usar las componentes individuales para el cálculo de la intensidad turbulenta.

#### 4.7.1.3. Energía cinética turbulenta (ECT)

Es una de las cantidades más importantes que se usan para estudiar la capa límite superficial y se define de acuerdo a la siguiente relación:

$$ECT = 0.5 * (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (4.30)$$

Donde  $u'$ ,  $v'$  y  $w'$  son la parte turbulenta del flujo de viento. La variación de **ECT** depende fuertemente de la estabilidad atmosférica.

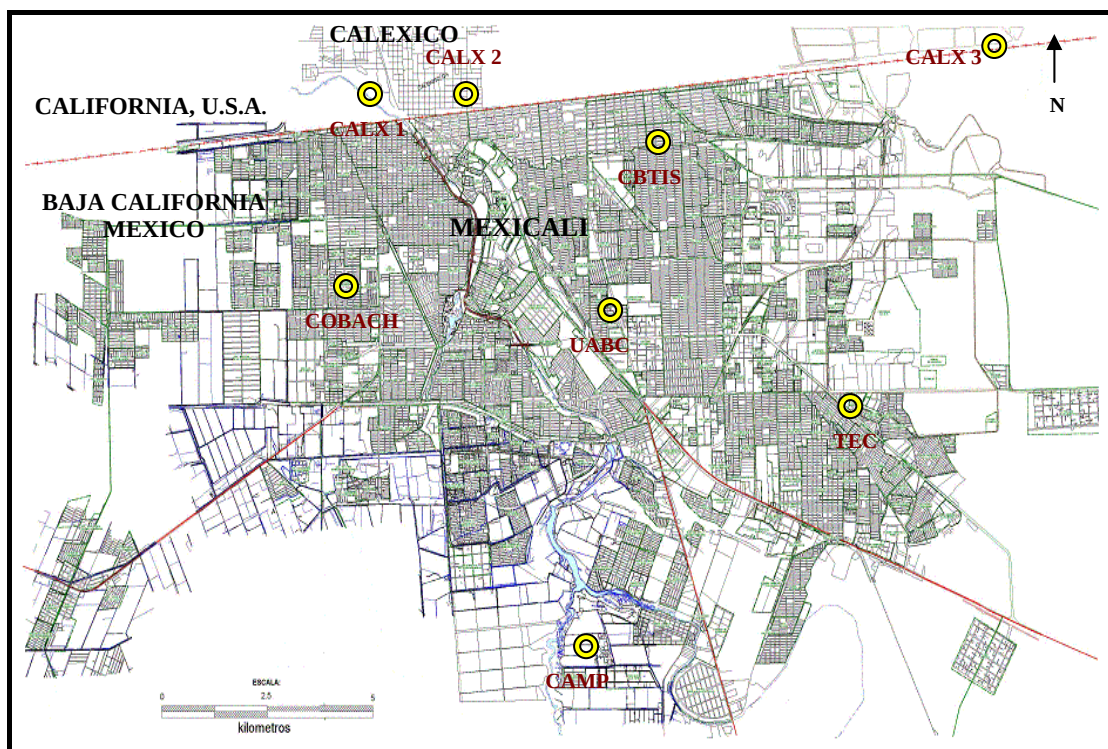
### 4.8. Identificación de la isla de calor urbano

En las siguientes secciones se presentarán las técnicas utilizadas para el estudio de la Isla de Calor Urbano en Mexicali, B.C.

#### 4.8.1. Análisis de la isla de calor con la red termométrica urbana

Con información generada por la red urbana de monitoreo ambiental, tanto de Mexicali, B.C., México, como de la vecina población de Calexico, CA, Estados Unidos (8 estaciones meteorológicas en total), se analizó temporal y espacialmente la distribución de temperaturas extremas (temperatura mínima y temperatura máxima) para meses representativos de las estaciones del año de 1998: Enero (invierno), Abril (primavera), Julio (verano) y Octubre (otoño); en la figura 4.11 se muestra la ubicación de las estaciones meteorológicas que fueron empleadas para esta parte del estudio.

Se utilizó el programa Excel para el procesamiento de información, y el programa Surfer 8, para el trazado espacial de isotermas, con el interpolador Krigging; este interpolador se ha aplicado con éxito en diversos estudios (Laslett, 1994; Collins, 1996; Anderson, 2002), y se basa en una técnica estocástica que usa una combinación de promedios ponderados de valores conocidos con los que se estima el valor de puntos desconocidos.



**Fig. 4.11** Ubicación de las estaciones meteorológicas (anillos amarillos) en las ciudades de Mexicali, B.C., y Calexico, CA, para realizar el estudio de la isla urbana atmosférica de calor.

#### 4.8.2. Análisis de la isla de calor con las imágenes de satélite AVHRR de NOAA

Las imágenes AVHRR de NOAA para el período de enero a diciembre, de 1992 a 1996, se obtuvieron del sitio Web: <http://edcdaacftp.cr.usgs.gov/>; son imágenes compuestas de períodos decenales, que están corregidas de efectos atmosféricos y radiométricos. Las imágenes fueron cortadas y ajustadas a las coordenadas extremas del área bajo estudio. En total, se analizaron 26 imágenes compuestas de períodos decenales, de las bandas 1 (0.72-1.1 $\mu$ m), 2 (0.58-0.68 $\mu$ m), 4 (10.3-11.3 $\mu$ m) y 5 (11.5-12.5 $\mu$ m), de un paso por la tarde (entre las 13:00 y 14:30 hora local), mediante el Sistema de Información Geográfico IDRISI V3.2.

La determinación de la temperatura radiante superficial (**TRS**), mediante imágenes de satélite, ha sido obtenida mediante varios algoritmos con razonable éxito (Becker y Li, 1990; Sobrino *et al.*, 1993), sin embargo su determinación requiere al menos dos consideraciones: (1) eliminación de la atenuación debida a la absorción y emisión de vapor de agua atmosférico en la región de 10.5 $\mu$ m a 12.5 $\mu$ m, y (2) considerar el efecto de la emisividad de superficie ( $\epsilon$ ), la cual es generalmente diferente de la unidad ( $\epsilon \neq 1$ ) y espectralmente variable (Begum *et al.*, 2003). Por su parte, en los canales 4 y 5 del AVHRR, la variabilidad de la emisividad es muy limitada, lo que hace que los algoritmos de ventana dividida (split window) sean

factibles y suficientemente precisos sobre tierra. Actualmente, este método se usa para eliminar efectos de vapor de agua en la determinación de la TRS con la condición de que los efectos de emisividad sean tomados en cuenta (Caselles *et al.*, 1997).

#### 4.8.2.1. Algoritmos para la determinación de la TRS

Con el propósito de elegir el método para determinar la TRS en las imágenes AVHRR, se propusieron dos algoritmos de entre los muchos disponibles, a saber el de Price, 1990, y el de Becker y Li *op. cit.*, 1990:

$$\text{Relación Price:} \quad \text{TRS} = T4 + 3.3 (T4 - T5) \quad (4.31)$$

$$\text{Relación Becker-Li:} \quad \text{TRS} = A_0 + P [(T4 + T5)/2] + M [(T4 - T5)/2] \quad (4.32)$$

donde:

**TRS** = Temperatura radiante superficial (de cuerpo negro)

**T4** = Temperatura radiante del canal 4

**T5** = Temperatura radiante del canal 5

$$A_0 = 1.274$$

$$P = 1 + \{0.15616 (1 - \varepsilon)/\varepsilon\} - 0.482 (\Delta\varepsilon/\varepsilon^2)$$

$$M = 6.26 + \{3.98 (1 - \varepsilon)/\varepsilon\} + 38.33 (\Delta\varepsilon/\varepsilon^2)$$

$$\varepsilon = (\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$$

$$\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5$$

$$\varepsilon_4 = 0.972, \varepsilon_5 = 0.977$$

Los valores de emisividad ( $\varepsilon_4$  y  $\varepsilon_5$ ), se obtuvieron del promedio de clases de suelo y vegetación desarrollado por Rubio *et al.*, 1997. La temperatura radiante superficial calculada no es una temperatura superficial real, sino que es una temperatura equivalente de cuerpo negro, definida como la temperatura a la que un cuerpo negro emitiría la misma cantidad de radiación que el cuerpo en el campo de vista del sensor (Balling y Brazel *op cit.*, 1989). Para el caso de la relación de Price se supone una emisividad superficial de 1.0. Las diferencias en emisividad de superficie, entre las regiones urbanas y rurales, no estuvieron disponibles, por lo que no se incluyeron en el cálculo de **TRS**, aunque varios autores (Roth *op. cit.*, 1989, Carlson, 1986) mencionan que las diferencias, al no incluir valores de emisividad son del orden de 1°C a 1.5°C; dado que el interés radica en los valores relativos, para efectos de comparación, y no absolutos, se consideró que esta diferencia no era significativa para el propósito del estudio.

Con la intención de determinar cual algoritmo conviene utilizar, se usaron ambos procedimientos en tres imágenes, se aplicó la prueba estadística **z** al 95% de confiabilidad, y se encontró que con un margen de error del 5%, las temperaturas superficiales no eran diferentes, por lo que se eligió la relación de Price *op. cit.*, 1990, para calcular las **TRS** en todas las demás imágenes, en principio, porque no se contó con los datos de emisividad local.

La interpretación de relaciones significativas de estas **TRS** se complica posteriormente por las interacciones físicas complejas de la superficie terrestre y la atmósfera dentro del campo de vista del sensor. Tales factores pueden incluir diversidad de tipos de superficie y sus emisividades asociadas, rugosidad superficial, topografía compleja o efectos de cañones urbanos, episodios de lluvia y contenido de humedad del suelo, características del dosel vegetal, humedad relativa, viento y efectos de turbulencia, presencia de nubes, absorción y emitancia de radiación térmica por aerosoles, vapor de agua y otros gases en la atmósfera. A pesar de estas dificultades, desde hace casi veinte años, varios investigadores creían que el uso de datos de radianza térmica podían ser de mucha ayuda en la investigación climatológica urbana (Barton y Takashima, 1986), lo que parece ser confirmado con los estudios realizados desde entonces. Al parecer, una cuidadosa selección de las bandas de radianza más apropiadas y la elección temporal cuando las condiciones atmosféricas son ideales, puede minimizar muchos de los problemas potenciales mencionados.

#### **4.9. Clasificación de coberturas de suelo**

Posteriormente se utilizó una opción de clasificación con el propósito de lograr la distinción de coberturas de suelo, con la variable temperatura radiante superficial como clasificadora de esas coberturas.

Se utilizó un módulo de extracción en el sistema de información geográfico con los siguientes rasgos digitalizados en la imagen AVHRR: 1) zona urbana de Mexicali; 2) zona agrícola de valle Imperial, CA; 3) zona agrícola del valle de Mexicali, B.C.; 4) zona desértica al este de la zona urbana de Mexicali; 5) zona desértica al oeste de la zona urbana de Mexicali; y 6) localidad urbana de El Centro, CA. Para cada rasgo, se obtuvieron las siguientes estadísticas básicas de la temperatura radiante superficial (**TRS**): valor mínimo, valor máximo, promedio, rango, desviación estándar y coeficiente de variabilidad. El objetivo de calcular tales estadísticos fue con los propósitos, primero de documentar la marcha mensual de la **TRS**, y segundo, elegir un índice de búsqueda que permitiera, con un criterio objetivo, determinar cuál mes era el más



adecuado para el análisis de la imagen Landsat en el estudio de la isla de calor urbano en Mexicali, B.C.

#### **4.10. Índice de vegetación de diferencia normalizado (NDVI)**

El NDVI se calculó con la siguiente expresión:

$$\text{NDVI} = (\text{IR cercano} - \text{visible}) / (\text{IR cercano} + \text{visible}) \quad (4.33)$$

en el que **IR** cercano y visible son datos extraídos de las bandas 1 (0.72-1.1  $\mu\text{m}$ ) y 2 (0.58- 0.68  $\mu\text{m}$ ) del sensor AVHRR. El NDVI es un indicador de la presencia y densidad de vegetación verde; se ha usado para monitorear la actividad estacional de la vegetación, y también se ha utilizado para mostrar el efecto que la vegetación tiene en el comportamiento de las temperaturas radiantes superficiales (Roth *et al.*, 1989). Las superficies no vegetadas –p.e., agua o nubes- tienen valores bajos o negativos de NDVI.

#### **4.11. Análisis de la isla de calor con imágenes de satélite Landsat TM y ETM+**

Previo a la adquisición de las imágenes Landsat, se realizó el siguiente procedimiento para detectar la intensidad máxima de la isla de calor, y de entre las fechas disponibles de imágenes Landsat, detectar la que tuviera más posibilidades de contrastes térmicos entre la zona urbana y alrededores de Mexicali, B.C.:

- análisis estacional de imágenes polares NOAA del sensor AVHRR a nivel regional
- estudio de la variación térmica temporal de dos estaciones meteorológicas (diferencia urbano-rural)
- análisis de condiciones meteorológicas locales (temperatura, humedad relativa, lluvia, condición de viento y condición de cielo)

La primera imagen que se adquirió del proveedor Earth Explorer, con el nivel de procesamiento 1R, para analizar las variaciones de temperatura intraurbana fue la del 12 de mayo de 2003.

La segunda imagen de satélite Landsat conseguida fue la del 6 de abril de 1993; el propósito de adquirir otra imagen, fue para realizar un análisis comparativo, y detectar si el desarrollo urbano de la zona urbana de Mexicali había impactado en las condiciones térmicas, respecto de la de 2003.

Otros materiales de apoyo para el análisis de las imágenes térmicas fueron:

- Sistema de Información Geográfico IDRISI32, versión I32.2
- Carta Urbana Base 1:25000 de Mexicali, B.C. de INEGI
- Mapa georeferenciado de usos del suelo de la zona urbana de Mexicali, B.C. del año de 2003
- Información termométrica local, obtenida de varias fuentes: (i) UABC, (ii) Red de Calidad del Aire de EPA<sup>2</sup>-Semarnat<sup>3</sup>, (iii) CONAGUA<sup>4</sup>, (iv) CIMYT<sup>5</sup>.

#### 4.11.1. Condiciones meteorológicas a la hora de toma de las imágenes

La información meteorológica local, en la zona urbana, a la hora de la toma de las imágenes se presenta en la tabla 4.10.

**Tabla 4.10** Información meteorológica a la hora de toma de las imágenes (10:0 a.m.)

| <b>Parámetro meteorológico</b> | <b>6 de abril de 1993</b> | <b>12 de mayo de 1993</b> | <b>Unidades</b>  |
|--------------------------------|---------------------------|---------------------------|------------------|
| Temperatura                    | 21.5                      | 29.0                      | °C               |
| Humedad relativa               | 30.5                      | 21.7                      | %                |
| Velocidad del viento           | 0.5                       | 0.6                       | m/s              |
| Dirección del viento           | Noroeste                  | Sur-sureste               | Sector           |
| Radiación solar                | 800                       | 875                       | w/m <sup>2</sup> |
| Condición de cielo             | despejado                 | despejado                 | octas            |

#### 4.11.2. Método de análisis con las imágenes LANDSAT

Se extrajeron los valores de temperatura radiante superficial de las imágenes Landsat TM 1993, y ETM+ 2003. En forma resumida, los valores digitales de cada píxel del canal térmico Landsat fueron transformados a temperaturas superficiales, en grados centígrados. Esta temperatura calculada, asume que la superficie está radiando como un cuerpo negro (es decir, la emisividad es igual a 1.0), por lo que para tener un mejor estimador de la temperatura de superficie, se debe corregir introduciendo valores de emisividad de las diferentes superficies presentes en la cobertura de la imagen. Sin embargo este proceso no se realizó por no contar con esa información, en su lugar, al tener valores de temperatura del aire en varios puntos de la ciudad y sus alrededores, se realizó un procedimiento estadístico, que más abajo se

<sup>2</sup> EPA, por sus siglas en inglés, Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos.

<sup>3</sup> Semarnat: Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales de México.

<sup>4</sup> CONAGUA: Comisión Nacional del Agua.

<sup>5</sup> CIMYT: Centro Internacional de Mejoramiento de Maíz y Trigo.

detalla, para tener temperaturas “reales” del aire, que finalmente es lo que nos interesa para conocer la distribución térmica en la *capa de dosel urbano*, y detectar la(s) isla(s) de calor urbano.

#### **4.11.2.1. Extracción de usos del suelo**

Con el mapa de usos del suelo, y con el propósito de tener una cartografía de los diferentes usos urbanos, se extrajeron esos usos, y se dividieron en las siguientes categorías: (a) comercial, (b) habitacional, (c) industrial, (d) áreas verdes, (e) mixto, (f) equipamiento, (g) infraestructura, y (h) agrícola.

#### **4.11.2.2. Georectificación de la banda térmica de Landsat**

A partir del mapa de uso del suelo de la zona urbana se realizó una georectificación de la imagen del canal térmico de Landsat, para tener confianza en la comparación de uso del suelo y temperaturas estimadas del aire.

#### **4.11.2.3. Procedimiento estadístico de estimación de temperaturas del aire**

Para la imagen de 2003 se realizó un acercamiento a la zona urbana de Mexicali y con información termométrica de 7 estaciones meteorológicas se realizó una regresión lineal, tomando a la temperatura del aire como variable dependiente, y a la temperatura superficial de cuerpo negro, estimada en un paso anterior, como variable independiente. En el caso de la imagen de 1993, al no tener los mismos puntos de medición termométrica que la de 2003, se abrió la toma de la imagen y se tomaron otros lugares de medición cercanos para realizar la regresión lineal.

Con el modelo de regresión lineal propuesto se aplicó la ecuación obtenida para estimar la temperatura del aire para cada píxel, a partir de la imagen de temperatura radiante superficial.

#### **4.11.2.4. Relación de transectos térmicos y usos del suelo**

Se trazaron varios transectos en las imágenes de temperaturas estimadas del aire para analizar su variación intraurbana. Posteriormente se sobrepuso a cada transecto los diferentes usos del suelo con el propósito de observar la relación que existe entre temperatura del aire-usos del suelo.

#### **4.11.2.5. Distribución espacial de temperaturas del aire**

Para analizar la distribución espacial de las temperaturas estimadas del aire, cada imagen fue reclasificada en tres zonas de temperatura basado en la desviación estándar como criterio para clasificación de las temperaturas (Smith, 1986),

extendiéndose este procedimiento para analizar las diferencias térmicas entre la imagen de 1993, y la de 2003. Las diferencias térmicas se consideran normales si se encuentran  $\pm 1$  desviación estándar; se consideran como puntos fríos, es decir, islas frías, si las diferencias térmicas son  $< -1$  desviación estándar, y puntos calientes, es decir, islas de calor, si las diferencias térmicas son  $> +1$  la desviación estándar.

#### 4.12. Métodos de estimación de estabilidad atmosférica

Debido a la relación entre estabilidad atmosférica-turbulencia-balance energético atmosférico, y su modificación con las condiciones locales (Tejeda *op cit.*, 1996), es importante estimar las condiciones de estabilidad. Por el hecho de no contar con radiosondeos, ó algún otro sistema que permita estimarla directamente, se hizo uso de métodos alternos para su cálculo, que se detallan a continuación, y cuyos resultados se describen y comparan en un capítulo posterior.

##### 4.12.1. Método de desviación estándar de la dirección horizontal del viento ( $\sigma_A$ )

Pasquill *op. cit.* 1961, propuso los criterios de la tabla 4.11 para estimar la estabilidad a partir de la desviación estándar de la dirección horizontal del viento ( $\sigma_A$ ). Las mediciones de  $\sigma_A$  se realizaron con un anemómetro sónico, ya descrito con anterioridad. Se monitoreó la señal 20 veces cada segundo a 19 m de altura (en UABC), y a 5 m de altura (en VZAP). Para cada 30 minutos se almacenaron en un sistema de adquisición de datos, tanto la varianza horizontal del viento, como las componentes de la velocidad. Para cada hora se promediaron los resultados de cada 30 minutos.

| <b>Tabla 4.11</b><br><b>Criterio para estimación inicial de Categoría de Estabilidad</b><br><b>Pasquill-Gifford (P-G). Para usarse con Tabla 16</b> |                                                                                   |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Estimador Inicial de categoría de estabilidad Pasquill-Gifford</b>                                                                               | <b>Desviación estándar del ángulo de azimuth del viento <math>\sigma_A</math></b> |
| A = Extremadamente inestable                                                                                                                        | $22.5 \leq \sigma_A$                                                              |
| B= Moderadamente inestable                                                                                                                          | $17.5 \leq \sigma_A < 22.5$                                                       |
| C= Ligeramente inestable                                                                                                                            | $12.5 \leq \sigma_A < 17.5$                                                       |
| D = Neutral                                                                                                                                         | $7.5 \leq \sigma_A < 12.5$                                                        |
| E = Ligeramente estable                                                                                                                             | $3.8 \leq \sigma_A < 7.5$                                                         |
| F = Moderadamente estable                                                                                                                           | $\sigma_A < 3.8$                                                                  |

En base a los procedimientos de EPA, 1986, y en función a la rapidez del viento, se corrigieron las categorías de la tabla 4.11, de acuerdo a la tabla 4.12.

| <b>Tabla 4.12</b><br><b>Ajustes por velocidad de viento para determinar el</b><br><b>Estimador Final de Estabilidad P-G</b><br><b>Categoría inicial de tabla 4.11</b> |                                        |                                   |                                         |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------------|
|                                                                                                                                                                       | <b>Estado Inicial de Categoría P-G</b> | <b>Velocidad del viento (m/s)</b> | <b>Estimador Final de Categoría P-G</b> |
| <i>Diurno</i>                                                                                                                                                         | A                                      | $u < 3$                           | A                                       |
|                                                                                                                                                                       | A                                      | $3 \leq u < 4$                    | B                                       |
|                                                                                                                                                                       | A                                      | $4 \leq u < 6$                    | C                                       |
|                                                                                                                                                                       | A                                      | $6 \leq u$                        | D                                       |
|                                                                                                                                                                       | B                                      | $u < 4$                           | B                                       |
|                                                                                                                                                                       | B                                      | $4 \leq u < 6$                    | C                                       |
|                                                                                                                                                                       | B                                      | $6 \leq u$                        | D                                       |
|                                                                                                                                                                       | C                                      | $u < 6$                           | C                                       |
|                                                                                                                                                                       | C                                      | $6 \leq u$                        | D                                       |
|                                                                                                                                                                       | D, E, or F                             | Cualquiera                        | D                                       |
| <i>Nocturno</i>                                                                                                                                                       | A                                      | $u < 2.9$                         | F                                       |
|                                                                                                                                                                       | A                                      | $2.9 \leq u < 3.6$                | E                                       |
|                                                                                                                                                                       | A                                      | $3.6 \leq u$                      | D                                       |
|                                                                                                                                                                       | B                                      | $u < 2.4$                         | F                                       |
|                                                                                                                                                                       | B                                      | $2.4 \leq u < 3.0$                | E                                       |
|                                                                                                                                                                       | B                                      | $3.0 \leq u$                      | D                                       |
|                                                                                                                                                                       | C                                      | $u < 2.4$                         | E                                       |
|                                                                                                                                                                       | C                                      | $2.4 \leq u$                      | D                                       |
|                                                                                                                                                                       | D                                      | Cualquiera                        | D                                       |
|                                                                                                                                                                       | E                                      | $U < 5$                           | E                                       |
|                                                                                                                                                                       | E                                      | $5 \leq u$                        | D                                       |
|                                                                                                                                                                       | F                                      | $U < 3$                           | F                                       |
|                                                                                                                                                                       | F                                      | $3 \leq u < 5$                    | E                                       |
|                                                                                                                                                                       | F                                      | $5 \leq u$                        | D                                       |

#### 4.12.2. Método de desviación estándar del ángulo de elevación del viento ( $\sigma_\phi$ )

De acuerdo a otro de los criterios de EPA *op. cit.*, con los datos proporcionados por el anemómetro sónico, se obtuvo la desviación estándar de la componente vertical de la rapidez del viento ( $\sigma_w$ ) y la rapidez promedio del viento ( $V$ ). La estimación de la desviación estándar del ángulo de elevación del viento ( $\sigma_\phi$ ) se calculó mediante la siguiente relación:

$$\sigma_\phi = \sigma_w / V \quad (4.34)$$

Finalmente, mediante la tabla 4.13, y las correcciones de la tabla 4.12, se estimaron las categorías de estabilidad horaria.

| <b>Tabla 4.13</b><br><b>Criterio de Turbulencia Vertical para Estimador Inicial de</b><br><b>Categoría de Estabilidad Pasquill-Gifford</b> |                                                                                                |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Estimador Inicial de categoría de estabilidad Pasquill-Gifford</b>                                                                      | <b>Desviación Estándar de ángulo de elevación del viento <math>\sigma_\phi</math> (grados)</b> |
| A                                                                                                                                          | $11.5 \leq \sigma_\phi$                                                                        |
| B                                                                                                                                          | $10.0 \leq \sigma_\phi < 11.5$                                                                 |
| C                                                                                                                                          | $7.8 \leq \sigma_\phi < 10.0$                                                                  |
| D                                                                                                                                          | $5.0 \leq \sigma_\phi < 7.8$                                                                   |
| E                                                                                                                                          | $2.4 \leq \sigma_\phi < 5.0$                                                                   |
| F                                                                                                                                          | $\sigma_\phi < 2.4$                                                                            |

### 4.12.3. Método de balance energético

Por las variables involucradas, este método es el que más directamente pretende relacionar a componentes del balance energético con la estabilidad atmosférica (Tejeda, *op. cit.*, 1996). En las campañas de mediciones realizadas, se instalaron, en la zona suburbana y a 15 m de altura, un radiómetro neto (REBS, Q\*7.1), y un piranómetro estrella a 10 m de altura; mientras que en la zona rural desértica y a 5 m de altura, un radiómetro neto (REBS, Q\*7.1), y un piranómetro de celda fotovoltaica (marca LI-COR) a 3 m de altura. Esta información formó parte del conjunto de mediciones para estimar la categoría de estabilidad de cada hora, de acuerdo a un método propuesto originalmente por Pasquill *op. cit.*, basado en datos de viento y observaciones de nubosidad, pero aquí se usó la versión de EPA *op. cit.*, según las tablas 4.14 y 4.15, que en vez de la cubierta nubosa utiliza las mediciones de la radiación neta (Q\*) para el período nocturno.

| <b>Tabla 4.14</b><br><b>Criterio para Categorías de Estabilidad, a partir de la Radiación Solar y la Rapidez Media del Viento</b><br><b>PERÍODO DIURNO</b> |                                            |           |           |           |           |       |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------|
| Velocidad del Viento (m/s)                                                                                                                                 | Radiación Solar Global (W/m <sup>2</sup> ) |           |           |           |           |       |
|                                                                                                                                                            | >700                                       | 700 – 540 | 540 - 400 | 400 - 270 | 270 - 140 | < 140 |
| < 2.0                                                                                                                                                      | A                                          | A         | B         | B         | C         | D     |
| 2.0 – 2.9                                                                                                                                                  | A                                          | B         | B         | B         | C         | D     |
| 3.0 – 3.9                                                                                                                                                  | B                                          | B         | B         | C         | C         | D     |
| 4.0 – 4.9                                                                                                                                                  | B                                          | B         | C         | C         | D         | D     |
| 5.0 – 6.0                                                                                                                                                  | C                                          | C         | C         | C         | D         | D     |
| ≥ 6.0                                                                                                                                                      | C                                          | C         | D         | D         | D         | D     |

| <b>Tabla 4.15</b><br><b>Criterio para Categorías de Estabilidad, a partir de la Radiación Neta y la Rapidez Media del Viento</b><br><b>PERÍODO NOCTURNO</b> |                                    |           |       |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------|-----------|-------|
| Velocidad del Viento (m/s)                                                                                                                                  | Radiación Neta (W/m <sup>2</sup> ) |           |       |
|                                                                                                                                                             | ≥ -20                              | -20 a -40 | < -40 |
| < 2.0                                                                                                                                                       | D                                  | F         | F     |
| 2.0 – 2.9                                                                                                                                                   | D                                  | E         | E     |
| 3.0 – 4.9                                                                                                                                                   | D                                  | D         | D     |
| 5.0 – 6.0                                                                                                                                                   | D                                  | D         | D     |
| > 6.0                                                                                                                                                       | D                                  | D         | D     |

#### 4.13. Longitud de Monin-Obhukov

En la sección 3.5.1.1 se describió en que consiste la Longitud de Monin-Obhukov (**LMO**), físicamente se interpreta como aquella altura en la que la turbulencia térmica empieza a dominar a la producción de turbulencia mecánica, Stull *op. cit.* 1987; la **LMO** puede normalmente tomar valores de  $\pm 200$  m, aunque los valores negativos hacen que la interpretación física no sea fácil. La relación que se utilizó para estimar la **LMO** es la siguiente:

$$LMO = - (\delta * c_p * T_o * u_*^3) / (Q_H * k * g) \quad (4.35)$$

Donde  $\delta$  es la densidad del aire ( $1.2 \text{ kg/m}^3$ );  $c_p$  es la capacidad calorífica del aire a presión constante ( $1010 \text{ J } ^\circ\text{K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ );  $T_o$  es la temperatura del aire ( $^\circ\text{K}$ ), medida con un termopar cada segundo, y obtención de promedios cada media hora;  $u_*$  es la velocidad de fricción, estimada de acuerdo a la ecuación 4.29;  $Q_H$  es el flujo de calor sensible ( $\text{W/m}^2$ ), medido con el equipo de covarianza turbulenta, y con promedios cada media hora;  $k$  es la constante de Von Karman e igual a 0.4;  $g$  es la aceleración de gravedad ( $9.81 \text{ m/s}^2$ ).

La **LMO** se define así para que tenga el mismo signo que el número de Richardson, es decir, negativo para condiciones gradiente, y positivo para inversiones; bajo condiciones neutras, la **LMO** se aproxima a  $\infty$ . La relación entre la Longitud de Monin Obhukov, la estabilidad atmosférica y el flujo de calor sensible se presenta en la tabla 4.16.

**Tabla 4.16** Relación entre la LMO, la estabilidad atmosférica y el flujo de calor sensible

| Magnitud de la LMO | Estabilidad atmosférica | Flujo de calor sensible |
|--------------------|-------------------------|-------------------------|
| $LMO > 0$          | estable                 | $Q_H < 0$               |
| $LMO < 0$          | inestable               | $Q_H > 0$               |
| $LMO = \infty$     | neutral                 | $Q_H = 0$               |

Así que la LMO al igual que el número de Richardson provee una medida de la estabilidad de la capa superficial, lo que se puede ver en la tabla 4.17.

**Tabla 4.17** Interpretación de la LMO con respecto a la estabilidad atmosférica

| LMO                              | Magnitud de la LMO                             | Condición estabilidad |
|----------------------------------|------------------------------------------------|-----------------------|
| Negativa pequeña                 | $-100 \text{ m} < LMO < 0$                     | Muy Inestable         |
| Negativa grande                  | $-10^5 \text{ m} \leq LMO \leq -100 \text{ m}$ | Inestable             |
| Muy grande (positiva ó negativa) | $ LMO  > 10^5 \text{ m}$                       | Neutral               |
| Positiva grande                  | $10 \text{ m} \leq LMO \leq 10^5 \text{ m}$    | Estable               |
| Positiva pequeña                 | $0 < LMO < 10 \text{ m}$                       | Muy Estable           |

La independencia de la altura hace a la **LMO** una escala de longitud ideal para expresarla como un parámetro de estabilidad; esta altura adimensional resultante es  $(z/LMO)$ , donde  $z$  es la altura en metros por arriba de la superficie:

$$\zeta = z / LMO \quad (4.36)$$

Cuando  $\zeta$  es pequeña, la turbulencia mecánica es grande comparada a la turbulencia térmica; en otras palabras, para  $z \ll |LMO|$  domina la turbulencia mecánica, mientras que para  $z \gg |LMO|$  domina la turbulencia térmica.

Con el propósito de comparar la **LMO** con las categorías de estabilidad de Pasquill se propuso el criterio de la tabla 4.18, en donde se equipara cada una de ellas con respecto a lo que se presenta en la tabla 4.17.

**Tabla 4.18** Equiparación de Categorías de Pasquill y LMO

| Categoría | Condición Estabilidad Pasquill | Condición Estabilidad LMO | Categoría LMO propuesta |
|-----------|--------------------------------|---------------------------|-------------------------|
| <b>A</b>  | Extremadamente inestable       | Muy inestable             | 1                       |
| <b>B</b>  | Moderadamente inestable        | Inestable                 | 2                       |
| <b>C</b>  | Ligeramente inestable          | Inestable                 | 2                       |
| <b>D</b>  | Neutral                        | Neutral                   | 3                       |
| <b>E</b>  | Ligeramente estable            | Estable                   | 4                       |
| <b>F</b>  | Moderadamente estable          | Estable                   | 4                       |

En el que el parámetro de estabilidad de Monin-Obhukov se estimó de acuerdo a las siguientes condiciones:

**Tabla 4.19** Parámetro de estabilidad de LMO

|               |                               |
|---------------|-------------------------------|
| Muy inestable | $-0.5 > (z - z_d)/LMO > -100$ |
| Inestable     | $-0.1 > (z - z_d)/LMO > -0.5$ |
| Neutral       | $+0.1 > (z - z_d)/LMO > -0.1$ |
| Estable       | $+10 > (z - z_d)/LMO > +0.1$  |

En la tabla 4.19,  $z_d$  se refiere a la altura del plano de desplazamiento cero. Las últimas dos tablas (4.18 y 4.19) se utilizarán en el análisis de datos y en la descripción de los resultados que se presentan en el siguiente capítulo.



## 5. RESULTADOS

### 5.1. Del balance energético atmosférico

#### 5.1.1. Primera campaña de mediciones: 17 de febrero al 3 de abril de 2001

Las medidas realizadas se analizaron para un período sin lluvias, por lo que un promedio horario del conjunto de datos, da una imagen representativa de la partición de energía en los términos del balance de energía (Figs. 5.1 y 5.2) para el caso de días despejados. La tabla 5.1 muestra una comparación de los flujos de energía entre UABC y Villa Zapata (VZAP) para todas las condiciones de cielo, en promedio del 17 de febrero al 3 de abril de 2001.

La disponibilidad de radiación neta es mayor en VZAP que en UABC, en  $1.1 \text{ MJm}^{-2}$ . Las diferencias más importantes en la repartición de energía neta se da en los flujos de calor sensible y flujo de calor del suelo, ya que en el flujo de calor latente son prácticamente iguales (14% en UABC, 13% en VZAP). Hay una diferencia de 17%, a favor de UABC en el flujo normalizado de calor sensible ( $Q_H/Q^*$ ), mientras que hay una mayor disponibilidad de flujo de calor del suelo normalizado ( $Q_S/Q^*$ ), 18% más, en VZAP, comparado con UABC.

La razón de Bowen, por la diferencia en calor sensible en ambos lugares, es mayor (1.05 unidades), en UABC, que en VZAP. Es 1.47 veces mayor la disponibilidad de flujo de calor sensible, con respecto al flujo de calor del suelo ( $Q_H/Q_S$ ) en UABC, que en VZAP, donde los flujos son prácticamente iguales. Comparadas las adiciones de flujo de calor sensible y flujo de calor del suelo, dividido por el flujo de calor latente es ligeramente mayor en VZAP que en UABC.

**Tabla 5.1** Flujos de energía y relaciones de flujos ( todas las condiciones de cielo)  
Los flujos están en  $\text{MJm}^{-2}$ , en paréntesis en  $\text{Wm}^{-2}$ ; cocientes adimensionales  
17 de febrero al 3 de abril de 2001

|                 | UABC       | VILLA<br>ZAPATA |
|-----------------|------------|-----------------|
| $Q^*$           | 5.7 (66.0) | 6.8 (78.7)      |
| $Q_E$           | 0.8 (9.3)  | 0.9 (10.4)      |
| $Q_H$           | 3.5 (40.5) | 3.0 (34.7)      |
| $Q_S$           | 1.4 (16.2) | 2.9 (33.6)      |
| $Q_H/Q^*$       | 0.61       | 0.44            |
| $Q_E/Q^*$       | 0.14       | 0.13            |
| $Q_S/Q^*$       | 0.25       | 0.43            |
| $Q_H/Q_E$       | 4.38       | 3.33            |
| $Q_H/Q_S$       | 2.50       | 1.03            |
| $(Q_H+Q_S)/Q_E$ | 6.13       | 6.55            |

Para el periodo diurno (Tabla 5.2,  $Q^* > 0$ ), la radiación neta  $Q^*$  es mayor en la zona rural desértica (VZAP) que en la zona urbana (UABC), con una diferencia de  $1.6 \text{ MJm}^{-2}$ . Con respecto a los flujos normalizados por la radiación neta ( $Q_H/Q^*$ ,  $Q_E/Q^*$ ,

$Q_s/Q^*$ ), se encuentra que las principales diferencias se dan en el flujo de calor sensible y en el flujo de calor del suelo, ya que en el flujo de calor latente no se dan diferencias (en ambos lugares el valor es de 7%). Respecto a  $Q_H/Q^*$ , es un 10% mayor en la zona urbana que en la zona rural (0.44 vs 0.34), mientras que los valores de la razón  $Q_s/Q^*$  indican que en la zona rural es mayor que en la zona urbana, en un 10% (0.59 vs 0.49).

La razón de Bowen es mayor en la zona urbana que en la zona rural desértica (6.3 vs 5.0), sin embargo ambos valores caen razonablemente dentro de áreas semidesérticas. Con respecto a la relación  $Q_H/Q_s$ , en ambos lugares el valor calculado es menor de la unidad con lo que se observa que el flujo de calor en el suelo es importante, más aún en la zona rural desértica, cuyo valor es más pequeño que en la zona urbana (0.58 vs 0.91).

La relación de  $(Q_H+Q_s)/Q_E$  es muy parecida (13.3 vs 13.6), por lo que se puede inferir que el flujo de calor evapotranspirativo es pequeño, comparado a la suma de los otros dos flujos, en ambos lugares.

**Tabla 5.2** Flujos de calor y relaciones de flujos cuando  $Q^*>0$  (todas las condiciones de cielo)  
Los flujos están en  $MJm^{-2}$  y en paréntesis en  $Wm^{-2}$ ; cocientes adimensionales  
17 de febrero al 3 de abril de 2001

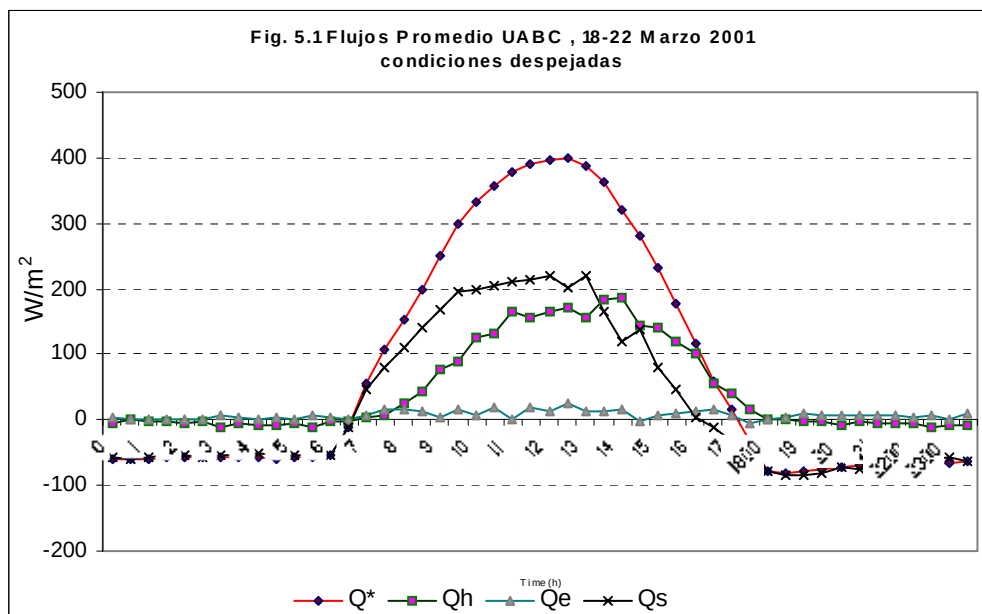
|                 | <b>UABC</b> | <b>Villa Zapata</b> |
|-----------------|-------------|---------------------|
| $Q^*$           | 8.6 (217.2) | 10.2 (257.6)        |
| $Q_H$           | 3.8 (95.9)  | 3.5 (88.4)          |
| $Q_E$           | 0.6 (15.2)  | 0.7 (17.7)          |
| $Q_s$           | 4.2 (106.1) | 6.0 (151.5)         |
| $Q_H/Q^*$       | 0.44        | 0.34                |
| $Q_E/Q^*$       | 0.07        | 0.07                |
| $Q_s/Q^*$       | 0.49        | 0.59                |
| $Q_H/Q_E$       | 6.3         | 5.0                 |
| $Q_H/Q_s$       | 0.91        | 0.58                |
| $(Q_H+Q_s)/Q_E$ | 13.3        | 13.6                |

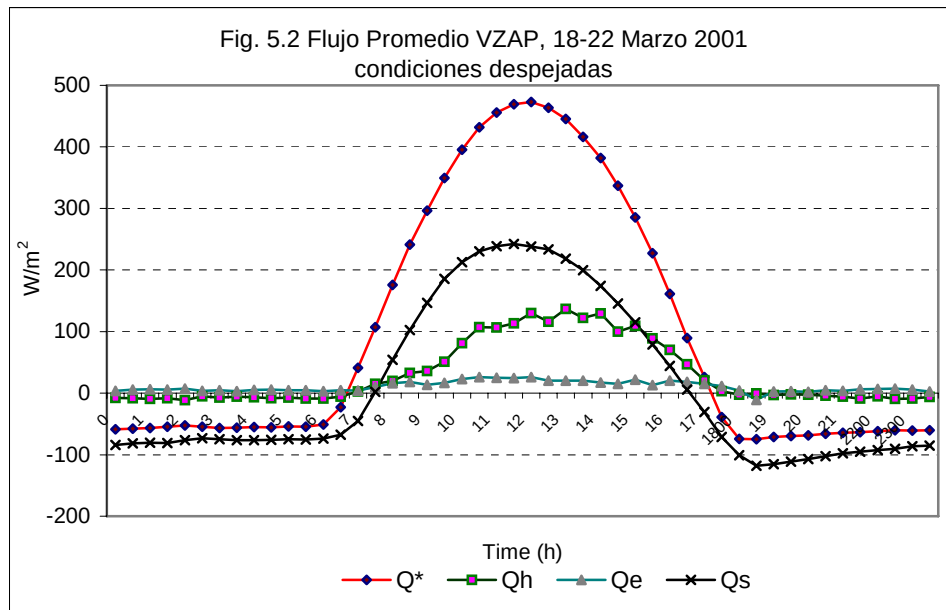
Para períodos nocturnos (Tabla 5.3,  $Q^* < 0$ ), la pérdida de energía en forma de  $Q^*$  y  $Q_s$  es mayor en la zona urbana que en la zona rural desértica; los flujos de calor latente ( $Q_E$ ) son iguales (con un valor de 0,2), mientras que la pérdida de calor sensible es mayor en la zona rural en un 10%, comparada con la zona urbana.

**Tabla 5.3** Flujos de calor y relaciones de flujos cuando  $Q^* < 0$  (todas las condiciones de cielo)  
 Los flujos están en  $\text{MJm}^{-2}$  y en paréntesis en  $\text{Wm}^{-2}$ , con los cocientes adimensionales  
 17 de febrero al 3 de abril de 2001

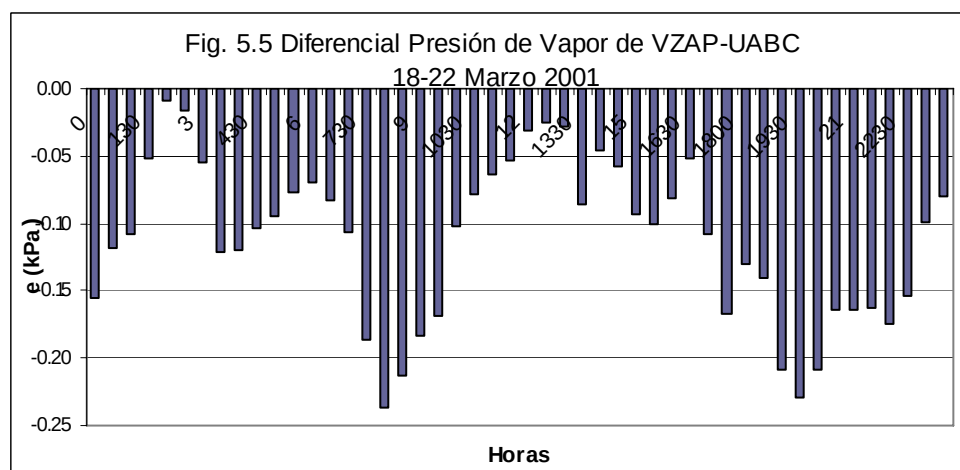
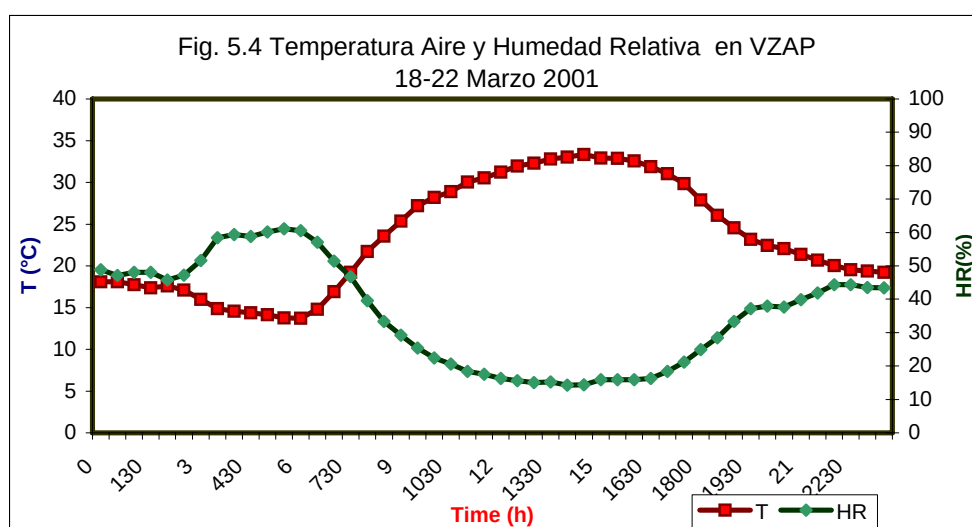
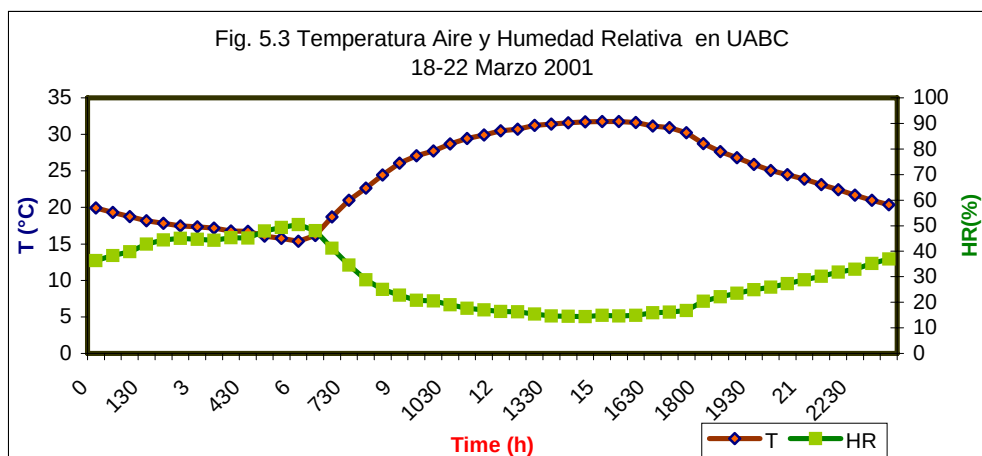
|                 | <b>UABC</b>  | <b>Villa Zapata</b> |
|-----------------|--------------|---------------------|
| $Q^*$           | -2.5 (-53.4) | -2.2 (-47.0)        |
| $Q_E$           | -0.2 (-4.3)  | -0.3 (-6.4)         |
| $Q_H$           | 0.2 (4.3)    | 0.2 (4.3)           |
| $Q_S$           | -2.5 (-53.4) | -2.12 (-44.9)       |
| $Q_H/Q^*$       | 0.08         | 0.14                |
| $Q_E/Q^*$       | -0.08        | -0.09               |
| $Q_S/Q^*$       | 1.0          | 0.95                |
| $Q_H/Q_E$       | -1.0         | -1.5                |
| $Q_H/Q_S$       | 0.08         | 0.14                |
| $(Q_H+Q_S)/Q_E$ | 13.3         | 13.6                |

Una manera gráfica de ver lo comentado en los párrafos anteriores, relativo a las Tablas 5.1, 5.2 y 5.3, se aprecia en las figuras 5.1 y 5.2, que muestran la marcha diaria promedio del balance energético durante una semana (18 al 22 de marzo) de la campaña de 2001 en UABC y en VZAP. En resumen, en orden descendente de importancia, los máximos flujos salientes (es decir, eliminación de energía desde la superficie) fueron  $Q_H$  y  $\Delta Q_S$ , en el área urbana, y en el caso del área rural fueron  $\Delta Q_S$  y  $Q_H$ ; en ambos casos seguido por valores muy pequeños de  $Q_E$ . Los flujos convectivos alcanzan sus valores máximos alrededor del mediodía, mientras que  $\Delta Q_S$  con el clásico patrón de histéresis, es decir, valores altos en la mañana, y bajos en la tarde.





En lo que respecta a las condiciones meteorológicas del 18 al 22 de marzo se tiene que la temperatura del aire en UABC varió de 13°C a 16°C en la mañana, y de 30°C a 33°C en la tarde, mientras que la humedad relativa varió por la mañana de 45 a 58%, y por la tarde, de 12 a 18% (fig. 5.3); en VZAP, la temperatura del aire varió de 12°C a 15°C en la mañana, y de 32°C a 35°C en la tarde; la humedad relativa estuvo más alta por la mañana, variando de 50 a 70%, mientras que por la tarde varió de 10 a 20% (fig. 5.4). En el día el déficit de presión de vapor en UABC varió de 0.6 a 1.0 kPa cerca del amanecer, y de 3.6 a 4.4 kPa a media tarde; en VZAP este déficit de presión de vapor cambió de 0.5 a 0.8 kPa al amanecer, y de 4.2 a 5.1 kPa por la tarde. En la fig. 5.5 se presenta el diferencial de presión de vapor entre ambos lugares. El viento que predominó en UABC fue de componentes norte, noroeste y sur; su velocidad promedio fue de 0.9 m/s (fig. 5.6); en VZAP, el promedio fue de 1.1 m/s y la dirección fue variable, pero con frecuencias mayores del cuadrante norte-oeste, y dirección sureste (fig. 5.7).



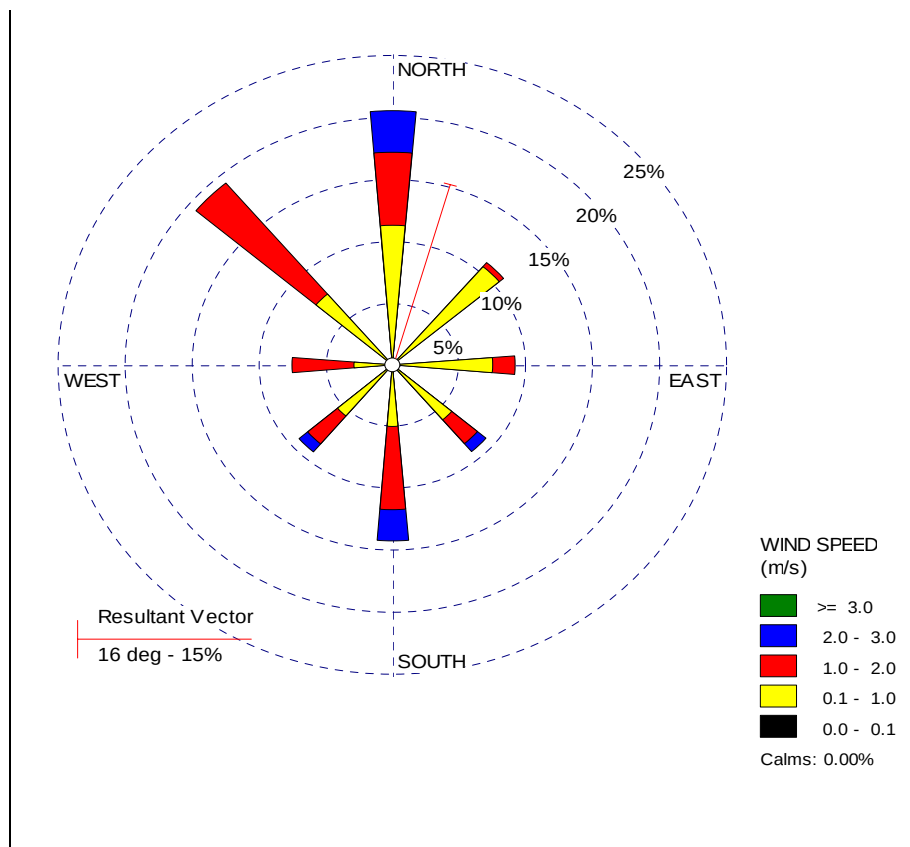


Fig. 5.6. Rosa de viento en Instituto Ingeniería, UABC del 18 al 22 de marzo de 2001 (Período 24 horas).

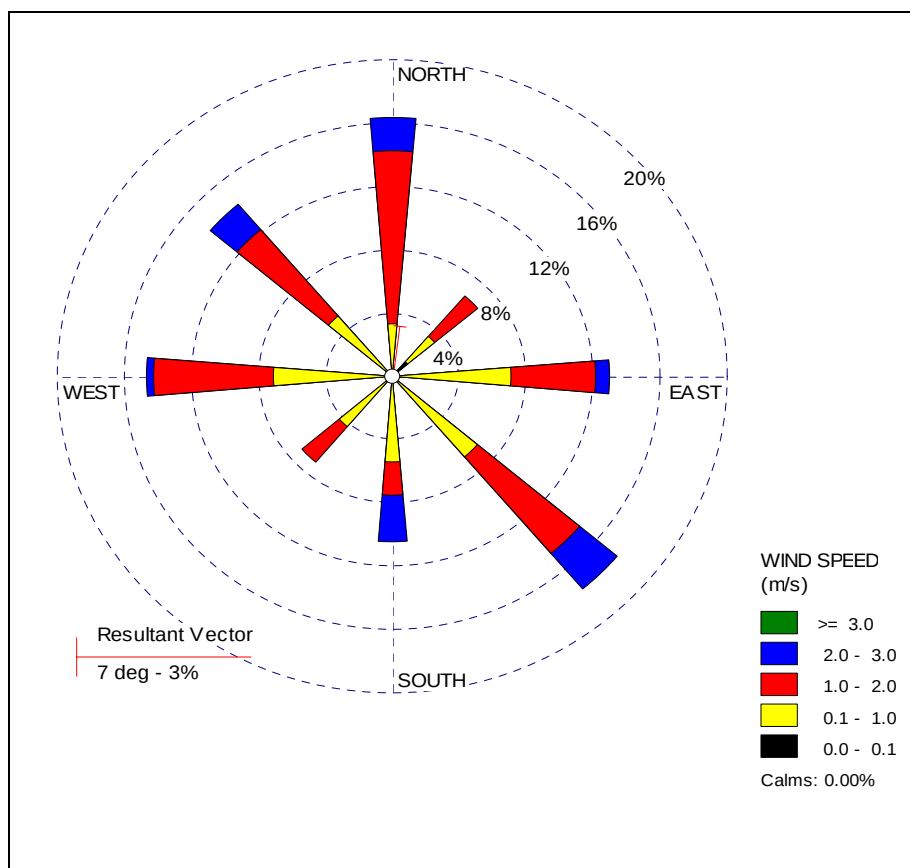


Fig. 5.7 Rosa de viento en Villa Zapata, B.C., del 18 al 22 de marzo de 2001 (Período 24 horas).

En la tabla 5.4, se da un resumen de las condiciones meteorológicas promedio diarias que prevalecieron en los días del 18 al 22 de marzo de 2001.

**Tabla 5.4** Condiciones prevalentes de tiempo durante el período del 18 al 22 de marzo de 2001

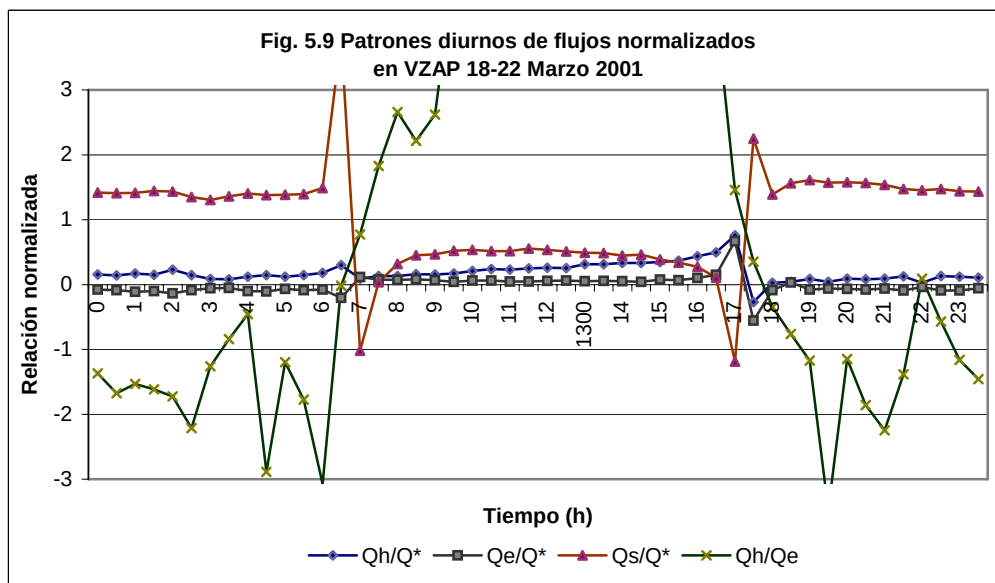
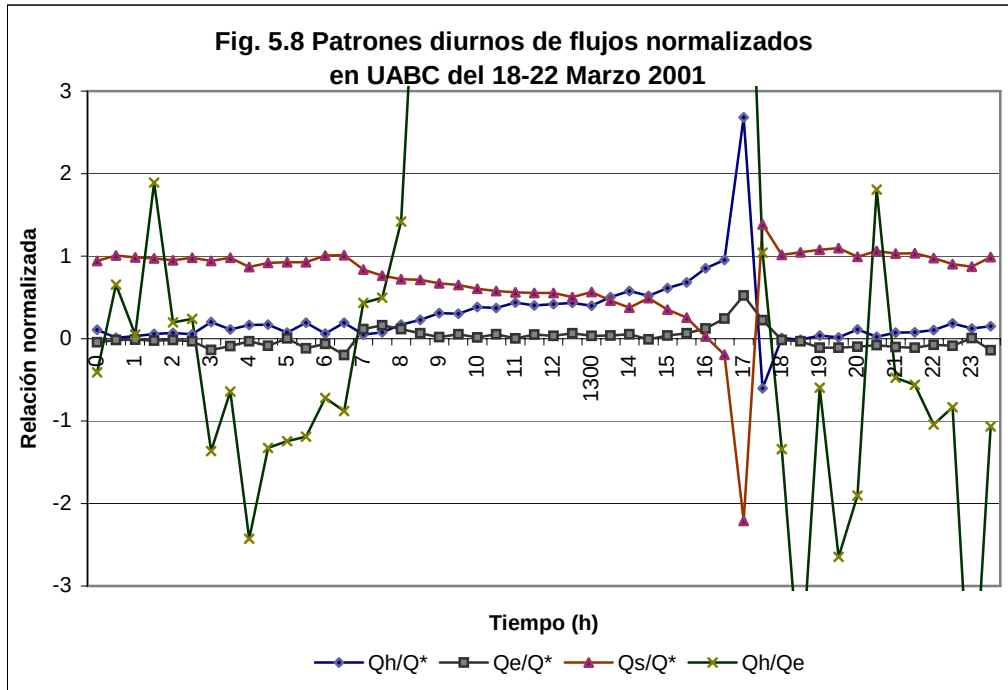
|                         | <b>Viento horizontal<br/>(m/s)</b> | <b>Viento vertical<br/>(m/s)</b>         | <b>T(°C)</b>                            | <b>HR (%)</b>                           |
|-------------------------|------------------------------------|------------------------------------------|-----------------------------------------|-----------------------------------------|
| <b>Todos los casos</b>  | 1.3 <sup>U</sup> /1.2 <sup>R</sup> | -0.094 <sup>U</sup> /-0.005 <sup>R</sup> | 24.3 <sup>U</sup> /23.5 <sup>R</sup>    | 29.0 <sup>U</sup><br>/35.6 <sup>R</sup> |
| <b>Cuando Q* &gt; 0</b> | 1.4 <sup>U</sup> /1.5 <sup>R</sup> | -0.101 <sup>U</sup> /0.002 <sup>R</sup>  | 28.6 <sup>U</sup><br>/28.9 <sup>R</sup> | 19.8 <sup>U</sup><br>/22.7 <sup>R</sup> |
| <b>Cuando Q* &lt; 0</b> | 1.2 <sup>U</sup> /1.0 <sup>R</sup> | -0.089 <sup>U</sup> /-0.010 <sup>R</sup> | 21.0 <sup>U</sup><br>/19.3 <sup>R</sup> | 35.9 <sup>U</sup><br>/45.2 <sup>R</sup> |

Nota: en la tabla *U* es el caso urbano y *R* el caso rural

Para hacer comparaciones directas de la partición de flujos diarios (es decir, para eliminar el efecto de la energía disponible que varía de día a día) cada uno de los flujos se normaliza por la radiación neta para calcular las razones: ( $Q_H/Q^*$ ), ( $Q_E/Q^*$ ), ( $\Delta Q_s/Q^*$ ), y la relación de los dos flujos convectivos, la razón de Bowen:  $\beta = Q_H/Q_E$  (Figuras 5.8 y 5.9).

Los valores de la razón de Bowen ( $\beta = Q_H/Q_E$ ), al ser la relación entre los flujos de calor sensible y latente, los cuales se ha comentado que son muy pequeños, en particular el de  $Q_E$ , resultaron muy inestables. De la información analizada se pudo observar que la mayor variabilidad, en el período diurno, se debe a valores de  $Q_E$  muy pequeños, cercanos a cero, cuando se relaciona con  $Q_H$ . A pesar de estas inestabilidades mostradas en los promedios horarios, son pertinentes los siguientes comentarios para el valor promedio de  $\beta$ , determinado de los promedios de flujos horarios. Durante el período diurno, para todas las condiciones de tiempo, en Mexicali zona urbana, los valores de  $\beta$  van de 2.7 a 9.1, con un valor promedio de 6.0. Si se toman en cuenta únicamente los días despejados, los valores varían de 6.9 a 9.1, con un valor promedio de 7.8. Para la zona rural, durante el período diurno, con todas las condiciones de tiempo,  $\beta$  oscila entre 3.3 y 5.4, con un valor promedio de 4.3, mientras que en el caso de condiciones despejadas,  $\beta$  varió de 3.3 a 4.8, con un valor promedio de 4.0. Para el período de 24 horas los valores son 5.0 en la zona urbana, y 2.9 en la zona rural. De aquí se puede ver que se elimina más energía desde la superficie por el flujo de calor sensible que por el flujo de calor latente (es decir, más energía se gasta en calentar el aire que en secar la superficie). La variabilidad de  $\beta$  es mayor en el período diurno para los dos lugares. Los valores descritos son típicos de condiciones desérticas y reflejan la escasa vegetación que se tiene en ambos lugares. Sin embargo, es sorprendente que en el área urbana se tengan valores mayores de  $\beta$ , en promedio, ya que el entorno presenta más vegetación que el área rural, y por tanto debía presentar mayor evapotranspiración; tal vez lo que influyó para tener esos

valores es la ubicación de las mediciones en la zona urbana, que fueron en la azotea. En el período nocturno  $\beta$  presenta valores negativos, debido a que  $Q_E$  es positivo, la mayor parte del tiempo, pero  $Q_H$  es negativo.

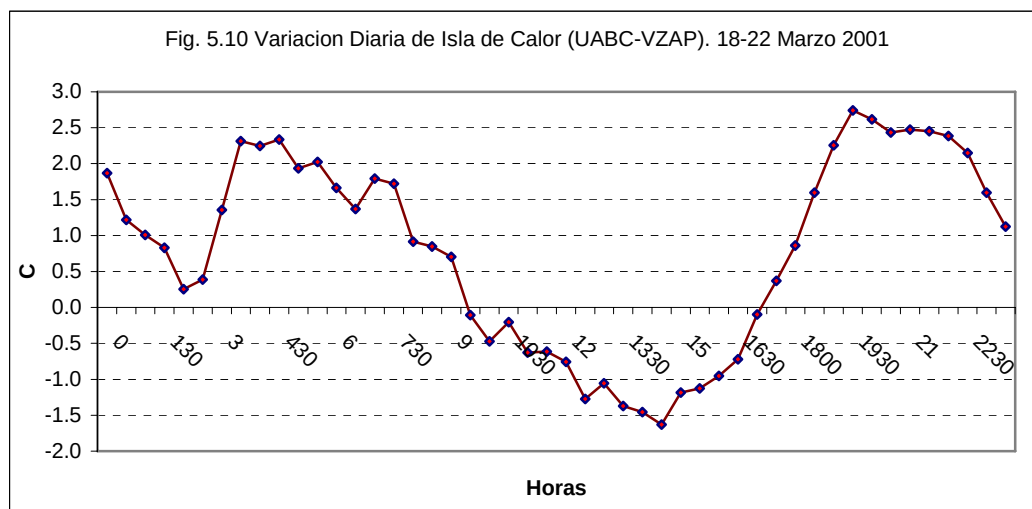


Las razones medias de  $Q_H/Q^*$ ,  $Q_E/Q^*$  y  $\Delta Q_S/Q^*$  para días despejados en el área urbana son 0.54, 0.09 y 0.37 respectivamente para  $Q^* > 0$ , es decir, 54% de la energía sirve para calentar el aire, 9% para evaporación, y 37% para calentar el tejido urbano. En el área rural, bajo las mismas condiciones, estas razones medias son 0.32, 0.10 y 0.58, es decir, 32% de la energía sirve para calentar el aire, 10% para evaporación el agua, y 58% para calentar el suelo. De aquí se puede ver, que la mayor

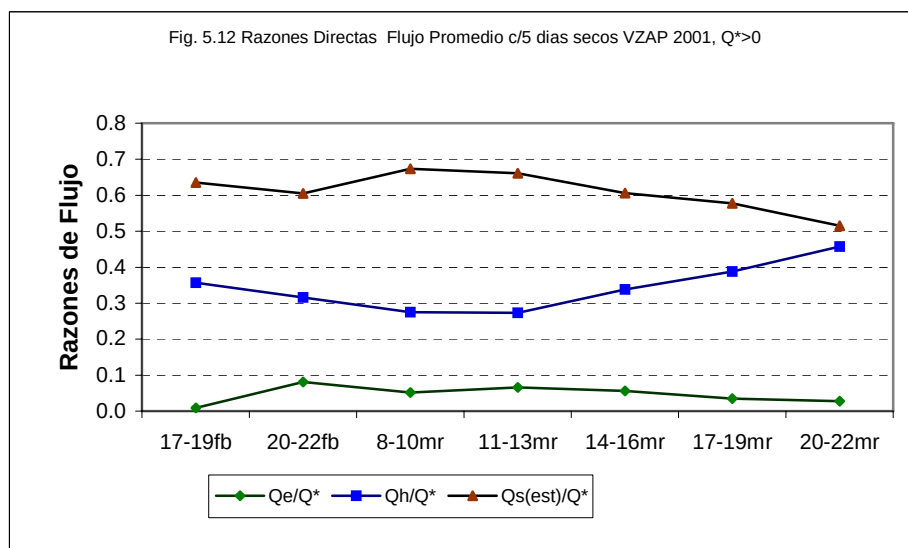
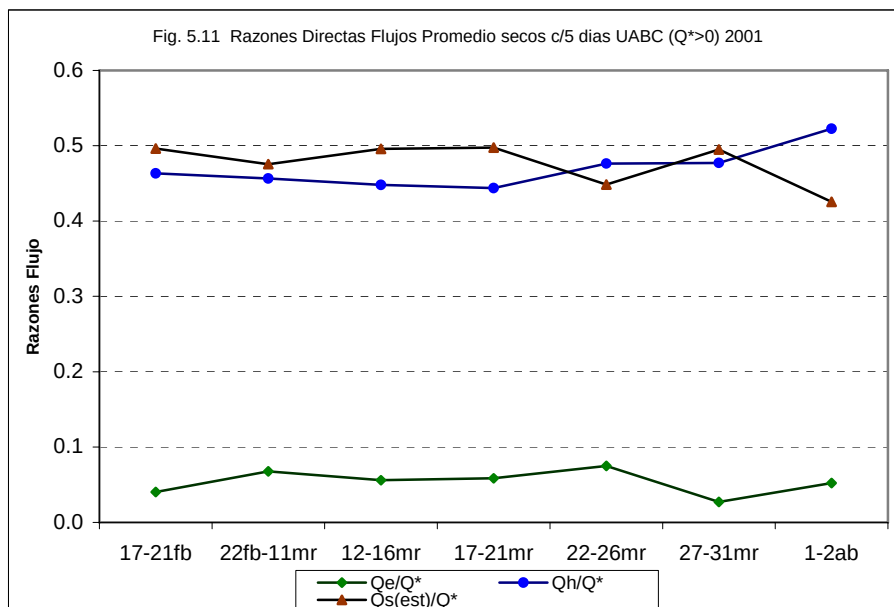


diferencia (22%) entre UABC y VZAP, a favor de la primera, es en la energía que se utiliza para calentar el aire, seguido por la diferencia en el almacenamiento de calor en el suelo (21%), a favor de la zona rural, corroborándose lo ya descrito para todo el período.

Durante el período de 24 horas, estas razones de flujo tienen el siguiente comportamiento: para el área urbana son 0.57, 0.11 y 0.32 (57% para calentar el aire, 11% para evaporación, y 32% para calentar el tejido urbano); y para el área rural son 0.31, 0.11 y 0.58 (31% para calentar el aire, 11% para evaporación, y 58% para calentar el suelo); esto es, las mayores diferencias entre el área urbana y rural en el período diario, es en la energía que se utiliza para calentar el aire (26%), mayor en la zona urbana que en la zona rural, y el almacenamiento en el suelo (26%), mayor en la zona rural que en la zona urbana. Estos resultados indican que en la zona urbana un mayor flujo de calor sensible se encuentra disponible para calentar el aire, comparado con el utilizable en la zona rural, pero el almacenamiento de calor en el suelo en el sitio rural evita que haya un amplio contraste entre las temperaturas de ambos sitios. En la fig. 5.10 se observa que en el período nocturno la zona urbana presenta temperaturas más altas que la zona rural, lo que confirma la presencia de la isla de calor en la ciudad de Mexicali; la máxima diferencia se presenta al comienzo de la jornada nocturna (2.7°C), y entre las 3 y 4 de la mañana se presenta otro máximo relativo (de 2.4°C). Durante el día se invierte este comportamiento, y el área rural llega a estar más caliente que la zona urbana, con un valor máximo, a favor de la zona rural, de 1.6°C, por lo que la ciudad se comporta como una isla fría. En una sección posterior se tratará este tema ampliamente.



Las figuras 5.11 y 5.12 muestran la tendencia de los flujos normalizados (dividido cada uno entre la radiación neta) a fines del invierno e inicios de la primavera durante el año 2001, para períodos promedio de 5 días. Ni en la zona urbana ni en la zona rural se aprecia una tendencia significativa en el consumo de calor por evaporación. En el área suburbana el almacenamiento de calor en el suelo y el calor sensible turbulento se mantienen muy próximos (igualmente sin tendencia), pero a inicios de la primavera el segundo (calor sensible) empieza a superar al primero (calor almacenado). No se tienen datos del verano del año 2001, pero sí para los de la campaña de 2003, cuando se ve que esa diferencia está muy acentuada (Tabla 26). Para el desierto (VZAP), la llegada de la primavera coincide con la cercanía de los valores del calor almacenado y el sensible turbulento, mientras que en el invierno claramente el primero era alrededor de dos veces el segundo.



### 5.1.2. Segunda campaña de mediciones: 14 al 25 de junio de 2003

La segunda campaña de mediciones de balance energético se realizó del 14 al 25 de junio de 2003. Los días se mantuvieron despejados; los vientos estuvieron muy débiles, del cuadrante este-sur (gráficas 5.13, 5.14 y 5.15). Una imagen representativa del conjunto de mediciones, para cada sitio de medición, se pueden ver en las gráficas 5.16, 5.17 y 5.18 para UABC (zona suburbana), VZAP (zona rural desértica) y CAMP (zona rural con riego), respectivamente.

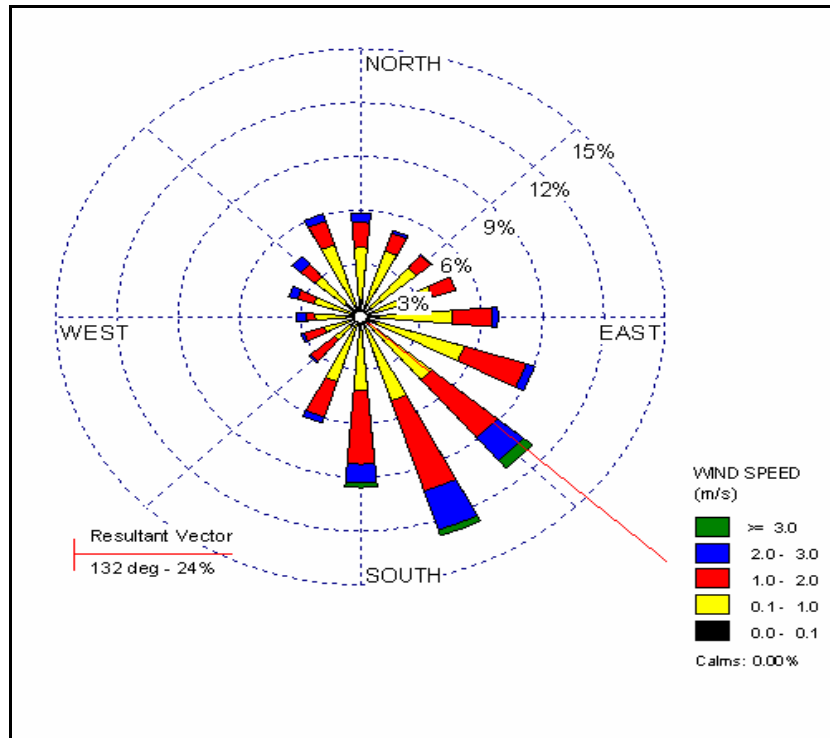


Fig. 5.13 Rosa de viento en UABC, del 12 al 25 de Junio de 2003  
Período diurno: 9 am – 16 pm

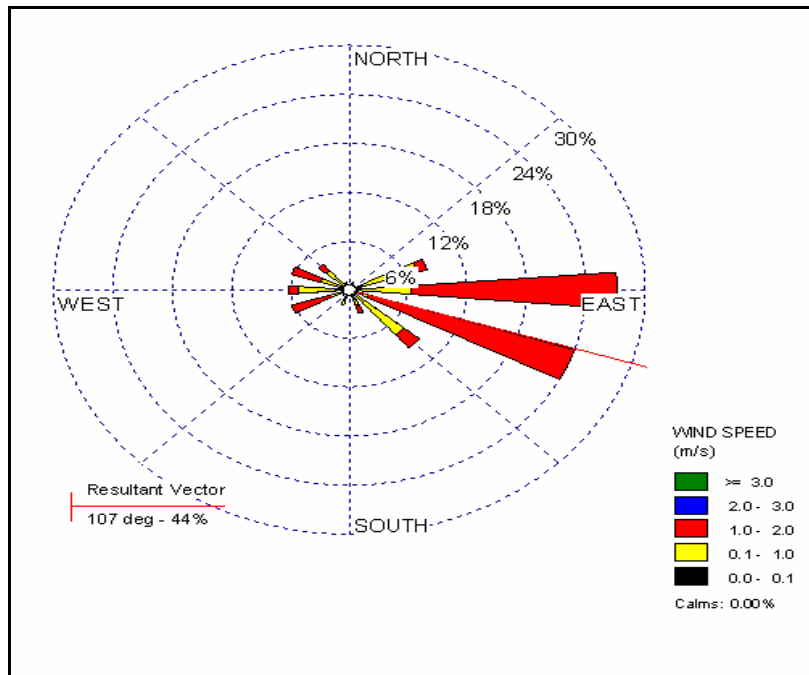


Fig. 5.14 Rosa de viento en Villa Zapata, B.C., del 12 al 25 de Junio de 2003  
Período diurno: 9 am – 16 pm

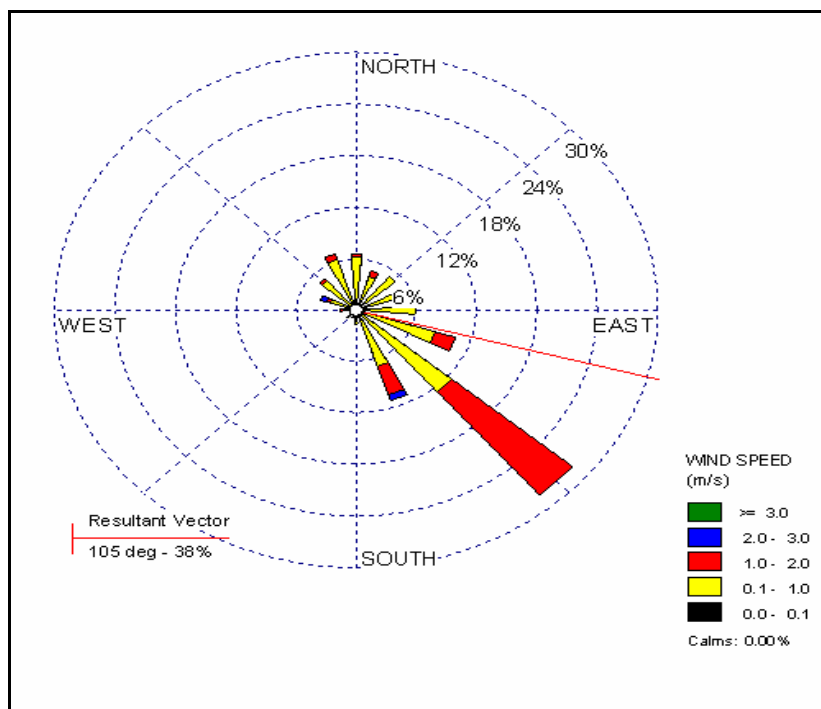
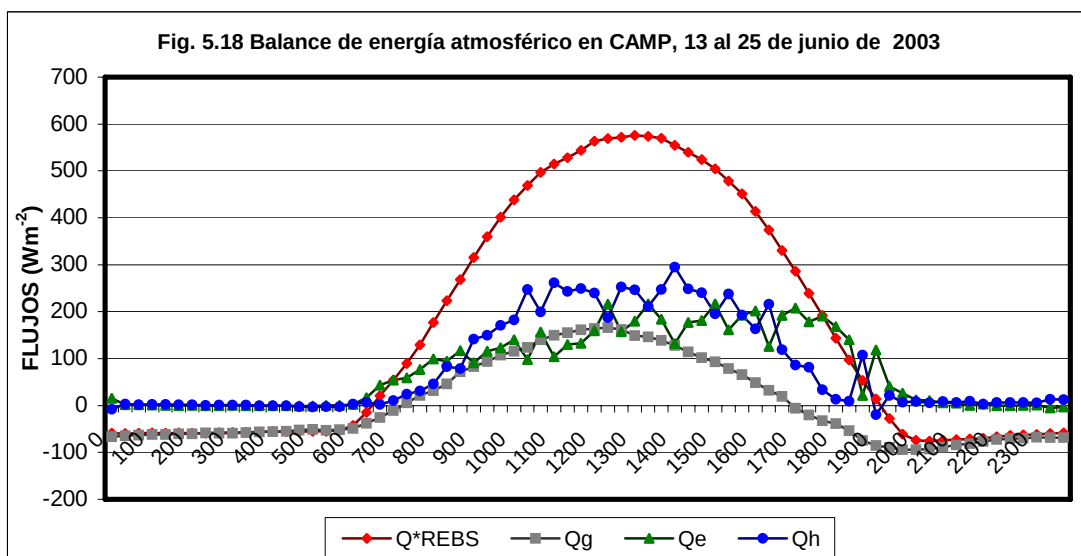
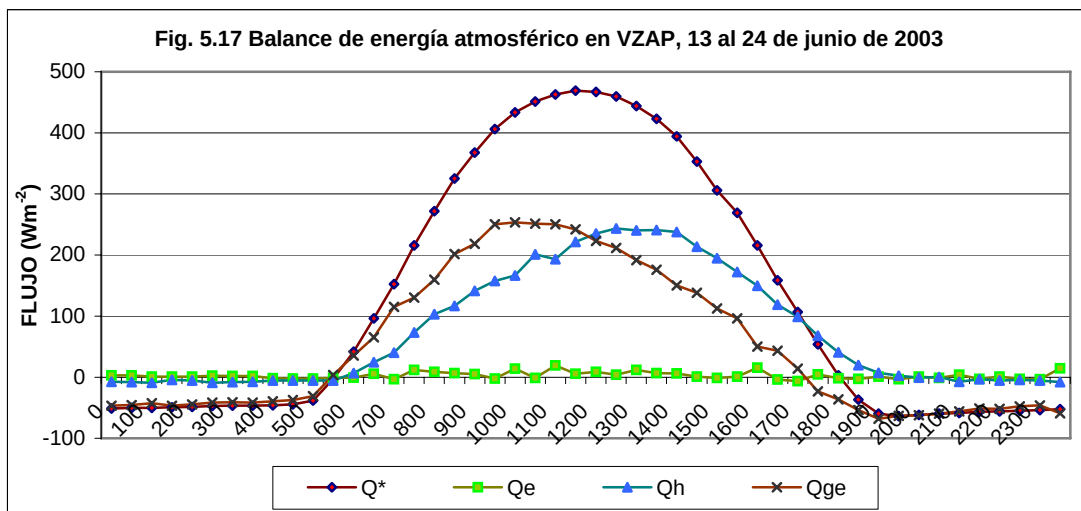
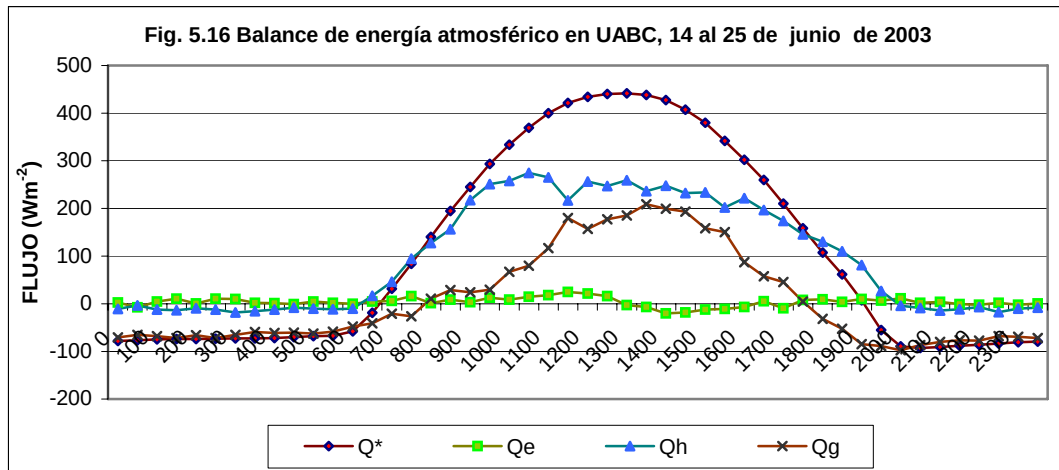


Fig. 5.15 Rosa de viento en Campestre, UABC, del 12 al 25 de Junio de 2003  
Período diurno: 9 am – 16 pm

En las gráficas de las figuras 5.16, 5.17 y 5.18 se puede apreciar que la repartición de los flujos de energía en la interfase suelo-atmósfera, particularmente en lo que respecta al flujo de calor latente, son parecidos en UABC y VZAP, y de importancia marginal, en la zona suburbana (UABC) y zona rural desértica (VZAP), no así cuando se comparan con la zona rural con riego (CAMP), cuya magnitud es

importante; en lo que respecta al flujo de calor sensible se nota la gran importancia que se tiene en UABC como principal sumidero de energía, mientras que el flujo de calor del suelo es el segundo más importante en VZAP en el período diurno. En la siguiente sección se describe con mucho mayor detalle esta repartición de flujos de energía.



#### 5.1.2.1. Comparación período 24 horas: UABC vs VZAP vs CAMP

La disponibilidad de radiación neta en VZAP ( $11.2 \text{ MJ m}^{-2}$ ) es mayor que en UABC y en CAMP, con  $1.1 \text{ MJ m}^{-2}$  y  $0.3 \text{ MJ m}^{-2}$ , respectivamente. Con relación a la energía para calentar el aire ( $Q_H$ ), en orden descendente de importancia, se encuentra UABC (86%), VZAP(58%) y CAMP (50%); el flujo de calor latente ( $Q_E$ ) tiene la mayor importancia en CAMP, con 47% de la energía disponible, mientras que en UABC y VZAP, tiene una importancia marginal (solamente un 3% y 2%, respectivamente). El flujo de calor del suelo ( $Q_S$ ) adquiere mayor importancia en VZAP, con un 39% de la energía disponible, en UABC contribuye con un 11%, y en CAMP solamente un con un 3%. La razón de Bowen ( $Q_H/Q_E$ ), es mayor en UABC, y le sigue VZAP, con valores relativamente grandes (34.5 y 26.4), y que confirman el carácter árido de la región; mención aparte merece el dato para CAMP, que con su valor de prácticamente la unidad, indica que este lugar actúa como un oasis, seguramente por el riego que se le da al césped circundante al lugar donde se hicieron las mediciones. La relación del flujo de calor sensible entre el calor del suelo tuvo su mayor valor en CAMP (18.1), después UABC (7.9), y al último VZAP (1.5); esto indica que en CAMP la aportación para calentamiento del aire, comparada con el calentamiento del suelo, es mucho mayor, mientras que en UABC, un porcentaje casi ocho veces mayor va al calentamiento del aire (tabla 5.5). El caso extremo es en VZAP, donde el flujo para calentar el aire es solo ligeramente superior cuando se le compara con el flujo de energía que va para calentamiento del suelo. La relación de los flujos de calor sensible más el calentamiento del suelo, dividido por el flujo de calor latente ( $(Q_H+Q_S)/Q_E$ ) es mayor en VZAP (44 veces más grande), después en UABC (39 veces más grande), y son casi iguales en CAMP; los primeros dos valores implican que el flujo de calor latente es muy bajo mientras que el último valor, que el flujo de calor latente es muy importante en la partición de energía.

**Tabla 5.5** Flujos de energía y relaciones de flujos ( todas las condiciones de cielo).  
Los flujos están en  $\text{MJm}^{-2}$ , en paréntesis en  $\text{Wm}^{-2}$ , con los cocientes adimensionales.  
12 al 24 de junio de 2003.

|                 | UABC         | VZAP        | CAMP         |
|-----------------|--------------|-------------|--------------|
| $Q^*$           | 116.4 (10.1) | 129.4(11.2) | 126.1 (10.9) |
| $Q_H$           | 100.6 (8.7)  | 75.4 (6.5)  | 63.3 (5.47)  |
| $Q_E$           | 2.91 (0.25)  | 2.86 (0.25) | 59.3 (5.12)  |
| $Q_S$           | 12.8 (1.11)  | 51.0 (4.41) | 3.5 (0.30)   |
| $Q_H/Q^*$       | 0.86         | 0.58        | 0.50         |
| $Q_E/Q^*$       | 0.03         | 0.02        | 0.47         |
| $Q_S/Q^*$       | 0.11         | 0.39        | 0.03         |
| $Q_H/Q_E$       | 34.5         | 26.4        | 1.1          |
| $Q_H/Q_S$       | 7.9          | 1.5         | 18.1         |
| $(Q_H+Q_S)/Q_E$ | 39.0         | 44.2        | 1.1          |

#### 5.1.2.2. Comparación período diurno ( $Q^* > 0$ ): UABC vs VZAP vs CAMP

La disponibilidad de radiación neta es mayor en VZAP ( $Q^* = 13.7 \text{ MJ m}^{-2}$ ) que en CAMP y en UABC, por  $0.1 \text{ MJ m}^{-2}$  y  $0.5 \text{ MJ m}^{-2}$ , respectivamente, así que la zona rural desértica y la zona rural con riego superan a la zona suburbana. Respecto a la energía para calentar el aire ( $Q_H$ ), normalizada por la radiación neta, y en orden descendente de importancia, se encuentra primeramente UABC, con un 70%; le sigue VZAP, con un 50%; y por último se encuentra CAMP, con un 41%, por lo que la diferencia porcentual entre UABC y VZAP es de 29%, y entre UABC y CAMP, es de 20%. En lo que respecta al flujo de calor latente ( $Q_E$ ), normalizado por la radiación neta, el mayor valor es en la zona rural con riego, CAMP, con un valor de 39%, siguiéndole en importancia, y con valores sumamente bajos, la zona rural desértica (VZAP) y la zona suburbana (UABC), con 2% y 1%, respectivamente, por lo que se ve la importancia que tiene el riego en la zona de medición. El flujo de calor del suelo ( $Q_S$ ), normalizado por la radiación neta, tiene la mayor importancia en VZAP, y contribuye con un 48%; le sigue UABC, con un 28%, y al último CAMP, con un 19%.

La razón de Bowen ( $Q_H/Q_E$ ), es mayor en UABC, con un valor de 56.7, después le sigue VZAP, con un valor de 30.7, y finalmente CAMP, con un valor de 1.1; los primeros dos valores representan condiciones muy áridas, en donde el flujo de calor sensible es muy superior al calor latente, mientras que el último valor es de un caso muy particular en la región y que corresponde a la zona con riego (probablemente representativo de las zonas donde existen cultivos agrícolas de ambos valles, Mexicali e Imperial).

La relación del flujo de calor sensible entre el calor del suelo ( $Q_H/Q_S$ ) tuvo su mayor valor en UABC (2.5), siguiéndole CAMP (2.1), y al último VZAP (1.1); los primeros dos lugares indican que el flujo de calor sensible es superior en más de dos veces que el flujo de calor del suelo, mientras que el tercer lugar da cuenta que los flujos son prácticamente iguales.

La relación de los flujos de calor sensible más el calentamiento del suelo, dividido por el flujo de calor latente ( $(Q_H+Q_S)/Q_E$ ) es mayor en UABC (casi 81 veces más grande), después en VZAP (60 veces más grande), y por último CAMP (solo una y media veces más grande); los primeros dos valores indican que el flujo de calor latente es muy pequeño comparado a la suma de los otros dos flujos, mientras que el último valor indica que el flujo de calor latente adquiere un valor relativamente grande, cuando se compara con la suma de los otros flujos (tabla 5.6).

**Tabla 5.6** Flujos de calor y relaciones de flujos cuando  $Q^*>0$  (todas las condiciones de cielo).  
Los flujos están en  $\text{MJm}^{-2}$  y en paréntesis en  $\text{Wm}^{-2}$ , con los cocientes adimensionales.  
12 al 24 de junio de 2003.

| Con $Q^*>0$     | UABC         | VZAP         | CAMP         |
|-----------------|--------------|--------------|--------------|
| $Q^*$           | 283.1 (13.2) | 293.9 (13.7) | 290.6 (13.6) |
| $Q_H$           | 195.7 (9.2)  | 148.0 (6.9)  | 120.4 (5.6)  |
| $Q_E$           | 3.4 (0.16)   | 4.8 (0.22)   | 113.2 (5.3)  |
| $Q_S$           | 78.9 (3.7)   | 140.8 (6.6)  | 57.0 (2.7)   |
| $Q_H/Q^*$       | 0.70         | 0.50         | 0.41         |
| $Q_E/Q^*$       | 0.01         | 0.02         | 0.39         |
| $Q_S/Q^*$       | 0.28         | 0.48         | 0.19         |
| $Q_H/Q_E$       | 56.7         | 30.7         | 1.1          |
| $Q_H/Q_S$       | 2.5          | 1.1          | 2.1          |
| $(Q_H+Q_S)/Q_E$ | 80.8         | 60.2         | 1.6          |

#### 5.1.2.3. Comparación período nocturno ( $Q^* < 0$ ): UABC vs VZAP vs CAMP

La pérdida de energía como radiación neta ( $Q^*$ ) es más grande en UABC ( $-2.7 \text{ Mjm}^{-2}$ ), seguido por CAMP ( $-2.2 \text{ Mjm}^{-2}$ ), y por último en VZAP ( $-1.8 \text{ Mjm}^{-2}$ ). Los flujos de calor sensible, normalizados por la radiación neta, son prácticamente iguales, y de ganancia para el suelo, en UABC y en VZAP, mientras que en CAMP (zona rural con riego), el flujo de calor sensible es hacia la atmósfera, es decir, hay un aporte positivo para el aire. Los flujos de calor latente son iguales en UABC y en CAMP, mientras que en VZAP, casi desaparece (solamente un valor de  $0.02 \text{ Mjm}^{-2}$ ). El flujo de calor del suelo, normalizado por la radiación neta, es parecido en los tres lugares, si bien en CAMP es ligeramente mayor en un 10% que UABC y un 15% en VZAP. La razón de Bowen es mayor, y positiva, en CAMP, mientras que en UABC y VZAP toma valores negativos (por ser el flujo de calor sensible negativo), tabla 5.7.

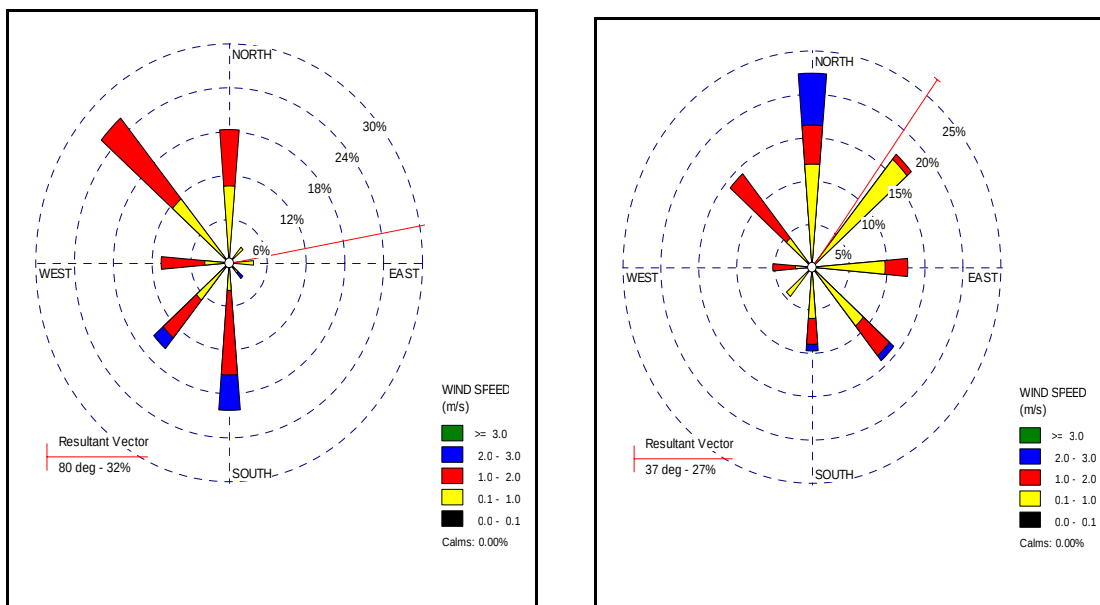
**Tabla 5.7** Flujos de calor y relaciones de flujos cuando  $Q^*<0$  (todas las condiciones de cielo).  
Los flujos están en  $\text{MJm}^{-2}$  y en paréntesis en  $\text{Wm}^{-2}$ , con los cocientes adimensionales.  
12 al 24 de junio de 2003.

| con $Q^*<0$     | UABC         | VZAP         | CAMP         |
|-----------------|--------------|--------------|--------------|
| $Q^*$           | -68.5 (-2.7) | -46.7 (-1.8) | -56.7 (-2.2) |
| $Q_H$           | -2.0 (-0.08) | -1.8 (-0.07) | 4.3 (0.17)   |
| $Q_E$           | 4.9 (0.19)   | 0.42 (0.02)  | 4.2 (0.17)   |
| $Q_S$           | -71.4 (-2.8) | -45.3 (-1.8) | -65.1 (-2.6) |
| $Q_H/Q^*$       | 0.03         | 0.04         | -0.08        |
| $Q_E/Q^*$       | -0.07        | -0.01        | -0.07        |
| $Q_S/Q^*$       | 1.04         | 0.97         | 1.15         |
| $Q_H/Q_E$       | -0.41        | -4.28        | 1.02         |
| $Q_H/Q_S$       | 0.03         | 0.04         | -0.07        |
| $(Q_H+Q_S)/Q_E$ | -15.0        | -112.1       | -14.5        |

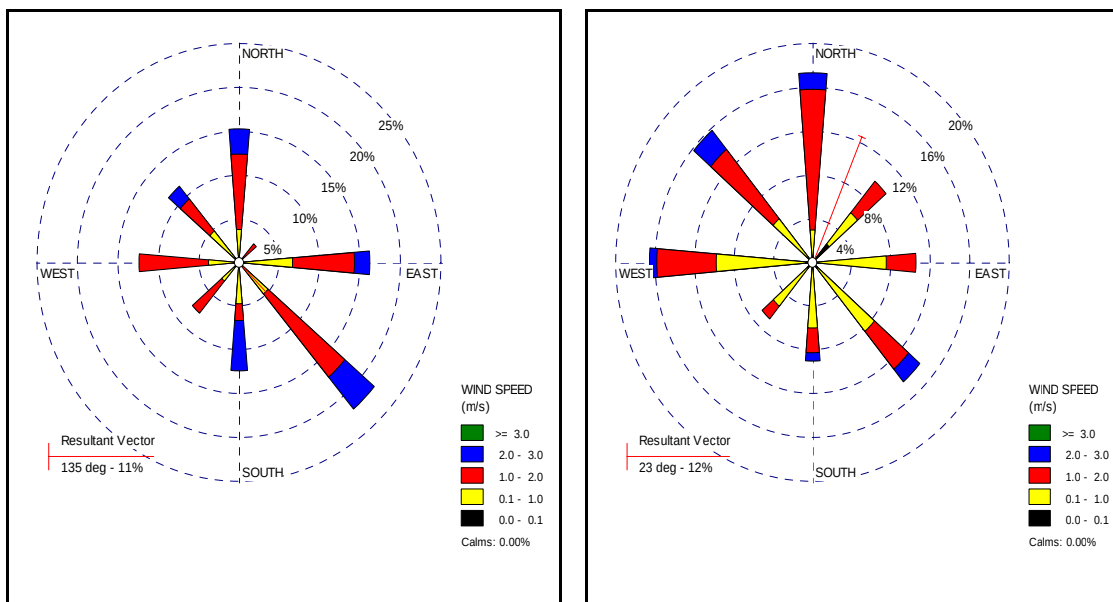


#### 5.1.2.4. El balance energético, áreas fuente y usos del suelo

Para conocer las áreas que más influencia ejercen en las mediciones de balance energético en la UABC y Villa Zapata, se elaboraron las rosas de viento que se presentan en las figuras 5.19 y 5.20.



**Fig. 5.19** Rosa de viento en UABC para el período diurno ( $Q^* > 0$ ) y nocturno ( $Q^* < 0$ ), del 18 al 22 de marzo de 2001.



**Fig. 5.20** Rosa de viento en Villa Zapata para el período diurno ( $Q^* > 0$ ) y nocturno ( $Q^* < 0$ ), del 18 al 22 de marzo de 2001

Como se puede observar, UABC muestra durante el período diurno una frecuencia mayor de viento del noroeste y norte (44%), aunque las componentes del sur y suroeste se presentan como la segunda mayor frecuencia (35%). Las

velocidades registradas son muy débiles, solamente 0.95 m/s en promedio para todas las direcciones. Por la noche, la velocidad media del viento es aún menor, 0.86 m/s, y la dirección del viento es variable, sin embargo se destacan las del cuadrante noroeste-noreste, ya que juntas suman un 55% del total.

En el caso de Villa Zapata, el viento no presenta una frecuencia dominante, ni en el período diurno, ni en el nocturno. Lo destacable, en el día, es la componente del sureste, con una frecuencia del 22%; y en la noche, las componentes del oeste al norte, que juntas suman un 44% del total. Respecto a la velocidad promedio, aún cuando es ligeramente mayor en esta zona rural, comparada a la zona urbana, los vientos continúan siendo muy débiles: 1.3 m/s en el día, y 0.96 m/s en la noche.

Por el patrón de vientos descrito, tanto en lo que se refiere a su dirección, como a su velocidad, se concluye que el sistema casi permanente de alta presión del pacífico noroeste y localmente los vientos de valle dieron origen a estos vientos débiles y variables.

Después de conocer el viento dominante en algunos días de la primera campaña de mediciones, se tomarán en cuenta, para cada sector del viento, las mediciones de los flujos, simultáneamente con las características de viento. El conocimiento del balance energético por sectores (tablas 5.8 y 5.9) nos ayudará a constatar si el área fuente calculada (y que supone el área que está ejerciendo influencia en los sensores y de la que se conocen sus características de uso de suelo) se corresponde con los datos obtenidos.

En UABC, los vientos dominantes durante el día se reparten en cuatro direcciones principales: noroeste (25.2%), sur (20%), norte (18.2%) y suroeste (15.2%), pero las mayores velocidades son de la componente sur. Los resultados del balance se pueden considerar coherentes al observar el tipo de superficie: una  $Q_s$  (calor retenido por la superficie) elevada se encuentran en usos del suelo habitacionales, comerciales y mixto (sectores sur, sureste y noroeste), mientras que la  $Q_H$  (energía para calentar el aire), en cualquier sector, es mayor que la  $Q_E$  (energía utilizada para evapotranspiración) por la escasa vegetación. Por cierto, los sectores que menos vegetación poseen, son los que tienen los valores más bajos de  $Q_E$  (sureste, sur y suroeste), como puede verse de la tabla 4.5 y figura 4.5.

En el caso de Villa Zapata, los vientos dominantes en el día son de naturaleza variable, pero las direcciones más frecuentes son del sureste (21.9%), este (16.2%), y norte (15.2%). Los resultados del balance se observan coherentes, y dadas las características de la superficie, son homogéneos en casi todos los sectores. El calor almacenado en la superficie ( $Q_s$ ) es mayor que los otros flujos de energía, mientras que  $Q_H$  es mayor que  $Q_E$ . De acuerdo a la figura 4.6, se observa que en los sectores

de componente sur, donde hay elementos constructivos y algunos árboles, el valor de  $Q_s$  disminuye, mientras que los otros flujos ( $Q_H$  y  $Q_E$ ) no son afectados significativamente.

**Tabla 5.8** Elementos del balance energético por sectores para UABC, simultáneamente con características del viento, del 18 al 22 de marzo de 2001.

| Diurno $Q^* > 0$ |                           |                           |                           |                        |                           | Nocturno $Q^* < 0$        |                           |                           |                        |                           |
|------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|------------------------|---------------------------|
| Sector           | $Q_H$<br>W/m <sup>2</sup> | $Q_E$<br>W/m <sup>2</sup> | $Q_s$<br>W/m <sup>2</sup> | Frecuencia<br>viento % | Veloc.<br>viento<br>(m/s) | $Q_H$<br>W/m <sup>2</sup> | $Q_E$<br>W/m <sup>2</sup> | $Q_s$<br>W/m <sup>2</sup> | Frecuencia<br>viento % | Veloc.<br>viento<br>(m/s) |
| <b>N</b>         | 74.1                      | 23.8                      | 108.3                     | 18.2                   | 0.79                      | -8.6                      | 8.3                       | -61.8                     | 22.6                   | 1.20                      |
| <b>NE</b>        | 15.9                      | 13.2                      | 69.2                      | 2.9                    | 0.64                      | -7.2                      | 5.3                       | -55.3                     | 18.0                   | 0.58                      |
| <b>E</b>         | 37.6                      | 11.5                      | 73.3                      | 3.8                    | 0.51                      | -5.5                      | 3.0                       | -55.0                     | 11.3                   | 0.81                      |
| <b>SE</b>        | 103.6                     | 3.6                       | 173.9                     | 2.9                    | 1.01                      | -3.3                      | 2.3                       | -60.9                     | 14.3                   | 0.93                      |
| <b>S</b>         | 89.6                      | 6.0                       | 160.9                     | 20.0                   | 1.49                      | -1.4                      | 2.5                       | -53.2                     | 9.0                    | 1.15                      |
| <b>SW</b>        | 112.6                     | 9.9                       | 91.3                      | 15.2                   | 1.26                      | -3.2                      | 1.8                       | -61.9                     | 4.5                    | 0.40                      |
| <b>W</b>         | 130.0                     | 10.3                      | 76.5                      | 10.5                   | 0.93                      | -0.1                      | 1.5                       | -53.5                     | 5.3                    | 0.88                      |
| <b>NW</b>        | 141.9                     | 13.9                      | 165.7                     | 25.9                   | 0.92                      | -9.6                      | 6.3                       | -57.8                     | 15.0                   | 0.93                      |

**Tabla 5.9** Elementos del balance energético por sectores para VZAP, simultáneamente con características del viento, del 18 al 22 de marzo de 2001.

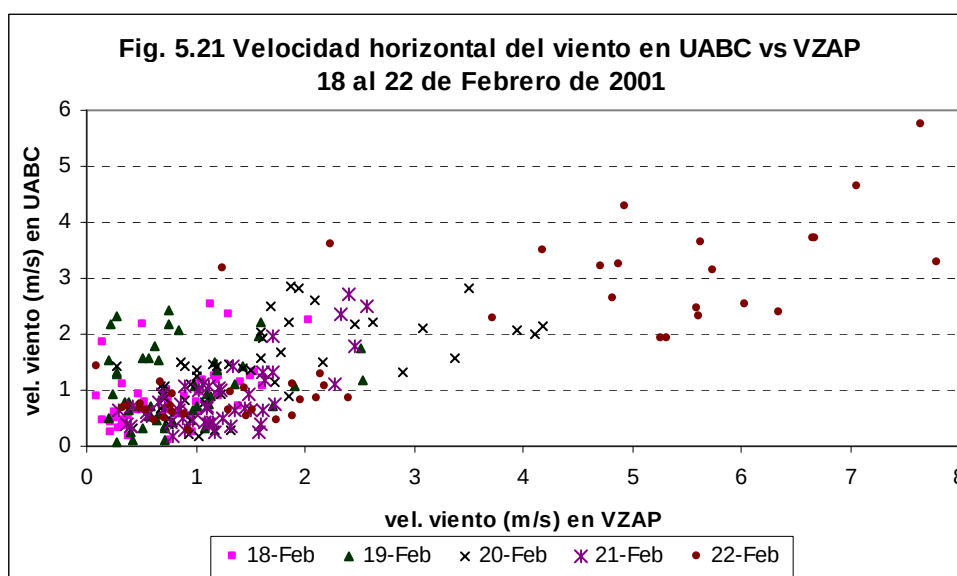
| Diurno $Q^* > 0$ |                           |                           |                           |                           |                           | Nocturno $Q^* < 0$        |                           |                           |                           |                 |
|------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|-----------------|
| Sector           | $Q_H$<br>W/m <sup>2</sup> | $Q_E$<br>W/m <sup>2</sup> | $Q_s$<br>W/m <sup>2</sup> | Frecuencia<br>de viento % | Veloc.<br>viento<br>(m/s) | $Q_H$<br>W/m <sup>2</sup> | $Q_E$<br>W/m <sup>2</sup> | $Q_s$<br>W/m <sup>2</sup> | Frecuencia<br>de viento % | Viento<br>(m/s) |
| <b>N</b>         | 64.7                      | 16.4                      | 213.5                     | 15.2                      | 1.4                       | -9.7                      | 6.6                       | -48.9                     | 17.3                      | 1.3             |
| <b>NE</b>        | 69.1                      | 20.9                      | 259.4                     | 2.8                       | 1.2                       | -5.2                      | 3.7                       | -53.0                     | 9.8                       | 0.7             |
| <b>E</b>         | 71.2                      | 19.8                      | 206.3                     | 16.2                      | 1.2                       | -2.5                      | 5.1                       | -65.0                     | 10.5                      | 0.9             |
| <b>SE</b>        | 68.8                      | 15.2                      | 145.1                     | 21.9                      | 1.4                       | -3.9                      | 4.5                       | -53.5                     | 14.3                      | 1.0             |
| <b>S</b>         | 78.9                      | 16.2                      | 134.2                     | 12.4                      | 1.6                       | -5.4                      | 5.1                       | -60.2                     | 9.0                       | 0.9             |
| <b>SW</b>        | 74.8                      | 15.5                      | 166.2                     | 7.6                       | 1.1                       | -2.3                      | 1.8                       | -55.0                     | 6.7                       | 0.7             |
| <b>W</b>         | 104.0                     | 21.8                      | 290.9                     | 12.4                      | 1.2                       | -7.2                      | 4.3                       | -52.2                     | 16.5                      | 0.9             |
| <b>NW</b>        | 81.8                      | 20.3                      | 235.6                     | 11.4                      | 1.1                       | -7.2                      | 5.4                       | -57.1                     | 15.7                      | 1.3             |

## 5.2. De la capa límite superficial

En seguida se hace un análisis descriptivo-comparativo de parámetros de meteorología turbulenta para 4 períodos, estimados a partir de mediciones con el equipo de correlación turbulenta, en la Universidad Autónoma de Baja California (UABC) y Ejido Villa Zapata (VZAP). Los períodos de mediciones comprenden del 18 al 22 de febrero de 2001; del 15 al 22 de marzo de 2001; del 25 de marzo al 1 de abril de 2001; y del 15 al 24 de junio de 2003.

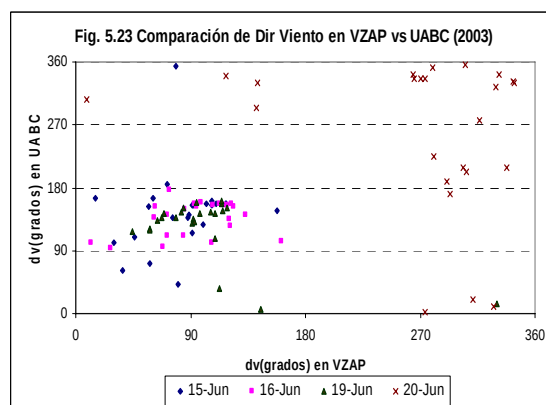
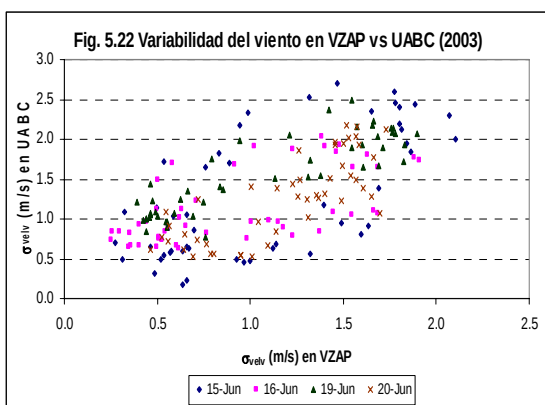
### 5.2.1. Velocidad y dirección del viento horizontal y vertical

La figura 5.21 muestra una gráfica de dispersión de la velocidad horizontal media del viento en la capa de dosel urbano en UABC vs el viento medio medido en VZAP, fuera de la ciudad. Se observa que con velocidades inferiores a 1 m/s, el viento en la zona urbana es menor, y prácticamente no hay correlación entre ambos lugares ( $r^2=0.04$ , el 19 de febrero); con velocidades mayores a 1 m/s, el viento en la zona urbana es mayor que en el sitio rural, pero sí se presentan factores modificadores de la dinámica atmosférica local, entonces el viento rural es mayor, en promedio que en la zona urbana. Se observa también que con magnitudes mayores la correlación mejora ( $r^2=0.69$ , el 22 de febrero). Estos resultados tal vez indiquen que se manifieste una diferencia térmica urbana-rural, creando un viento rural-urbano, pero el paso de un sistema sinóptico, como el paso del frente frío del día 22, rompe el esquema local.

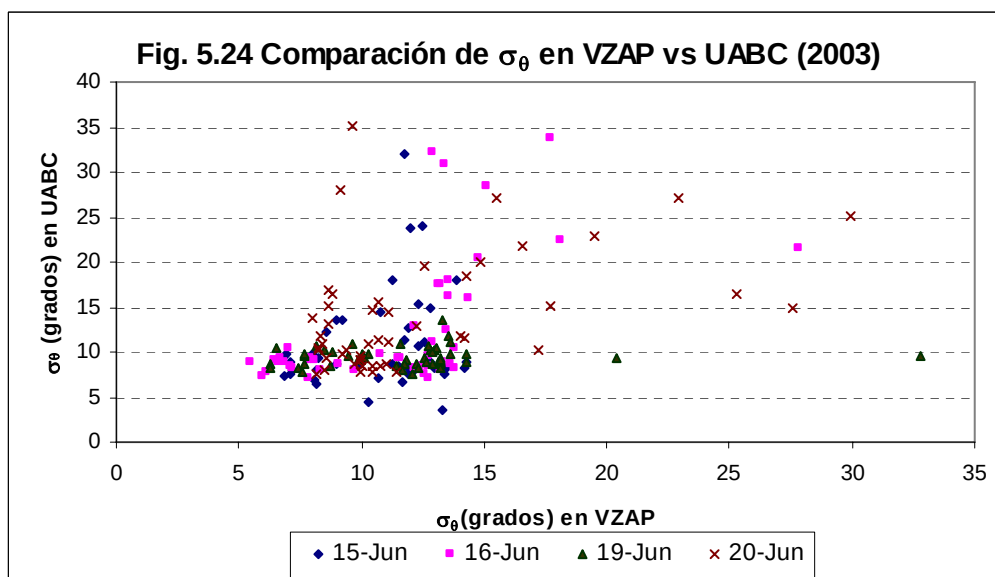


En el período de mediciones que se realizó a inicios del verano de 2003 se tuvo que, a diferencia de lo observado en las mediciones de invierno-primavera de 2001, las velocidades más altas se registraron en el lugar urbano, sobre todo en las últimas horas de la tarde, cuando la diferencia térmica urbano-rural parece acentuarse;

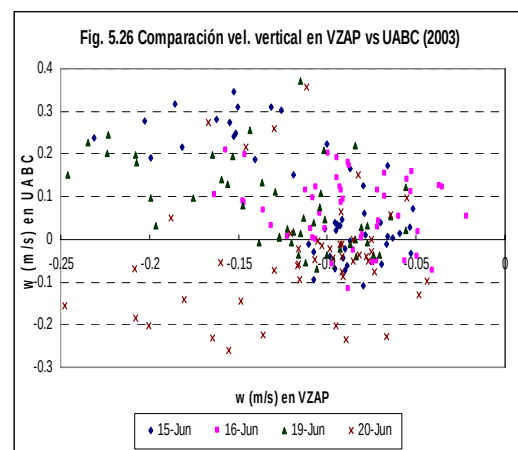
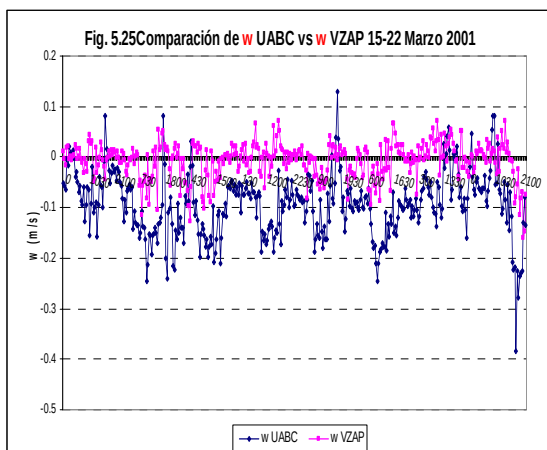
sin embargo, las velocidades máximas en la ciudad no son coincidentes con la máxima diferencia térmica, ya que mientras que ésta se presenta unas dos a tres horas después de la puesta del sol, las velocidades de viento más grandes se registraron antes del ocaso. Respecto a la variabilidad del viento, estimada por la desviación estándar, se puede observar (fig. 5.22) que es mayor en la zona urbana que en la zona rural, y su magnitud es comparable a la velocidad media del viento.



La gráfica de dispersión de dirección del viento (fig. 5.23) de UABC vs VZAP muestra que la correlación no es buena, y parece haber al menos un sector de  $45^\circ$  (y más de  $90^\circ$  en otros casos) de diferencia entre ambos lugares, sobre todo con muy bajas velocidades de viento; este resultado indica que hay diferencias sustanciales entre el viento urbano y rural, por lo que la elección de la base de datos que se use en un modelo de calidad del aire es crucial en los resultados a obtener. La figura 5.24 es una gráfica de dispersión de  $\sigma_\theta$  de la zona urbana comparada a la rural; en ella se observa un rango más amplio de  $\sigma_\theta$  dentro de la ciudad, y además los valores no se correlacionan con los datos rurales.

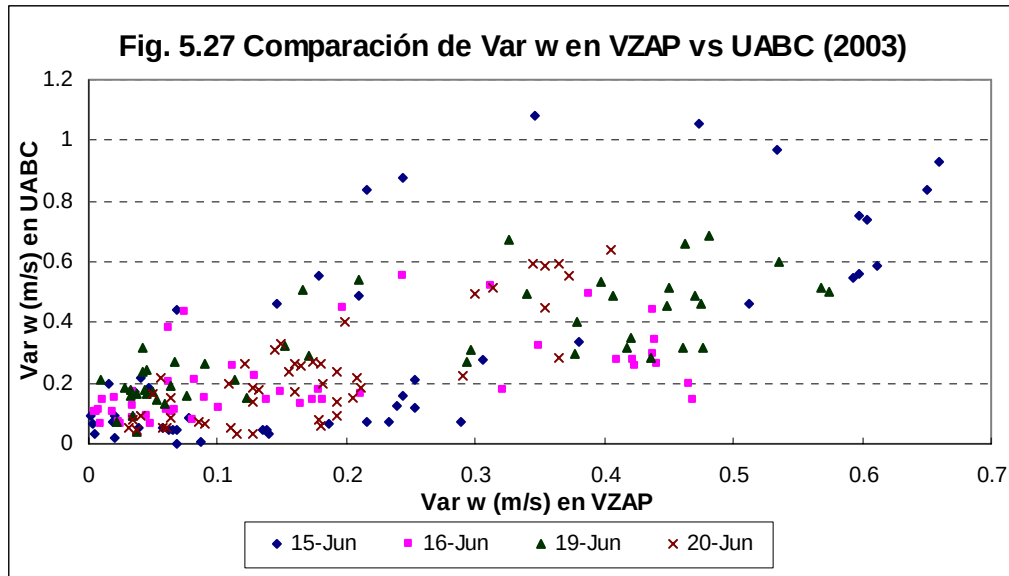


En lo que respecta a la velocidad vertical se observan bajos valores positivos en todos los períodos de medición; en el período de observación de invierno-primavera de 2001 (fig. 5.25) se observa más subsidencia ( $w < 0$ ) en la zona urbana que en la zona rural. En el verano de 2003 (fig. 5.26) la situación cambia notablemente ya que en el sitio rural se presentan valores consistentemente negativos, prácticamente todo el tiempo, mientras que en la zona urbana es cuando más se presentan valores positivos. Dados estos resultados, se podría conjeturar lo siguiente: ¿se presenta una celda de circulación convectiva entre la zona urbana y la zona desértica?, es decir, ¿convergencia en niveles bajos y divergencia en niveles superiores?; ¿se tratará del viento rural inducido por la isla de calor? , ¿o se tratará solamente de una estela que a barlovento deja el viento, ocasionado por la presencia de los edificios alrededor de la zona de medición en la zona urbana?. Por lo que se ve, se requiere un análisis posterior que despeje estas interrogantes ya que con estas mediciones no es posible responder a esas preguntas. Lo que sí es un hecho es que mucho tiene que ver para la formación de este esquema, la celda de circulación de alta presión semipermanente del Pacífico; tal parece que bajo condiciones ideales de: cielo despejado, baja velocidad horizontal de viento, intensa a moderada radiación solar (durante 2 ó 3 días), se induce el viento rural-urbano. Por lo pronto hay que recordar que una zona de subsidencia propicia inversión térmica, además del acarreo de contaminantes hacia esa zona, por lo que la calidad del aire se vería deteriorada en esos períodos, entonces su caracterización temporal y espacial sería interesante estudiarla (pero dos puntos de estudio y sin perfil vertical de temperatura en capa límite no es posible).



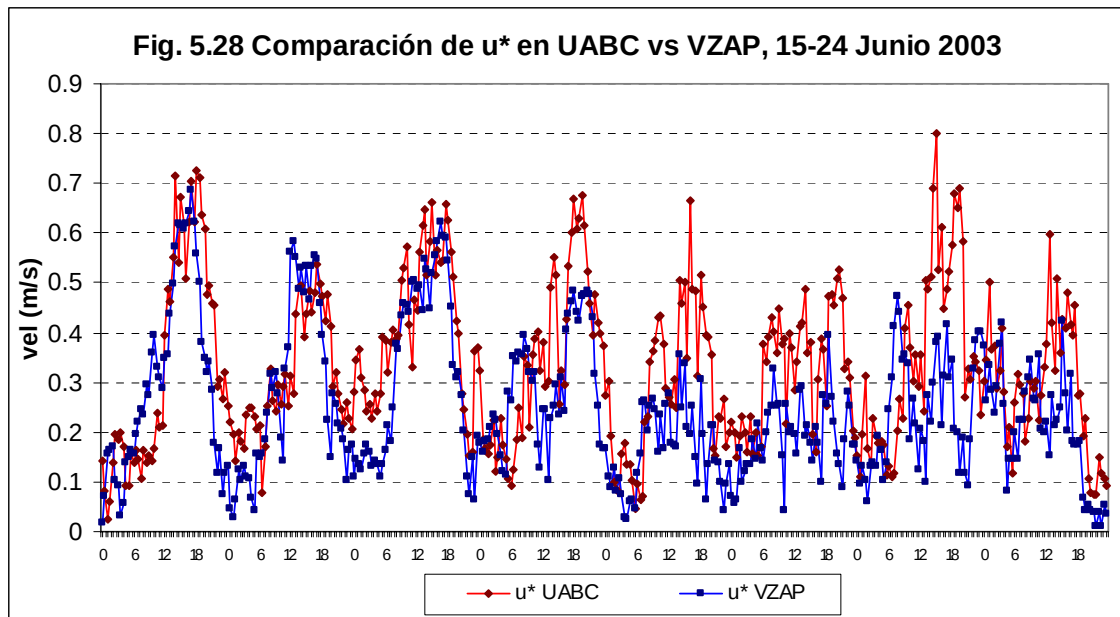
En lo que respecta a la variabilidad del viento vertical, estimada por la varianza (fig. 5.27), se observa que es mayor en la zona urbana que en la zona rural (ocasionado tal vez por el desigual calentamiento superficial en la zona urbana), resultado que concuerda con lo encontrado por Hildebrand y Ackerman, 1984, quienes

reportaron aumento tanto en los flujos de calor turbulento como en la varianza de la velocidad vertical sobre áreas urbanas. Por otra parte, las correlaciones entre la zona urbana y rural, variaron entre 0.3 y 0.7, con el valor más alto en las mediciones de inicios de verano de 2003.



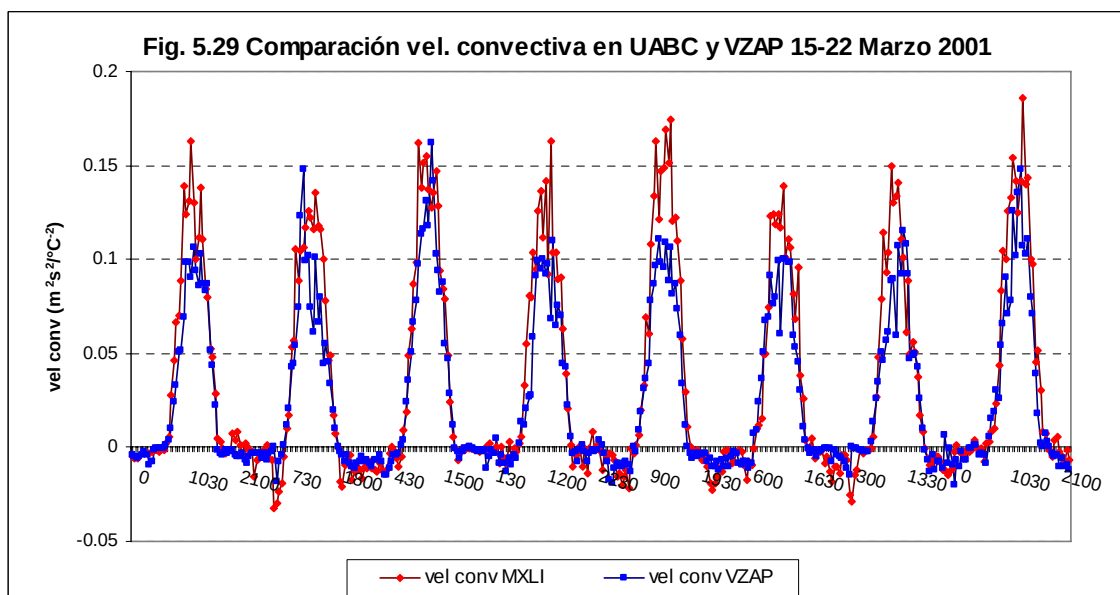
### 5.2.2. Velocidad de fricción ( $u^*$ )

En todos los períodos de medición los perfiles temporales en la zona urbana y zona rural son parecidos (fig. 5.28); las mejores correlaciones se encontraron en el invierno de 2001 ( $r^2 = 0.69$ ), y las menores en la primavera de ese año ( $r^2 = 0.15$ ). En el sitio urbano se tienen  $u^*$  mayores que en el sitio rural, sobre todo en el período diurno, mientras que en el período nocturno hay más similitud (sobre todo cuando el viento es muy ligero). En la zona urbana, los promedios de velocidad de fricción en los períodos de 24 horas, y en todos los períodos diurnos, fueron mayores que en el lugar rural. Estos resultados indican la importancia que la zona urbana ejerce en la generación de una velocidad mayor de fricción, comparada con la zona rural; es decir, la velocidad mínima necesaria para romper la resistencia de la rugosidad de la superficie, es menor en la zona rural por su baja rugosidad.



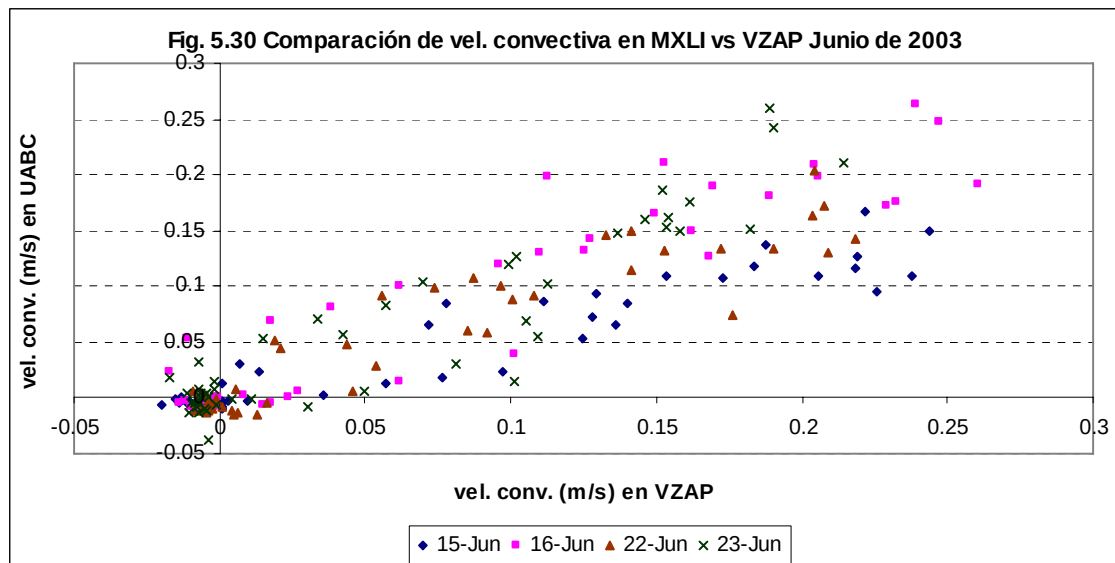
### 5.2.3. Flujo cinemático de calor vertical (Covar wTs) ó Velocidad Convectiva

Claramente se nota que este flujo presenta una evolución similar a la radiación solar global: tiene un valor prácticamente constante y cercano a cero en las horas nocturnas, crece al salir el sol, y alcanza su valor máximo en los momentos de más alta insolación, fig. 5.29.



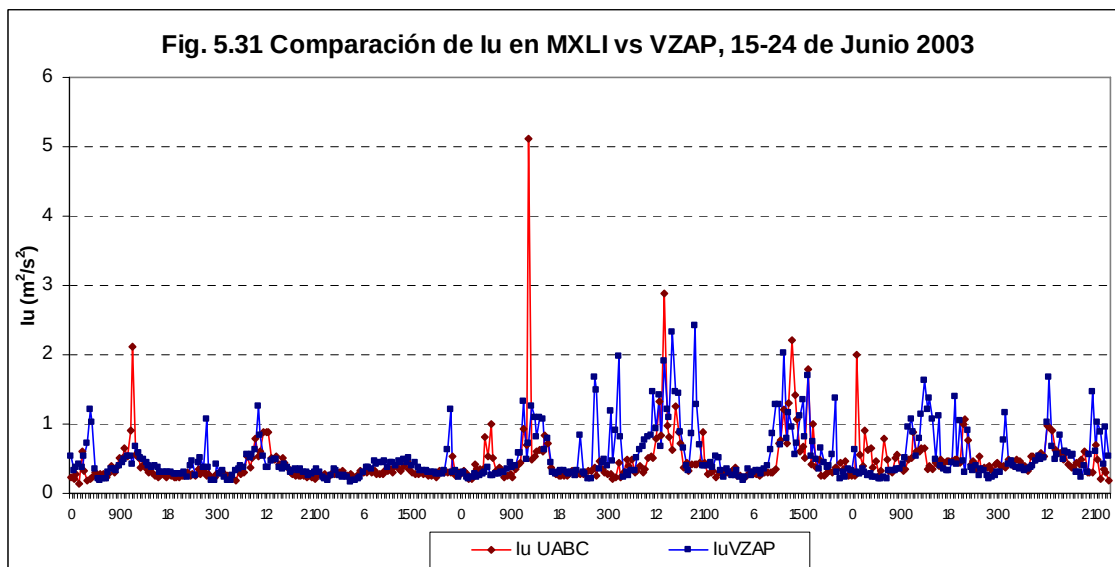
Las velocidades convectivas, a excepción de algunos días en la campaña de inicios del verano del 2003, fueron de mayor magnitud en el área urbana, comparada con la zona rural, aunque los valores observados son, en ambos casos, relativamente pequeños (fig. 5.30).

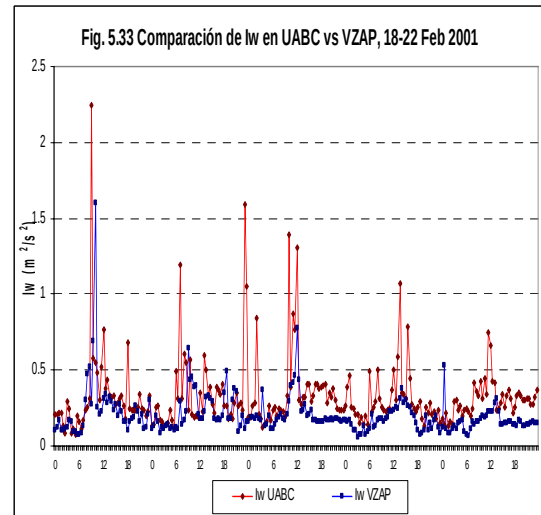
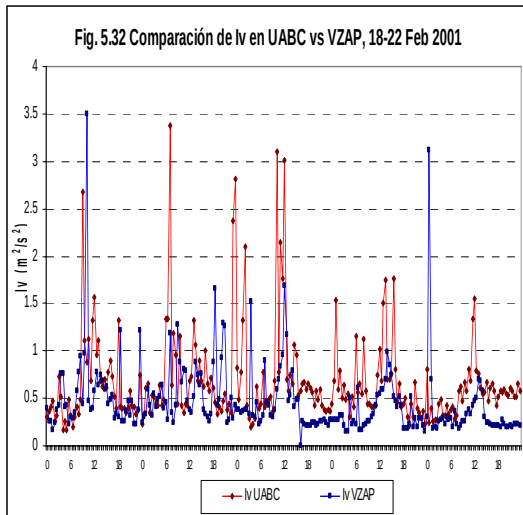




#### 5.2.4. Intensidades turbulentas componentes u ( $I_u$ ), v ( $I_v$ ) y w ( $I_w$ )

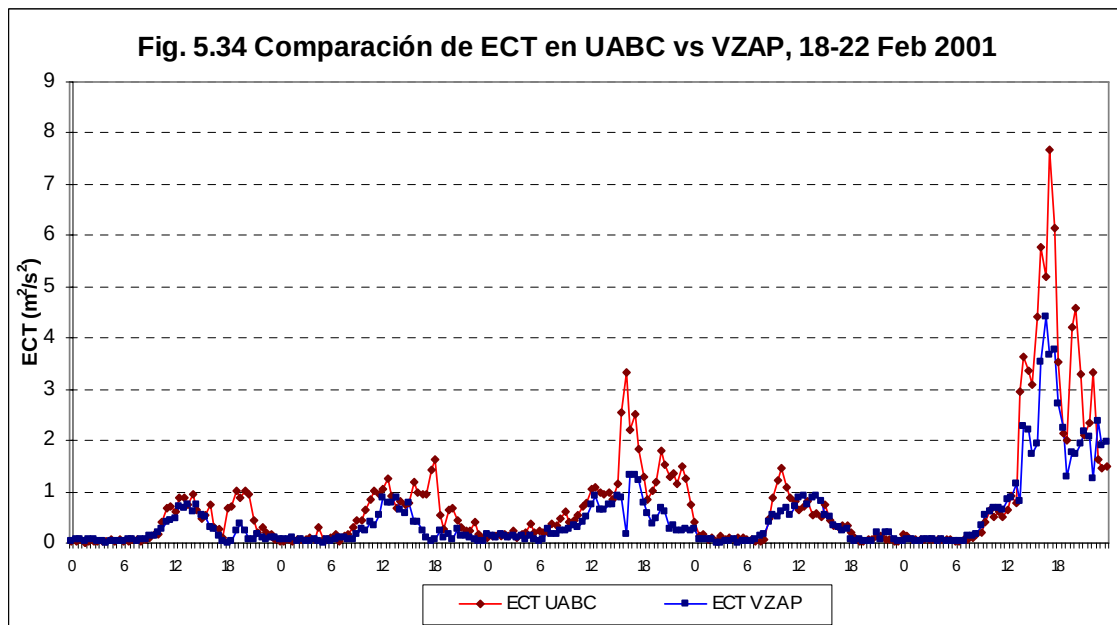
A excepción de las mediciones de la segunda campaña realizada a principios del verano de 2003, tanto en el promedio diario, como en el diurno,  $I_u$  es mayor en el sitio rural que en el sitio urbano fig. 5.31; en cambio, tanto  $I_v$  como  $I_w$ , en todos los períodos de medición, tanto en el ciclo diario, como en el ciclo diurno, son mayores en la zona urbana que en la zona rural, figs. 5.32 y 5.33.

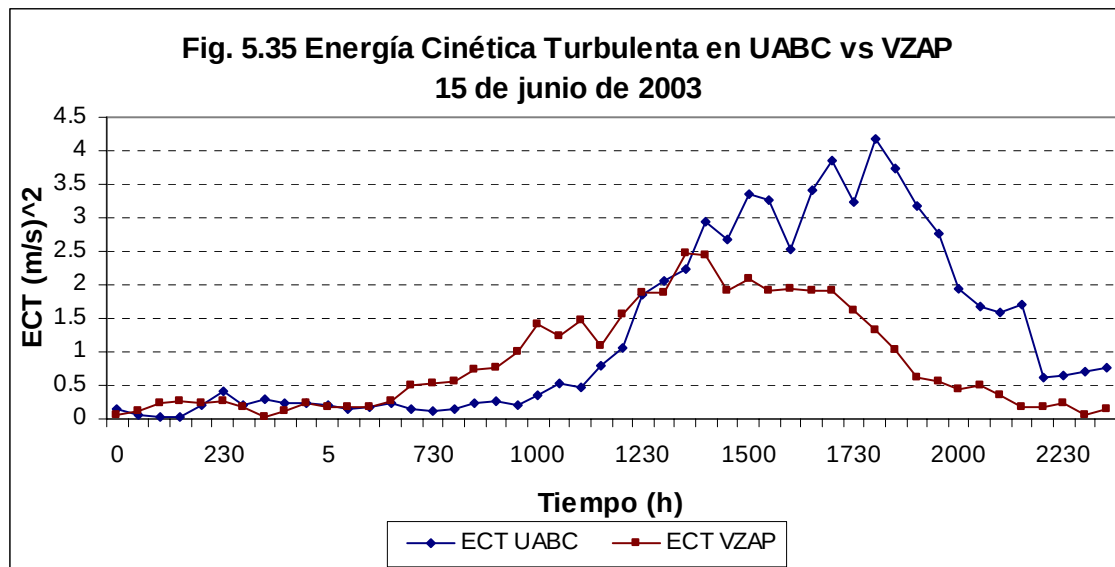




### 5.2.5. Energía cinética turbulenta (ECT)

Como se esperaba, en todos los períodos de medición, fig. 5.34, la energía cinética turbulenta (ECT) es mayor en la zona urbana que en la zona rural, tanto en los ciclos diarios, como el diurno. En el período del 18 al 22 de febrero de 2001 se observa que mientras no haya un forzamiento externo en la atmósfera local (paso de un frente frío) el comportamiento diario, sobre todo en VZAP es muy homogéneo; sin embargo, nótese lo que pasa el día 22 de ese período; en cambio en UABC siempre hay una ECT acentuada en algunas horas del día.

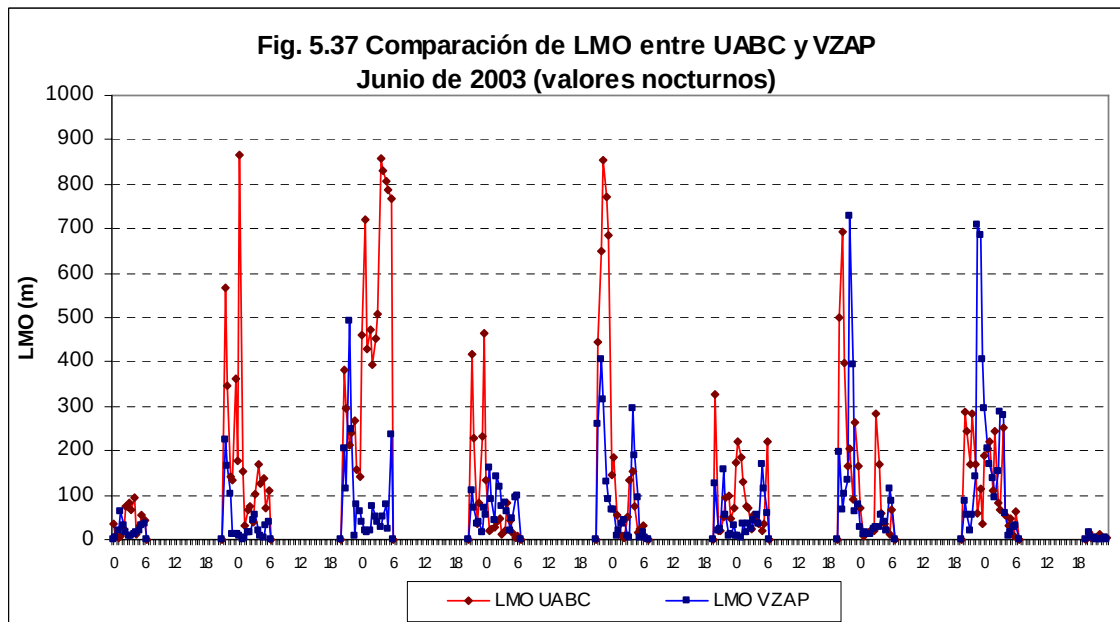
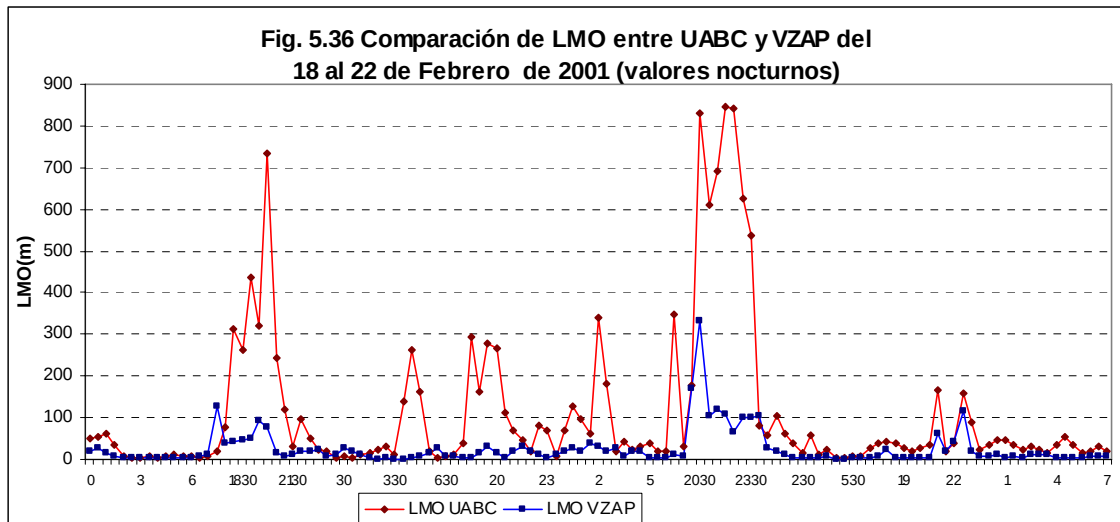




La fig. 5.35 muestra la evolución diaria de la energía cinética turbulenta en un día típico de inicios de verano. Se puede ver que en las primeras horas de la mañana, la ECT es mayor en la zona rural que en la zona urbana (por el rápido calentamiento del suelo y la rápida transferencia de energía a la atmósfera baja), sin embargo, después del mediodía, y hasta bien entrada la noche esta situación se invierte, de tal manera que la ECT es mayor en la zona urbana que en la zona rural; este resultado es un indicativo de una mayor dinámica en la atmósfera urbana baja, lo que tal vez no es raro encontrar, por haber más obstáculos y quizá un viento rural-urbano, inducido por la diferencia térmica, sobre todo en las últimas horas de la tarde.

#### 5.2.6. Longitud de Monin-Obhukov (LMO)

Los valores nocturnos (con atmósfera estable), que indican la altura a la que la turbulencia mecánica y la turbulencia térmica son iguales, indican que, en promedio en el período diario, a excepción del período del 25 de marzo al 1 de abril de 2001, todos los valores de la Longitud de Monin-Obhukov en la zona urbana, son mayores que en la zona rural; en el período nocturno, para todas las campañas de medición, todos los valores en UABC, en promedio, son mayores que en VZAP. Este resultado indica que el uso del suelo es determinante en la longitud de mezclado, y en la zona urbana de Mexicali por la mayor presencia de edificios, casas, árboles, etc., se tiene tanto mayor turbulencia mecánica, como turbulencia térmica, razón por la que la Longitud de Monin-Obhukov es mayor aquí que en la zona rural. En las figs. 5.36 y 5.37 se muestran los resultados del invierno de 2001, y de inicios del verano de 2003, respectivamente, en donde se puede ver los resultados ya descritos.



### 5.2.7. Inversiones térmicas y capa de mezcla

Aún cuando localmente no se ha realizado un estudio del perfil térmico vertical para conocer algunas características de la capa límite superficial, tales como las inversiones térmicas y el espesor de la capa de mezcla, que son importantes para estudios de difusión atmosférica, se recurrió a la información más cercana de la ciudad de Mexicali para tener, indirectamente, una estimación de esos parámetros. Se presume que tal información pudiera ser un indicador de lo que acontece localmente.

Con información de los sondeos realizados en Yuma, AZ, ciudad situada a 100 kilómetros al oriente de Mexicali, con características climáticas y topográficas

semejantes, se analizó para el año 2005 la altura media de inversiones térmicas superficiales (tabla 5.10), las cuales se presentaron el 89% del tiempo.

**Tabla 5.10** Altura media mensual (mts.) de la cima de inversión térmica superficial en Yuma, AZ a las 12 Z en el año 2005.

| ENE | FEB | MAR | ABR | MAY | JUN | JUL | AGO | SEP | OCT | NOV | DIC |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 300 | 254 | 285 | 254 | 369 | 250 | 267 | 185 | 297 | 222 | 285 | 326 |

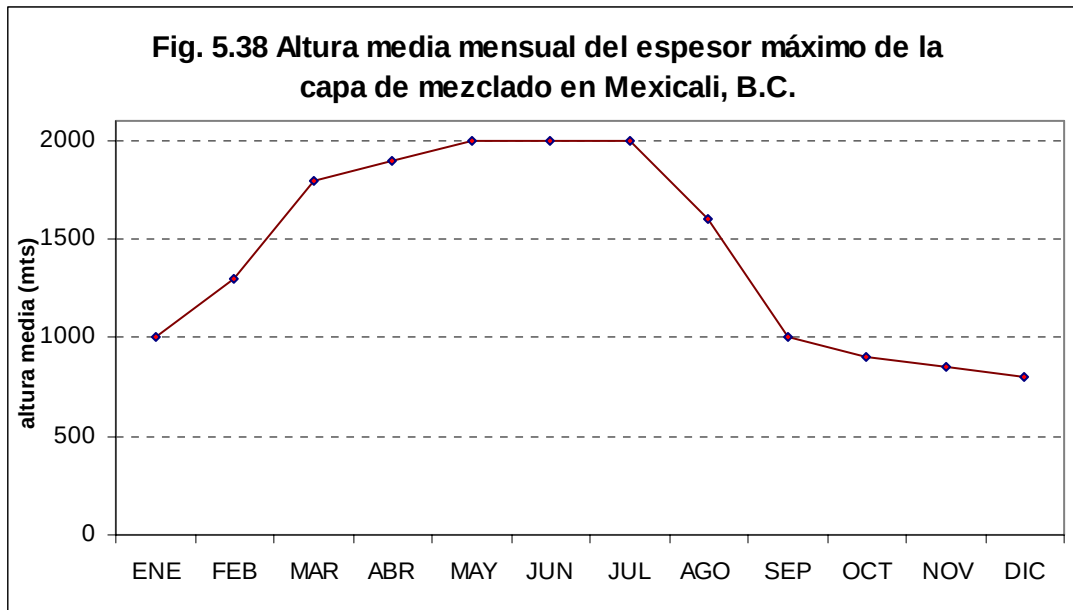
De la tabla 5.10 se obtuvo un promedio para estimar el comportamiento de la altura media estacional de las inversiones superficiales (tabla 5.11).

**Tabla 5.11** Altura media estacional (mts.) del tope de inversión térmica para Yuma, AZ (12Z)

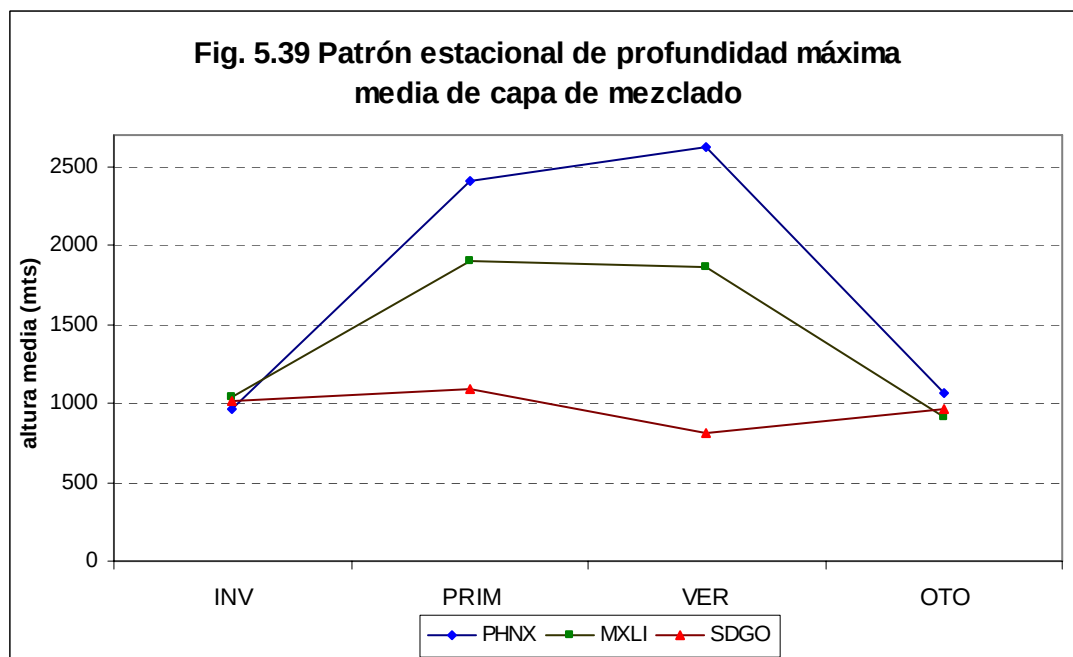
| INVIERNO | PRIMAVERA | VERANO | OTOÑO | ANUAL |
|----------|-----------|--------|-------|-------|
| 280      | 291       | 250    | 278   | 274   |

De la tabla 5.11 se observa que las inversiones térmicas superficiales, tienen una altura media menor en la estación de verano, implicando con ello que la capa límite nocturna es más estable, comparada con las otras estaciones del año, por lo que los contaminantes emitidos se quedarán atrapados más cerca de la superficie en esta temporada; afortunadamente, el calentamiento diurno de la superficie terrestre en esta temporada es muy rápido, por lo que se genera un flujo turbulento vertical, y la capa donde sucede la inversión se debe romper en las primeras horas de la mañana.

Por otro lado, se estimó la altura media del espesor máximo de la capa de mezcla para Mexicali, obtenida por interpolación a partir de un estudio realizado por Holzworth (1964), y que se presenta en la figura 5.38. En ella se observa un comportamiento mensual distribuido de la manera siguiente: 1) valores menores ó iguales a los 1000 mts, en los meses de septiembre, octubre, noviembre, diciembre y enero; 2) valores por arriba de los 1000 metros, pero inferiores a los 2000 metros, en los meses de febrero, marzo, abril y agosto; y 3) valores iguales a los 2000 metros, en los meses de mayo, junio y julio.



Una comparación de la profundidad máxima de la capa de mezcla con San Diego, CA, ciudad costera localizada a 200 kilómetros al oeste de Mexicali, y Phoenix, AZ, ciudad árida ubicada a 500 kilómetros al oriente de Mexicali, se puede ver en la figura 5.39.



De la figura 5.39 se observa el amplio contraste, sobre todo en las estaciones de primavera y verano, que existe entre los tres lugares, y para un mismo lugar en las diferentes estaciones. Si se realiza un análisis en un transecto oeste-este, se ve la importancia del anticiclón del Pacífico noroeste, ya que entre más alejados de su

centro se nota menos su influencia en regular la profundidad de la capa de mezcla. De manera particular para San Diego, la corriente marina fría, aunado al factor del sistema de alta presión, le confiere una marcada estabilidad sobre todo en el verano, donde la profundidad máxima de la capa de mezcla apenas alcanza los 800mts. Para Phoenix, la influencia del anticiclón no parece ser tan importante como para Mexicali y San Diego, y los valores máximos alcanzan los 2500 mts en la primavera y el verano. Los valores más parecidos con Mexicali suceden en otoño e invierno, cuando se tiene un promedio de 1000 mts en la profundidad máxima media de la capa de mezcla. Para las estaciones de primavera y verano, Mexicali tiene un valor intermedio entre San Diego y Phoenix.

### 5.3. De la isla de calor urbano

#### 5.3.1. Análisis espacial con red termométrica urbana

Las figuras 5.40 a 5.47 muestran el patrón térmico espacial de la temperatura mínima y temperatura máxima, para meses representativos de la estaciones del año, que se obtuvieron mediante la red termométrica instalada en Mexicali, Baja California y Calexico, California. Para tener más confianza en esa representatividad se tomó la muestra promedio de la última semana de los meses de enero, abril, julio y octubre, que corresponde a las estaciones de invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente.

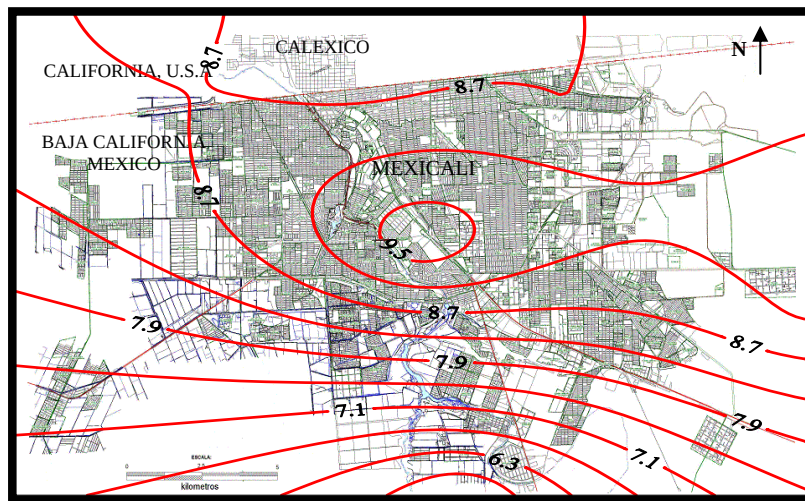


Fig. 5.40: Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C.  
Promedio del 24 al 31 de enero de 1998 a las 6:00 AM

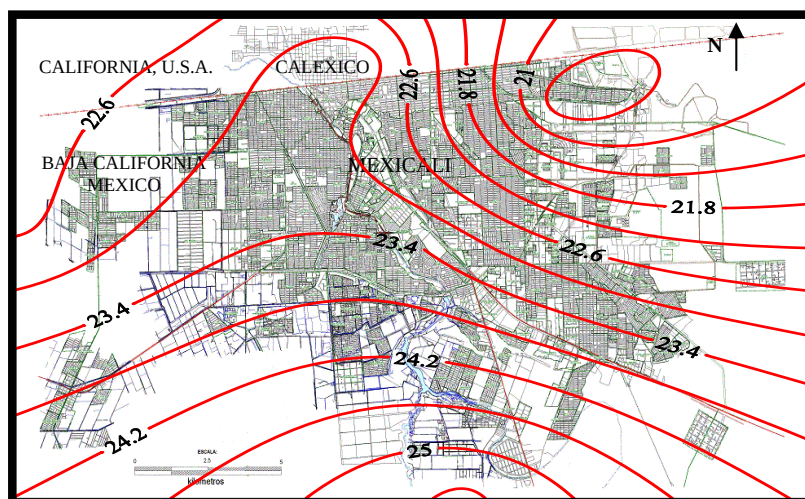


Fig. 5.41: Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C.  
Promedio del 24 al 31 de enero de 1998 a las 15:00 PM



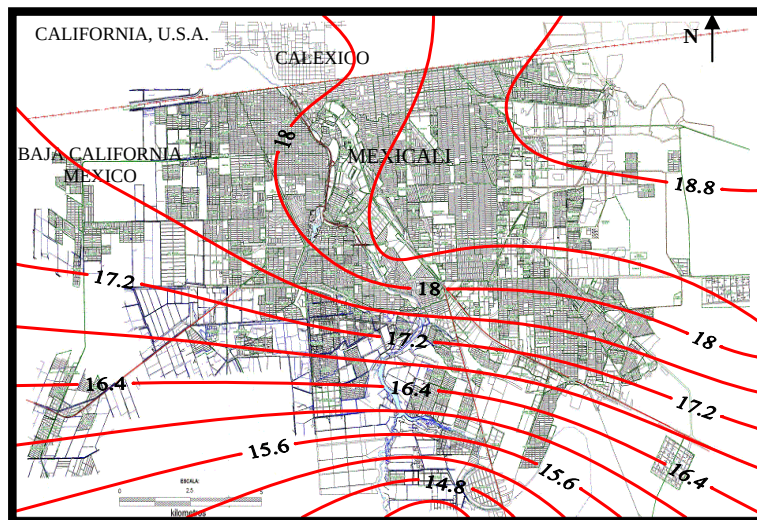


Fig. 5.42: Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C.  
Promedio del 23 al 30 de abril de 1998 a las 5:00 AM

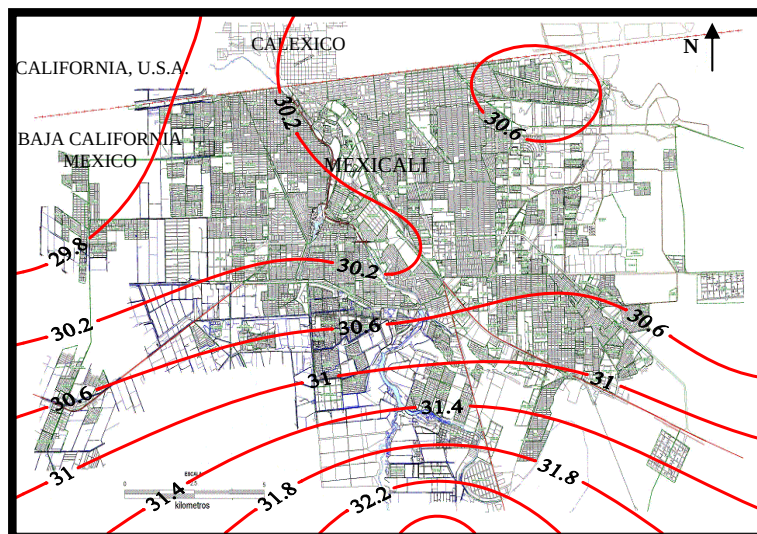


Fig. 5.43: Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C.  
Promedio del 23 al 30 de abril de 1998 a las 14:00 PM

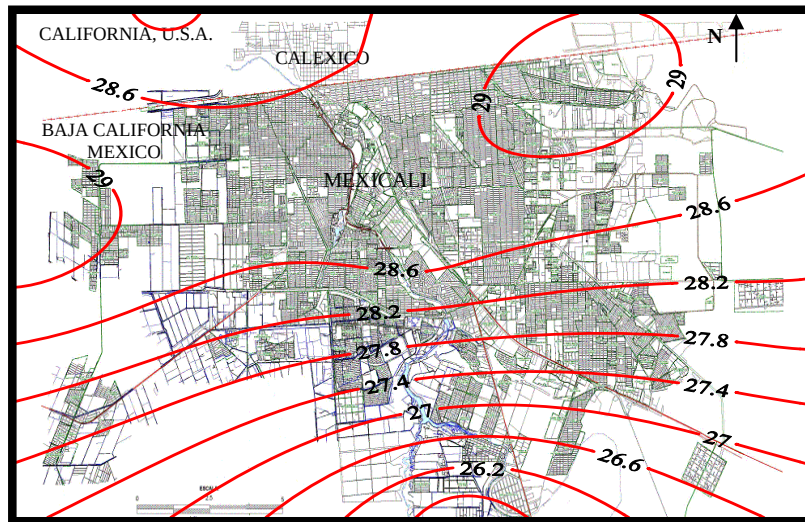


Fig. 5.44: Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C.  
Promedio del 24 al 31 de julio de 1998 a las 5:00 AM

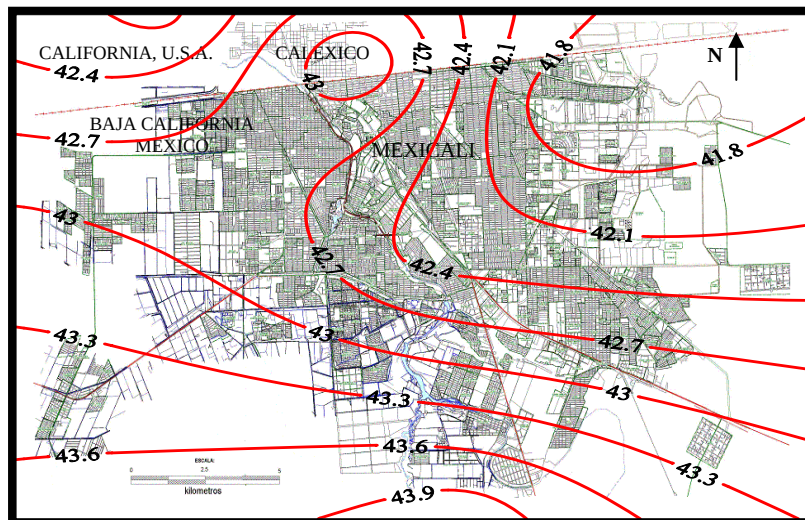


Fig. 5.45: Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C.  
Promedio del 24 al 31 de julio de 1998 a las 15:00 PM

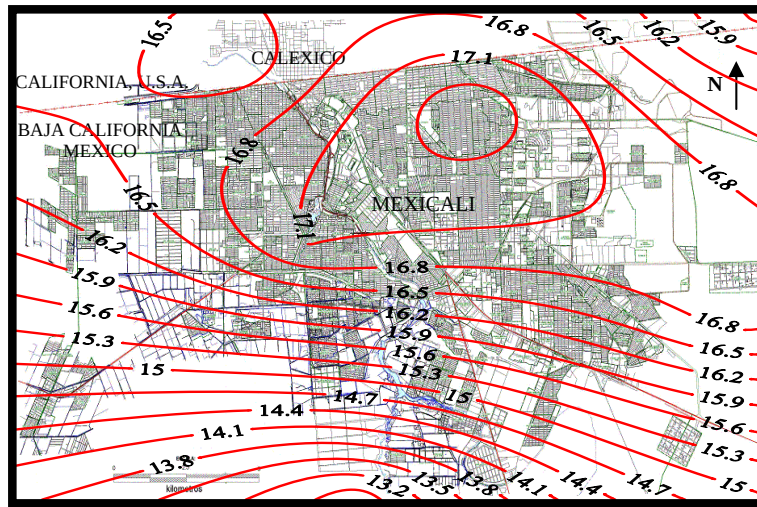


Fig. 5.46: Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C.  
Promedio del 24 al 31 de octubre de 1998 a las 6:00 AM

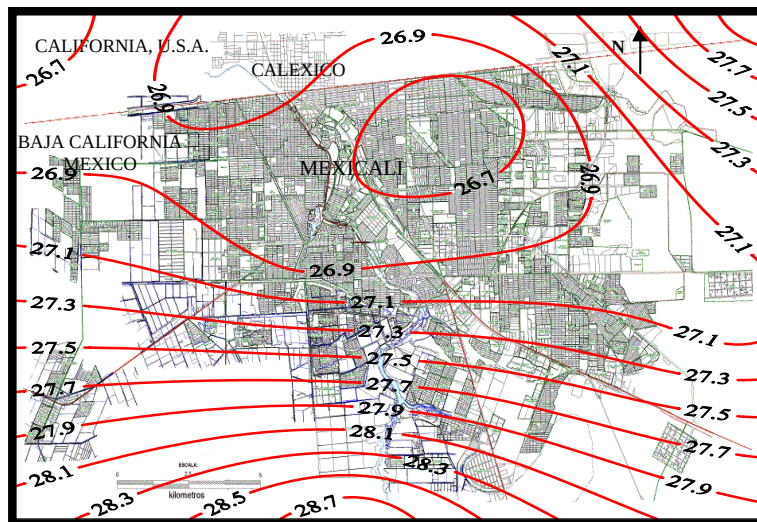


Fig. 5.47: Distribución espacial de temperatura del aire (°C) en Mexicali, B.C.  
Promedio del 24 al 31 de octubre de 1998 a las 15:00 PM

En las figuras 5.40 a 5.47 se encuentra, en términos generales, un patrón térmico urbano distinto en los valores extremos; se nota una diferencia urbana-rural diurna, muy bien marcada. En las primeras horas del amanecer, la ciudad se comporta como una isla de calor, ya que las temperaturas mayores se encuentran hacia la zona urbana cuando se compara con los alrededores; conforme transcurre el día este patrón se invierte, de tal manera que en las horas alrededor del mediodía, la zona urbana se comporta como una isla fría, al equipararla con sus inmediaciones, es decir, se presenta un efecto de “oasis” (Oke *op. cit.*, 1987); así se observa que la temperatura del aire es una variable dinámica que tiene un ciclo diario en el área urbana de Mexicali, B.C., y cuya explicación parece encontrarse en la velocidad de calentamiento y enfriamiento de las diferentes coberturas de suelo entre las áreas urbanas y rurales. En la discusión de resultados se abunda sobre las distribuciones térmicas espaciales encontradas.

En la tabla 5.12 se presenta la intensidad promedio en °C, de la isla de calor e isla fría en la zona urbana, representativa de las estaciones del año, a partir de los valores de temperatura mínima y temperatura máxima, respectivamente.

**Tabla 5.12** Intensidad promedio de Isla de Calor Urbano e Isla Fría en Mexicali, B.C.

| Intensidad(°C) | Invierno | Primavera | Verano | Otoño |
|----------------|----------|-----------|--------|-------|
| Isla de Calor  | 3.5      | 4.4       | 3.2    | 4.5   |
| Isla Fría      | 4.8      | 2.0       | 2.0    | 2.1   |

Como se podrá observar de la tabla anterior la mayor intensidad promedio de la isla de calor en el dosel urbano se presenta en las estaciones de primavera y otoño, con 4.4°C y 4.5°C, respectivamente. La mayor intensidad promedio de isla fría urbana se presenta en la estación de invierno (4.8°C), mientras que en el resto de las estaciones el valor es muy parecido (alrededor de 2°C).

### 5.3.2. Análisis térmico regional mediante imágenes NOAA-AVHRR

#### 5.3.2.1. Patrones de temperatura superficial de alta resolución

De acuerdo al procedimiento descrito en la parte metodológica (sección 3.5.3), se procesaron 26 imágenes del sistema de satélites de órbita polar de Estados Unidos (NOAA-AVHRR), las cuales se usaron para generar campos de Temperatura Radiante Superficial (TRS), y cuya resolución espacial es de 1 km; la variación de la TRS se propuso como clasificadora de las diferentes coberturas de suelo que se tienen a nivel regional (ver fig. 1.2).



La fig. 5.48 muestra un ejemplo representativo de la TRS para el período decenal compuesto del 1 al 10 de mayo de 1992; en ella se pueden ver rasgos distinguibles asociados con diferentes valores de TRS, dependiendo de su cobertura de suelo, y por tanto de diferentes propiedades físicas, como la emisividad y el albedo.

En la mayoría de las imágenes analizadas se pudo realizar esta distinción de rasgos geomorfológicos, basada en los valores de TRS. A la derecha de la imagen (fig. 5.48) se ve la escala asociada al contraste de grises, con la temperatura en °C, y las isotermas con contornos cada dos unidades. En esa imagen se muestra que la zona urbana destaca por los valores de TRS más altos, comparada con las zonas agrícolas; sin embargo, por su ubicación en una zona desértica se encontraron valores de TRS en las zonas desérticas aledañas que muestran valores similares, ó aún superiores, a la zona urbana.

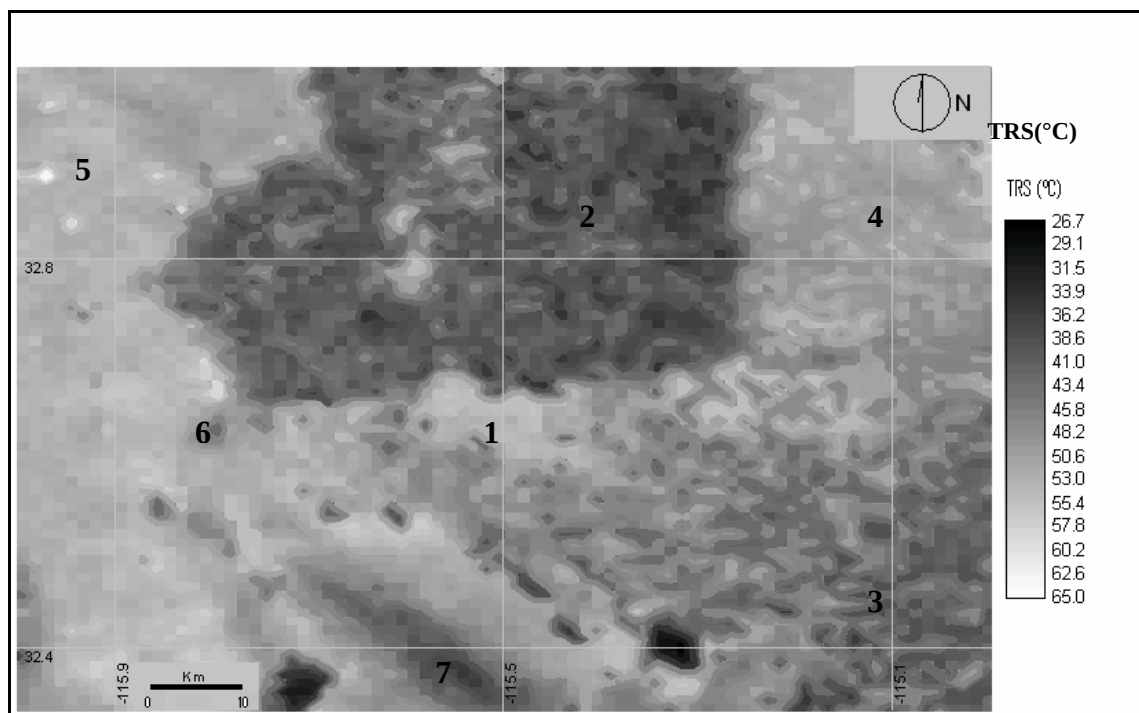


Fig. 5.48 Temperatura radiante superficial, promedio decenal (1-10 mayo 1992 de las 13:30 hora local). Los números en la imagen significan lo siguiente: 1) Mexicali zona urbana; 2) Valle Imperial, CA; 3) Valle de Mexicali, B.C.; 4) Desierto al noreste de la zona urbana de Mexicali; 5) Desierto al noroeste de la zona urbana de Mexicali; 6) Cerro El Centinela; y 7) Sierra Cucapah.

En la fig. 5.49 se realizó un acercamiento de la fig. 5.48 para mostrar las TRS de la zona urbana y alrededores cercanos. Aquí se puede ver que la zona urbana de Mexicali es claramente distinguible de sus alrededores por las mayores temperaturas (de 50 a 58°C); en el Valle agrícola de Imperial, CA., las temperaturas calculadas son

menores y oscilan en el rango de 33 a 45°C; hacia el sur-sureste de la ciudad las temperaturas van siendo menores conforme se aleja uno de la mancha urbana, y oscilan entre 41 y 50°C, que son valores superiores a los registrados en Valle Imperial. En la zona urbana de Mexicali, en esta figura, y a la escala de 1km de resolución se aprecian valores distintos de TRS, los cuales parecen estar enlazados a los distintos usos del suelo.

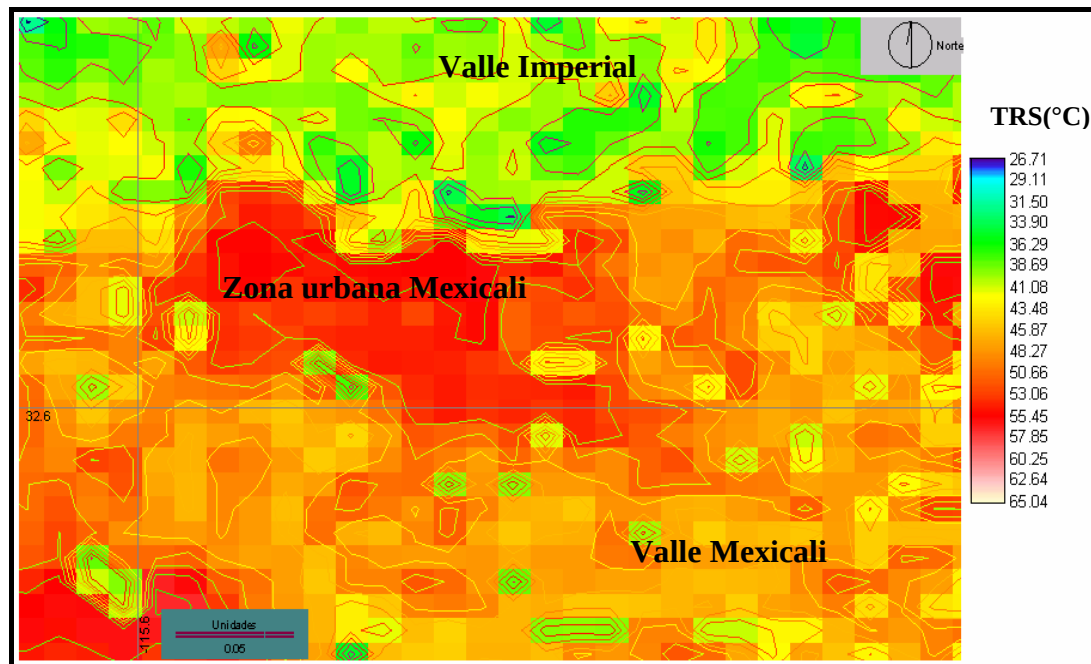


Fig. 5.49 Acercamiento a zona urbana de Mexicali para apreciar las TRS (1-10 de mayo de 1992, 21:30 GMT). Isolíneas de temperatura cada 2°C.

El análisis de las 25 imágenes restantes, correspondientes a distintos períodos temporales, ha permitido detectar los rasgos que ya se mencionaron en el ejemplo descrito, por lo que se puede concluir de manera general que con las imágenes de alta resolución (tamaño de píxel de 1 km<sup>2</sup>) si es posible detectar la “isla de calor urbano”; sin embargo se puede ver también que, dada la ubicación geográfica de Mexicali, se detectan regiones más calientes en las áreas desérticas de alrededor, sobre todo al final de la estación de primavera, verano y al inicio del otoño. Las temperaturas radiantes superficiales más frías están asociadas con las áreas de agricultura de riego, notándose este efecto, más en el Valle Imperial, CA. (tal vez por sus parcelas agrícolas más grandes), y menos en el Valle de Mexicali, B.C.

También es posible distinguir otros rasgos geomorfológicos locales en el análisis de las imágenes NOAA AVHRR, tales como la sierra Cucapah, cerro El

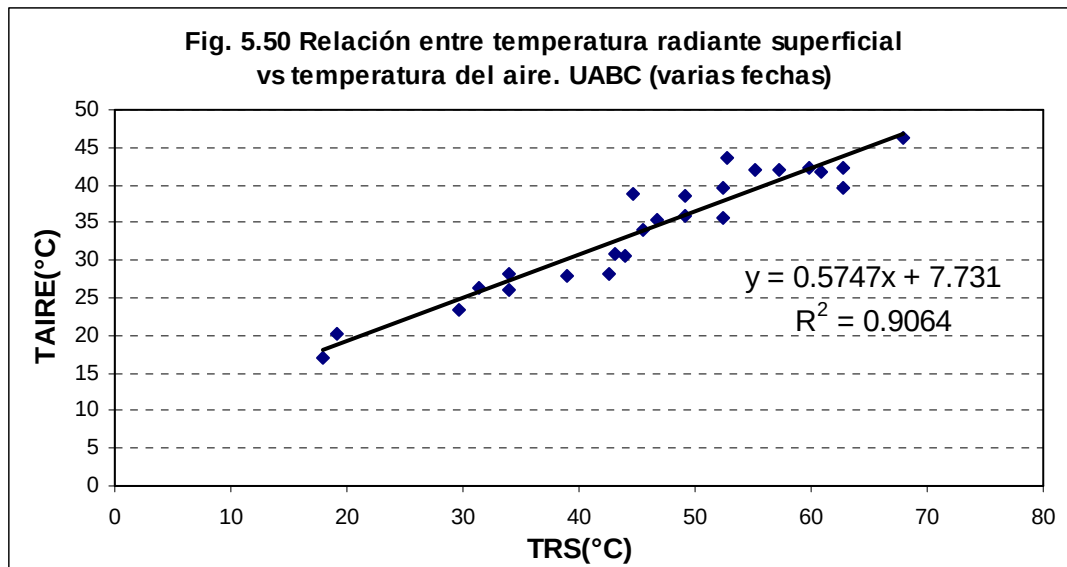
Centinela, y la laguna de evaporación de la planta geotérmica de Cerro Prieto, que presentan temperaturas radiantes superficiales más bajas que sus alrededores.

En un acercamiento a la zona urbana de Mexicali para apreciar las temperaturas radiantes superficiales se observa, aún a esta escala ( $1 \text{ km}^2$  de resolución), el contraste térmico que se tiene con los alrededores inmediatos, como son los valles agrícolas de Imperial (al norte de la zona urbana) y Mexicali (al sureste de la zona urbana).

Los mayores contrastes térmicos, con valores mayores a  $40^\circ\text{C}$ , entre el área urbana de Mexicali y sus alrededores, se observaron en los meses de verano: julio y agosto; los contrastes térmicos menores de  $20^\circ\text{C}$  se presentaron (quitando los meses en que se presentó lluvia) en octubre y noviembre; contrastes térmicos entre  $30^\circ\text{C}$  y  $40^\circ\text{C}$  se presentaron en abril, mayo, junio y septiembre.

Al realizar una clasificación de los valores de temperatura radiante superficial en las imágenes NOAA AVHRR, fue posible distinguir al menos cuatro coberturas de suelo: agrícola, desierto, zona urbana y sierra cucapah. Esto se pudo ver al asociar intervalos de temperatura radiante a cada cobertura de suelo. Si bien es cierto que en ocasiones para un mismo intervalo de clase se le puede asociar diferentes coberturas de suelo, el mayor porcentaje de frecuencias de ocurrencia para un mismo intervalo sí corresponde con la misma cobertura.

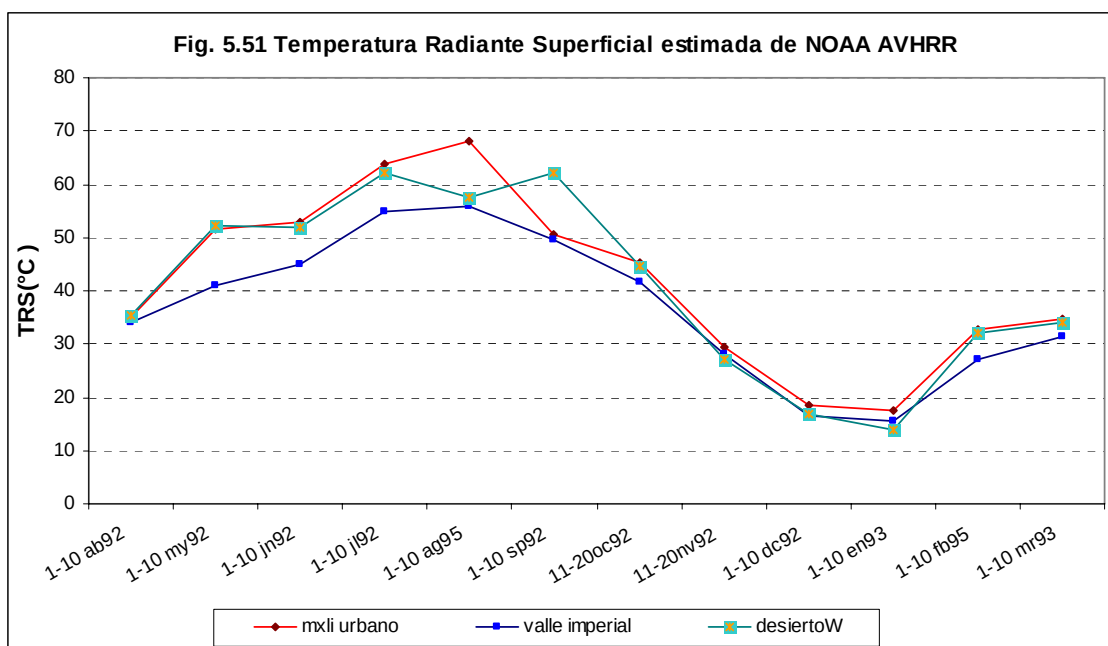
Al realizar un análisis de regresión de temperatura radiante superficial (obtenida mediante imagen de satélite) y temperatura del aire (TA), registrada en el Instituto de Ingeniería de la UABC, se encontró que un 89% de la variabilidad de la TA es explicada por la TRS; esto indica que, al menos para períodos decenales, para la UABC, es posible realizar una estimación de la temperatura promedio del aire, a partir de la temperatura radiante obtenida de la imagen de satélite (por supuesto, bajo las mismas condiciones atmosféricas en que fue tomada la imagen). La fig. 5.50 muestra el análisis realizado, la ecuación de regresión y el coeficiente de determinación encontrado.



### 5.3.2.2. Perfil temporal de temperaturas radiantes superficiales

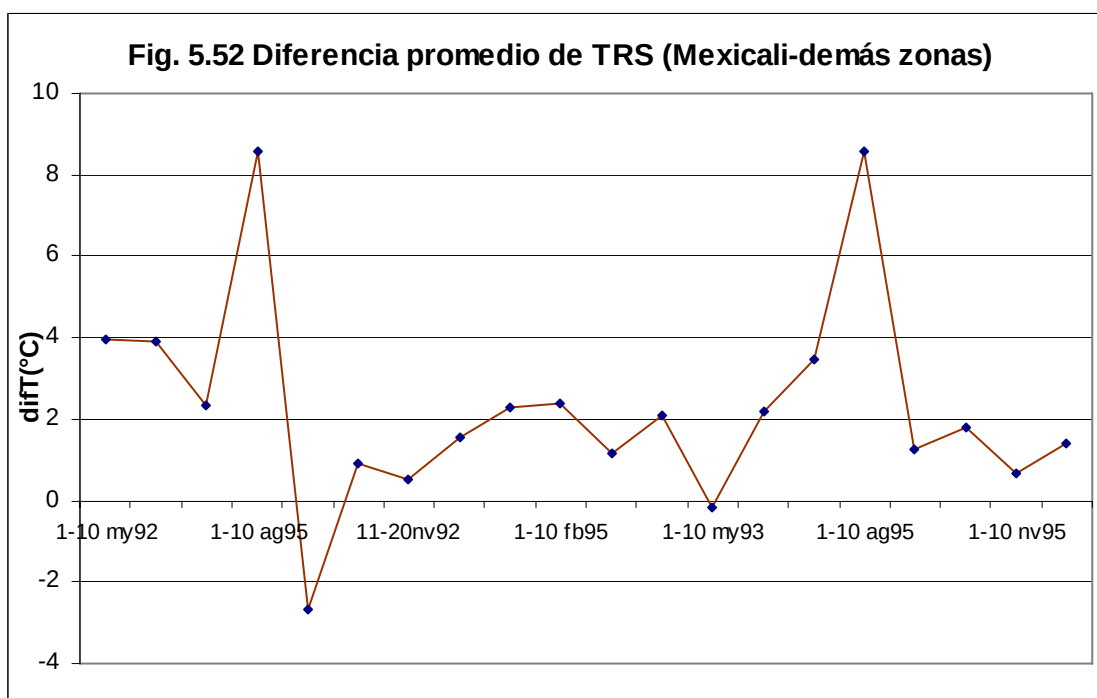
En la figura 5.51 se presenta el perfil temporal de temperaturas radiantes superficiales, extraídas de las imágenes AVHRR, para todas las coberturas de suelo (urbano, agrícola y desierto), que permite observar su comportamiento, y al mismo tiempo la diferencia en los valores calculados. Así, se puede observar cómo el patrón mensual de la temperatura radiante superficial, en todas las coberturas de suelo, sigue el comportamiento de la radiación solar durante el año, ya que tiene valores muy altos de mayo a septiembre (cuando el sol está sobre el cenit y los rayos solares caen casi perpendiculares), y valores menores de octubre a abril (cuando el sol ya empezó a “migrar” hacia el sur y los rayos solares que inciden en la región son más inclinados). Se observa también que los mayores valores de TRS se tienen en la zona urbana de Mexicali, y los menores valores en la zona agrícola de Valle Imperial, CA.





### 5.3.2.3. Diferencia promedio de temperatura radiante superficial

En la figura 5.52 se muestra la diferencia que se encuentra entre el valor promedio de la temperatura radiante superficial de la zona urbana de Mexicali y los demás lugares circunvecinos. Destaca el mes de agosto como la diferencia más prominente, seguida por los meses de mayo, junio y julio.



Como medida de variabilidad entre meses, para distintas coberturas de suelo, se calculó la desviación estándar y el coeficiente de variación (CV). Ya que lo que se desea es mostrar en dónde existe la mayor diferencia positiva de las temperaturas radiantes, entre la zona urbana de Mexicali y alrededores (como expresión de la isla urbana de calor), y al mismo tiempo, la mayor variabilidad en la zona urbana (para análisis de imagen Landsat, en donde se puedan estudiar diferencias significativas), básicamente el análisis se centró en dos meses, agosto y mayo. Al observar los CV calculados para ambos meses se encontró que el mes de mayo era el más viable para un estudio más detallado, y que además corrobora lo encontrado por García y Dávalos *op. cit.*, 2001, en un estudio preliminar de la isla de calor en Mexicali, en el que a partir de un análisis de contrastes térmicos urbano-rural, que en el mes de mayo se localizaba la máxima intensidad de la isla de calor.

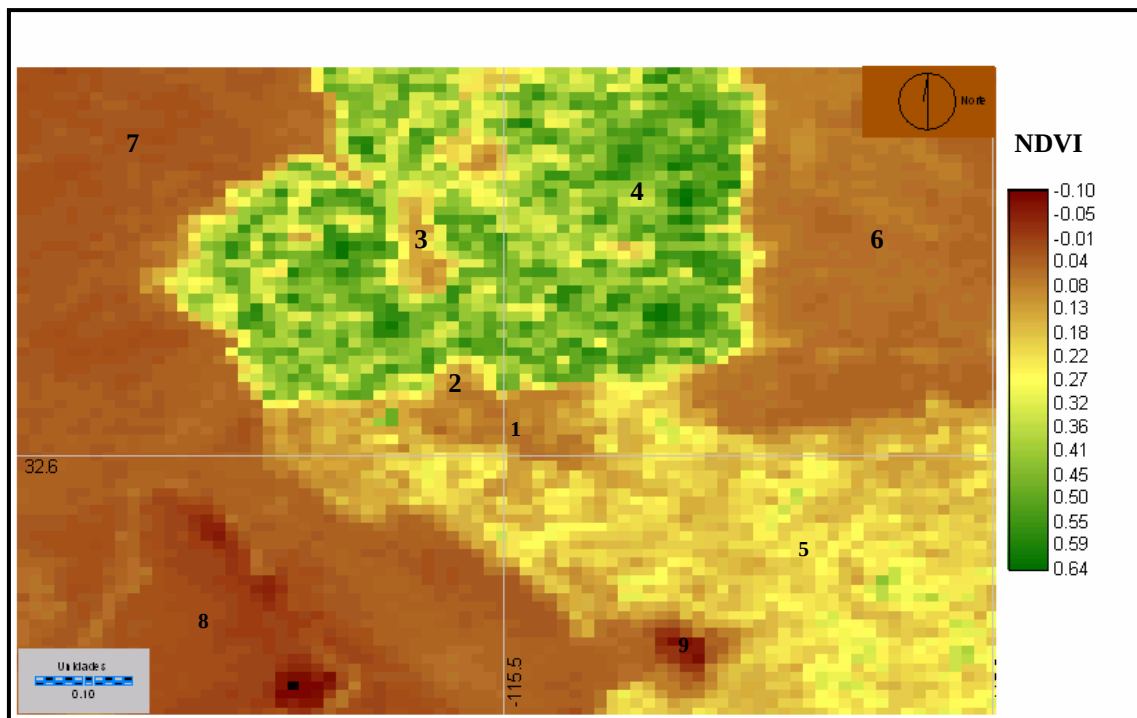
Finalmente se procedió a verificar las fechas disponibles de imágenes Landsat de los últimos cuatro años (2000, 2001, 2002 y 2003) para el mes de mayo, y analizar las condiciones meteorológicas locales para esos días. Las condiciones ideales, para la máxima expresión de la isla de calor urbano, deben ser de cielo despejado, vientos muy débiles ó preferentemente en calma y baja humedad relativa. Esas condiciones se presentaron el 12 mayo de 2003, fecha que se decidió para el análisis de la imagen Landsat.

#### **5.3.2.4. Análisis regional de NDVI**

Con las imágenes NDVI es posible diferenciar zonas urbanas de zonas agrícolas, lo que puede verificarse en la fig. 5.53, donde claramente se observa la separación entre las zonas agrícolas del Valle de Mexicali y Valle Imperial, de las zonas urbanas de Mexicali, B.C., Calexico, CA y El Centro, CA., y por otro lado se ubican muy bien las zonas desérticas que rodean, tanto a las zonas urbanas, como a las zonas agrícolas.

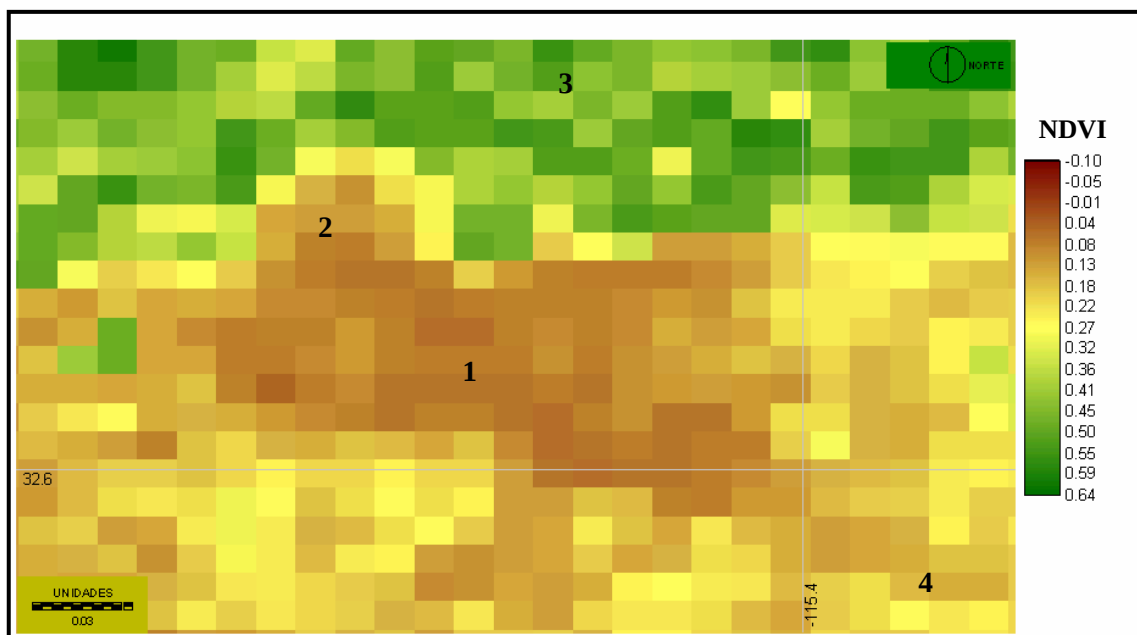
En la fig. 5.53 se pueden ver valores máximos de NDVI de 0.64, principalmente en las parcelas agrícolas de Valle Imperial, mientras que en el Valle de Mexicali se tiene un valor promedio de 0.20, lo que implica una mayor densidad de cobertura vegetal "verde". Por el contrario en las zonas urbanas y desérticas se tienen valores muy bajos ó negativos de NDVI, lo que implica una cobertura vegetal poco densa. El enlace entre los valores de NDVI y TRS, parecen tener una relación inversa ya que,

en general, valores altos de NDVI le corresponden valores bajos de TRS. Este resultado indica que a igualdad de energía entrante, en un medio donde haya humedad disponible, gran parte de esa energía se utilizará para evapotranspiración, disminuyendo por tanto su aportación para calentamiento del suelo (y por tanto del aire). Lo contrario sucede en un ambiente seco, como un área urbana o un desierto, donde la mayor parte de la energía radiante entrante se consume en calentar el suelo, y su vez, el aire sobreyacente sobre esas superficies.



**Fig. 5.53** NDVI Regional, 1 a 10 de mayo de 1992 (21:30 GMT). Los números en la imagen se refieren a: 1) Mexicali, B.C.; 2) Calexico, CA; 3) El Centro, CA; 4) Valle Imperial, CA; 5) Valle de Mexicali, B.C.; 6) Desierto Oriental; 7) Desierto Occidental; 8) Laguna Salada; y 9) Laguna de evaporación del campo geotérmico de Cerro Prieto.

En la fig. 5.54 se realiza un acercamiento de la fig. 5.53 en la que se muestra que los valores más bajos de NDVI corresponden a las zonas urbanas, mientras que los valores más altos a la zona agrícola de valle Imperial, y valores intermedios entre estas dos áreas, a la porción agrícola del valle de Mexicali.



**Fig. 5.54** NDVI en un acercamiento a zona urbana de Mexicali, 1 a 10 de mayo de 1992 (21:30 GMT). Los números en la imagen significan: 1) zona urbana de Mexicali, B.C.; 2) zona urbana de Calexico, CA; 3) Valle Imperial; 4) Valle de Mexicali.

### 5.3.3. Análisis térmico intraurbano mediante imágenes LANDSAT

#### 5.3.3.1. Análisis de regresión de imágenes de satélite

Al calcular la temperatura radiante superficial (TRS), obtenida de imágenes de satélite, se debe corregir introduciendo valores de emisividad de la superficie terrestre (Caselles *op. cit.*, 1997), pero dado que no se contaba con esos valores, y como lo que interesaba era tener temperaturas del aire (TAIRE) para analizar la isla de calor en la capa de dosel urbano, se propuso obtener una ecuación empírica de predicción. Así, se realizó un análisis de regresión lineal simple entre la TRS, como variable de predicción, y la TAIRE, como variable respuesta.

La tabla 5.13 muestra las temperaturas del aire y las temperaturas radiativas superficiales a la hora del paso del satélite (10:00 AM) para la imagen Landsat del 12 de mayo de 2003.

**Tabla 5.13** Temperaturas Radiantes Superficiales (TRS) y Temperaturas del aire (TAIRE) para el 12 de mayo de 2003 a las 10:00 AM

| Lugar                          | TRS (°C) | TAIRE (°C) |
|--------------------------------|----------|------------|
| Instituto de Ingeniería, UABC  | 32.7     | 29.0       |
| COBACH                         | 31.8     | 28.4       |
| Instituto Tecnológico Mexicali | 36.5     | 31.0       |
| Aeropuerto Mexicali            | 32.2     | 28.7       |
| Conagua                        | 35.8     | 29.6       |
| Calexico-Ethel                 | 32.7     | 28.9       |
| Calexico East                  | 35.2     | 30.0       |

El modelo lineal simple obtenido fue el siguiente:

$$\text{TAIRE} = 14.6 + 0.44 * \text{TRS} \quad (5.1)$$

La ecuación 5.1 indica que por cada grado centígrado de aumento en la TRS promedio, el incremento estimado en la TAIRE promedio es de 0.44°C.

Las pruebas estadísticas t y F concluyeron que la temperatura del aire está influenciada, en forma lineal por la temperatura radiante superficial. Asimismo, el coeficiente de determinación ( $R^2$ ), que es una medida relativa del grado de asociación lineal entre la TRS y la TAIRE, fue de 0.87; por lo tanto, la presencia lineal de TRS en el modelo de regresión explica el 87% de la variación total en las TAIRE observadas. En lo que respecta a la relación lineal, medida por el coeficiente de correlación fue de 0.935. En la tabla 5.14 se presentan los estadísticos y algunos comentarios.

**Tabla 5.14** Estadísticos asociados con la regresión lineal para la imagen de satélite Landsat del 12 de mayo de 2003

|                                            |                                                                                                                                            |
|--------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| $t(5) = 5.6958$<br>$t_{0.99, 5} = 3.365$   | Como $t_{\alpha, n} < t_{\text{calc}} \Rightarrow$ que la variable respuesta está influida, linealmente por la variable de predicción      |
| $F = 33.04547$<br>$F_{0.99, 1, 5} = 16.26$ | Como $F_{\alpha, v1, v2} < F_{\text{calc}} \Rightarrow$ que la variable respuesta está influida, linealmente por la variable de predicción |
| $R^2 = 0.87$                               | Coeficiente de determinación                                                                                                               |
| $R = 0.935$                                | Coeficiente de correlación                                                                                                                 |

Continuando con el análisis de regresión, pero ahora para la imagen Landsat del 6 de abril de 1993, en la tabla 5.15 se muestra las temperaturas del aire y las temperaturas radiantes superficiales a la hora del paso del satélite (10:00 AM).

**Tabla 5.15** Temperaturas Radiantes Superficiales (TRS) y Temperaturas del aire (TAIRE) para el 6 de abril de 1993 a las 10:00 AM

| <b>Lugar</b>            | <b>TRS (°C)</b> | <b>TAIRE (°C)</b> |
|-------------------------|-----------------|-------------------|
| <b>Mexicali, CNA</b>    | 27.6            | 24.3              |
| <b>Ejido Nuevo León</b> | 26.3            | 22.3              |
| <b>Ejido Islitas</b>    | 22.9            | 20.5              |
| <b>Calipatria</b>       | 24.2            | 21.3              |
| <b>Thermal</b>          | 25.1            | 21.8              |
| <b>Palm Desert</b>      | 24.7            | 21.4              |
| <b>Seeley</b>           | 26.7            | 22.5              |
| <b>Meloland</b>         | 24.6            | 21.3              |

En este caso, el modelo lineal simple obtenido fue:

$$\text{TAIRE} = 3.8 + 0.72 * \text{TRS} \quad (5.2)$$

La ecuación 5.2 indica que por cada grado centígrado de aumento en la TRS, el incremento estimado en la TAIRE promedio es de 0.72°C.

Las pruebas estadísticas t y F también concluyeron, al igual que en el caso anterior, que la temperatura del aire está influenciada, en forma lineal por la temperatura radiante superficial. El coeficiente de determinación ( $R^2$ ) estimado fue de 0.90, por lo que, la presencia lineal de la TRS en el modelo de regresión explica el 90% de la variación total en las TAIRE observadas, que es ligeramente superior al análisis de regresión precedente. El coeficiente de correlación lineal fue de 0.95. En la tabla 5.16 se presentan los estadísticos y comentarios respectivos.

**Tabla 5.16** Estadísticos asociados con la regresión lineal para la imagen de satélite Landsat del 6 de abril de 1993

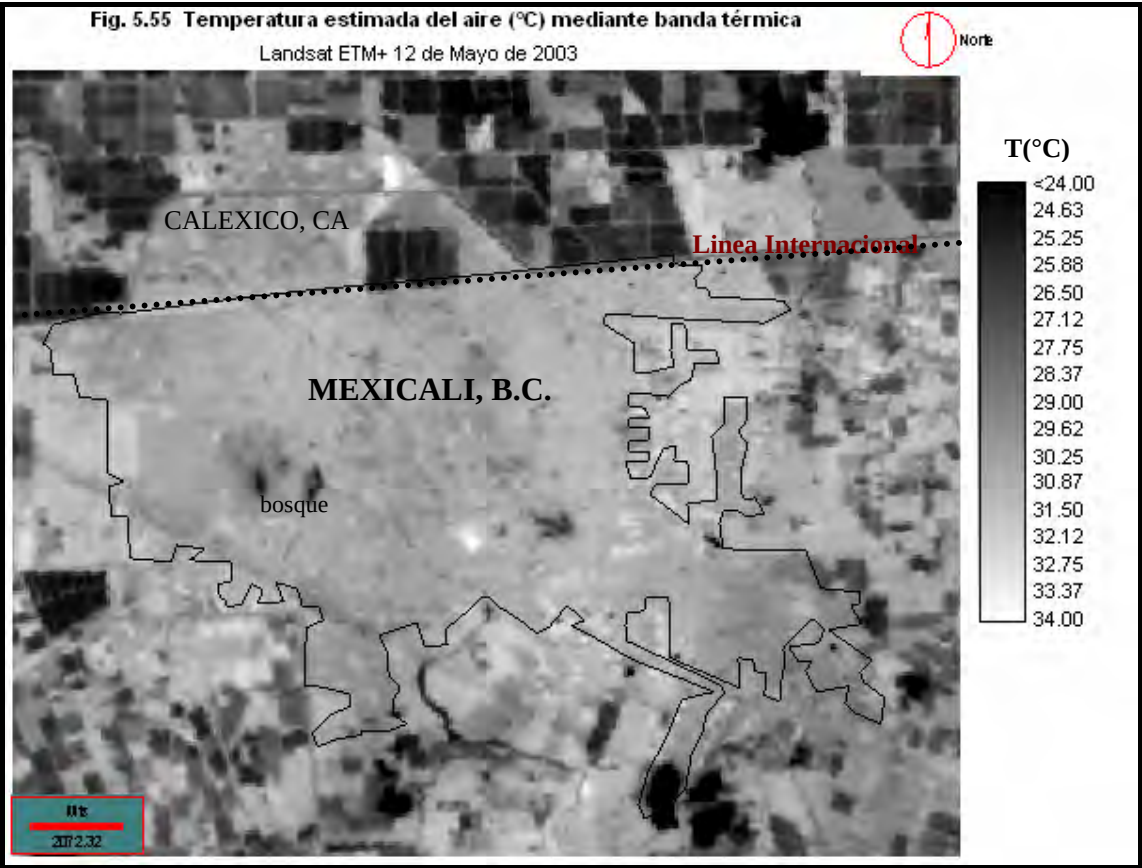
|                                            |                                                                                                                                            |
|--------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| $t(6) = 1.5201$<br>$t_{0.90, 6} = 1.440$   | Como $t_{\alpha, n} < t_{\text{calc}} \Rightarrow$ que la variable respuesta está influida, linealmente por la variable de predicción      |
| $F = 51.54934$<br>$F_{0.90, 1, 6} = 13.75$ | Como $F_{\alpha, v1, v2} < F_{\text{calc}} \Rightarrow$ que la variable respuesta está influida, linealmente por la variable de predicción |
| $R^2 = 0.90$                               | Coeficiente de determinación                                                                                                               |
| $R = 0.95$                                 | Coeficiente de correlación                                                                                                                 |

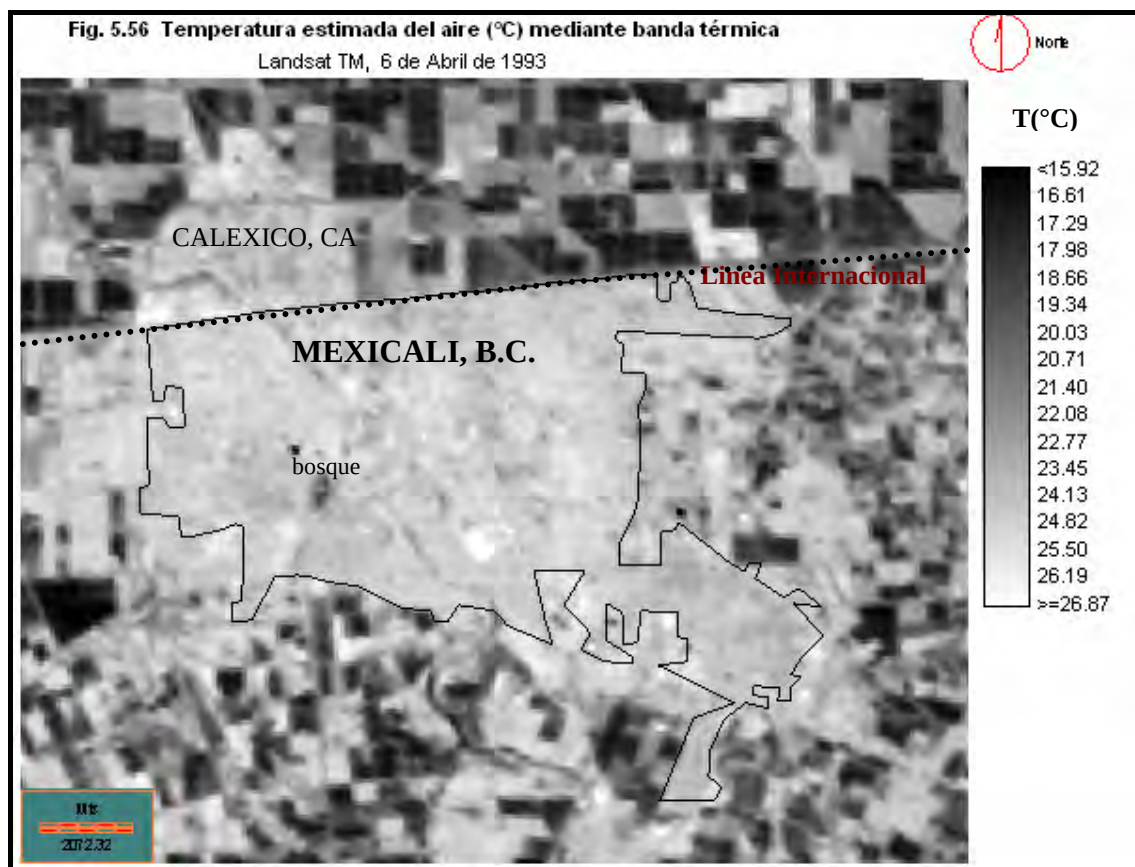
Por los resultados obtenidos en los modelos de regresión lineal propuestos, se aplicaron ambos en las imágenes Landsat de 2003 y 1993, para obtener las temperaturas del aire, que es lo que se muestra a continuación.

### 5.3.3.2. Estimación de temperatura del aire de imágenes 2003 y 1993

Las ecuaciones de regresión encontradas (ecuaciones 5.1 y 5.2) se aplicaron a las imágenes de temperatura radiante superficial, con lo que se estimaron las temperaturas del aire, que se presentan en las figuras 5.55 y 5.56. El norte está orientado hacia el tope de la imagen, y la escala a la derecha. Los tonos más claros representan las temperaturas más altas, mientras que los tonos más oscuros, las temperaturas más frías. En general, los tonos más claros están asociados con la zona urbana, terrenos baldíos y zona desértica, mientras que los tonos más oscuros están asociados con los campos agrícolas, tanto de valle Imperial, CA., como del valle de

Mexicali, B.C., y en la zona urbana a las áreas verdes, destacándose el bosque de la ciudad como uno de los lugares más contrastantes térmicamente, respecto a sus alrededores. Los contornos señalan el área urbana de la ciudad de Mexicali para los años 2003 y 1993. Es claro que el crecimiento urbano ha ocurrido principalmente en las direcciones sur y oriente.





### 5.3.3.3. Patrón de frecuencia de temperatura del aire en base a la desviación estándar

De la tabla 5.17, y realizando un análisis de la imagen Landsat del 12 de mayo de 2003, se observa que un 89.2% de la superficie de la imagen está cubierta por el intervalo de temperaturas de 26°C a 32°C; un 9.3% está entre 14°C y 26°C, y solamente un 1.5%, se encuentra entre 32°C y 34°C, que serían los puntos calientes o “islas de calor”. El promedio de temperatura en toda la imagen es de 29.3°C, y su desviación estándar espacial de 2.9°C.

**Tabla 5.17** Tabla de frecuencia de la fig. 5.55: Temperatura estimada del aire mediante banda térmica de Landsat ETM+, del 12 de mayo de 2003.

| Clase | Limite Inf. | Limite Sup. | Frec. Abs. | Frec. Rel. | Frec. Acum. | Frec. Acum (%) |
|-------|-------------|-------------|------------|------------|-------------|----------------|
| 0     | 14.0        | 15.9        | 32         | 0.0003     | 32          | 0.03           |
| 1     | 16.0        | 17.9        | 120        | 0.0012     | 152         | 0.16           |
| 2     | 18.0        | 19.9        | 137        | 0.0014     | 289         | 0.30           |
| 3     | 20.0        | 21.9        | 227        | 0.0023     | 516         | 0.53           |
| 4     | 22.0        | 23.9        | 566        | 0.0058     | 1082        | 1.11           |
| 5     | 24.0        | 25.9        | 7962       | 0.0820     | 9044        | 9.31           |
| 6     | 26.0        | 27.9        | 14237      | 0.1466     | 23281       | 23.97          |
| 7     | 28.0        | 29.9        | 26864      | 0.2766     | 50145       | 51.63          |
| 8     | 30.0        | 31.9        | 45565      | 0.4691     | 95710       | 98.54          |
| 9     | 32.0        | 33.9        | 1418       | 0.0146     | 97128       | 100.00         |



En base al criterio de desviación estándar (Smith *op. cit.*, 1986) se definieron los intervalos de clase (IC) como normales (N) si están  $\pm 1$  veces la desviación estándar respecto al valor medio; puntos fríos, ó islas urbanas frías (IUF), si los valores son  $< 1$  la desviación estándar; é islas urbanas calientes (IUC), si los valores son  $> 1$  la desviación estándar (tabla 5.18).

**Tabla 5.18** Clases Térmicas de la fig. 5.55 (12 de mayo de 2003)

| Definición                   | Intervalos de Clase | CLASE |
|------------------------------|---------------------|-------|
| IUF (Islas Urbanas Frías)    | [14.2°C – 26.3°C]   | 0     |
| N (Valores Normales)         | (26.3°C – 32.2°C]   | 1     |
| IUC (Islas Urbanas de Calor) | (32.2°C – 33.9°C]   | 2     |

Con base en los IC definidos arriba se construye la tabla 5.19 para localizar patrón de ocurrencia de temperaturas en base a la desviación estándar.

**Tabla 5.19** Tabla de frecuencia de la fig. 5.55 con IC definidos en la tabla 5.18

| Clase | Limite Inf. | Limite Sup. | Frec. Abs. | Frec. Rel. | Frec. Acum. | Frec. Acum. (%) |
|-------|-------------|-------------|------------|------------|-------------|-----------------|
| 0     | 14.2        | 26.3        | 10509      | 0.1082     | 10509       | 10.82           |
| 1     | 26.3        | 32.2        | 85808      | 0.8834     | 96317       | 99.17           |
| 2     | 32.2        | 33.9        | 811        | 0.0083     | 97128       | 100.00          |

De la tabla 5.19, y en base al criterio de clasificación, se estima que el 10.8% de los valores térmicos son islas frías; un 88.3% son valores normales, y menos de un 1% en toda la imagen 2 son islas urbanas de calor.

Continuando el análisis estadístico de temperaturas, pero ahora para la imagen del 6 de abril de 1993, se puede ver de la tabla 5.20 que un 78% de la superficie de la fig. 5.56 está cubierta por el intervalo de temperaturas de 20°C a 24°C; un 20.6% está entre 12°C y 18°C, y solamente un 1%, se encuentra entre 26°C y 28°C, que serían los puntos calientes o “islas de calor”. El promedio de temperatura en toda la imagen es de 22.5°C, y su desviación estándar espacial es de 3.3°C.

**Tabla 5.20** Tabla de frecuencia de la fig. 5.56: Temperatura estimada del aire mediante banda térmica de Landsat TM, del 6 de Abril de 1993

| Clase | Limite Inf. | Limite Sup. | Frec. Abs. | Frec. Rel. | Frec. Acum. | Frec. Acum(%) |
|-------|-------------|-------------|------------|------------|-------------|---------------|
| 0     | 12.0        | 13.9        | 2          | 0.0000     | 2           | 0.00          |
| 1     | 14.0        | 15.9        | 111        | 0.0011     | 113         | 0.12          |
| 2     | 16.0        | 17.9        | 6819       | 0.0702     | 6932        | 7.14          |
| 3     | 18.0        | 19.9        | 13078      | 0.1346     | 20010       | 20.60         |
| 4     | 20.0        | 21.9        | 14560      | 0.1499     | 34570       | 35.59         |
| 5     | 22.0        | 23.9        | 24631      | 0.2536     | 59201       | 60.95         |
| 6     | 24.0        | 25.9        | 37353      | 0.3846     | 96554       | 99.41         |
| 7     | 26.0        | 27.9        | 554        | 0.0057     | 97108       | 99.98         |
| 8     | 28.0        | 29.9        | 20         | 0.0002     | 97128       | 100.00        |

En base al criterio de desviación estándar definido anteriormente se construye la tabla 5.21.

**Tabla 5.21** Clases térmicas de la fig. 5.56 (6 de abril de 1993)

| Definición                          | Intervalos de Clase      | CLASE    |
|-------------------------------------|--------------------------|----------|
| <b>IUF</b> (Islas Urbanas Frías)    | <b>[13.3°C – 19.2°C]</b> | <b>0</b> |
| <b>N</b> (Valores Normales)         | <b>(19.2°C – 25.8°C]</b> | <b>1</b> |
| <b>IUC</b> (Islas Urbanas de Calor) | <b>(25.8°C – 29.5°C]</b> | <b>2</b> |

Con base en los IC definidos arriba se construye la tabla 5.22 para localizar patrón de ocurrencia de temperaturas en base a la desviación estándar.

**Tabla 5.22** Tabla de frecuencia de la fig. 5.56 con IC definidos en la tabla 5.21

| Clase | Limite Inf. | Limite Sup. | Frec. Abs. | Frec. Rel. | Frec. Acum. | Frec. acum. (%) |
|-------|-------------|-------------|------------|------------|-------------|-----------------|
| 0     | 13.3        | 19.2        | 14166      | 0.1458     | 14166       | 14.58           |
| 1     | 19.2        | 25.8        | 81724      | 0.8415     | 95890       | 98.73           |
| 2     | 25.8        | 29.5        | 1238       | 0.0127     | 97128       | 100.00          |

De la tabla 5.22, y en base al criterio de clasificación, se estimó que un 14.6% de los valores térmicos son islas frías; un 84.1% son valores normales, y solamente un 1.3% son islas urbanas de calor.

#### 5.3.3.4. Uso del suelo en Mexicali, B.C.

La categorización de usos del suelo en la zona urbana de Mexicali, B.C. ya se mostró en la fig. 2.1; ésta se utilizarán para estudiar su asociación con los resultados del análisis térmico, particularmente los relacionados con los transectos realizados mediante un sistema de información geográfico en las imágenes de satélite.

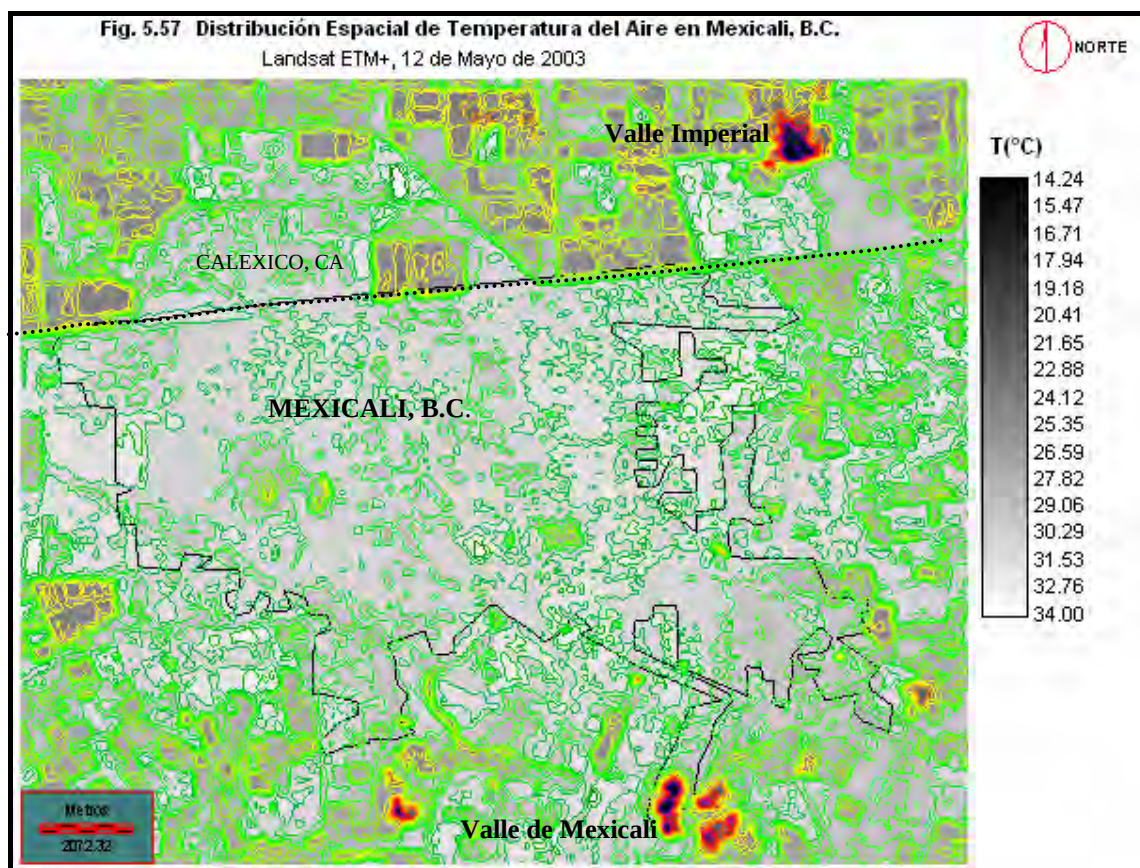
Con el archivo original de usos de suelo (Álvarez, comunicación personal) en la zona urbana de Mexicali, para el año de 2003, se extrajeron 11 categorías de su uso, que se pueden ver en la tabla 5.23, junto con su correspondiente área en km<sup>2</sup>.

**Tabla 5.23** Categorías de Uso del Suelo y Área ocupada en km<sup>2</sup>

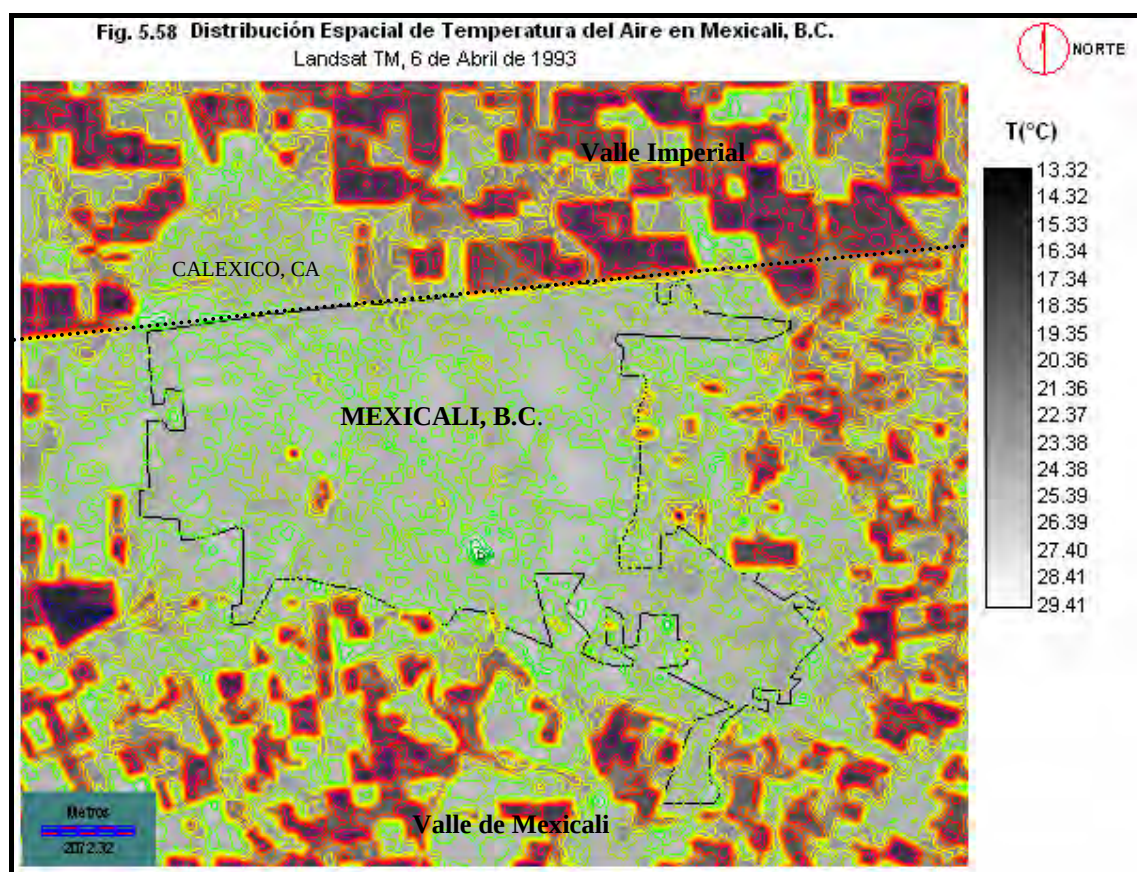
| Categoría | Uso de Suelo    | Area (km <sup>2</sup> ) |
|-----------|-----------------|-------------------------|
| 1         | Habitacional    | 87.81                   |
| 2         | Mixto           | 2.27                    |
| 3         | Industrial      | 14.15                   |
| 4         | Comercial       | 6.81                    |
| 5         | Uso Verde       | 4.15                    |
| 6         | Equipamiento    | 4.49                    |
| 7         | Infraestructura | 0.39                    |
| 8         | Conservación    | 0.47                    |
| 9         | Almacenamiento  | 0.56                    |
| 10        | Zona Agrícola   | 17.01                   |
| 11        | Dunas           | 0.03                    |

### 5.3.3.5. Distribución espacial intraurbana de temperatura del aire

Se elaboraron mapas de contornos térmicos (figs. 5.57 y 5.58) para mostrar la distribución espacial de temperaturas del aire. De la fig. 5.57, y con la ayuda de los usos del suelo, se pudo ver que las áreas urbanas construidas (habitacionales, comerciales, industriales e infraestructura) tienen temperaturas relativamente altas, variando de 29°C a 32°C; sin embargo, los terrenos baldíos y zonas desérticas cercanas, también presentan valores altos de temperatura, incluso superiores que en la zona urbana, variando de 30°C a 34°C. Algunos puntos calientes, ó islas urbanas de calor, se pudieron identificar. Las islas de calor más extensas se sitúan en el centro comercial, cerca de la línea internacional, el parque industrial ubicado en el sureste de la ciudad, y un área de infraestructura ubicado al oriente de la zona urbana. Aparentemente las áreas residenciales son menos efectivas en promover el desarrollo de la isla urbana de calor.







En las dos figuras (5.57 y 5.58), las temperaturas más bajas se sitúan en las zonas agrícolas de ambos valles (Imperial y Mexicali), y en algunos puntos urbanos aislados, en el caso de la fig. 5.55, como el bosque de la ciudad (25°C a 27°C), Ciudad Deportiva Mexicali (28°C a 29°C), Unidad Deportiva de la UABC (29°C), Unidad Deportiva del Colegio de Bachilleres (25°C a 28°C), y algunas áreas residenciales que cuentan con densidad suficiente de jardines y árboles, como sucede con las colonias ubicadas al oeste de la ciudad.

#### 5.3.3.6. Transectos térmicos en la zona urbana de Mexicali, B.C.

Con el propósito de analizar la distribución intraurbana de la temperatura del aire se trazaron 8 transectos en los que se ha intentado cubrir los diversos usos del suelo en la zona urbana, e incluso un poco más allá de sus límites para tener una visión más completa. Estos transectos se presentan en la fig. 5.59.

El transecto 1 (NW-SE) empieza en el límite noroeste de la ciudad (Col. Fronteriza-límite agrícola de Valle Imperial, CA), y termina en áreas agrícolas del sureste; este

transecto comprende áreas rurales, zonas habitacionales e industriales, y dado que ha sido hacia el sureste la principal dirección del desarrollo urbano desde mediados de los ochenta, un análisis de este perfil puede decir como ha impactado el crecimiento urbano en el comportamiento térmico.

El transecto 2 (NE-SW) empieza en terrenos baldíos limítrofes con la frontera noreste, y continúa por el parque industrial oriente de la ciudad, usos habitacionales, las áreas educativas más grandes (CETYS, UABC), y termina en una zona agrícola al suroeste de la zona urbana. Este transecto puede mejorar nuestra comprensión de cómo el desarrollo industrial, de infraestructura, áreas educativas y áreas verdes han alterado las características térmicas urbanas.

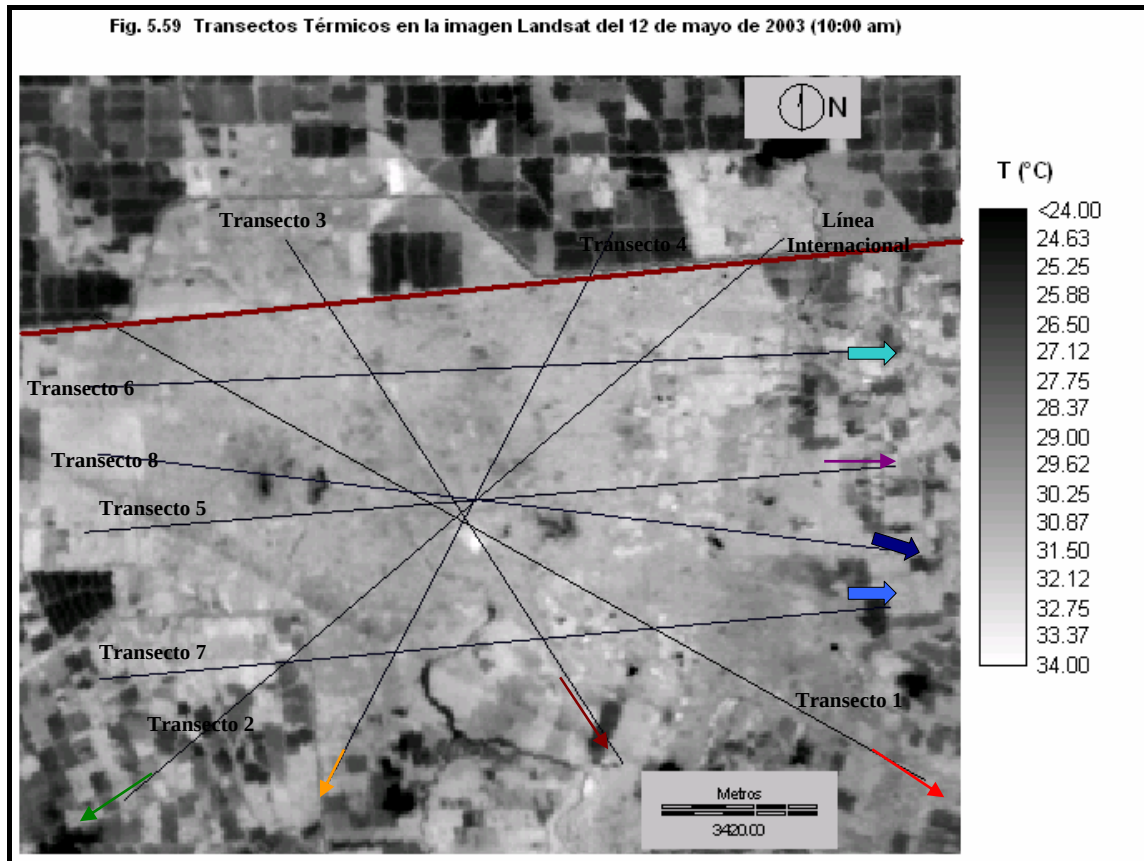
El transecto 3 (NNW-SSE) empieza en la vecina ciudad de Calexico, CA., y continúa por las zonas comerciales de Mexicali, Panteón Municipal, Centro Cívico, zonas habitacionales, algunos terrenos baldíos y termina en otra zona habitacional ubicada en la periferia urbana al sur-sureste de la ciudad. Como este transecto atraviesa el centro comercial, los principales edificios de gobierno (una de las áreas con los edificios más altos de la ciudad), áreas habitacionales de baja densidad y terrenos baldíos es importante conocer la diferencia térmica que sucede en tipos de usos de suelo heterogéneos.

El transecto 4 (NNE-SSW) empieza en el área agrícola de Valle Imperial, CA, continúa por áreas habitacionales de alta y baja densidad, amplias vialidades, y termina en una zona agrícola del sur-suroeste de la ciudad. Este transecto, a diferencia de los anteriores es mayormente habitacional, con pocas áreas comerciales y/o servicios, y con usos agrícolas en sus extremos.

El transecto 5 (W-E) comienza en unos terrenos baldíos del oeste de la ciudad, y continúa por colonias populares de alta densidad habitacional; pasa por algunas áreas comerciales, terrenos baldíos, equipamiento y uso mixto. Termina en la parte oriental de la ciudad en una zona de dunas. Su amplia heterogeneidad en cuanto a usos del suelo contribuirá a una mejor comprensión de las relaciones emitancia superficial-temperatura del aire.

El transecto 6 ( $W_{sup}$ - $E_{sup}$ ) empieza, al igual que el anterior, en terrenos baldíos al oeste de la ciudad, pasa por un área agrícola, y continúa en colonias de alta densidad habitacional, pero que al mismo tiempo conviven con terrenos baldíos; atraviesa una

vialidad importante (Río Nuevo), colonias de media y alta densidad habitacional, Unidad Deportiva Mexicali, áreas de equipamiento, zona agrícola y suelo desnudo en el extremo oriental. Lo interesante de este transecto es observar lo que un área verde importante, como es la Unidad Deportiva, ejerce en el control de las temperaturas.



Nota: las flechas indican el sentido del transecto.

El transecto 7 ( $W_{inf}-E_{inf}$ ) tiene su importancia por el conocimiento que se pueda adquirir al ver el perfil térmico de uso del suelo en terreno baldío (en la parte inicial del transecto), uso industrial (parque industrial al sureste de la zona urbana), y muy poco uso habitacional.

El transecto 8 (bosque), como su nombre lo indica, pasa por el bosque de la ciudad. Su trayectoria es del oeste al este de la ciudad pasando infraestructura, áreas habitacionales de baja y media densidad habitacional, y algunas áreas verdes, áreas comerciales, y usos mixtos y de servicios. Lo destacable en este transecto es observar la magnitud que un área verde y un lago tienen en el entorno ambiental de una zona urbana.

#### **5.3.3.7. Resultados de transectos térmicos en la zona urbana de Mexicali, B.C.**

En las siguientes secciones se muestran algunos de los perfiles térmicos de los transectos 1 al 8, para la imagen térmica del 12 de Mayo de 2003. En el caso de la imagen térmica de 1993, puesto que lo que interesa es ver el cambio térmico, más adelante se presentan las diferencias entre imágenes completas y transectos.

En los perfiles térmicos que se presentan a continuación, se podrá apreciar que existen numerosos “picos”, “valles”, “mesetas” y “cuencas”, que indica la naturaleza heterogénea de la temperatura del aire sobre el espacio urbano. Factores como el patrón espacial de diferentes clases de uso de suelo, áreas verdes como parques, unidades deportivas y jardines, construcciones y densidad de la población, entre muchas otras cosas, parecen afectar el patrón térmico y al mismo tiempo favorecer el desarrollo de las islas de calor.

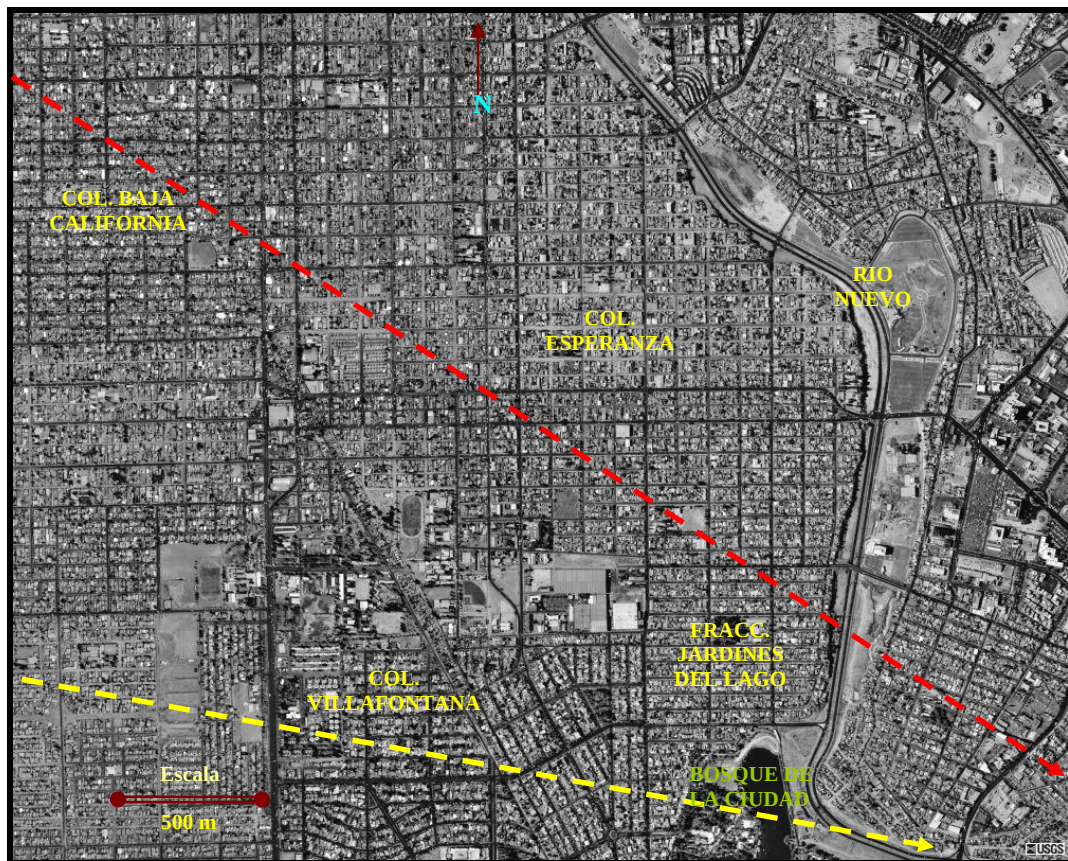
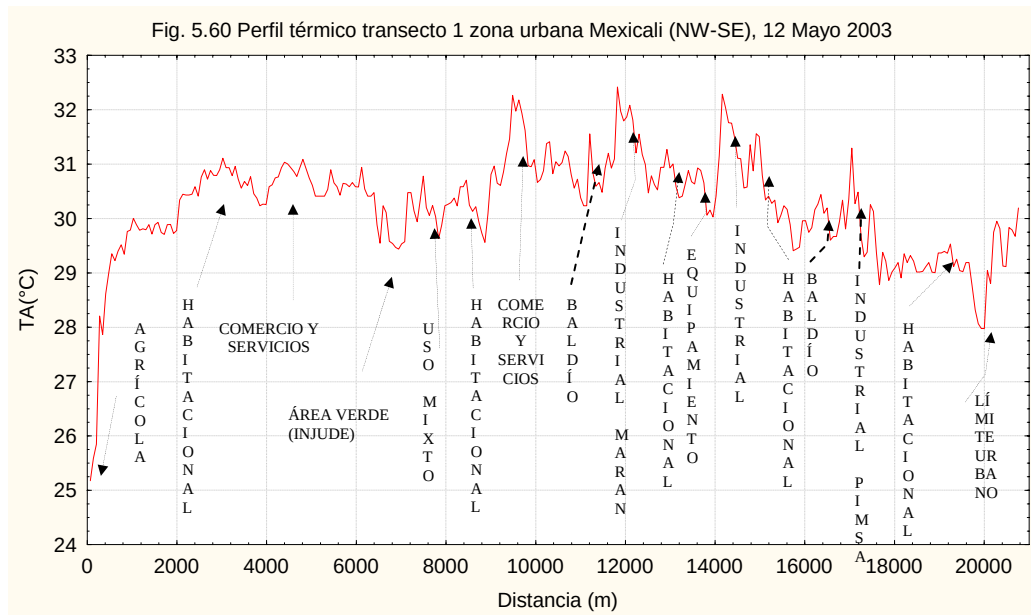
Los perfiles térmicos de los transectos, complementados con ciertas secciones interesantes de uso del suelo en la zona urbana de Mexicali, B.C., basados en fotos aéreas, así como tablas de frecuencias y su descripción se realizan a partir de la siguiente sección, lo que posteriormente será de gran utilidad para realizar la discusión pertinente.

##### **5.3.3.7.1. Transecto 1 (NW-SE) de la imagen Landsat del 12 de mayo de 2003**

En el transecto 1, fig. 5.60, se tiene una estructura urbana dominada hasta su parte media por un uso de suelo habitacional-constructivo, de baja densidad en sus inicios, y de media a alta densidad y usos comerciales un poco después; en su parte media se tiene uso comercial y de equipamiento. En las últimas dos terceras partes una mayor proporción es para uso industrial, internándose al final en una zona agrícola.

En la fig. 5.61 se presenta una foto aérea en la que se puede ver una parte del transecto 1, y en la que se muestra diversos usos del suelo en los kilómetros 5 al 9: habitacional, comercio y servicios, área verde y uso mixto. También se alcanza a ver parte del transecto 8, y en este caso se observa uso habitacional, de baja y media densidad, y una parte del bosque de la ciudad.





**Fig. 5.61:** Foto aérea de una sección del transecto 1 (línea discontinua de color rojo, del kilómetro 5 al 9), transecto 8 (línea discontinua de color amarillo, del kilómetro 3 al 5.3). Las flechas indican el sentido del transecto.

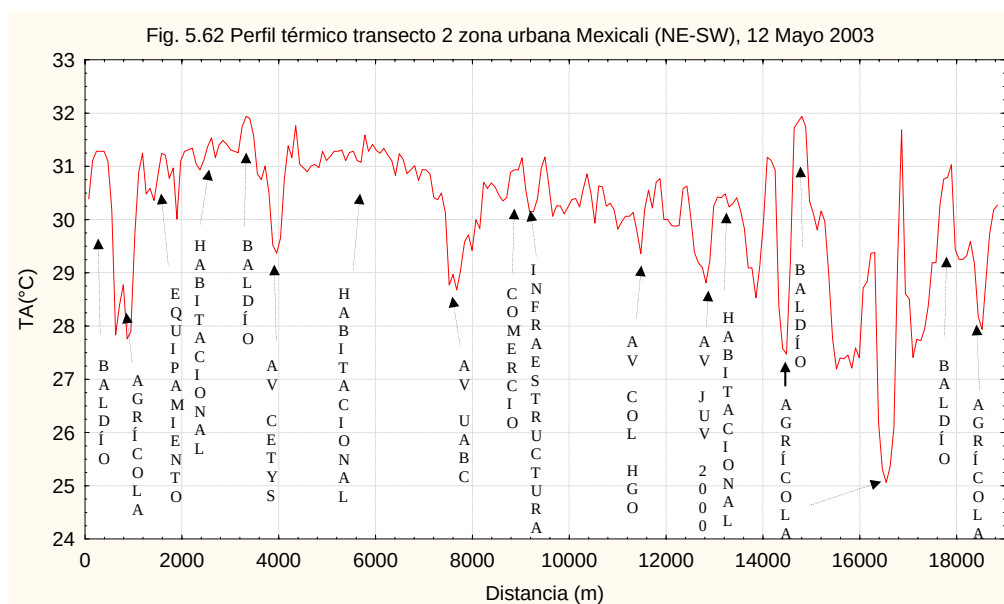


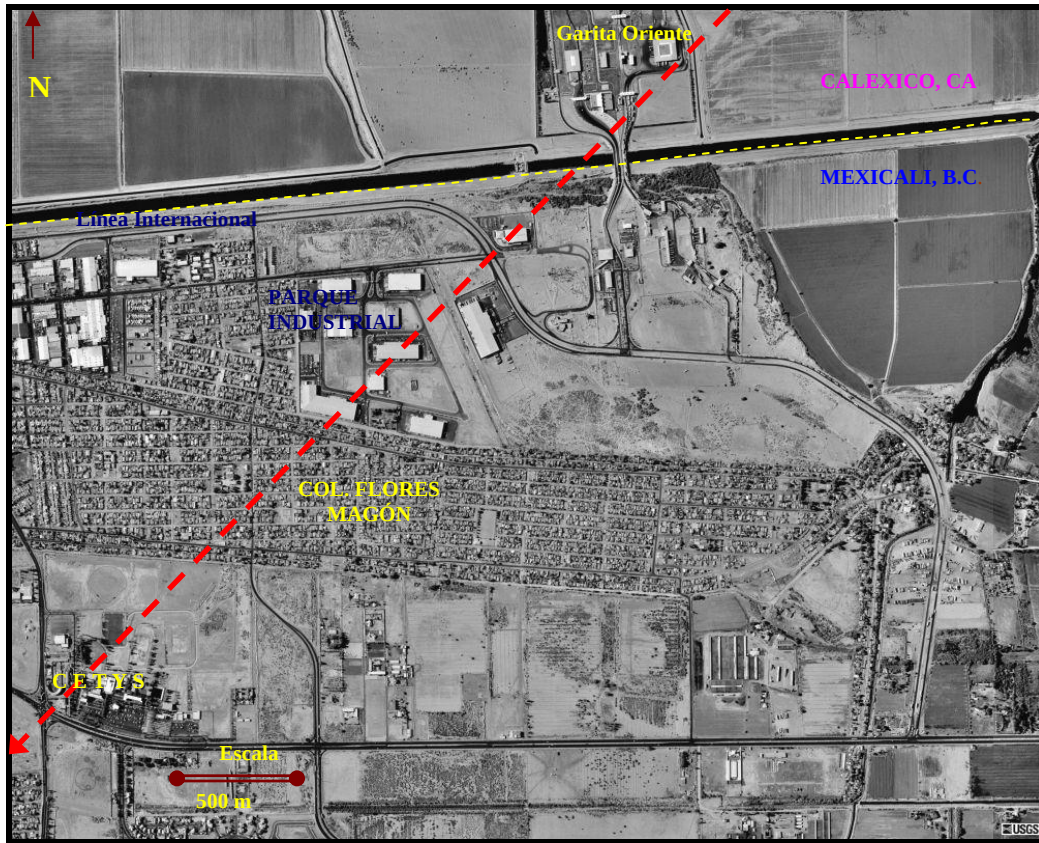
| Tabla 5.24 Frecuencias de Temperatura del Aire, 12 mayo 2003 (transecto 1) |            |                  |            |                  |
|----------------------------------------------------------------------------|------------|------------------|------------|------------------|
|                                                                            | Frec. Abs. | Frec. Abs. Acum. | Frec. Rel. | Frec. Rel. Acum. |
| 24.6≤x<25.5                                                                | 1          | 1                | 0.33       | 0.33             |
| 25.5≤x<26.5                                                                | 2          | 3                | 0.66       | 0.99             |
| 26.5≤x<27.4                                                                | 0          | 3                | 0.00       | 0.99             |
| 27.4≤x<28.4                                                                | 6          | 9                | 1.98       | 2.98             |
| 28.4≤x<29.3                                                                | 31         | 40               | 10.26      | 13.24            |
| 29.3≤x<30.2                                                                | 91         | 131              | 30.13      | 43.37            |
| 30.2≤x<31.2                                                                | 141        | 272              | 46.68      | 90.06            |
| 31.2≤x<32.1                                                                | 26         | 298              | 8.61       | 98.67            |
| 32.1≤x<33.1                                                                | 4          | 302              | 1.32       | 100.00           |

Un 76.8% de la frecuencia de temperaturas está en el intervalo de 29.3°C a 31.2°C, que según el esquema de clasificación de desviación estándar (Smith, 1986), está dentro de la normalidad de la información, lo cual se puede ver en la tabla 5.24. Los puntos fríos (islas urbanas frías), que se encuentran en el intervalo de 24.6°C a 29.3°C, tienen una proporción de 13.3%; el resto, 9.9%, está formado por puntos calientes (islas urbanas de calor), en el intervalo de 31.2°C a 33.1°C.

#### 5.3.3.7.2. Transecto 2 (NE-SW) de la imagen del 12 de mayo de 2003

En el transecto 2, fig. 5.62, hay una gran diversidad en los usos del suelo, desde habitacionales-constructivas, de baja, media y alta densidad, zonas industriales, equipamiento (CETYS, UABC), áreas verdes y agricultura en la periferia urbana en ambos extremos del transecto.

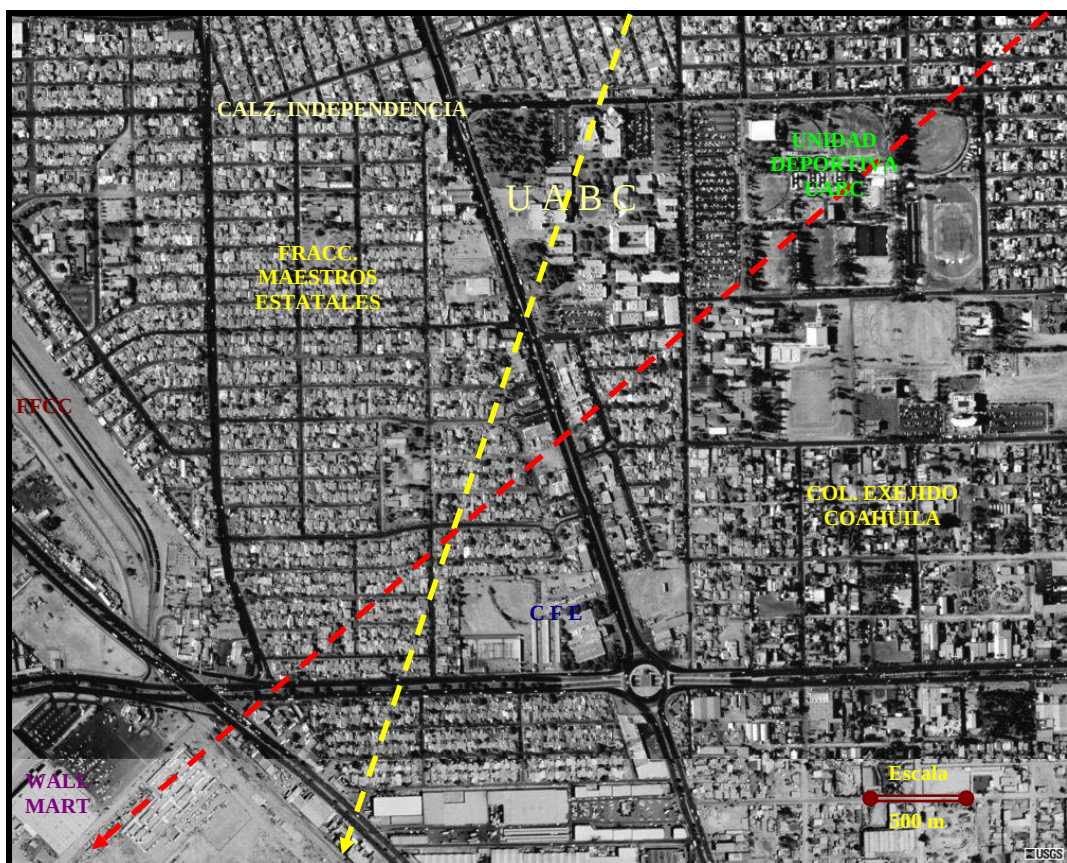




**Fig. 5.63:** Foto aérea de una sección del transecto 2 (línea discontinua de color rojo y la flecha que indica el sentido del transecto, aproximadamente del kilómetro 0 al 4).

En la fig. 5.63 se observan los primeros cuatro kilómetros del transecto 2, caracterizados por distintos usos del suelo: terrenos baldíos, agrícolas, equipamiento, habitacional y un área verde de una institución educativa; esta heterogeneidad puede explicar el comportamiento que se ve en esa parte del transecto.

En una segunda sección del transecto 2, fig. 5.64, se observa lo que un área verde, en este caso la unidad deportiva de la UABC, ejerce en el control de las temperaturas, al disminuir un par de grados centígrados, respecto a sus alrededores.



**Fig. 5.64:** Foto aérea de una sección del transecto 2 (línea discontinua de color rojo, aproximadamente del kilómetro 7 al 10), y transecto 4 (línea discontinua de color amarillo, aproximadamente del kilómetro 5.5 al 7.3). Las flechas indican el sentido del transecto.

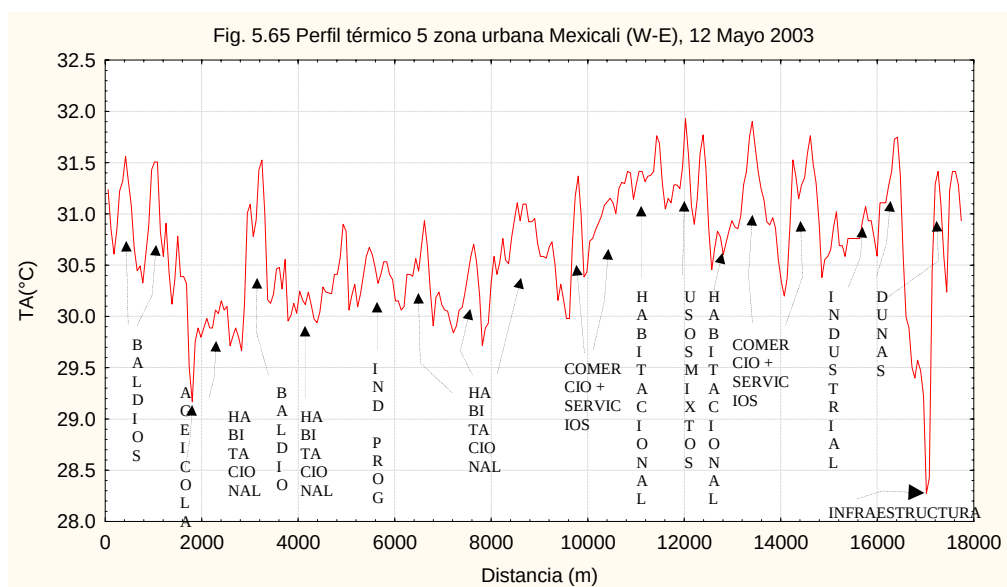
| Tabla 5.25 Frecuencias de temperatura del aire 12 mayo 2003(transecto 2) |            |            |            |            |
|--------------------------------------------------------------------------|------------|------------|------------|------------|
|                                                                          | Frec. Abs. | Frec. Abs. | Frec. Rel. | Frec. Rel. |
| 25.0≤x<26.3                                                              | 5          | 5          | 2.10       | 2.10       |
| 26.3≤x<27.6                                                              | 10         | 15         | 4.20       | 6.30       |
| 27.6≤x<28.9                                                              | 22         | 37         | 9.24       | 15.54      |
| 28.9≤x<30.2                                                              | 63         | 100        | 26.47      | 42.01      |
| 30.2≤x<31.5                                                              | 126        | 226        | 52.94      | 94.95      |
| 31.5≤x<32.8                                                              | 12         | 238        | 5.04       | 100.00     |

De la tabla 5.25 se estima que un 79.4% de los valores de temperatura se encuentran dentro de la fluctuación normal, en el intervalo de 28.9°C a 31.5°C. Las islas urbanas frías contribuyen con un 15.6%, y están en el intervalo de clase de 25.0°C a 28.9°C; el resto, 5.0%, formado por islas urbanas de calor, están en el intervalo de 31.5°C a 32.8°C.

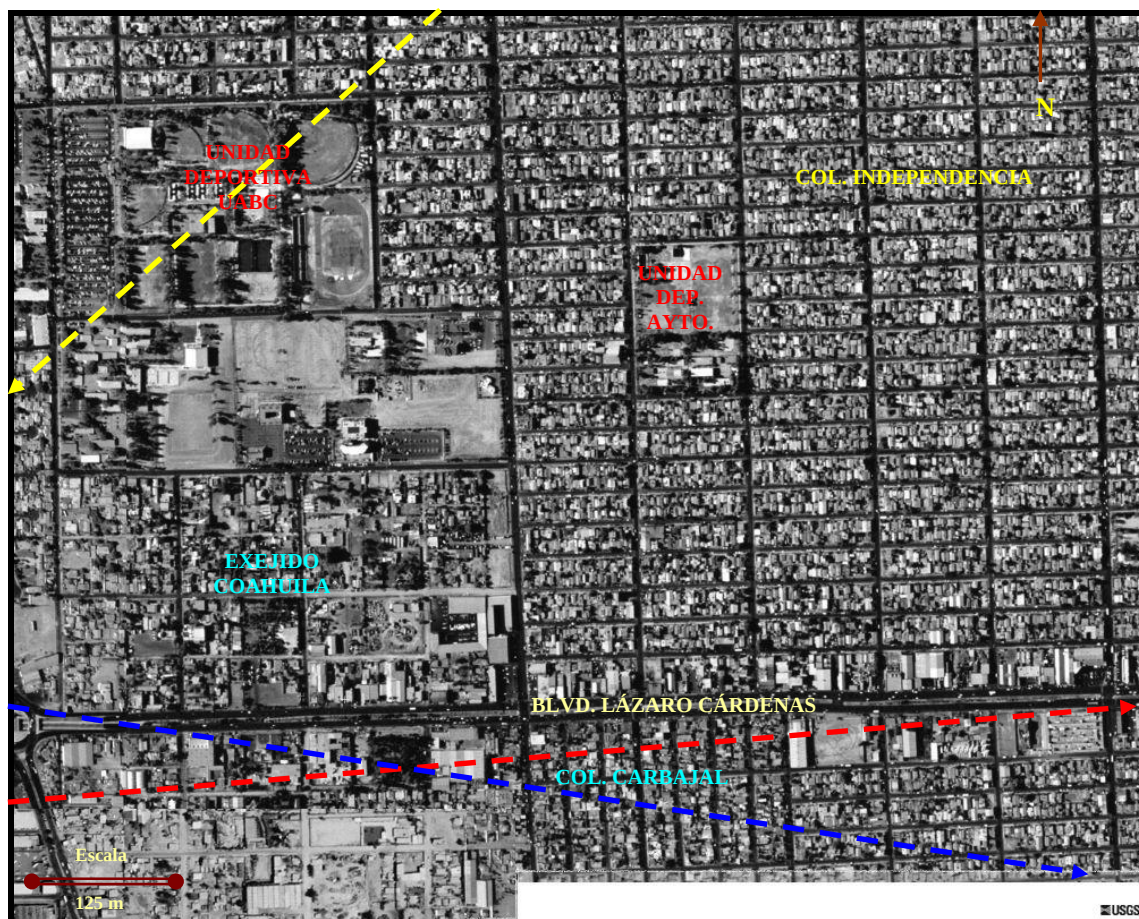
### 5.3.3.7.5. Transecto 5 (W-E) de la imagen del 12 de mayo de 2003

El transecto 5, fig. 5.65, involucra espacios urbanos de uso de carácter heterogéneo: densidades habitacionales-constructivas bajas y medias, comercial y de servicios, equipamiento, mixto, suelo baldío y área de dunas al final del trayecto. La diversidad de usos de suelo se refleja en su perfil térmico donde abundan “crestas” y “valles” en cortas distancias.

En la fig. 5.66 se aprecia una pequeña sección del transecto 5 (kilómetro 10 al 11), en donde el principal uso del suelo se destina para comercio y servicios. También se observa parte de los transectos 2, justamente al pasar por la unidad deportiva de la UABC, y que denota un decremento térmico importante, y transecto 8, que se describirá más adelante.







**Fig. 5.66:** Foto aérea de una sección del transecto 5 (línea discontinua de color rojo, del kilómetro 10 al 11), transecto 8 (línea discontinua de color azul, del kilómetro 7 al 8.5) y transecto 2 (línea discontinua de color amarillo, del kilómetro 7 al 8). Las flechas indican el sentido del transecto.

| Tabla 5.26 Frecuencias de Temperatura del Aire, 12 mayo 2003 (transecto 5) |            |            |            |            |
|----------------------------------------------------------------------------|------------|------------|------------|------------|
|                                                                            | Frec. Abs. | Frec. Abs. | Frec. Rel. | Frec. Rel. |
| 28.3<=x<28.9                                                               | 1          | 1          | 0.34       | 0.34       |
| 28.9<=x<29.5                                                               | 3          | 4          | 1.02       | 1.36       |
| 29.5<=x<30.0                                                               | 33         | 37         | 11.22      | 12.58      |
| 30.0<=x<30.6                                                               | 105        | 142        | 35.71      | 48.30      |
| 30.6<=x<31.2                                                               | 91         | 233        | 30.95      | 79.25      |
| 31.2<=x<31.8                                                               | 59         | 292        | 20.07      | 99.31      |
| 31.8<=x<32.4                                                               | 2          | 294        | 0.68       | 100.00     |

De la tabla 5.26 se estima que un 66.7% de los valores de temperatura se encuentran dentro de la fluctuación normal, en el intervalo de 30.0°C a 31.2°C. Las islas urbanas frías contribuyen con un 12.6%, y están en el intervalo de clase de 28.3°C a 30.0°C; el resto, 20.7%, formado por islas urbanas de calor, están en el intervalo de 31.2°C a 32.4°C.

### 5.3.3.7.6. Transecto 6 ( $W_{sup}$ - $E_{sup}$ ) de la imagen del 12 de mayo de 2003

El transecto 6, fig. 5.67, muestra una gran proporción de uso habitacional de alta densidad constructiva, así como áreas verdes importantes, destacándose la Ciudad Deportiva Mexicali; otros usos de suelo son los comerciales y de servicios, así como equipamiento (CETYS), e infraestructura en la parte última del trayecto. Suelo desnudo y un área de transición completan el transecto.

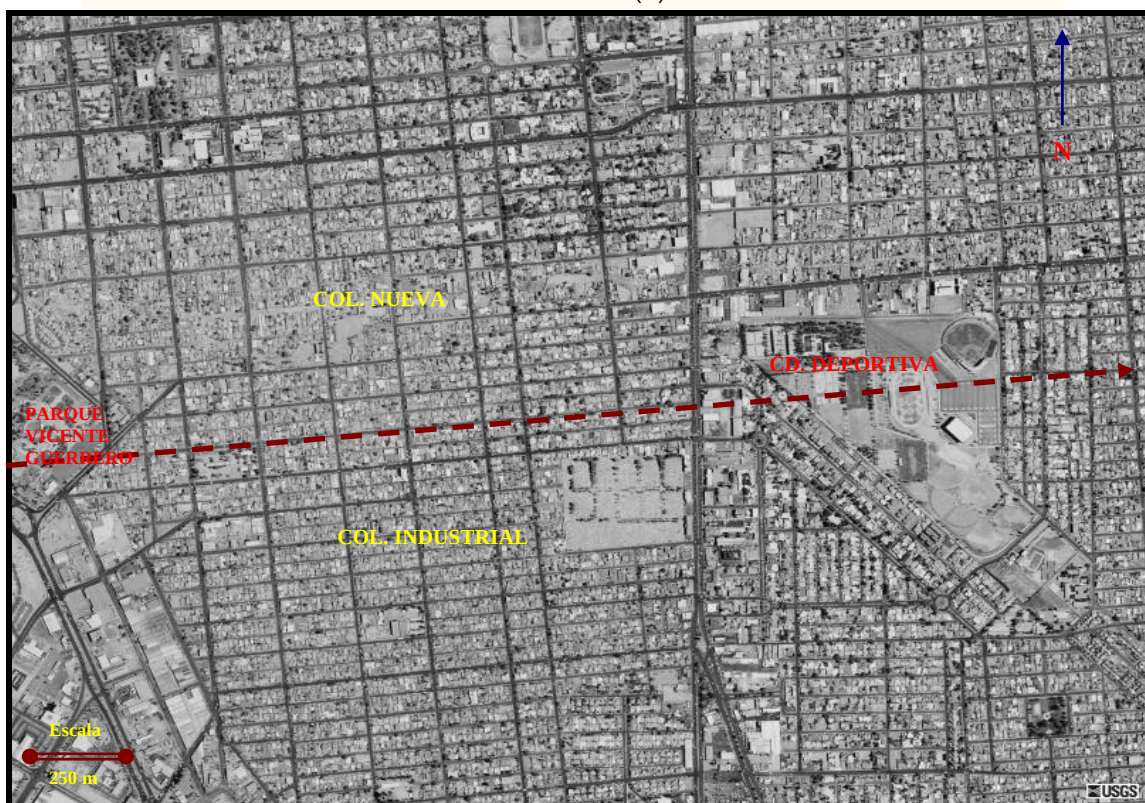
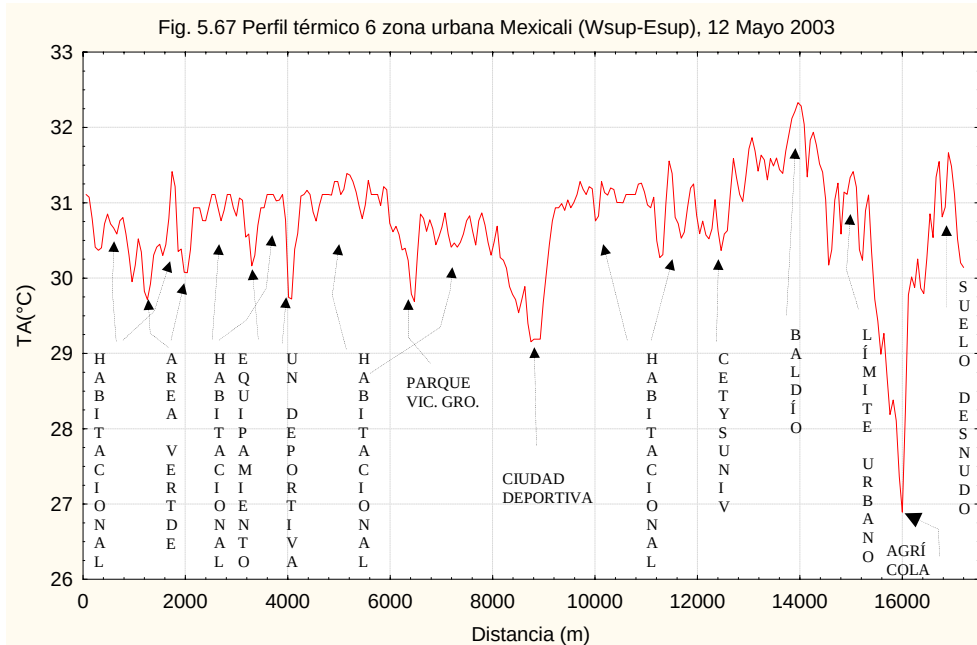


Fig. 5.68: Foto aérea de una sección del transecto 6 (véase línea discontinua y la flecha que indica el sentido del transecto, del kilómetro 6.2 al 9.3).

En la fig. 5.68 se muestra una sección del transecto 6 (kilómetros 6.2 al 9.3), y los dos usos de suelo más importantes por los que pasa son áreas verdes (parque Vicente Guerrero y ciudad deportiva), y uso habitacional; comparando el perfil térmico con lo mostrado en la foto aérea, se observa que los menores valores corresponden a las áreas verdes, y los valores mayores al uso habitacional.

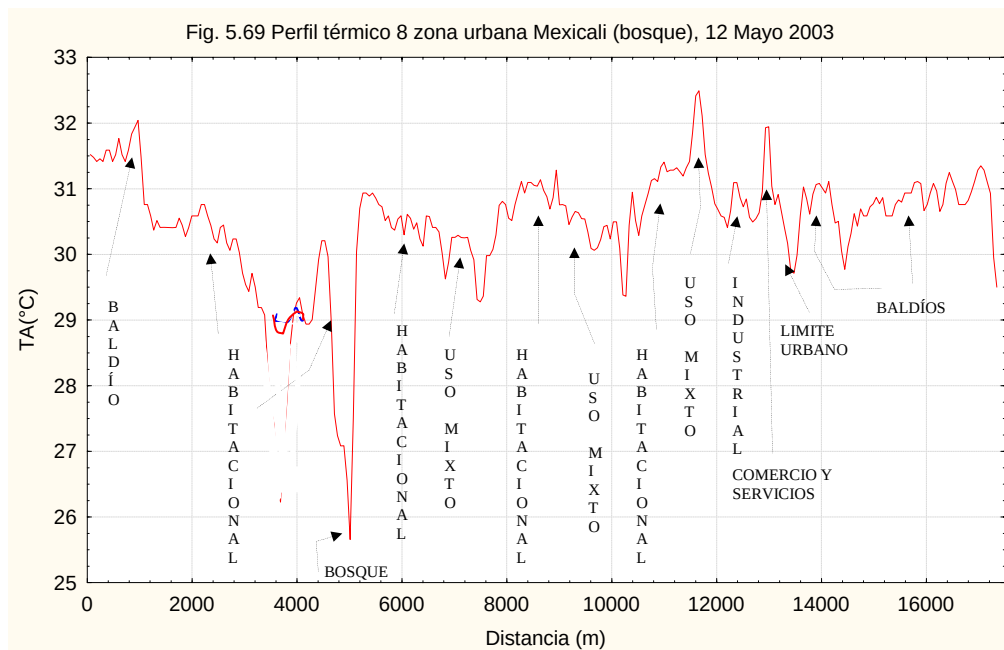
| <b>Tabla 5.27 Frecuencias de Temperatura del Aire, 12 mayo 2003 (transecto 6)</b> |                   |                   |                   |                  |
|-----------------------------------------------------------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------|
|                                                                                   | <b>Frec. Abs.</b> | <b>Frec. Abs.</b> | <b>Frec. Rel.</b> | <b>Frec. Rel</b> |
| <b>26.4≤x&lt;27.1</b>                                                             | <b>1</b>          | <b>1</b>          | <b>0.35</b>       | <b>0.35</b>      |
| <b>27.1≤x&lt;27.8</b>                                                             | <b>1</b>          | <b>2</b>          | <b>0.35</b>       | <b>0.70</b>      |
| <b>27.8≤x&lt;28.6</b>                                                             | <b>4</b>          | <b>6</b>          | <b>1.39</b>       | <b>2.09</b>      |
| <b>28.6≤x&lt;29.3</b>                                                             | <b>7</b>          | <b>13</b>         | <b>2.44</b>       | <b>4.53</b>      |
| <b>29.3≤x&lt;30.0</b>                                                             | <b>22</b>         | <b>35</b>         | <b>7.66</b>       | <b>12.19</b>     |
| <b>30.0≤x&lt;30.7</b>                                                             | <b>85</b>         | <b>120</b>        | <b>29.61</b>      | <b>41.81</b>     |
| <b>30.7≤x&lt;31.4</b>                                                             | <b>143</b>        | <b>263</b>        | <b>49.82</b>      | <b>91.64</b>     |
| <b>31.4≤x&lt;32.2</b>                                                             | <b>21</b>         | <b>284</b>        | <b>7.32</b>       | <b>98.95</b>     |
| <b>32.2≤x&lt;32.9</b>                                                             | <b>3</b>          | <b>287</b>        | <b>1.04</b>       | <b>100.00</b>    |

De la tabla 5.27 se estima que un 79.4% de los valores de temperatura se encuentran dentro de la fluctuación normal, en el intervalo de 30.0°C a 31.4°C. Las islas urbanas frías contribuyen con un 12.2%, y están en el intervalo de clase de 26.4°C a 30.0°C; el resto, 8.4%, formado por islas urbanas de calor, están en el intervalo de 31.4°C a 32.9°C.

#### **5.3.3.7.8. Transecto 8 (Bosque) de la imagen del 12 de mayo de 2003**

El transecto 8, fig. 5.69, muestra en su primer tercio una disminución importante de la temperatura debido a la presencia de un espacio verde adicionado con un cuerpo de agua (bosque de la ciudad), mientras que en su segundo tercio, un uso heterogéneo del suelo da lugar a “crestas” y “valles” térmicos, alrededor del valor medio. La última parte del transecto se distingue por un “pico” extremo asociado a uso industrial, y valores por arriba de la media asociados principalmente a uso habitacional de densidad de construcción media a baja, e industrial.





En la fig. 5.70 se presenta una sección del transecto 8 (kilómetros 3 al 6), en donde claramente se observa, comparándola con el perfil térmico, la acción amortiguadora que ejerce en el control de las temperaturas, de hasta 5°C, un área verde adicionado a un cuerpo de agua, como es el llamado bosque de la ciudad.

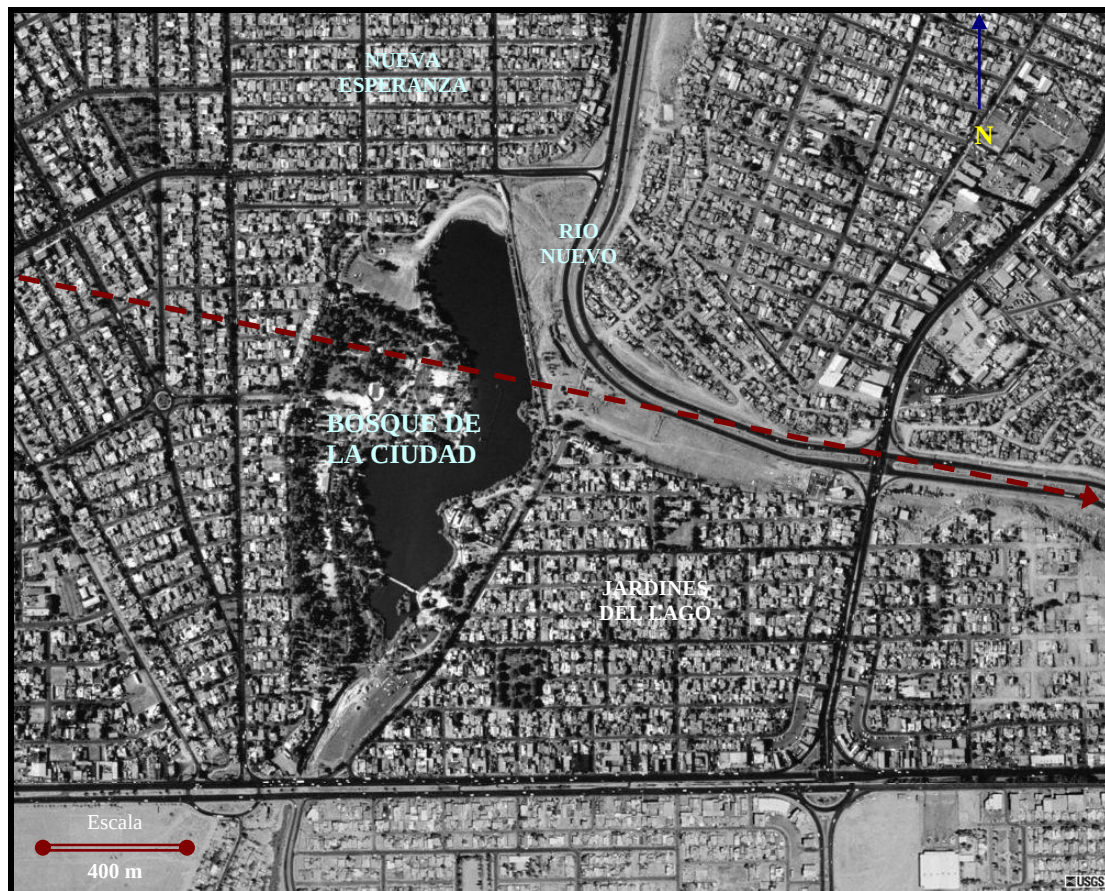


Fig. 5.70: Foto aérea de una sección del transecto 8 (véase la línea discontinua y la flecha de color rojo, que indica el sentido del transecto, del kilómetro 3 al 6).



| <b>Tabla 5.28 Frecuencias de Temperatura del Aire, 12 mayo 2003 (transecto 8)</b> |                   |                   |                   |                  |
|-----------------------------------------------------------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------|
|                                                                                   | <b>Frec. Abs.</b> | <b>Frec. Abs.</b> | <b>Frec. Rel.</b> | <b>Frec. Rel</b> |
| <b>25.5≤x&lt;26.5</b>                                                             | 2                 | 2                 | 0.70              | 0.70             |
| <b>26.5≤x&lt;27.5</b>                                                             | 7                 | 9                 | 2.44              | 3.14             |
| <b>27.5≤x&lt;28.4</b>                                                             | 5                 | 14                | 1.74              | 4.88             |
| <b>28.4≤x&lt;29.4</b>                                                             | 17                | 31                | 5.92              | 10.80            |
| <b>29.4≤x&lt;30.4</b>                                                             | 59                | 90                | 20.56             | 31.36            |
| <b>30.4≤x&lt;31.4</b>                                                             | 171               | 261               | 59.58             | 90.94            |
| <b>31.4≤x&lt;32.4</b>                                                             | 24                | 285               | 8.36              | 99.30            |
| <b>32.4≤x&lt;33.3</b>                                                             | 2                 | 287               | 0.70              | 100.00           |

Un 80.1% de los valores de temperatura se encuentran dentro de la fluctuación normal, en el intervalo de 29.4°C a 31.4°C. Las islas urbanas frías contribuyen con un 10.8%, y están en el intervalo de clase de 25.5°C a 29.4°C; el resto, 9.1%, formado por islas urbanas de calor, están en el intervalo de 31.4°C a 33.3°C (tabla 5.28).

#### **5.3.3.8. Resumen de transectos térmicos, imagen térmica 12 mayo de 2003**

La tabla 5.29 muestra en forma resumida algunos estadísticos básicos de los transectos analizados.

| <b>Tabla 5.29 Estadísticas Básicas de Transectos Térmicos, 12 de mayo de 2003</b> |                        |                        |                         |                          |                              |                           |
|-----------------------------------------------------------------------------------|------------------------|------------------------|-------------------------|--------------------------|------------------------------|---------------------------|
| <b>TRANSECTO</b>                                                                  | <b>TEMP. MAX. (°C)</b> | <b>TEMP. MIN. (°C)</b> | <b>TEMP. MEDIA (°C)</b> | <b>σ TEMP. MED. (°C)</b> | <b>AMPLITUD TÉRMICA (°C)</b> | <b>TEMP. MEDIANA (°C)</b> |
| IMAGEN TOTAL                                                                      | 34.0                   | 14.2                   | 29.3                    | 2.9                      | 19.8                         |                           |
| 1(NW-SE)                                                                          | 32.4                   | 25.2                   | 30.2                    | 0.9                      | 7.2                          | 30.4                      |
| 2(NE-SW)                                                                          | 31.9                   | 25.1                   | 30.1                    | 1.3                      | 6.9                          | 30.1                      |
| 3(NNW-SSE)                                                                        | 32.7                   | 25.8                   | 30.5                    | 1.0                      | 7.0                          | 30.6                      |
| 4(NNE-SSW)                                                                        | 31.8                   | 25.4                   | 30.0                    | 1.3                      | 6.4                          | 30.0                      |
| 5(W-E)                                                                            | 31.9                   | 28.3                   | 30.7                    | 0.6                      | 3.7                          | 30.7                      |
| 6(W <sub>sup</sub> -E <sub>sup</sub> )                                            | 32.3                   | 26.9                   | 30.7                    | 0.7                      | 5.4                          | 30.8                      |
| 7(W <sub>inf</sub> -E <sub>inf</sub> )                                            | 32.7                   | 25.2                   | 30.3                    | 1.3                      | 7.5                          | 30.3                      |
| 8(bosque)                                                                         | 32.5                   | 25.7                   | 30.4                    | 1.0                      | 6.8                          | 30.6                      |

En la tabla 5.29 se puede ver que el valor máximo de temperatura del aire fue 34.0°C, la más baja de 14.2°C, y la media fue 29.3°C. También se observa que el valor medio de la temperatura del aire varía de transecto a transecto. El transecto 6 tiene el valor mayor (30.7°C), y el transecto 4, el valor menor (30.0°C); esto hace pensar que el uso habitacional-constructivo de alta densidad, sumado a la presencia de suelo desnudo, dan como efecto este valor más alto de todos los transectos (transecto 6), y que un área verde, relativamente pequeña, como la ciudad deportiva, solamente influye de manera muy relativa en sus alrededores (incluso la desviación

estándar es pequeña, 0.7). Respecto al transecto 4, a pesar de tener áreas habitacionales-constructivas de diferentes densidades, su valor más bajo es posible que se deba a que se ha incluido áreas agrícolas en ambos extremos del trayecto, con la consecuencia de disminuir de manera notable lo que sucede en el área urbana; el alto valor de la desviación estándar de este transecto (1.3), es un indicador del alto contraste térmico entre los espacios, urbano y no-urbanos.

La columna 5 de la tabla 5.29 muestra que el valor de la desviación estándar de temperatura del aire varía de 0.6°C (transecto 5) a 1.3°C (transecto 7) en los 8 transectos. Estos valores indican que en el caso del transecto 5 se tienen usos de suelo más homogéneos; sin embargo parece ser que el final del transecto 7, al tocar un área agrícola, lo hace tener una mayor variabilidad de lo que debería si únicamente se involucraran espacios urbanos.

La tabla 5.29 también muestra la amplitud térmica de los transectos, lo que nos daría más información de carácter exploratorio entre los elementos urbanos. El valor más grande de amplitud térmica ocurre en el transecto 7 (7.4°C), y el más bajo en el transecto 5 (3.7°C). Así, se puede observar que el valor más bajo de desviación estándar (0.6°C) tiene correspondencia con la amplitud térmica, implicando que la diferencia entre los elementos urbanos del transecto 5 es relativamente baja, mientras que en el transecto 7 los elementos urbanos muestran una diferencia mayor, correspondiente con el valor de la desviación estándar mayor (1.3°C). Habrá que recordar que la amplitud térmica tiene el defecto de involucrar solamente los valores extremos.

En la tabla 5.30 se muestran para cada transecto, en base a la desviación estándar como clasificador, el porcentaje de a) islas frías, b) normalidad en los transectos, y c) islas de calor. La intención de mostrar esta información es la de tratar de ver si existe alguna relación entre el uso de suelo que se presenta más frecuentemente en el transecto y los patrones térmicos encontrados.

**Tabla 5.30** Porcentajes de frecuencia de clasificación térmica en base a la desviación estándar imagen térmica del 12 de mayo de 2003

| TRANSECTO      | ISLAS FRÍAS (%) | NORMAL (%) | ISLAS DE CALOR (%) |
|----------------|-----------------|------------|--------------------|
| TODA LA IMAGEN | 10.8            | 88.3       | 0.9                |
| 1(NW-SE)       | 13.3            | 76.8       | 9.9                |
| 2(NE-SW)       | 15.6            | 79.4       | 5.0                |
| 3(NNW-SSE)     | 8.9             | 84.8       | 6.3                |
| 4(NNE-SSW)     | 10.3            | 86.2       | 3.5                |
| 5(W-E)         | 12.6            | 66.7       | 20.7               |
| 6(Wsup-Esup)   | 12.2            | 79.4       | 8.4                |
| 7(Winf-Einf)   | 7.7             | 78.4       | 13.9               |
| 8(bosque)      | 10.8            | 80.1       | 9.1                |

Si se analiza toda la imagen se observa, de acuerdo a la tabla 5.30, que un 10.8% son islas frías, un 88.3% son normales, y solamente un 0.9% (algo así como 3 km<sup>2</sup> del total de la imagen) corresponden a islas de calor. El transecto 5 destaca por tener el mayor porcentaje en IUC (20.7%), siguiéndole el transecto 7 con 13.9%; el de menor porcentaje en IUC es el transecto 4 con 3.5%. Esto indica que el transecto 5 es el que posee mayor cantidad de elementos de suelo con alta absorbancia térmica (“firmas” térmicas más altas) y bajo albedo, mientras que el transecto 4 debe tener coberturas de suelo con un alto albedo y una baja absorbancia térmica (“firma” térmica más baja). En lo que respecta a islas frías, el transecto 2 es el de mayor porcentaje de islas frías (15.6%), el cual si se observa su trayectoria, buena parte de su final toca áreas agrícolas, por lo que se explica el alto valor encontrado. El de menor porcentaje en islas frías es el transecto 7, con 7.7%, las cuales pueden estar relacionadas con las áreas agrícolas al final del mismo. Por otra parte, en lo que respecta a valores normales, el transecto 4, con 86.2% es el más alto.

#### 5.3.3.9. Resumen de transectos térmicos, imagen térmica 6 abril de 1993

Con un procedimiento similar al descrito para la imagen térmica del 12 de mayo de 2003, y para tener un punto de comparación con lo encontrado para esa imagen, se trabajó en la imagen del 6 de abril de 1993. Los resultados de las estadísticas básicas para toda la imagen y para cada transecto se presentan en la tabla 5.31.

**Tabla 5.31** Estadísticas básicas de transectos de la imagen térmica del 6 de abril de 1993

| TRANSECTO      | T. MAX.<br>(°C) | T. MIN.<br>(°C) | TEMP. MEDIA<br>(°C) | DESV. EST.<br>TMED (°C) | AMPLITUD<br>TÉRMICA (°C) |
|----------------|-----------------|-----------------|---------------------|-------------------------|--------------------------|
| TODA LA IMAGEN | 29.4            | 13.3            | 22.5                | 3.3                     | 16.1                     |
| 1(NW-SE)       | 26.8            | 18.1            | 24.5                | 1.1                     | 8.7                      |
| 2(NE-SW)       | 26.6            | 18.2            | 23.4                | 2.2                     | 8.4                      |
| 3(NNW-SSE)     | 27.9            | 16.7            | 24.1                | 2.0                     | 11.2                     |
| 4(NNE-SSW)     | 26.2            | 16.8            | 23.1                | 2.7                     | 9.4                      |
| 5(W-E)         | 25.9            | 18.0            | 24.0                | 1.7                     | 7.9                      |
| 6(Wsup-Esup)   | 25.9            | 18.2            | 24.4                | 1.3                     | 6.7                      |
| 7(Winf-Einf)   | 26.3            | 16.3            | 22.8                | 2.4                     | 10.0                     |
| 8(bosque)      | 26.3            | 17.6            | 23.8                | 1.9                     | 8.7                      |

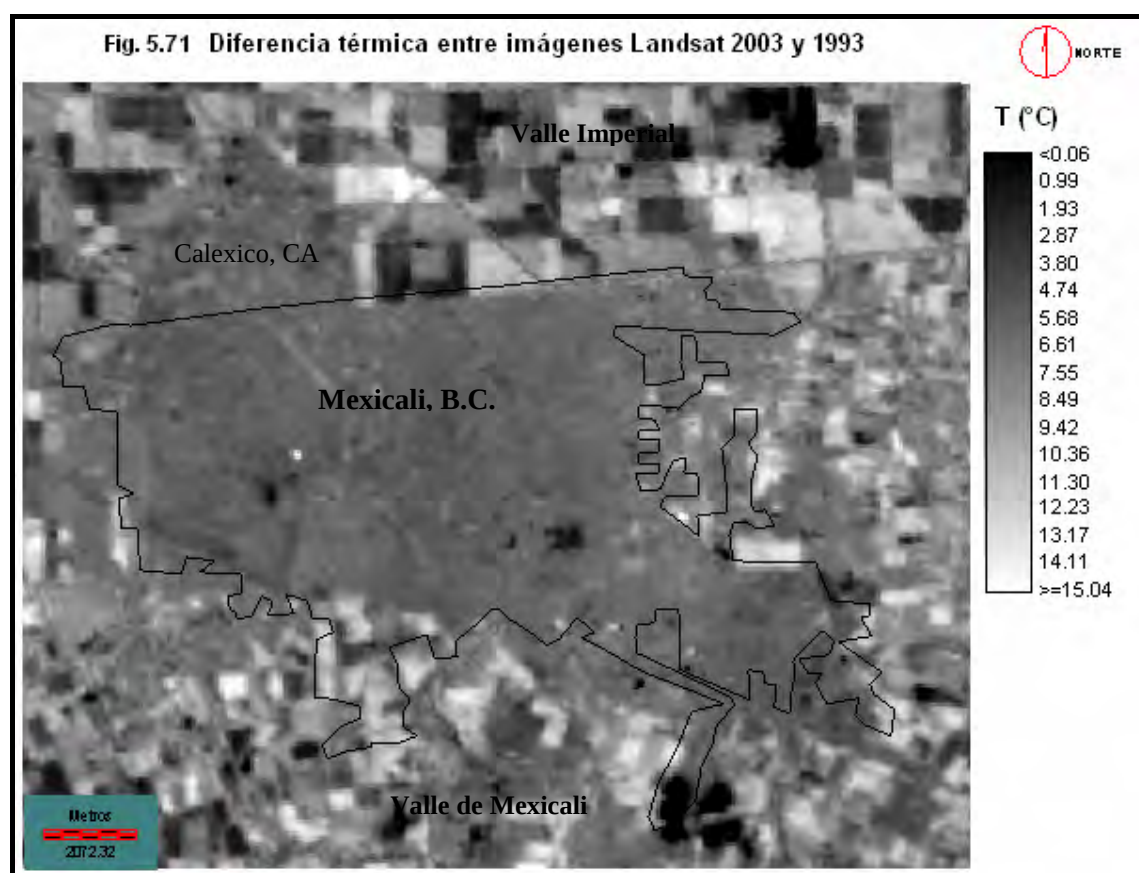
Asimismo, en la tabla 5.32 se presentan los porcentajes de frecuencia de clasificación térmica de los ocho transectos de la imagen del 6 de abril de 1993, en base a la desviación estándar.

**Tabla 5.32** Porcentajes de frecuencia de clasificación térmica en base a la desviación estándar imagen del 6 de abril de 1993

| TRANSECTO      | ISLAS FRÍAS (%) | NORMAL (%) | ISLAS DE CALOR (%) |
|----------------|-----------------|------------|--------------------|
| TODA LA IMAGEN | 14.6            | 84.2       | 1.3                |
| 1(NW-SE)       | 10.3            | 84.4       | 5.3                |
| 2(NE-SW)       | 21.9            | 71.8       | 6.3                |
| 3(NNW-SSE)     | 9.4             | 85.9       | 4.7                |
| 4(NNE-SSW)     | 20.7            | 77.3       | 2.0                |
| 5(W-E)         | 13.2            | 86.1       | 0.7                |
| 6(Wsup-Esup)   | 16.0            | 73.2       | 10.8               |
| 7(Winf-Einf)   | 17.8            | 71.8       | 10.4               |
| 8(bosque)      | 13.6            | 84.3       | 2.1                |

#### 5.3.3.10. Diferencia térmica espacial entre las imágenes de 2003 y 1993

La fig. 5.71 muestra la diferencia térmica entre las imágenes del 12 de mayo de 2003, y la del 6 de abril de 1983. Obsérvese que las diferencias van desde valores cercanos a cero, hasta mayores que 15°C.



En la fig. 5.71 los tonos más oscuros corresponden a las diferencias térmicas más pequeñas, mientras que los tonos más claros a las diferencias térmicas más grandes. En particular, para la zona urbana de Mexicali, las diferencias mayores se presentan en el sector sur, que es justamente donde se ha dado el mayor desarrollo urbano en estos últimos 10 años.

De acuerdo a la extracción de valores de diferencias térmicas, se estimó que un 76% de la superficie de la imagen están cubiertas por el intervalo de temperaturas que varían entre 5°C y 9°C; un 14% está en el intervalo de temperaturas de 0°C a 5°C, y un 10.0% se encuentra en el intervalo de temperaturas de 9°C a 18°C, que serían los puntos calientes o “islas de calor”. El promedio de las diferencias térmicas en toda la imagen es de 6.8°C, y su desviación estándar de 2.5°C.

En base al criterio de desviación estándar en que se definieron los intervalos de clase (IC) como normales (N), islas urbanas frías (IUF), ó islas urbanas calientes (IUC), se tiene la tabla 5.33.

**Tabla 5.33** Clases de Diferencias Térmicas (Imagen 1-Imagen2)

| Definición | Intervalos de Clase | CLASE |
|------------|---------------------|-------|
| IUF        | [-10.0°C – +4.3°C]  | 0     |
| N          | (4.3°C – 9.2°C]     | 1     |
| IUC        | (9.2°C – 18.7°C]    | 2     |

Con base en los IC definidos arriba se construyó la tabla 5.34, relacionado con las diferencias térmicas para poder atribuir estas diferencias a islas frías, valores normales e islas de calor urbanas.

**Tabla 5.34** Tabla de frecuencias de diferencias térmicas con las imágenes 2003 y 1993 relacionada con IC clases definidos en tabla 5.33.

| Clase | Limite Inf. | Limite Sup. | Frec. Abs. | Frec. Rel. | Frec. Acum. | Frec. Acum. (%) |
|-------|-------------|-------------|------------|------------|-------------|-----------------|
| 0     | -10.0       | 4.3         | 8894       | 0.0916     | 8894        | 9.2             |
| 1     | 4.3         | 9.2         | 74668      | 0.7677     | 83462       | 85.9            |
| 2     | 9.2         | 18.7        | 13666      | 0.1407     | 97128       | 100.00          |

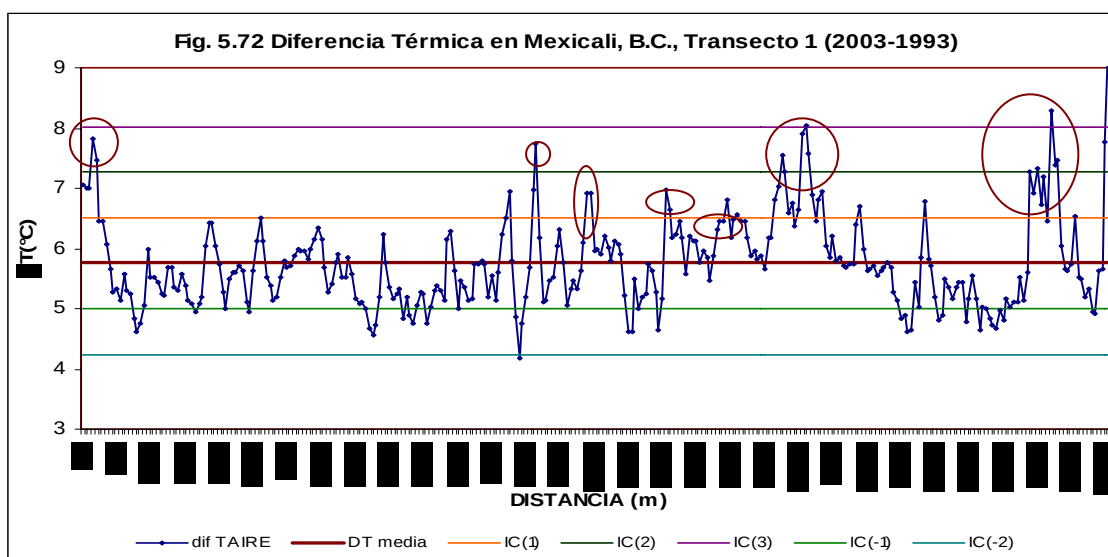
En base a la tabla de frecuencias anterior se puede decir que un 9.2% de las diferencias térmicas en toda la imagen son islas frías; un 76.7% se consideran como valores normales, y un 14.1% corresponderían a islas de calor.

### 5.3.3.11. Diferencia térmica en transectos entre las imágenes de 2003 y 1993

Siguiendo el mismo esquema de clasificación basado en la desviación estándar, se analizaron las diferencias térmicas de ambas imágenes, la del 6 de abril de 1993, y la del 12 de mayo de 2003, pero ahora con los transectos; estas diferencias deben reflejar no solamente las diferencias en la incidencia de los rayos solares, la vegetación presente, y las influencias atmosféricas en los datos sensados por el satélite Landsat TM, sino también cambios en el uso del suelo y la cobertura terrestre. El cambio en las clases de cobertura del suelo, debido a sus distintas características térmicas, pueden afectar el desarrollo de islas de calor (Weng, *op. cit.*, 2003).

#### 5.3.3.11.1. Diferencia térmica en transecto 1 (NW-SE)

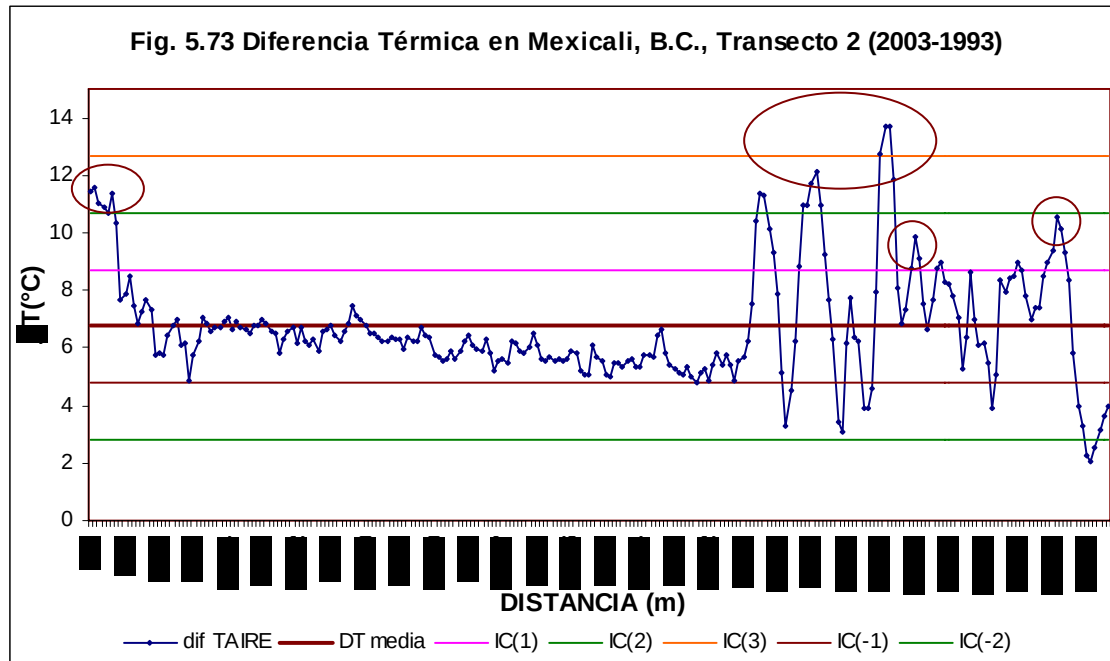
El porcentaje normal de diferencias térmicas de temperaturas estimadas del aire en la zona urbana de Mexicali, y su periferia, en el transecto 1, disminuyeron en un 7.6%, mientras que los puntos calientes, ó islas urbanas de calor, aumentaron en un 4.6%, que se localizan fácilmente en la fig. 5.72 en los óvalos rojos; los puntos fríos, o islas urbanas frías, aumentaron en un 3%. La diferencia térmica media es de 5.8°C, con una desviación estándar de 0.8°C. Los valores extremos, máximo y mínimo, de diferencias térmicas fueron de 9.7°C y de 4.2°C, respectivamente por lo que la amplitud térmica es de 5.5°C.



#### 5.3.3.11.2. Diferencia térmica en transecto 2 (NE-SW)

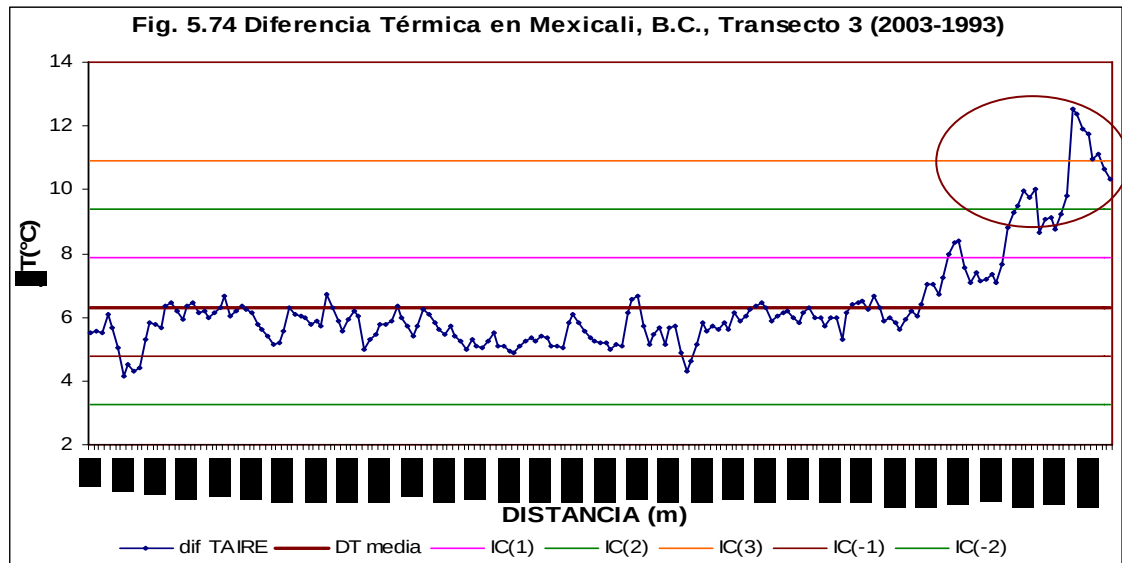
El porcentaje normal de diferencias térmicas de temperaturas estimadas del aire en la zona urbana de Mexicali, y su periferia, en el transecto 2, aumentaron en un 7.6%, mientras que los puntos calientes, ó islas urbanas de calor, disminuyeron en un

1.3%, que se localizan en la fig. 5.73 en los óvalos rojos; los puntos fríos, o islas urbanas frías, disminuyeron en un 6.3%. La diferencia térmica media es de  $6.8^{\circ}\text{C}$ , con una desviación estándar de  $2^{\circ}\text{C}$ . Los valores extremos, máximo y mínimo, de diferencias térmicas fueron de  $13.7^{\circ}\text{C}$  y de  $2.0^{\circ}\text{C}$ , respectivamente, por lo que la amplitud térmica es de  $11.7^{\circ}\text{C}$ .



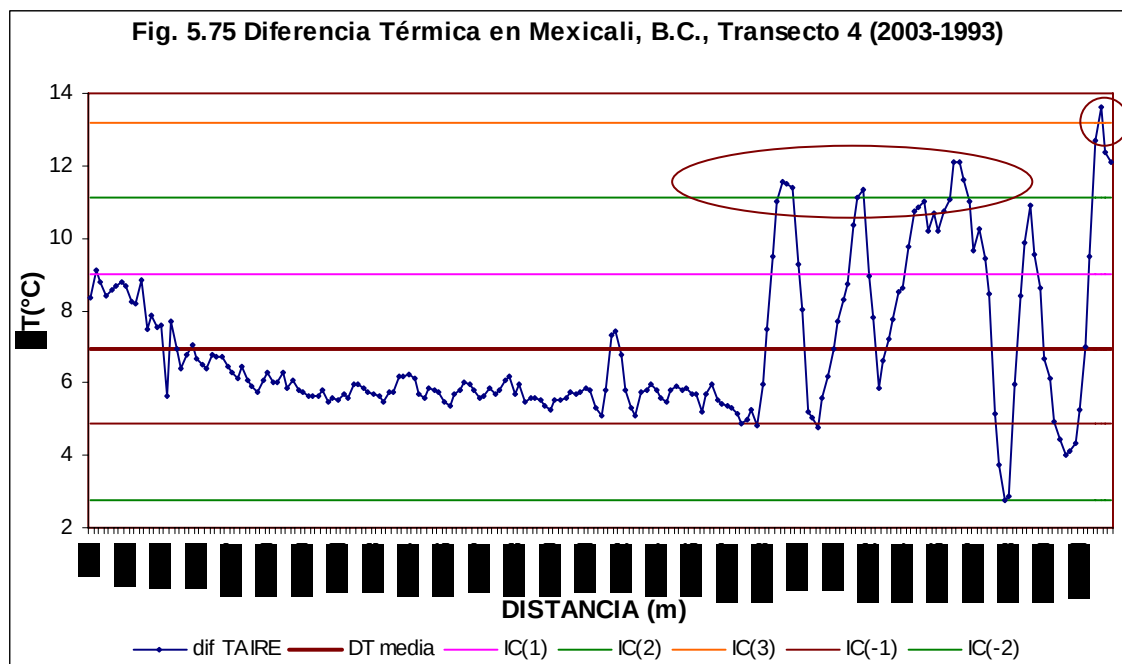
#### 5.3.3.11.3. Diferencia térmica en transecto 3 (NNW-SSE)

El porcentaje normal de diferencias térmicas de temperaturas estimadas del aire en la zona urbana de Mexicali, y su periferia, en el transecto 3, aumentaron en un 1%, mientras que los puntos calientes, ó islas urbanas de calor, aumentaron en un 1.6%, que se localizan en la fig. 5.74 en los óvalos rojos; los puntos fríos, o islas urbanas frías, disminuyeron en un 0.5%. La diferencia térmica media es de  $6.3^{\circ}\text{C}$ , con una desviación estándar de  $1.5^{\circ}\text{C}$ . Los valores extremos, máximo y mínimo, de diferencias térmicas fueron de  $12.5^{\circ}\text{C}$  y de  $4.2^{\circ}\text{C}$ , respectivamente, por lo que la amplitud térmica es de  $8.3^{\circ}\text{C}$ .



#### 5.3.3.11.4. Diferencia térmica en transecto 4 (NNE-SSW)

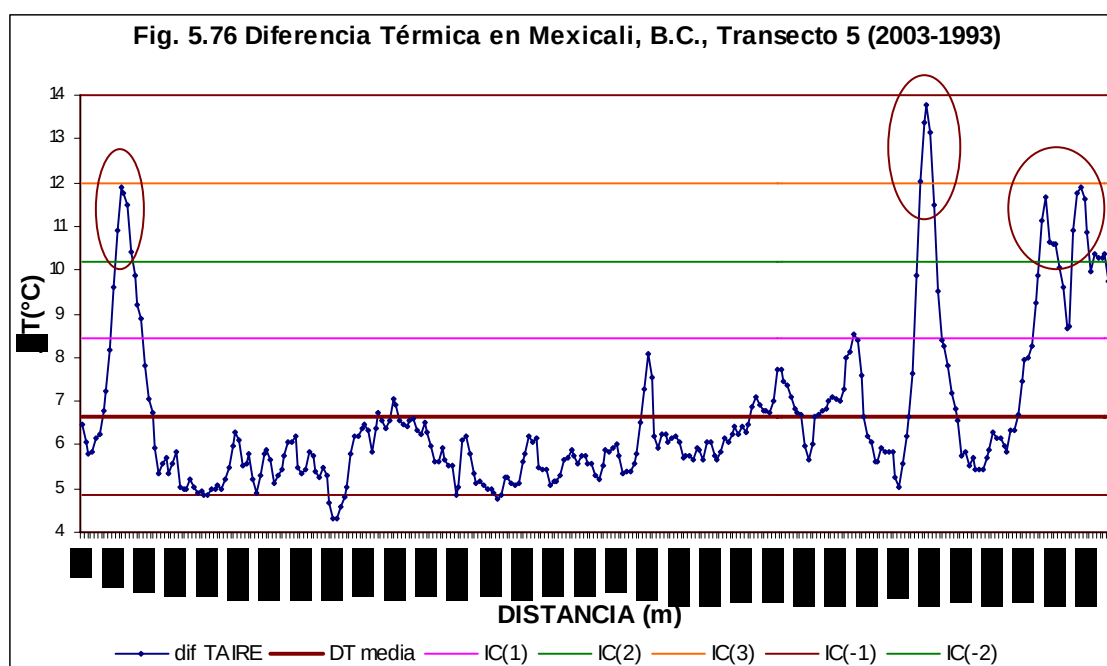
El porcentaje normal de diferencias térmicas de temperaturas estimadas del aire en la zona urbana de Mexicali, y su periferia, en el transecto 4, aumentaron en un 8.9%, mientras que los puntos calientes, ó islas urbanas de calor, aumentaron en un 1.5%, que se localizan en la fig. 5.75 en los óvalos rojos; los puntos fríos, o islas urbanas frías, disminuyeron en un 10.3%. La diferencia térmica media es de  $6.9^{\circ}C$ , con una desviación estándar de  $2.1^{\circ}C$ . Los valores extremos, máximo y mínimo, de diferencias térmicas fueron de  $13.6^{\circ}C$  y de  $2.7^{\circ}C$ , respectivamente, por lo que la amplitud térmica es de  $10.9^{\circ}C$ .





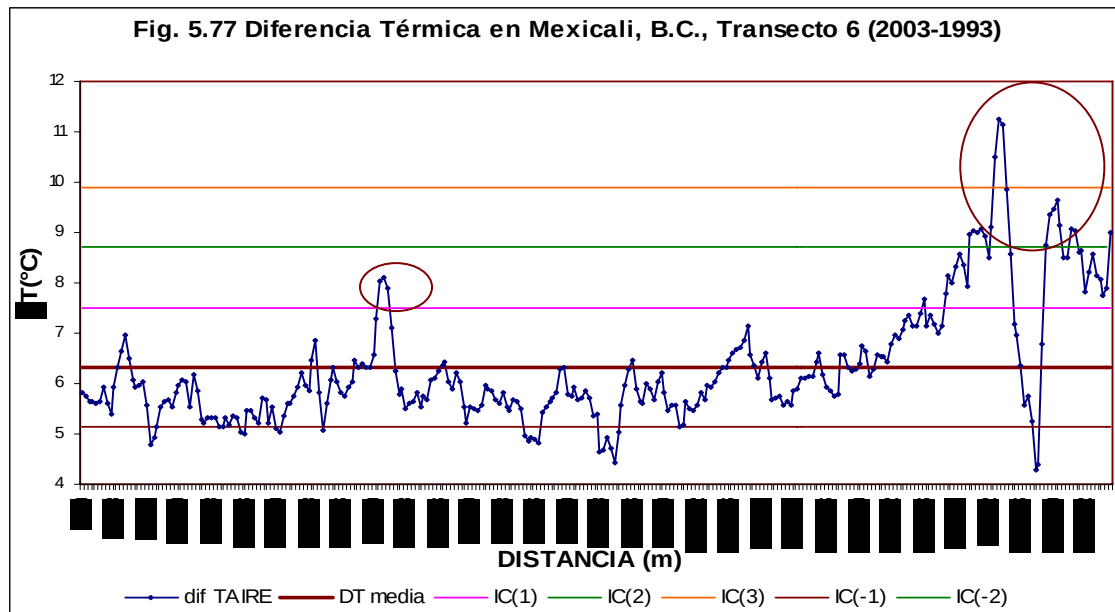
#### 5.3.3.11.5. Diferencia térmica en transecto 5 (W-E)

El porcentaje normal de diferencias térmicas de temperaturas estimadas del aire en la zona urbana de Mexicali, y su periferia, en el transecto 5, disminuyeron en un 19.4%, mientras que los puntos calientes, ó islas urbanas de calor, aumentaron en un 20.1%, que se localizan en la fig. 5.76 en los óvalos rojos; los puntos fríos, o islas urbanas frías, disminuyeron en un 0.6%. La diferencia térmica media es de 6.6°C, con una desviación estándar de 1.8°C. Los valores extremos, máximo y mínimo, de diferencias térmicas fueron de 13.8°C y de 4.3°C, respectivamente, por lo que la amplitud térmica es de 9.5°C.



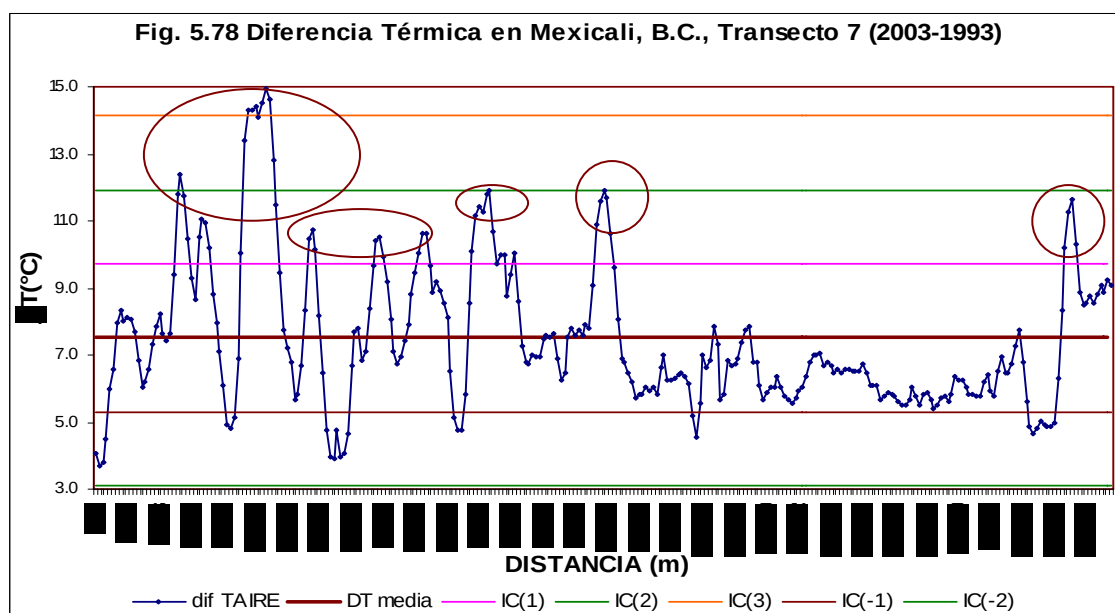
#### 5.3.3.11.6. Diferencia térmica en transecto 6 ( $W_{sup}-E_{sup}$ )

El porcentaje normal de diferencias térmicas de temperaturas estimadas del aire en la zona urbana de Mexicali, y su periferia, en el transecto 6, aumentaron en un 6.3%, mientras que los puntos calientes, ó islas urbanas de calor, disminuyeron en un 2.4%, que se localizan en la fig. 5.77 en los óvalos rojos; los puntos fríos, o islas urbanas frías, disminuyeron en un 10.1%. La diferencia térmica media es de 6.3°C, con una desviación estándar de 1.2°C. Los valores extremos, máximo y mínimo, de diferencias térmicas fueron de 11.3°C y de 4.3°C, respectivamente, por lo que la amplitud térmica es de 7.0°C.



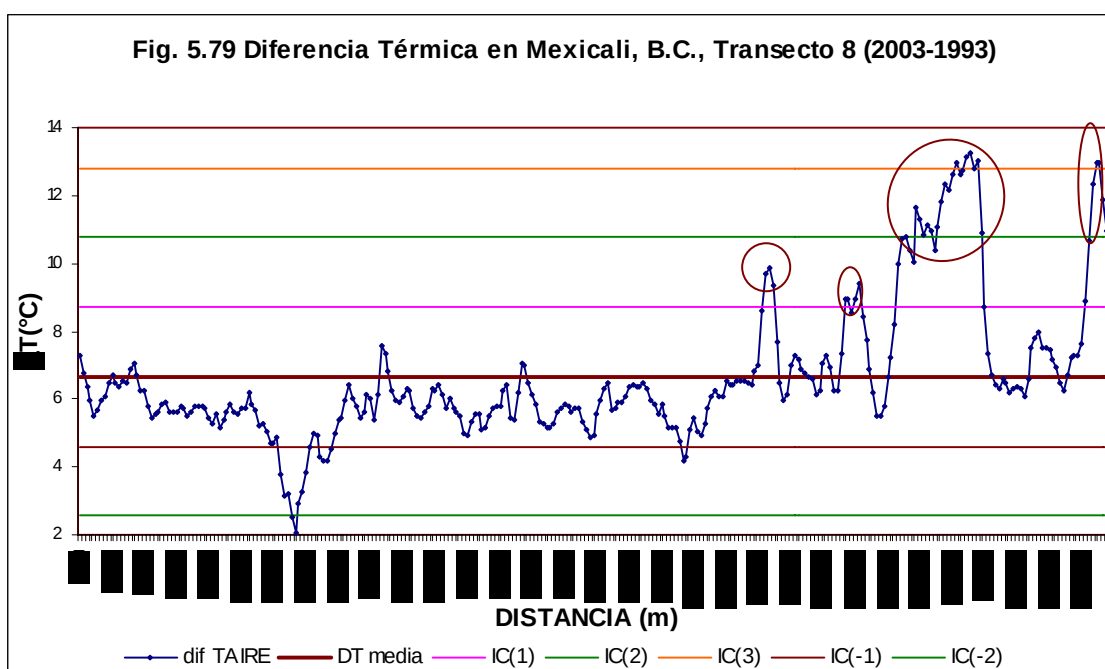
#### 5.3.3.11.7. Diferencia térmica en transecto 7 ( $W_{inf}-E_{inf}$ )

El porcentaje normal de diferencias térmicas de temperaturas estimadas del aire en la zona urbana de Mexicali, y su periferia, en el transecto 7, aumentaron en un 6.6%, mientras que los puntos calientes, ó islas urbanas de calor, aumentaron en un 3.5%, que se localizan en la fig. 5.78 en los óvalos rojos; los puntos fríos, o islas urbanas frías, disminuyeron en un 10.1%. La diferencia térmica media es de 7.5°C, con una desviación estándar de 2.2°C. Los valores extremos, máximo y mínimo, de diferencias térmicas fueron de 14.9°C y de 3.7°C, respectivamente, por lo que la amplitud térmica es de 11.2°C.



#### 5.3.3.11.8. Diferencia térmica en transecto 8 (bosque)

El porcentaje normal de diferencias térmicas de temperaturas estimadas del aire en la zona urbana de Mexicali, y su periferia, en el transecto 8, disminuyeron en un 4.2%, mientras que los puntos calientes, ó islas urbanas de calor, aumentaron en un 7.0%, que se localizan en la fig. 5.79 en los óvalos rojos; los puntos fríos, o islas urbanas frías, disminuyeron en un 2.8%. La diferencia térmica media es de 6.7°C, con una desviación estándar de 2.1°C. Los valores extremos, máximo y mínimo, de diferencias térmicas fueron de 13.3°C y de 2.0°C, respectivamente, por lo que la amplitud térmica es de 11.3°C.



#### 5.3.3.12. Resumen de diferencias de transectos térmicos

En la tabla 5.35 se presenta un resumen de las diferencias térmicas entre las imágenes de 2003 y 1993; se encuentra que la máxima diferencia es de 19.0°C, mientras que la mínima diferencia es de -9.8 °C (un valor anormal que se puede deber a defecto en la imagen de 2003). La diferencia térmica media tiene un valor de 6.8°C, con una desviación estándar de 2.4°C. En el análisis de transectos se observa que las diferencias térmicas medias extremas, mayor y menor, fueron de 7.5°C (transecto 7) y 5.8°C (transecto 1), respectivamente. Las desviaciones estándar extremas corresponden con esos valores extremos, es decir, en el transecto 7 se tiene el valor mayor de variabilidad (2.2°C), mientras que en el transecto 1 se tiene el menor valor (0.8°C). Esto indica que en el transecto 7 se debe haber tenido un mayor cambio en el uso del suelo, mientras que en el transecto 1 el menor cambio en sus usos. Siguiendo

esta lógica, y tomando a la desviación estándar como indicador de esos cambios, de mayor a menor cambio en los usos del suelo, incluyendo los transectos 7 y 1, se tendría lo siguiente (en paréntesis la desviación estándar): transecto 7 (2.2°C), transecto 4 (2.1°C), transecto 8, (2.1°C), transecto 2 (2.0°C), transecto 5 (1.8°C), transecto 3 (1.5°C), transecto 6 (1.2°C) y transecto 1 (0.8°C).

**Tabla 5.35** Estadísticas básicas de diferencias térmicas de transectos entre las imágenes del 6 de abril de 1993 y del 12 de mayo de 2003.

| TRANSECTO      | $\Delta T$ MAX. (°C) | $\Delta T$ MIN. (°C) | $\Delta T$ MEDIA (°C) | DESV. EST. $\Delta T$ MED (°C) | AMPLITUD TÉRMICA (°C) |
|----------------|----------------------|----------------------|-----------------------|--------------------------------|-----------------------|
| TODA LA IMAGEN | 19.0                 | -9.8                 | 6.8                   | 2.4                            | 28.8                  |
| 1(NW-SE)       | 9.7                  | 4.2                  | 5.8                   | 0.8                            | 5.5                   |
| 2(NE-SW)       | 13.7                 | 2.0                  | 6.8                   | 2.0                            | 11.7                  |
| 3(NNW-SSE)     | 12.5                 | 4.2                  | 6.3                   | 1.5                            | 8.3                   |
| 4(NNE-SSW)     | 13.6                 | 2.7                  | 6.9                   | 2.1                            | 10.9                  |
| 5(W-E)         | 13.8                 | 4.3                  | 6.6                   | 1.8                            | 9.5                   |
| 6(Wsup-Esup)   | 11.3                 | 4.3                  | 6.3                   | 1.2                            | 7.0                   |
| 7(Winf-Einf)   | 14.9                 | 3.7                  | 7.5                   | 2.2                            | 11.2                  |
| 8(bosque)      | 13.3                 | 2.0                  | 6.7                   | 2.1                            | 11.3                  |

La mayor amplitud sucedió en el transecto 2, con 11.7°C, siguiéndole el transecto 8, con 11.3°C, y en ese orden, transecto 7 (11.2°C), transecto 4 (10.9°C), transecto 5 (9.5°C), transecto 3 (8.3°C), transecto 6 (7.0°C) y transecto 1 (5.5°C), lo que indica un cambio notable en usos del suelo en el transecto 2, y poco cambio en el transecto 1 (corroborando el párrafo anterior).

**Tabla 5.36** Porcentajes de diferencias de frecuencia térmica en base a la desviación estándar. imagen térmica del 6 de abril de 1993-imagen térmica del 12 de mayo de 2003

| TRANSECTO      | ISLAS FRÍAS (%) | NORMAL (%) | ISLAS DE CALOR (%) |
|----------------|-----------------|------------|--------------------|
| TODA LA IMAGEN | -3.8            | 4.2        | -0.4               |
| 1(NW-SE)       | 3.0             | -7.6       | 4.6                |
| 2(NE-SW)       | -6.3            | -7.6       | -1.3               |
| 3(NNW-SSE)     | -0.5            | -1.0       | 1.6                |
| 4(NNE-SSW)     | -10.3           | 8.9        | 1.5                |
| 5(W-E)         | -0.6            | -19.4      | 20.1               |
| 6(Wsup-Esup)   | -3.8            | 6.3        | -2.4               |
| 7(Winf-Einf)   | -10.1           | 6.6        | 3.5                |
| 8(bosque)      | -2.8            | -4.2       | 7.0                |

En la tabla 5.36 se pueden ver los cambios porcentuales que se efectuaron en islas frías, valores normales, e islas de calor en las dos imágenes analizadas (2003 y 1993). Para toda la imagen las islas frías disminuyeron en un 3.8%, los valores normales aumentaron un 4.2%, y las islas de calor disminuyeron un 0.4% (habrá que recordar que las imágenes no solamente se circunscriben a la zona urbana, sino que también incluye áreas agrícolas, factor que posiblemente tenga que ver con los valores encontrados cuando se habla de “toda la imagen”). En lo que respecta a las diferencias térmicas en los transectos, se puede ver que a excepción de los perfiles 2

y 6, todos presentan un aumento en el desarrollo de islas de calor; excepcional es el transecto 5 (W-E) que presenta un incremento de 20.1%, el cual debe haber tenido un fuerte cambio en los usos del suelo durante el período analizado, pasando de “firmas” térmicas bajas a “firmas” térmicas altas (de baja absorptividad térmica y alto albedo a alta absorptividad térmica y bajo albedo). Le sigue el transecto 8 (bosque), con un incremento en IUC de 7.0%, y en ese orden, el transecto 1 (NW-SE), con 4.6%; transecto 7 (Winf-Einf), con 3.5%; transecto 3 (NNW-SSE), con 1.6%; y transecto 4 (NNE-SSW), con 1.5%. Las islas frías tienen una tendencia a disminuir, sobre todo en los transectos 4, con un 10.3%, y el transecto 7, con un 10.1%. En lo que respecta a valores normales, se observa una fuerte tendencia a su disminución, principalmente en los transectos 5, 1, 2, 8 y 3, con 19.4%, 7.6%, 7.6%, 4.2% y 1.0%, respectivamente.

### 5.3.3.13. Usos de suelo-temperatura del aire

Para cada uso del suelo y con la imagen térmica de 2003 como referencia se estimaron para cada uso, varios estadísticos, los cuales se muestran en la tabla 5.37 (para información de categorías, ver tabla 5.23).

**Tabla 5.37** Resumen estadístico de usos del suelo y temperaturas del aire

| Categoría | Temp. Mínima | Temp. Máxima | Temp. Media | Rango | Desv. Est. | Área (km <sup>2</sup> ) |
|-----------|--------------|--------------|-------------|-------|------------|-------------------------|
| 1         | 14.9         | 33.6         | 30.2        | 18.7  | 1.5        | 87.8                    |
| 2         | 22.9         | 32.8         | 30.7        | 9.9   | 1.1        | 2.3                     |
| 3         | 15.2         | 34.1         | 30.1        | 18.9  | 1.6        | 14.2                    |
| 4         | 27.4         | 33.1         | 30.6        | 5.7   | 0.6        | 6.8                     |
| 5         | 24.8         | 31.8         | 28.4        | 7.0   | 1.3        | 4.2                     |
| 6         | 24.4         | 32.3         | 30.2        | 7.9   | 1.2        | 4.5                     |
| 7         | 28.1         | 31.8         | 30.1        | 3.7   | 0.6        | 0.4                     |
| 8         | 29.4         | 33.4         | 31.1        | 4.1   | 0.9        | 0.5                     |
| 9         | 26.1         | 31.9         | 28.8        | 5.8   | 1.3        | 0.6                     |
| 10        | 25.4         | 32.9         | 29.6        | 7.6   | 1.4        | 17.0                    |
| 11        | 31.1         | 31.6         | 31.4        | 0.5   | 0.2        | 0.03                    |

Para entender los impactos de uso del suelo/cobertura de suelo en las temperaturas del aire, se deben analizar las características de las “firmas” térmicas de cada tipo de cobertura de suelo. En la tabla 5.37 se presenta en forma resumida las 11 categorías de uso del suelo y las temperaturas del aire. Se presentan los valores promedios de temperatura del aire, así como máximos y mínimos, su desviación estándar, el rango y el área en km<sup>2</sup> de cada uso del suelo.

El valor promedio más alto de temperaturas del aire (31.4°C) corresponde a las dunas, situadas al oriente de la ciudad, con una desviación estándar de 0.2°C. Le sigue el promedio para la superficie urbana, ó con construcciones de cualquier tipo, que es de 30.4°C, y una desviación estándar de 1.1°C. Le sigue, en ese orden descendente, la zona agrícola con 29.6°C, y desviación estándar de 1.4°C, las obras

de almacenamiento, con 28.8°C, y desviación estándar de 1.3°C, y finalmente el uso verde, con un valor de 28.4°C, y una desviación estándar de 1.3°C. De acuerdo a lo anterior se observa que, a excepción de la zona arenosa situada al oriente de la zona urbana, las áreas construidas registran la temperatura promedio más alta, y que las áreas verdes con una diferencia de 1.6°C, respecto al área urbana, la temperatura más baja de todos los usos del suelo analizados.

## 5.4. De la estabilidad atmosférica

De acuerdo a los métodos descritos en la sección 3.6 se estimó la estabilidad atmosférica, cuyos resultados se presentan a continuación. En ambas campañas de mediciones, realizada en los años de 2001 y 2003, se tuvo para dos lugares, la zona suburbana Mexicali (UABC), y la zona rural desértica Villa Emiliano Zapata (VZAP). Al tener dos lugares con características físicas diferentes, y con mediciones simultáneas, es posible comparar la estabilidad atmosférica y relacionarla con los usos del suelo.

Ya que localmente no se han realizado radiosondeos ó mediciones de la variación térmica vertical, no fue posible realizar una comparación con los métodos alternos que aquí se han utilizado, sin embargo, cada uno de ellos ha sido aplicado con éxito en diversos lugares (Lee y Lo, 199X, Ludwig and Dabberdt (1976), Jáuregui *et al*, 1980, Tejeda *op. cit.*, 1996). Los métodos utilizados, basados en el esquema que Pasquill propuso, y modificados posteriormente por Gifford y Turner, se comparan con el parámetro de estabilidad atmosférica de Monin-Obhukov:  $\zeta = (z - z_d)/LMO$  (Panofsky y Dutton, 1984), que es un método de evaluación directa, Christen y Vogt, 2004, llamado aquí método 4; este método parece ser el más confiable ya que toma en cuenta para su cálculo las variables que están directamente involucradas en ese proceso, tales como flujo de calor sensible ( $Q_H$ ), velocidad de fricción ( $u^*$ ) y rugosidad superficial ( $z_0$ ); por esa razón se eligió este método para compararlo con los métodos alternos, llamados aquí método 1 (basado en la desviación estándar de la dirección horizontal del viento,  $\sigma_\theta$ ), método 2 (basado en la desviación estándar de la dirección vertical del viento,  $\sigma_\phi$ ), y método 3 (basado en la radiación solar global, radiación neta y velocidad del viento,  $R_g Q^*$ ).

Así, el análisis de la estabilidad atmosférica en el período nocturno se realiza mediante: 1) comparación de métodos de estimación, 2) equivalencia de métodos de estimación, 3) estabilidad atmosférica comparativa entre UABC y VZAP, 4) Patrón diurno de estabilidad atmosférica (con categorías Pasquill-Gifford-Turner), y 5) Patrón diurno de estabilidad atmosférica (con parámetro de estabilidad Monin Obhukov).

### 5.4.1. Comparación de métodos de estimación

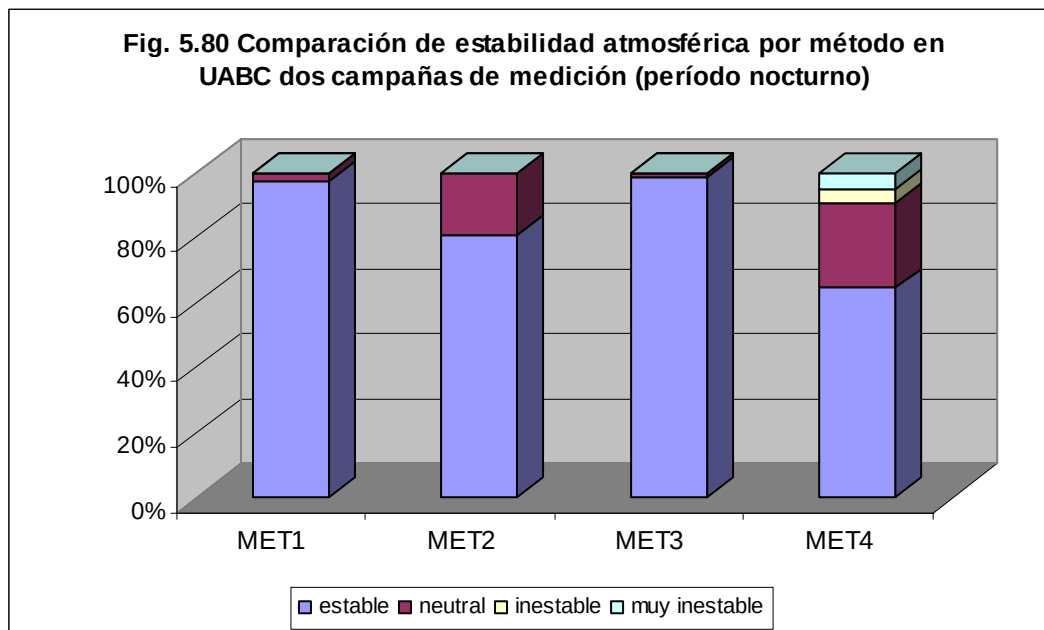
Para realizar lo anterior, como ya se comentó en la sección 3.6, las 6 categorías de Pasquill *op cit.*, se redujeron a 4: muy inestable, inestable, neutral y estable; esto se hizo con la finalidad de poder hacer la comparación con las del parámetro de estabilidad de Monin-Obhukov ( $\zeta$ ), Christen y Vogt, *op. cit.*, 2004. De tal comparación resultó lo siguiente:

a) los tres métodos alternos sobrestiman la estabilidad superficial nocturna, con un poco más de 30%, tanto en la zona suburbana (UABC), como en la zona rural desértica (VZAP), sobre todo con los métodos 1 ( $\sigma_\theta$ ) y 3 ( $R_g Q^*$ ), (figs. 5.80 y 5.81), que son a su vez los métodos más coincidentes entre ellos;

b) las condiciones neutras son subestimadas por los tres métodos alternos, pero un poco menos con el método 2 ( $\sigma_\phi$ );

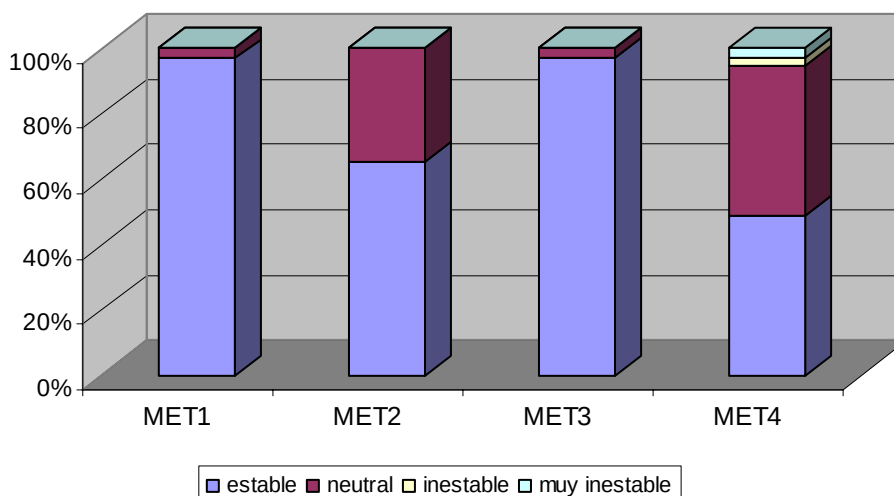
c) las condiciones inestables en el período nocturno no son estimadas en absoluto con los tres métodos alternos; con el parámetro de estabilidad de Monin Obhukov, se tiene la mayor frecuencia en el lugar suburbano (UABC), comparado con el lugar rural (VZAP);

d) en el período diurno, los métodos 2 ( $\sigma_\phi$ ) y 3 ( $R_g Q^*$ ), son más coincidentes con las estimaciones de condiciones de estabilidad atmosférica del método 4 ( $\zeta$ ); el método 1 ( $\sigma_\theta$ ), comparado al método 4 sobrestima un 23% las condiciones de categoría muy inestables (fig. 5.82).

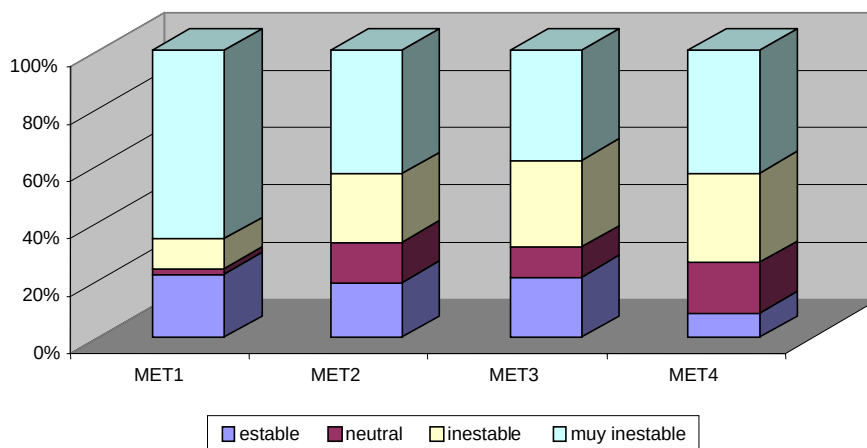




**Fig. 5.81 Comparación de estabilidad atmosférica por método en VZAP dos campañas de medición (período nocturno)**



**Fig. 5.82 Comparación de estabilidad atmosférica en UABC 14 al 25 de junio de 2003 (período diurno)**



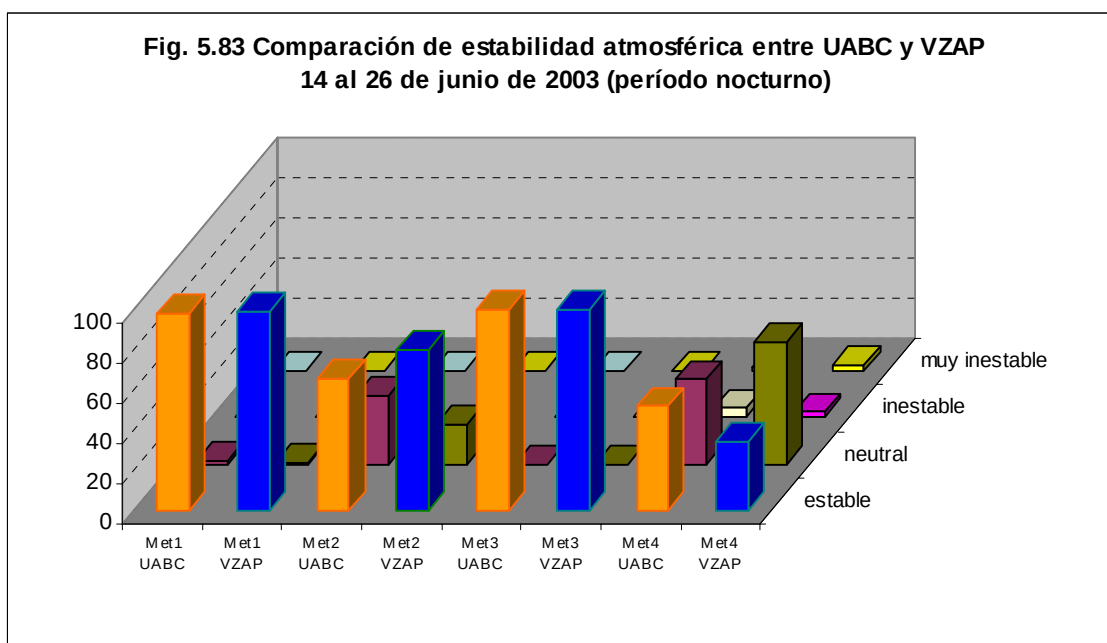
#### 5.4.2. Equivalencia de métodos de estimación (período nocturno)

Siguiendo a Tejeda *op. cit.*, 1996, se consideró que la equivalencia es total, si la categoría diagnosticada por ambos métodos es la misma; la equivalencia es media si discrepan en una categoría, y ninguna si discrepan en dos ó más categorías.

Tanto para UABC como para VZAP, los métodos 1 ( $\sigma_\theta$ ) y 3 ( $R_g Q^*$ ) son los más equivalentes; con respecto al parámetro de estabilidad de Monin Obhukov (método 4,  $\zeta$ ), tuvo mayor equivalencia con el método 2 ( $\sigma_\phi$ ), y su mayor discrepancia fue con el método 3 ( $R_g Q^*$ ).

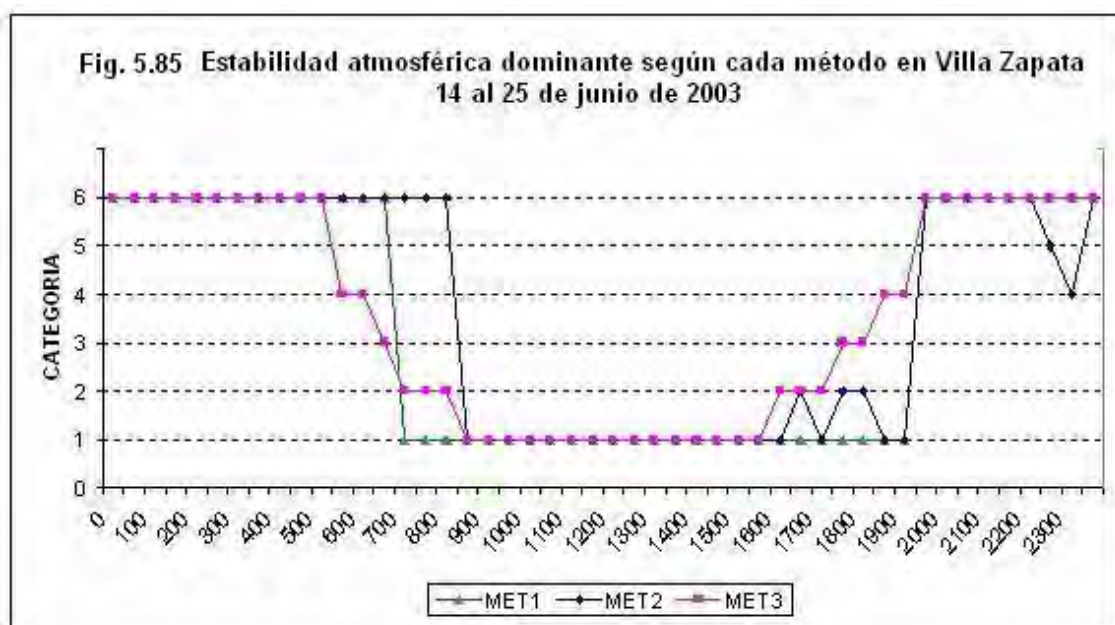
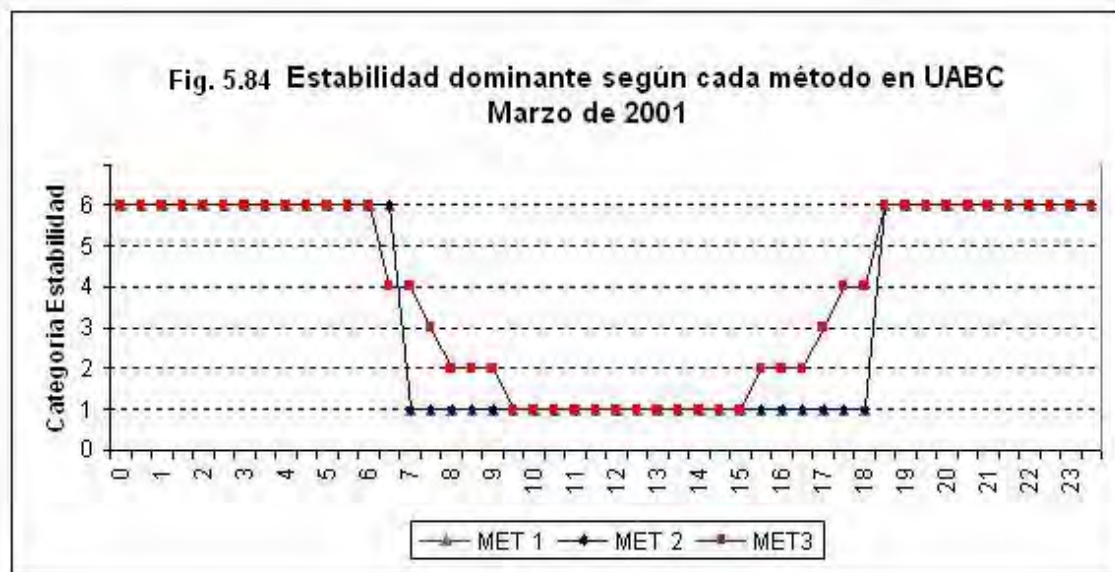
### 5.4.3. Estabilidad atmosférica comparativa entre UABC y VZAP

Con el método directo (método 4,  $\zeta$ ), se estimó una frecuencia mayor de condiciones estables en el período nocturno en el sitio suburbano (UABC), que en el sitio rural (VZAP), observándose lo contrario con el método 2 ( $\sigma_\phi$ ); con los métodos 1 ( $\sigma_\theta$ ) y 3 ( $R_g Q^*$ ) se tienen igualdad de condiciones estables, fig. 5.83. En lo que respecta a condiciones neutras no hay un común acuerdo entre métodos, ya que, con el método 4 fue menor (19%) la frecuencia en UABC que en VZAP, mientras que con el método 2, fue mayor la frecuencia (15%) en UABC que en VZAP. Las condiciones inestables con el método 4, en el período nocturno fueron ligeramente mayores (3.7%) en UABC que en VZAP.



### 5.4.4. Patrón diurno estabilidad atmosférica (categorías Pasquill-Gifford-Turner)

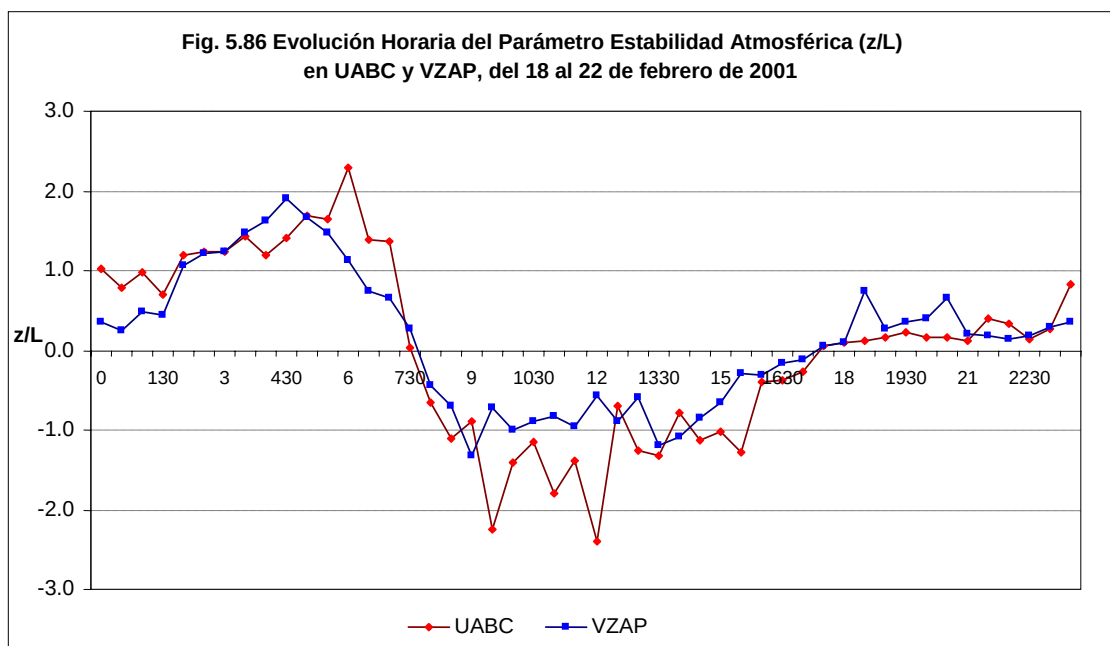
Los métodos basados originalmente en las categorías de Pasquill, y más tarde modificados por él mismo, y por Gifford y Turner (categorías A a F), muestran, en general un patrón nocturno con categorías D a F (neutro a moderadamente estable), y un patrón diurno con categorías C a A (inestabilidad ligera a absoluta). Se observa que con el método 1 la categoría de estabilidad dominante horaria cambia abruptamente de moderadamente estable (F) a absolutamente inestable (A), mientras que el método 3 presenta los cambios diurnos de forma paulatina, lo que indica que es el más sensible a la variación diurna de los elementos meteorológicos, (figs. 5.84 y 5.85).



#### 5.4.5. Patrón diario de estabilidad atmosférica (con parámetro de estabilidad Monin Obhukov)

La variación diaria del parámetro de estabilidad de Monin Obhukov (M-O) se presenta en las figuras 5.86 y 5.87 para UABC y VZAP; en esas gráficas se puede observar que los valores negativos del parámetro de estabilidad de M-O ocurren en el período diurno, indicando condiciones atmosféricas inestables, y que los valores positivos suceden en el período nocturno, relacionados con condiciones atmosféricas estables; el comportamiento es similar al mostrado con el método de Pasquill/Turner, descrito en la sección anterior.

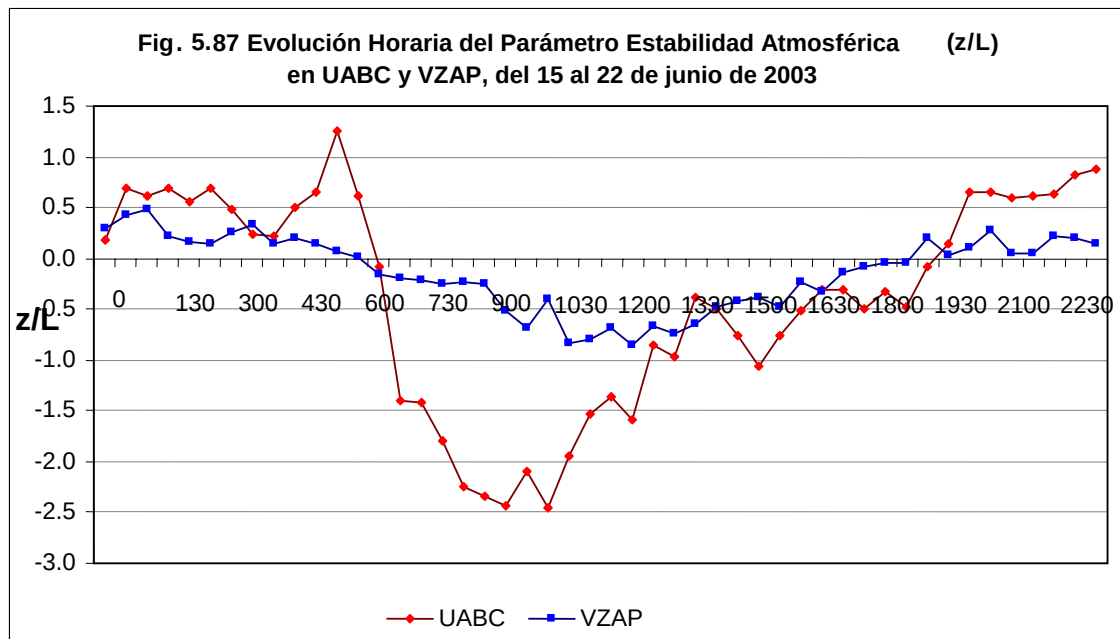
Dado que la magnitud de este parámetro de estabilidad determina la intensidad de las condiciones turbulentas, se observa que en el período diurno mostrado en la figura 5.87 (que son para condiciones de cielo despejado), hay mayor inestabilidad, en el período diurno, en la zona suburbana (UABC) comparada a la zona rural desértica (VZAP). Otra característica interesante de notar es que la inestabilidad parece alcanzar su máximo antes del mediodía.



Las condiciones estables, al menos para la campaña llevada a cabo en el 2001, son muy parecidas en ambos lugares, aunque en términos de magnitudes relativas, UABC presenta valores mayores, lo que quiere decir que en iguales condiciones de contaminación, Villa Zapata dispersaría más fácilmente que la UABC, aunque en general, los contaminantes se dispersarán más lentamente en la ciudad debido a una menor ventilación originada por una mayor rugosidad del tejido urbano, en comparación con la zona desértica.

En la campaña de mediciones de junio de 2003 (fig. 5.87), se observa nuevamente mayor inestabilidad en el período diurno en UABC que en VZAP. Sin embargo, en las horas nocturnas hay más estabilidad en la zona urbana que en la zona rural desértica, coincidente con lo estimado por los métodos 1 y 3 de Pasquill/Turner.

Se observan también condiciones de estabilidad neutra, con el mayor número de horas en Villa Zapata, comparado con UABC.



#### 5.4.6. Resumen comparativo de métodos de estimación de estabilidad atmosférica

De lo analizado en este capítulo referente a la evaluación de la estabilidad atmosférica superficial en UABC Y VZAP, con un método directo ( $\zeta$ ), y tres métodos alternos ( $\sigma_\theta$ ,  $\sigma_\phi$  y  $R_g Q^*$ ), para su empleo en los modelos de difusión de contaminantes, se pueden resumir los siguientes puntos:

1. Los métodos 1 ( $\sigma_\theta$ ) y 3 ( $R_g Q^*$ ) tienden a sobrevaluar la frecuencia de situaciones estables, corroborando el resultado de Tejeda *op. cit.*, 1996. En cambio se tiene un resultado diferente al de Ludwig y Dabberdt *op. cit.*, 1976, sobre la alta coincidencia de los métodos 2 ( $\sigma_\phi$ ) y 3 ( $R_g Q^*$ ).
2. El método más coincidente con el parámetro de estabilidad Monin Obhukov ( $\zeta$ ), es el método 2 ( $\sigma_\phi$ ), que está basado en la desviación estándar de la dirección vertical del viento.
3. Los tres métodos alternos subestiman la inestabilidad nocturna; en el período diurno hay más coincidencia del método 4 ( $\zeta$ ), con los métodos 2 ( $\sigma_\phi$ ) y 3 ( $R_g Q^*$ ), es decir bajo condiciones inestables estos métodos parecen trabajar bien en ese período.
4. La estabilidad atmosférica superficial nocturna es mayor en el sitio suburbano que en el sitio rural con los métodos 2 ( $\sigma_\phi$ ) y 4 ( $\zeta$ ); este resultado es contrario a lo obtenido en el estudio de Christen y Vogt, *op. cit.*, 2004; hasta el momento no se encuentra una explicación plausible, ya que, aunque el flujo de calor sensible permanece negativo en la ciudad en el promedio nocturno, es decir, la

energía es transportada hacia la superficie, contribuyendo a una estratificación estable en la temperatura del aire, y tal vez formando una inversión térmica, la misma situación se da en la zona rural con valores ligeramente superiores.

5. Las condiciones inestables, con el método 4 ( $\zeta$ ), tanto en el período diurno, como en el nocturno, son mayores en la zona urbana que en la zona rural, lo que se debe a la mayor disponibilidad de calor sensible y mayor rugosidad del terreno, así que el uso del suelo parece ser importante para la presentación de condiciones más frecuentes tanto de turbulencia térmica como de turbulencia mecánica.
6. El método alterno 3 ( $R_g Q^*$ ), al igual que el método 4, es el más sensible a las variaciones meteorológicas diurnas, y parece estimar bien la estabilidad atmosférica en ese período, como puede verse en la figura 5.82 al compararlo con el método 4 ( $\zeta$ ), lo que parece corresponder a la buena relación que existe entre la turbulencia de bajo nivel y el balance de energía entre la atmósfera y la superficie.
7. El método 1 ( $\sigma_\theta$ ) es el que menor frecuencia de condiciones neutras estimó, tal vez porque el cielo estuvo mayormente despejado, contrario a lo encontrado en el estudio de Lee y Lo *op. cit.*

## 6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

### 6.1. Del balance energético atmosférico

El balance de energía en el sistema atmósfera-suelo —realizado en dos campañas de medición en tres lugares con características físicas diferentes, la primera efectuada en el invierno e inicios de primavera del año 2001, y la segunda a principios del verano del año 2003— ha contribuido para entender mejor los procesos de intercambio de los principales flujos energéticos en un ambiente desértico, modificado por la presencia del hombre. Los diferentes usos del suelo en cada sitio de medición, de acuerdo a los resultados presentados, se ve que influyen, desde cuánta energía neta se tiene en cada sitio, hasta en la repartición de cuánta de esta energía neta disponible va a calentar el aire, evaporar el agua ó calentar el suelo. En lo que sigue se discuten los resultados y se comparan contra los obtenidos en otras partes del mundo.

La mayor radiación neta se encontró para la zona rural desértica (VZAP), seguida por la zona rural con riego (CAMP), y al final la zona suburbana (UABC), explicable posiblemente por la mayor transparencia del aire en las zonas rurales, con lo que se tiene mayor ganancia de radiación de onda corta; las diferentes propiedades físicas de uso del suelo, como la admitancia térmica, dan lugar a que el flujo terrestre emitido como onda larga, y que está en función directa de la temperatura (de acuerdo a la ley de Steffan Boltzman), sea diferente para cada lugar; el haber elegido para el análisis solamente los días despejados, y por tanto que el aire estuviera relativamente seco, también contribuye a una gran pérdida de energía en la noche, como flujo de radiación de onda larga. Otros factores que posiblemente expliquen por qué se tuvo una  $Q^*$  más baja en la zona suburbana (UABC), comparada con VZAP y CAMP, es que el área fuente del radiómetro neto incluyó materiales reflectivos (el techo donde se instaló el radiómetro neto estaba pintado de blanco, además de que en su entorno inmediato se tienen áreas asfaltadas), lo que probablemente resultó en un mayor albedo (que pudo incrementar la radiación de onda corta saliente) y además las temperaturas superficiales estuvieron más altas en UABC (por tanto mayor emisividad, que pudo disminuir la radiación neta de onda larga). El resultado anterior podría sugerir que la ciudad, al tener un albedo más alto (pues la mayoría de sus techos están pintados de blanco), que sus alrededores, tiene menos energía disponible para calentar el aire ( $Q_H$ ), el tejido urbano ( $Q_S$ ), y en suministrar energía para evaporación ( $Q_E$ ).

Para comparar los flujos de energía entre los lugares de medición, y que no estén sesgados por sus valores absolutos, los flujos promedio horarios, de las dos campañas de medición, se normalizaron con los valores de radiación neta:  $Q_H/Q^*$ ,

$Q_E/Q^*$ ,  $Q_S/Q^*$ , y  $Q_H/Q_E$ . Estas relaciones se usan para observar las tendencias relativas de los flujos durante el día y se usan comúnmente para parametrización (Grimmond y Cleugh, 1994).

La relación  $Q_H/Q^*$ , expresa que tanta energía se va hacia el calentamiento del aire, en lugar de evaporar la superficie o calentar el tejido urbano. Se puede observar que el valor encontrado, cuando  $Q^* > 0$ , en el área urbana es de 0.58 (valor promedio diario es de 0.74), y es mayor que en el área rural desértica que es de 0.43 (valor promedio diario es de 0.51), y en el área rural con riego que es de 0.41 (valor promedio diario es de 0.50), lo que indica que más energía en el área urbana se va hacia el calentamiento del aire, que en el área rural; por lo expresado en los valores promedios diarios se nota un incremento, respecto del período diurno, pero el orden en que se presentan es el mismo. Lo expuesto hasta este momento permite reflexionar que la modificación realizada por el hombre, al construir la ciudad de Mexicali, ha cambiado la forma en que la partición de energía se realiza; se puede ver también que un lugar en el que hay áreas verdes y riego (que necesariamente debe haber para que haya vegetación, ya que la precipitación es escasa), el consumo energético es menor para calentar el aire. En el sitio suburbano donde se realizaron las mediciones se tiene un porcentaje de aportación de áreas verdes (ver tabla 9), en su mayor proporción en dirección oriente de un 20.5%, contra un 79.5% de los demás usos; en algunos otros sectores esta aportación es nula. Otra cuestión por considerar es la altura a la que se realizaron las mediciones (casi 20 m de altura desde el nivel de la calle), lo que nos lleva a la cuestión fundamental de la climatología urbana, un problema no resuelto hasta el momento, y que obliga a la pregunta ¿qué tanto habrían variado las mediciones si las hacemos a nivel del piso?, es decir, propiedades físicas superficiales como el albedo, la admitancia térmica, la capacidad calorífica, la conductividad térmica, etc., varían todas en cortas distancias en una zona urbana donde la heterogeneidad en los usos del suelo es muy grande en pequeñas distancias. Sin embargo, por el momento interesa el contraste entre los tres ambientes donde se llevaron a cabo las mediciones, y como ésta diferencia de ambientes también se da al interior de la ciudad, una extrapolación de los resultados obtenidos tal vez pueda darse al interior de la misma zona urbana. Lo que si es un hecho es que la ciudad de Mexicali, al contrario de la mayoría de las ciudades donde se han realizado estudios de clima urbano (a excepción de Tucson y Phoenix en Arizona), ha aumentado sus áreas verdes, ya que habrá que recordar que ésta se ha construido sobre un desierto natural, y en medio de dos sistemas de cultivo (valle de Mexicali y valle Imperial, ver fig. 1.3), lo que le da características sumamente especiales, en cuanto al impacto del cambio en la cobertura del suelo y su efecto en la modificación climática.



Al respecto, de acuerdo a lo que se ha discutido y para efectos de comparación con otros lugares, se tomaron los valores de la segunda campaña mediciones, ya que las observaciones en otros sitios se han realizado en la primavera ó el verano (a excepción de México, D.F., que fue en el invierno). Así, cuando  $Q^* > 0$ , el valor encontrado (0.72) para el área suburbana de Mexicali (UABC) es mayor que para los suburbios de Vancouver, Tucson, México, D.F., Los Angeles, Miami, Chicago y Barcelona (0.62, 0.52, 0.38, 0.43, 0.42, 0.46, y 0.34, respectivamente; Grimmond y Oke, 1994; Jáuregui *et. al.*, 2002 ). Se puede observar también que, respecto al área desértica rural (VZAP, 0.51), solamente es superado por Vancouver y Tucson; el valor encontrado para el área rural con riego (CAMP, 0.41), con excepción de la ciudad de México, D.F., es superado por todos los demás lugares (tabla 6.1).

**Tabla 6.1** Resumen de razones de flujo energético para varias ciudades, en periodos diurnos de verano con cielos despejados

| $Q^*>0$                | <b>UABC</b><br>(suburbano) | <b>VZAP</b><br>(rural<br>desértico) | <b>CAMP</b><br>(rural<br>con<br>riego) | <b>Vancouver</b><br>(suburbio)+ | <b>Tucson</b><br>(suburbio)/<br><b>Tucson</b><br>(desierto)+ | <b>México</b><br><b>D.F. +</b> | <b>Los</b><br><b>Angeles+</b> | <b>Miami+</b> | <b>Chicago+</b> | <b>Barcelona</b><br>(urbano)++ |
|------------------------|----------------------------|-------------------------------------|----------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|---------------|-----------------|--------------------------------|
| $Q_H/Q^*$              | 0.72                       | 0.51                                | 0.41                                   | 0.62                            | 0.52/<br>0.59                                                | 0.38                           | 0.43                          | 0.42          | 0.46            | 0.34                           |
| $Q_E/Q^*$              | 0.03                       | 0.01                                | 0.39                                   | 0.22                            | 0.25/<br>0.04                                                | 0.04                           | 0.26                          | 0.27          | 0.37            | 0.10                           |
| $Q_S/Q^*$              | 0.25                       | 0.47                                | 0.19                                   | 0.17                            | 0.23/<br>0.37                                                | 0.58                           | 0.31                          | 0.30          | 0.17            | 0.56                           |
| $\beta =$<br>$Q_H/Q_E$ | 26.4                       | 41.2                                | 1.1                                    | 2.9                             | 2.1/<br>14.7                                                 | 9.9                            | 1.6                           | 1.6           | 1.2             | 7.1                            |

+Grimmond et al (1993)

++ Jáuregui et al (2002).

En el período de 24 horas,  $Q_H/Q^*$  con un valor de 0.86, el área suburbana de Mexicali, se ve superada solamente por la ciudad de México, D.F. (1.07), como puede verse en la tabla 6.2.

Todas las ciudades con las que se han comparado los tres sitios de medición, realizados en este trabajo, son contrastantes al menos en tres aspectos principales: clima, morfología superficial y uso del suelo, factores que parecen ser importantes para el diferente comportamiento en la partición del balance energético superficial.

**Tabla 6.2** Resumen de razones de flujo energético para varias ciudades, en periodos diarios de verano con cielos despejados

| <b>24 horas</b> | <b>UABC</b><br>(suburbano) | <b>VZAP</b><br>(rural desértico) | <b>CAMP</b><br>(rural con riego) | <b>Vancouver</b><br>(suburbio)+ | <b>Tucson</b><br>(suburbio)+ | <b>México</b><br>D.F. + | <b>Los Angeles+</b> | <b>Miami+</b> | <b>Chicago+</b> |
|-----------------|----------------------------|----------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|------------------------------|-------------------------|---------------------|---------------|-----------------|
| $Q_H/Q^*$       | 0.86                       | 0.58                             | 0.50                             | 0.82                            | 0.62                         | 1.07                    | 0.48                | 0.49          | 0.51            |
| $Q_E/Q^*$       | 0.03                       | 0.02                             | 0.47                             | 0.30                            | 0.39                         | 0.09                    | 0.30                | 0.33          | 0.46            |
| $Q_S/Q^*$       | 0.11                       | 0.39                             | 0.03                             | -0.12                           | -0.01                        | -0.16                   | 0.22                | 0.18          | 0.04            |
| $\beta =$       | 34.5                       | 26.4                             | 1.1                              | 2.72                            | 1.58                         | 11.58                   | 1.60                | 1.47          | 1.11            |
| $Q_H/Q_E$       |                            |                                  |                                  |                                 |                              |                         |                     |               |                 |

+Grimmond et al (1993)

La relación  $Q_E/Q^*$ , como ya se dijo, expresa que tanta energía se va hacia evaporación de las superficies, en lugar de calentar el aire o el tejido urbano. Un valor promedio para las dos campañas de medición indica que, para el área suburbana (UABC), lo mismo que para el área rural desértica (VZAP), cuando  $Q^* > 0$ , se tiene un valor sumamente bajo (como cabría esperar para un ambiente seco), de 0.05 y 0.04, respectivamente, lo que indica que de la energía disponible solamente un 5%, y un 4%, se gasta en evaporación, lo que habla de la carencia de humedad disponible para este proceso, ya que hay suficiente energía para que se de éste. Y para muestra se puede ver que para el área rural con riego (CAMP) se tiene un valor de 0.39 que lo convierte en un sumidero muy importante de energía, solamente un 2% abajo del flujo de calor sensible.

Los valores encontrados de  $Q_E/Q^*$ , en el período diurno, en la campaña de verano (tabla 5.6), y que se utilizan aquí para propósitos de comparación, se observa que son sumamente bajos, para UABC, 0.01, y para VZAP, 0.02; solamente para CAMP este valor es alto (0.39), como ya se mencionó un párrafo atrás; los valores en UABC y en VZAP, son los más bajos que se han encontrado, los más similares reportados son para el desierto de Tucson (0.04), y para la ciudad de México, D.F. (0.04); para las ciudades de Vancouver, Tucson (suburbano), Los Angeles, Miami, Chicago y Barcelona, reportan valores más altos (0.22, 0.25, 0.26, 0.27, 0.37 y 0.10, respectivamente). El sitio rural con vegetación (CAMP), tiene el valor más alto de los reportados hasta ahora, lo cual habla de que habiendo energía suficiente y humedad disponible (por el riego presente en el lugar la mayor parte del día) el gasto energético para el proceso de evaporación se convierte en uno de los sumideros principales de energía; ¿qué implicaciones puede tener esto?, bueno, que si se desea bajar la temperatura del aire en la zona urbana, habría que incrementar la vegetación acoplada a un buen sistema de riego.

Para el período de 24 horas la situación con respecto a las comparaciones no cambia, tal y como puede verse en la tabla 26, ya que otra vez UABC y VZAP tienen valores muy bajos, y CAMP vuelve a estar en primer lugar en el gasto energético para evaporación

Con respecto al entorno y las áreas fuente del flujo de calor latente en cada sitio de medición, se puede decir que los valores encontrados reflejan la escasa vegetación que se tiene tanto en UABC, como en VZAP (el área urbana, comparativamente, tiene más vegetación que el lugar rural, pero la ubicación de la estación de balance energético, sobre la azotea de un edificio de dos pisos, posiblemente influya en los valores encontrados). En CAMP, en cambio, estando los equipos de medición a baja altura, sobre un área con césped, y además irrigado, hace de este punto un perfecto lugar para generarle una condición de "oasis", que es justamente el caso documentado.

La relación  $Q_s/Q^*$  expresa que tanta energía va hacia calentamiento del tejido urbano, en lugar de calentar el aire o de evaporar las superficies. Un valor promedio para ambas campañas de medición, cuando  $Q^* > 0$ , indica que para el área suburbana (UABC) es de 0.37, para el área rural desértica (VZAP) es de 0.53, y para el área rural con riego es de 0.19. De aquí, es evidente, que el flujo de calor almacenado es el segundo término más importante en el balance de energía superficial en el área urbana (0.58 de flujo de calor sensible y 0.05 de flujo de calor latente); en el área desértica rural, el flujo de calor almacenado, que es un resultado inesperado, es el término más importante (0.43 de  $Q_H$ , y 0.04 de  $Q_E$ ).

La comparación realizada para la campaña de verano del 2003 (tabla 6.1), muestra que el valor encontrado para UABC (0.25, lugar suburbano), es superado en el período diurno, es decir, cuando  $Q^* > 0$ , por México, D.F., Los Angeles, Miami y Barcelona (0.58, 0.30, 0.31 y 0.56, respectivamente), mientras que se encuentran valores menores para Vancouver, Tucson suburbano y Chicago (0.17, 0.23 y 0.17, respectivamente). La morfología de las ciudades comparadas, la densidad constructiva, etc., es desde luego muy diferente a la ciudad de Mexicali, p.e., las ciudades de México y Barcelona, hablando desde luego de las construcciones donde se hicieron las mediciones de balance energético, son de material denso y tienen una gran superficie activa. Los usos del suelo en el caso de la ciudad de México son predominantemente institucionales (oficinas de gobierno, museos, iglesias, oficina postal educativa), y comerciales (Oke *et al.*, 1999).

El valor estimado de  $Q_s/Q^*$  para VZAP (lugar rural desértico) es considerablemente alto (0.47), el suelo en el área rural absorbe casi el doble que la

ciudad, encontrándose que en este caso, y opuesto a lo que se ha encontrado en otros lugares, el ambiente rural que tiene un albedo más pequeño, es un mejor absorbente (por tanto más admitancia térmica). Al compararla con otra ciudad desértica del otro lado de la frontera (Tucson) , se muestra que ambas ciudades evaporan más que sus alrededores, si no se encuentran fuentes disponibles de agua, como en el caso de CAMP. La zona suburbana de Mexicali (UABC) usa el triple de energía disponible para calentar el aire urbano ( $Q_H$ ), respecto de la usada para calentar el suelo, y consume solo una octava parte de  $Q_E$  para evaporación que la ciudad de Tucson. Esto podría explicar la presencia de la isla de calor observada en la ciudad de Mexicali. Lo característico de ambos lugares es el almacenamiento de energía relativamente grande que se da en el suelo rural (0.47 en VZAP y 0.35 en Tucson). Sin embargo, parece que, como ha sido encontrado por Oke *et al.*, 1998, que el desierto dispersamente vegetado toma y libera más calor que la ciudad cercana.

Para el período de 24 horas se puede ver de la tabla 6.2 que la razón  $Q_s/Q^*$  tiene valores positivos, tanto para UABC, como para VZAP, y aún para CAMP, por lo que la convergencia de calor al sustrato tendería a reducir las velocidades de enfriamiento nocturno en los tres lugares, y sobre todo en VZAP que tiene el valor más grande. Casos parecidos suceden para Los Angeles, Miami y Chicago.

Los valores de Bowen determinados en este estudio, y promediados para las dos campañas de mediciones, para las áreas suburbana (UABC), rural desértica (VZAP), y rural con riego (CAMP) durante el período diurno fueron 16.3, 23.1 y 1.1, respectivamente, son representativas de zonas desérticas/semiáridas (Oke, *op. cit.*, 1987), e indican que en UABC, comparada con VZAP, mas energía se encuentra disponible para calentar el aire que para evaporar el agua. En el caso de CAMP, con un valor casi unitario, nos indica que los flujos turbulentos, tanto de calor sensible, como de calor latente, son prácticamente iguales, sobre todo porque hay suficiente humedad disponible, no así en los casos de UABC y VZAP.

Al comparar con los valores más grandes obtenidos en el verano en otras ciudades (tabla 6.1), en el período diurno, se muestra que los valores de UABC y VZAP son sensiblemente mayores que en Tucson rural (14.7), México D.F (9.9) y Barcelona (7.1). El riego y la vegetación urbana de los suburbios de Tucson pueden explicar el bajo valor de esa razón. En el ambiente suburbano de Tucson, México D.F. y Barcelona los consumos principales de energía son en el calentamiento de la superficie, y el calor sensible turbulento, mientras que el calor latente de evaporación es marginal, excepto en el suburbio de Tucson, e indican que en UABC,

comparativamente con VZAP, más energía se encuentra disponible para calentar el aire, que para evaporar el agua.

Con respecto a los valores de Bowen obtenidos para un período de 24 horas en este estudio (34.5 para el área urbana, 26.4 para el área rural desértica), son valores superiores a todos los reportados en la tabla, lo que indica que más calor sensible está disponible en la región, que para evaporar agua (agua que no está presente, porque si la hubiera, el gasto energético se dividiría principalmente en esos dos flujos, comentario que se comprueba con el valor obtenido en CAMP, 1.1).

Respecto al balance de energía atmosférico, las áreas fuente de los sensores y el uso del suelo alrededor de las estaciones de monitoreo, se ha podido observar que en el caso de UABC, comparado con VZAP, se comete un error mayor en el cierre del balance, tanto por la diferencia entre las áreas de influencia del radiómetro neto y el equipo de covarianza turbulenta, como por la diversidad de usos del suelo en la zona suburbana. Sin embargo, la coherencia de los flujos de energía medidos, quedan de manifiesto al compararlos con la dirección dominante del viento. En UABC, el mayor flujo de calor almacenado por la superficie ( $Q_s$ ) se encuentra en usos del suelo habitacionales, comerciales y mixtos (en los sectores sur, sureste y noroeste), mientras que la energía para calentar el aire ( $Q_H$ ) es mayor que la energía utilizada para evapotranspiración ( $Q_E$ ), por la escasa vegetación. Asimismo, los sectores que menos vegetación posee (sureste, sur y suroeste) son los de  $Q_E$  con los valores más bajos. En el caso de Villa Zapata, los flujos de energía, dadas las características de la superficie son más homogéneos en todos los sectores.

## **6.2. De la capa límite superficial**

El flujo atmosférico cerca de la superficie del suelo está siempre en movimiento turbulento, por lo que sus características, dinámicas y termodinámicas, para un tiempo y espacio dados, no pueden ser descritas con precisión. Las ecuaciones que rigen los rasgos de este fluido no han podido ser resueltas mediante métodos analíticos, por el problema de cerradura (closure problem) que consiste en tener más variables dependientes que ecuaciones. Así, dado que las matemáticas, por si mismas, no han hallado una solución a este asunto, se ha recurrido a análisis dimensional y teoría de similitud (transferencia de resultados de una escala más pequeña, a la escala de las circulaciones atmosféricas), para poder explicar los flujos turbulentos de calor (termodinámica de la atmósfera), y los movimientos generados por la rugosidad superficial (dinámica atmosférica). Otra corriente más de investigación para estudiar la

turbulencia atmosférica ha sido la aplicación de métodos estadísticos, los cuales surgen de manera natural en el problema, si se considera que el valor de una variable de interés, en cualquier tiempo y espacio, (p.e., componentes de velocidad ó temperatura) puede ser descrita por un valor medio más un valor aleatorio.

En fin, este breve panorama del estudio de la turbulencia no es más que para comentar que éste es un problema todavía no resuelto, y de que aún cuando la estructura y características de turbulencia en la capa límite urbana ha sido bien descrita, por ejemplo, con la teoría de similaridad de Monin-Obhukov, aún existe considerable incertidumbre en saber con más precisión su comportamiento (Al-Jibori *et al.*, 2002). Así que los resultados presentados en este estudio, los primeros que se obtienen en esta región del país, pretenden divulgar la meteorología turbulenta, y obviamente con la posibilidad de contar con información adecuada para alimentar modelos de calidad del aire, en la capa superficial, mediante la información obtenida en dos campañas de medición. La ventaja de tener mediciones en dos lugares con características morfológicas diferentes, una en la zona suburbana (UABC), y la otra en la zona rural desértica (VZAP), permite establecer comparaciones entre los diversos parámetros, como pudo ser visto en la descripción de resultados.

Para una discusión más adecuada, en la tabla 6.3 se presentan en forma resumida los valores promedio, obtenidos en las dos campañas de medición para UABC y VZAP, en el caso de días despejados, para el período diario (24 horas).

**Tabla 6.3** Valores promedio comparativos entre UABC y Villa Zapata, período diario

|                  | 18-22 febrero 2001 |       | 15-22 marzo 2001 |       | 25 marzo-1 abril 2001 |       | 14-25 junio 2003 |        |
|------------------|--------------------|-------|------------------|-------|-----------------------|-------|------------------|--------|
| Variable         | UABC               | VZAP  | UABC             | VZAP  | UABC                  | VZAP  | UABC             | VZAP   |
| $V_{horiz}$      | 1.21               | 1.49  | 0.97             | 1.16  | 1.39                  | 1.66  | 1.61             | 1.72   |
| $Var\ v_{horiz}$ | 0.82               | 1.12  | 0.36             | 0.28  | 0.59                  | 0.38  | 0.93             | 0.73   |
| ECT              | 0.75               | 0.46  | 0.41             | 0.32  | 0.72                  | 0.45  | 1.04             | 0.75   |
| $Iu$             | 0.65               | 0.45  | 0.66             | 0.52  | 0.57                  | 0.40  | 0.45             | 0.52   |
| $Iv$             | 0.67               | 0.46  | 0.67             | 0.57  | 0.60                  | 0.38  | 0.56             | 0.52   |
| $Iw$             | 0.33               | 0.20  | 0.33             | 0.23  | 0.30                  | 0.19  | 0.24             | 0.22   |
| $u^*$            | 0.26               | 0.19  | 0.19             | 0.16  | 0.26                  | 0.22  | 0.33             | 0.25   |
| $W$              | -0.085             | 0.004 | -0.09            | -0.01 | -0.087                | 0.004 | -0.02            | -0.10  |
| $Cov\ wTs$       | 0.031              | 0.026 | 0.034            | 0.026 | 0.044                 | 0.042 | 0.060            | 0.063  |
| LMO              | 19.71              | 6.42  | 14.29            | 11.58 | 8.18                  | 3.23  | 7.43             | -10.45 |

$V_{horiz}$ =velocidad horizontal del viento;  $Var\ v_{horiz}$ =Varianza de la velocidad horizontal del viento; ECT=Energía Cinética Turbulenta;  $Iu$ =Componente longitudinal de la ECT;  $Iv$ =Componente lateral de la ECT;  $Iw$ =Componente vertical de la ECT;  $u^*$ =velocidad de fricción;  $w$ =velocidad vertical del viento;  $Cov\ wTs$ =velocidad convectiva; LMO=Longitud de Monin Obhukov

Así, de la tabla 6.3, que hace referencia al período diario, se observa que las variables relacionadas con la dinámica del flujo en la capa superficial tienen el siguiente comportamiento. La velocidad horizontal media ( $v_{horiz}$ ), a excepción de la semana analizada en el mes de febrero de 2001, es mayor en la zona rural comparada con la zona urbana, lo que es indicativo de la mayor rugosidad de la ciudad; en

relación a lo anterior, la mayor variabilidad de la velocidad del viento se presenta en la zona urbana, sobre todo con bajas velocidades, lo cual está asociado con los elementos urbanos que, de manera importante, deflecan el flujo. Esas diferencias significativas en la dirección del viento, y que en casos extremos llega a ser mayor de  $90^\circ$ , remarca la importancia de elegir adecuadamente la base de datos, cuando se trabaje con un modelo de calidad del aire. También, debido al desigual calentamiento de la zona urbana, y por tanto, de condiciones de estabilidad, la diferencia encontrada en la variabilidad de la dirección del viento, como es de esperarse, es mayor en la zona urbana que en la zona rural. La Energía Cinética Turbulenta (**ECT**), las intensidades turbulentas, longitudinal ( $I_u$ ), lateral ( $I_v$ ) y vertical ( $I_w$ ), así como la velocidad de fricción ( $u^*$ ) son de magnitud mayor en la zona suburbana (UABC), que en la zona rural desértica (VZAP), un resultado que se considera normal, dado que todas esas variables están en función de fluctuaciones aleatorias de componentes de velocidad, ó de la rugosidad del terreno. Dado que en la zona urbana se tiene una superficie heterogénea formada por edificios, árboles, etc., es lógico encontrar más variación en ese lugar, que en la zona rural, que cuenta con una superficie más homogénea, y por tanto, mayor generación de turbulencia atmosférica por efecto mecánico del viento. Por la relación que tienen las intensidades turbulentas en la difusión atmosférica, se puede decir que a igual contaminación observada en UABC y en VZAP, se tendrá una mejor difusión en la zona suburbana que en VZAP.

Respecto a la velocidad vertical (**w**), UABC presenta valores consistentemente negativos, mientras que en VZAP el período negativo más notable es el de inicios del verano. Una condicionante del clima de la región es el anticiclón del Pacífico noroeste, el cual puede provocar subsidencia generalizada, y podría estar relacionado con los valores negativos encontrados. En la zona suburbana, otra posible explicación de las velocidades verticales negativas, es que en el lugar donde se hicieron las mediciones, se presente un flujo descendente, producto de la estela dejada por la geometría del edificio y los objetos circundantes.

En lo que respecta a las variables asociadas con el flujo turbulento de calor, se tiene que la relación entre la velocidad vertical y la temperatura (**Cov wTs**), que puede interpretarse como la velocidad convectiva, es mayor en UABC que en VZAP, al menos para la primera campaña de mediciones. En cambio para la segunda campaña, VZAP es ligeramente mayor que en UABC; los resultados anteriores implican que el transporte en la vertical, debido al efecto de convección natural de la atmósfera es

mayor en la zona suburbana, comparada con la zona rural, a fines de invierno y principios de primavera; y menor a principios de verano.

La Longitud de Monin Obhukov (**LMO**), que es la altura a la que la gestación de turbulencia térmica y mecánica son iguales, se observa que en todos los períodos, es mayor en UABC, que en VZAP, lo que permite inferir que la altura de la capa de mezclado, debe estar a una altura mayor en la zona suburbana, que en la zona rural.

En la tabla 6.4 se presentan las mismas variables turbulentas, pero ahora para los períodos diurnos (período definido para cuando  $Q^* > 0$ ).

Básicamente es la misma interpretación que para el período diario, la diferencia es que, por la energía neta disponible en el período diurno, todos los valores mostrados son de una magnitud mayor.

**Tabla 6.4** Valores promedio comparativos entre UABC y Villa Zapata, período diurno\*

|                              | 18-22 febrero 2001 |             | 15-22 marzo 2001 |             | 25 marzo-1 abril 2001 |             | 14-25 junio 2003 |             |
|------------------------------|--------------------|-------------|------------------|-------------|-----------------------|-------------|------------------|-------------|
| <b>Variable</b>              | <b>UABC</b>        | <b>VZAP</b> | <b>UABC</b>      | <b>VZAP</b> | <b>UABC</b>           | <b>VZAP</b> | <b>UABC</b>      | <b>VZAP</b> |
| <b>V<sub>horiz</sub></b>     | 1.34               | 1.72        | 1.03             | 1.44        | 1.45                  | 1.93        | 1.73             | 2.02        |
| <b>Var v<sub>horiz</sub></b> | 0.75               | 1.32        | 0.57             | 0.52        | 0.84                  | 0.66        | 0.22             | 0.09        |
| <b>ECT</b>                   | 0.94               | 0.63        | 0.67             | 0.56        | 0.98                  | 0.73        | 1.46             | 1.18        |
| <b>I<sub>u</sub></b>         | 0.80               | 0.57        | 0.91             | 0.61        | 0.71                  | 0.43        | 0.54             | 0.62        |
| <b>I<sub>v</sub></b>         | 0.88               | 0.58        | 0.93             | 0.64        | 0.76                  | 0.44        | 0.68             | 0.60        |
| <b>I<sub>w</sub></b>         | 0.43               | 0.29        | 0.47             | 0.30        | 0.37                  | 0.22        | 0.28             | 0.26        |
| <b>u*</b>                    | 0.30               | 0.23        | 0.27             | 0.23        | 0.32                  | 0.28        | 0.40             | 0.32        |
| <b>w</b>                     | -0.076             | 0.003       | -0.11            | -0.01       | -0.09                 | 0.01        | 0.002            | -0.095      |
| <b>Cov wTs</b>               | 0.088              | 0.080       | 0.089            | 0.067       | 0.097                 | 0.096       | 0.118            | 0.124       |
| <b>LMO (diurno)</b>          | -51.20             | -22.11      | -27.05           | -21.46      | -50.03                | -61.68      | -60.19           | -46.07      |
| <b>LMO (nocturno)</b>        | 111.4              | 24.6        | 44.85            | 29.26       | 161.42                | 129.46      | 181.13           | 90.64       |

\*misma definición de variables que en la tabla 6.3

Respecto a la Longitud de Monin-Obhukov (**LMO**), el signo negativo en el período diurno, tanto en UABC, como en VZAP, indican inestabilidad atmosférica; entre más grande es su magnitud, mayor es la inestabilidad. A excepción del 25 de marzo al 1 de abril de 2001, en los demás períodos, la zona suburbana presenta mayor inestabilidad, en el período diurno, que la zona rural desértica.

La última hilera de la tabla 6.4 muestra a la **LMO** en las horas nocturnas (el signo positivo denota estabilidad atmosférica); se observa que en todos los períodos este parámetro es mayor en UABC que en VZAP, indicando que la altura a la que la turbulencia mecánica y la turbulencia térmica son iguales es mayor en la zona suburbana que en la zona rural desértica, lo que, debido a las bajas velocidades de viento en el período nocturno, tal vez esté asociado al fenómeno de la isla de calor urbano.



Localmente no se cuenta con información relacionada sobre el gradiente térmico vertical en la capa límite, así que para tener una idea de las inversiones térmicas y del espesor de la capa de mezclado se recurrió a un cálculo de las inversiones diarias ocurridas en el año de 2005, en una ciudad cercana que cuenta con mediciones de radiosondeo, y de una interpolación para conocer el espesor de mezclado a partir de un estudio de Holzworth *op. cit.* (1964).

Con relación a las inversiones térmicas en Yuma, que es una ciudad situada a 100km al oriente de Mexicali, en el vecino estado de Arizona del lado norteamericano, las inversiones de temperatura, estimadas con mediciones del radiosondeo de las 12Z (5am, hora local), se presentaron casi el 90% del tiempo en un período anual, lo que implica una marcada estabilidad nocturna y mezclado vertical mínimo; en la estación de verano se estimó que la altura media del tope de la inversión térmica tiene el valor más bajo (250 mts.), y en la primavera presenta el valor más alto (291 mts.). La inversión ocasionada por enfriamiento por radiación al nivel del suelo parece ser la más común ya que factores como cielos despejados, baja humedad relativa y bajas velocidades de viento, son muy comunes en el área durante gran parte del año. También se estimaron las frecuencias de inversiones térmicas vespertinas con el radiosondeo de las 00Z (5pm, hora local), encontrándose un 0% para cualquier época del año, lo que implica una fuerte inestabilidad, generada por la absorción de radiación solar por el suelo, y la transmisión del calor al aire por convección a altos niveles atmosféricos durante el día.

Con los resultados anteriores se infiere que para Mexicali, aún cuando estos valores no se apliquen de manera absoluta, la estacionalidad encontrada para Yuma pudiera ser similar, ya que los sistemas de tiempo que rigen a ambos lugares es la misma, y además porque el clima, la topografía y el suelo son muy parecidos.

Respecto a la altura media del espesor máximo de la capa de mezclado para Mexicali, obtenida mediante interpolación, se tuvo el menor nivel (1000 mts.) en otoño e invierno, y en la primavera y el verano la mayor altura (2000 mts.); estos valores son indicativos de la considerable variación estacional de la capa de mezclado y por tanto que la difusión atmosférica en la dimensión vertical se encuentra más limitada en los meses fríos, comparada con los meses cálidos; por el resultado anterior se puede ver que tal espesor de la capa de mezcla está estrechamente relacionado con el ciclo solar anual, el calentamiento del suelo y el flujo turbulento de calor vertical, el cual produce un vigoroso mezclado debido a la convección en los meses de mayor calentamiento.

### **6.3. De la isla de calor urbano**

#### **6.3.1. Isla de calor urbano atmosférica obtenida con la red termométrica**

Como ha podido verse de las figuras 5.40 a 5.47, se observa que la temperatura del aire es una variable dinámica que presenta un ciclo diario en el área urbana de Mexicali, B.C., y responde, ya sea a forzamientos externos (radiación solar, p.e.) ó internos (usos de suelo diferentes). Pero orientando esta discusión a que la temperatura del aire no es más que un balance de energía de cantidades más fundamentales, como son los intercambios turbulentos de energía entre la superficie del suelo (flujo de calor del suelo) y la atmósfera baja (flujos de calor sensible y calor latente), la pregunta a cuestionarse es, ¿qué causa ese comportamiento diurno en el patrón térmico?. La respuesta a ese planteamiento debe encontrarse en la disponibilidad de energía en la interfase suelo-atmósfera, y en la forma en que la cobertura del suelo/uso del suelo responde a esa disponibilidad. Por lo mostrado en las figuras mencionadas, se puede inferir que la ciudad dispone de suficiente calor sensible para elevar las temperaturas diurnas, sin embargo, hay un sumidero de energía significativo como flujo de calor en el suelo, o más bien como almacenamiento de calor en el suelo; el flujo de calor latente, al no haber muchas superficies evapotranspirantes, tal y como ha sido demostrado en las campañas de medición de balance de energía atmosférico, su valor es pequeño, por lo que la energía neta se utiliza mayormente como flujo de calor sensible y como almacenamiento de calor en el tejido urbano. En la zona rural, la mayor parte de la energía neta no se almacena como flujo de calor en el suelo, a pesar de tener una ganancia sumamente rápida (como ha sido también demostrado en las campañas de medición de balance energético), sino que la energía ganada en el suelo parece ser que se transfiere rápidamente al calentamiento del aire, es decir, como flujo turbulento de calor sensible, por lo que en las horas del mediodía, la temperatura del aire es mayor que en la zona urbana.

En la noche, la pérdida de energía es mayor en los alrededores rurales que en la zona urbana, por lo que al término de la jornada nocturna, las temperaturas son mayores en la ciudad que en los alrededores, propiciando el bien conocido efecto de isla de calor urbana; el almacenamiento de calor en el tejido urbano durante el día es liberado lentamente por la noche (inercia térmica), mientras que en la zona rural parece no darse este fenómeno, debido probablemente a que la capacidad calorífica, albedo y emisividad, entre otros, de los materiales que constituyen el entorno rural (suelo desnudo ó vegetado) son diferentes, comparados con los de construcción urbana.

La intensidad máxima promedio de la isla de calor en el dosel urbano es muy parecida en las estaciones de primavera y otoño, 4.4°C y 4.5°C, respectivamente, lo que indica que las condiciones del tiempo son más favorables para su desarrollo; y al contrario, en la temporada cuando se presentan lluvias o viento en la región, que es en las estaciones de invierno y verano, la magnitud de la isla de calor es mas pequeña, 3.5°C en invierno, y 3.2°C en verano.

Un defecto obvio del análisis de la red termométrica es el número limitado de estaciones de observación (solamente 8), por lo que las interpolaciones realizadas, a pesar de que la ciudad es plana y sin edificios con mucho desarrollo vertical, pueden no mostrar con precisión los patrones térmicos en la ciudad. Una de las herramientas que se han utilizado para subsanar esta limitación, ha sido el uso de sensores remotos (imágenes de satélite) mediante la manipulación con un Sistema de Información Geográfico, por lo que en este trabajo se utilizaron para tener un mejor conocimiento de las distribuciones térmicas regionales e intraurbanas, tema que es discutido en las siguientes secciones.

### **6.3.2. Isla de calor urbano superficial obtenida con imágenes AVHRR**

De los resultados mostrados mediante el procesamiento de imágenes AVHRR, se encontró que con la metodología aplicada fue posible estimar, a escala regional, las temperaturas radiantes superficiales, y un índice normalizado de vegetación (**NDVI**); se compararon las variaciones térmicas y de vegetación presentes, y finalmente se enlazaron estas variaciones a las coberturas de suelo mostradas en las imágenes.

Así, fue posible hacer la distinción de siete rasgos geomorfológicos, entre los que se pueden mencionar a las zonas urbanas (Mexicali, B.C., Calexico, CA., y El Centro, CA), las zonas agrícolas (valles de Mexicali e Imperial), zonas desérticas (al oriente y occidente de la zona urbana de Mexicali), zonas altas (sierra Cucapah y cerro El Centinela), y la laguna de evaporación del campo geotérmico de Cerro Prieto.

Dados los resultados anteriores, es obvio que hay una variación térmica regional (y de vegetación también), y que la cobertura de suelo, como indicador de esas variaciones, parece funcionar adecuadamente. Con el propósito de discutir estas variaciones en términos de la distribución del balance de energía atmosférico superficial (**BES**) en los siguientes párrafos se razona sobre este posible enlace.

Las temperaturas más bajas se asociaron a las zonas agrícolas, con mayor énfasis en las grandes parcelas de valle Imperial, CA., y con menor intensidad en el valle de Mexicali, B.C.; este resultado no parece estar fuera de contexto si se recuerda que cuando se tiene humedad disponible, un buen porcentaje de la energía utilizable es utilizada para evapotranspiración (en el caso del período de mediciones de **BES** en

Campestre (CAMP), un 39% de la radiación neta se usó como flujo de calor latente), por lo que se tiene menor cantidad de energía para calentamiento del aire (para CAMP el valor del flujo de calor sensible fue de 0.41). Por tanto, entre más vegetación se tenga más frías serán las temperaturas (tanto superficiales como las del aire); es decir, la cubierta vegetativa toma energía entrante para el proceso evapotranspirativo, y por tanto reduce las temperaturas superficiales. Este factor ha sido citado como un contribuyente significativo al efecto de isla urbana de calor (Carlson et al., 1981)

En cuanto a las temperaturas radiantes superficiales del área urbana de Mexicali, comparada con sus alrededores, se encontró que Mexicali, al igual que otras ciudades (p.e. Phoenix, Balling y Brazel, 1988) que se ubican en climas áridos, no exhibe el patrón clásico de una isla urbana de calor, es decir, las temperaturas superficiales más calientes no se encuentran únicamente hacia el centro de la ciudad, como sucede en los climas húmedos. En este caso, las zonas más calientes están también, aparte de encontrarse en el área urbana de Mexicali, en las áreas desérticas sobre todo en el desierto ubicado al oriente de la ciudad. Nuevamente, recordando la partición de flujos de energía que se tuvieron en las campañas de medición, se observa que el principal sumidero de energía en la zona urbana (UABC) es el flujo de calor sensible (58% del total disponible), utilizándose solo un 5% para evapotranspiración (por la falta de vegetación), razón por la que las temperaturas del aire son mayores en el área urbana que en las áreas agrícolas.

Ya que las áreas urbanas (Mexicali, B.C., Calexico, CA., y El Centro, CA) tienen menos cobertura vegetal para evapotranspiración, como se ha podido constatar en el análisis del **NDVI**, la mayoría de la energía radiante se usa para calentar el suelo y consecuentemente el aire, el cual adquiere las características térmicas de la cobertura urbana, es decir, valores muy altos. En cambio en las áreas agrícolas, como ya se ha dicho, una buena cantidad de la energía radiante se consume en el proceso evapotranspirativo, y en consecuencia, las temperaturas del suelo (y aire) son más bajas. Otro detalle más en estas imágenes para comentar es que las áreas desérticas tienen temperaturas más altas que las áreas agrícolas y urbanas; al carecer de cobertura vegetal y de elementos característicos urbanos (asfalto, ladrillo, etc.), la energía radiante entrante se ocupa en calentar directamente el suelo, y el aire sobreyacente, mediante flujo sensible turbulento, por lo que rápidamente adquiere valores térmicos altos (como ha sido visto en las mediciones de **BES** en Villa Zapata). Sin embargo dadas las propiedades físicas del suelo en el desierto (sobre todo la admitancia térmica), parece que el calor ganado durante el día, lo pierde rápidamente en el transcurso de la tarde/noche, por lo que si bien la ciudad parece comportarse como una isla fría durante el día, pasa a ser una isla de calor por la noche (fig. 5.10).

Por otro lado, cuando se hace un acercamiento de la imagen de temperatura radiante superficial (fig. 5.49), se observa que algunos lugares son más calientes que otros. Este diferencial en temperatura es de varios grados centígrados, y tal vez pueda estar asociado a diferentes usos del suelo en la zona urbana, como centros comerciales, centros educativos, zonas residenciales, parques, suelo desnudo, etc., cuestión que será discutida más adelante, cuando se hable de la utilización de las imágenes Landsat.

El análisis regional del NDVI muestra que es posible discernir entre las áreas agrícolas, áreas urbanas y zonas desérticas, por lo que la diferencia en densidad de vegetación urbana y rural puede ser un indicador de la magnitud de las diferencias observadas en las temperaturas mínimas del aire urbanas y rurales. Los índices de vegetación, calculados de datos sensados remotamente, se ha demostrado que son estimadores útiles de la cantidad de área foliar y variables relacionadas, asociadas con cultivos agrícolas (Gallo y Daughtry, 1987).

Por lo ya discutido, parece ser que, en condiciones de igualdad de energía disponible, las diferencias observadas en la temperatura del aire, entre las superficies urbanas y rurales, están asociadas con la manera en que se gasta; esta utilización está en función de la cobertura de suelo (desnudo, con vegetación, materiales constructivos) y humedad disponible; por ejemplo, en la estación de crecimiento, las superficies vegetadas con adecuada disponibilidad de humedad, redistribuyen mucho de la energía absorbida durante el día, mediante la evapotranspiración. El calor almacenado y disponible para liberación en la noche es por tanto menor que aquellas dentro del área urbana menos vegetada, dando lugar al desarrollo de la isla de calor urbana.

Debería notarse que casi todas las comparaciones existentes entre los centros urbanos y sus alrededores, con respecto a las temperaturas diurnas, se han hecho en ciudades rodeadas por tierras cultivadas (áreas rurales) en climas templados (Grimmond y Oke, 1995). La situación ya se comentó aquí, es diferente para una ciudad del desierto, que en principio, está en un oasis, pero también está rodeada por tierra seca sin cubierta vegetal.

### **6.3.3. Isla de calor urbano atmosférica obtenida con imágenes LANDSAT**

La variación térmica intraurbana, y particularmente, las islas de calor en la capa de dosel urbano de la ciudad de Mexicali, B.C., han podido, de manera general, ser detectadas por las imágenes Landsat TM 1993, y Landsat ETM+ 2003, mediante la utilización de su banda térmica. El tamaño de píxel de la imagen, 60 m, parece ser

adecuada para este tipo de estudios, ya que de acuerdo a trabajos de Schmid y Oke (1992), y Hubble (1993) han mostrado que la interacción microclimática espacial a una escala menor de 200 m es crítica para explicar las variaciones térmicas intraurbanas.

Previo a la identificación de las islas urbanas de calor se aplicó un análisis de regresión lineal, tomando como variable independiente a la temperatura superficial de cuerpo negro, obtenida del canal térmico, y a la temperatura del aire (de varios puntos distribuidos en el área urbano-rural) como variable dependiente. Este tipo de análisis no siempre da buenos resultados, por ejemplo Byrne, 1979, observó una diferencia de hasta 20°C entre la temperatura del aire y la temperatura de superficie; sin embargo, Voogt y Oke (2003), mencionan que las correlaciones simples entre la temperatura de superficie y la del aire, probablemente funcionen bien, solamente en ciertas situaciones limitadas, restringidas por las condiciones atmosféricas y las propiedades de las superficies. Al respecto Nichol (1994), comentaba que no se disponía de una función precisa para relacionar la temperatura de superficie con la del aire, pero que sin embargo pensaba que las temperaturas superficiales, obtenidas mediante imágenes de satélite, se correspondían más estrechamente con las islas de calor en la capa de dosel urbano. En esta investigación, los coeficientes de determinación encontrados,  $R^2 = 0.87$ , significativo al 95%, para la imagen del 12 de Mayo de 2003, y  $R^2 = 0.90$ , también significativo al 95%, dio la confianza para aplicar las ecuaciones de regresión a un acercamiento de la imagen térmica [zona urbana de la ciudad de Mexicali y alrededores cercanos (coordenadas UTM: de 631 335, 3 603 705 a 659 535, 3 618 705)].

Respecto al estudio efectuado con las imágenes térmicas procesadas, y trabajando ya no con temperaturas radiantes superficiales, sino con las temperaturas del aire estimadas, el análisis básicamente se dividió en dos, el primero estuvo encaminado a encontrar la variación térmica intraurbana y su relación con los usos del suelo (con la imagen del 12 de mayo de 2003); y el segundo análisis estuvo orientado al análisis de las diferencias térmicas intraurbanas entre la imagen del 12 de mayo de 2003, y la del 6 de abril de 1993, con el propósito de saber si la modificación urbana en esos diez años, había afectado, o modificado el patrón térmico. Previo a este análisis de diferencias térmicas, hubo la necesidad de hacer un remuestreo, usando el algoritmo de vecinos cercanos (nearest neighbor), a la imagen de 1993, por tener un tamaño de píxel diferente que la de 2003.

En principio, la distribución espacial de temperaturas obtenidas mediante la imagen Landsat, mejora nuestro conocimiento de la variación térmica urbana en pequeñas distancias, comparado a lo obtenido con la imagen de satélite AVHRR;

mientras que con éste, apenas si se intuía esta variación espacial, con la de Landsat se corrobora este hecho, lo cual no es sorprendente dado que la diferencia en resolución de ambas imágenes es considerable (1.1 Km. vs 60 mts.); así, a nivel general, con la imagen de 2003, se detectó que las islas de calor se encuentran localizadas, en principio, en una zona de transición entre la zona urbana y sus alrededores, que es por cierto una zona de dunas, al oriente de la ciudad; en segundo lugar, las islas urbanas de calor se localizaron en donde hay uso mixto del suelo y en el centro comercial ubicado al norte-noroeste de la ciudad, a unos pasos del límite internacional; las actividades que ahí se desarrollan, de mucho tráfico vehicular y la alta densidad poblacional, como paso obligado de cruce fronterizo, parecen ser otros factores que coadyuvan al desarrollo de esta isla de calor urbano. Se podría incluso inferir que la zona comercial de las calles 1ª. y 2ª de Calexico, CA., también colabora en este punto caliente intraurbano-interfronterizo.

En el uso mixto del suelo, conviven usos habitacionales y comerciales, pero lo que pudiera tener más peso, es que existen terrenos baldíos, y pueden potencialmente tener el mismo efecto de la zona desértica, es decir, aportando suficiente calor sensible a la capa de dosel urbano, e incrementando la temperatura del aire, ligeramente más que sus alrededores, dando como origen a un punto caliente ó isla de calor urbana.

Por cierto que el área urbana a la toma de la imagen (10:00 a.m.), ya se está comportando como una isla fría al compararla con las áreas desérticas de alrededor (por eso el valor más alto de temperatura media fue en las dunas). Esto puede deberse a que en el área desértica, el calentamiento muy rápido que ocurre en el suelo, es transferido a la atmósfera baja como calor sensible turbulento principalmente (a falta de superficies evapotranspirantes), mientras que en la zona urbana parece no suceder este fenómeno.

Las áreas agrícolas en los alrededores de la ciudad (y también las áreas verdes en la zona urbana) muestran una temperatura menor debido a que la vegetación parece reducir la emitancia térmica, y a que parte del calor ganado en la superficie, se gasta como calor latente, reduciendo por tanto el calor sensible para calentamiento directo del aire.

Como ya se ha mencionado, el uso industrial no es una de las zonas más calientes en la ciudad, pero su desviación estándar es la más alta (1.6°C), lo que da lugar a la siguiente interrogante, ¿qué tan precisas están delimitadas las áreas industriales en el mapa utilizado de usos del suelo?, ¿ que tan homogéneas son entre ellas?; habrá que recordar que en la mayoría de los parques industriales, sobre todo los ubicados en el sureste de la ciudad (Palaco), hay una convivencia de ese uso con

instalaciones deportivas (además de ser de manufactura, principalmente); esto viene a colación porque generalmente las áreas industriales son de una alta emitancia energética (Weng, 2003), pero si hay otros elementos urbanos intermezclados, la relación entre diversos elementos urbanos da lugar a retroalimentaciones entre ellos, y por tanto, disminuyendo su contribución de calentamiento a la capa de dosel urbano, lo que tal vez pudiera estar sucediendo en el análisis realizado.

El uso habitacional de la zona urbana, con varias divisiones de densidad en su construcción (baja, media y alta), se ha tomado para propósitos de este trabajo, como si fuera de una sola categoría. Esto obviamente trae como consecuencia que el valor promedio obtenido no representa con fidelidad la realidad. Es decir, uno esperaría que una alta densidad habitacional-constructiva diera un promedio más alto que una de baja densidad, por lo que al final el promedio obtenido en este trabajo es como fuera de densidad media. De hecho, la desviación estándar obtenida ( $1.5^{\circ}\text{C}$ ), la segunda más alta de los resultados, refleja este hecho. Si al valor medio le sumáramos esta desviación estándar, tendríamos un valor de  $31.7^{\circ}\text{C}$ , lo que posiblemente refleje un promedio mucho mejor para un área habitacional de alta densidad, mientras que un valor de  $28.7^{\circ}\text{C}$ , reflejaría el promedio para un área habitacional de baja densidad. De acuerdo a este razonamiento tendríamos al uso habitacional-constructivo de alta densidad como islas de calor, incluso con un valor más alto que las zonas comerciales. Colonias como la Prohogar, Vallarta, Independencia (en la parte oriente de la ciudad) actuarían como puntos calientes intraurbanos. Algo distinto podría suceder para las zonas habitacionales de alta densidad que se ubican en la parte occidental de la ciudad (particularmente, los fraccionamientos Jardines del Lago y Villafontana), donde hay mayor porcentaje de áreas verdes (jardines, árboles) por residencia, lo que daría lugar a que de la radiación neta disponible, aparte de su uso para calentar las superficies, se utilizaría para evapotranspiración (calor latente), con la consecuencia que habría menos disponibilidad de energía para calentamiento directo del aire (calor sensible), y por tanto, una aportación menos significativa para el desarrollo de una localizada isla urbana de calor.

Respecto a los transectos térmicos se puede observar el perfil heterogéneo que siguen, dando configuraciones, cual si fuera un mapa topográfico a “crestas”, “valles”, “mesetas”, etc., lo que muestra que la superficie del suelo, sobre todo en la capa de dosel urbano, le transfiere al aire sus propiedades térmicas mediante el intercambio turbulento vertical de calor sensible y calor latente (suponiendo que no hay efectos advectivos, es decir sin transporte de energía ó masa en la horizontal).

El transecto 5 fue el que mayor porcentaje tuvo en el desarrollo de islas de calor, con un 20.7%, que por cierto es el que menos variabilidad en la temperatura tuvo



(0.6°C en su desviación estándar), y menos variabilidad espacial, medido por el coeficiente de variación (0.019), resultado que concuerda con lo expresado por Price *op. cit.* en el sentido de que las superficies urbanas que carecen de vegetación, ordinariamente no experimentan mucha variabilidad térmica, lo que se debe a la naturaleza seca de los materiales evapotranspirativos.

El transecto 4 tuvo el menor porcentaje en cuanto al desarrollo de islas de calor, solamente con un 3.5%, sin embargo su variabilidad térmica es una de las más grandes (1.3°C de desviación estándar), y la variabilidad espacial también (0.0422, de coeficiente de variación); estos resultados indican, y opuesto a lo comentado en el párrafo anterior, de que las superficies urbanas por las que pasa este transecto, como es la Ciudad Deportiva y las áreas agrícolas en sus extremos, siendo superficies húmedas, generan un gran contraste térmico, corroborado por los estadísticos descritos.

En el transecto 8, llamado bosque (con más precisión bosque de la ciudad), porque atraviesa el área verde más importante de la zona urbana adicionado con un cuerpo de agua, se observa una “cuenca” térmica, esto es, una disminución importante de la temperatura, sin embargo este efecto parece no extenderse más allá del radio de cobertura del propio bosque, ni tener consecuencias importantes en el perfil térmico completo. Al respecto Gallo *op. cit.* mencionaba que las influencias de microescala (100 m de radio), como un jardín, eran más importantes en el rango de temperaturas diurnas, que las de escala local (del orden del tamaño de un parque), cuestión que parece darse en este caso.

Lo que si es un hecho es que las áreas verdes tienen valores más bajos de temperaturas, es decir son islas frías, como lo demuestra el valor promedio obtenido para la ciudad de Mexicali, que fue de 24.8°C, aunque parece ser que sus efectos son notables solamente en su entorno inmediato; esto corrobora lo encontrado por Spronken-Smith y Oke, 1998, que mencionan que la influencia de los parques en las temperaturas del aire parecen estar restringidos a una distancia del ancho del parque.

Sobre las diferencias térmicas entre las imágenes de 2003 y 1993 se puede destacar lo siguiente. Se ha estimado que 9.2% en la imagen de diferencias térmicas son islas frías; un 76.7% se consideran como valores normales, y un 14.1% corresponderían a islas de calor, que es un valor considerablemente alto dado el tamaño de la ciudad. Esto indica que la urbanización si parece tener un efecto en el desarrollo de islas de calor urbano, sobre todo porque en las direcciones en que ha crecido la ciudad, hacia el sur y oriente, es donde se identifican mejor la mayor diferenciación térmica.

Respecto a la diferenciación térmica entre transectos de imágenes 2003 y 1993, se encontró en todos los casos una diferencia positiva; este resultado refleja no únicamente la tendencia hacia temperaturas más altas, producto del cambio de uso del suelo, sino que también están implícitos otros factores, como el cambio en la iluminación solar y el estado de la atmósfera a la hora de la toma de la imagen. Pero otros estadísticos como la desviación estándar y el coeficiente de variación, refuerzan el hecho de que la urbanización sí tiene efectos en el comportamiento térmico, ya que todos los valores en la imagen de 1993, son más grandes que los de la imagen de 2003; esto es, de nueva cuenta, las propiedades térmicas de materiales que construyen el tejido urbano, a pesar de elevar por varios grados la temperatura del aire, no experimentan, al parecer, la variabilidad que tiene un suelo con vegetación dispersa, ó con uso mixto, como el que posiblemente se tenía en Mexicali a principios de la década de los noventa.

Continuando con las diferencias térmicas entre transectos, se observa que a excepción de los transectos 2 y 6, los demás presentan un aumento en el desarrollo de islas de calor, lo que seguramente tiene que ver con el cambio en la cobertura del suelo/uso del suelo, pasando posiblemente de una admitancia térmica baja y alto albedo, a una admitancia térmica alta y bajo albedo; estos cambios en las propiedades térmicas de la superficie en los transectos explicarían de mejor manera este cambio térmico positivo, en lugar de manejar la geometría urbana como posible modificador, ya que en Mexicali no ha habido mucho desarrollo vertical en las edificaciones, por lo que los “cañones urbanos”, típicos de otras ciudades donde se han llevado a cabo estudios de islas urbanas de calor (Barring *et al.*, 1985, Montávez *et al.*, 2000) parecen no dar una explicación plausible de este fenómeno.

Otro transecto interesante de comentar es el 8 (bosque), ya que está en segundo lugar en el incremento de islas de calor. Dos cosas parecen estar vinculadas a ese resultado, la primera es la pavimentación (y embovedado) de la vialidad del Río Nuevo, y la segunda, la reducción del bosque de la ciudad. Ambas acciones han modificado la cobertura del suelo/uso del suelo, y por tanto el balance de calor presenta los cambios descritos en ese transecto.

Algo que no se debe dejar de comentar es que la máxima intensidad de la isla urbana de calor se da, para la ciudad de Mexicali, un poco antes del amanecer (García y Dávalos *op. cit.*), por lo que la hora de las imágenes analizadas (10:00 a.m.) no es la mejor para el estudio, sin embargo, sí ha dado suficiente información para explorar y detectar la variación intraurbana, y con ello las islas de calor en la capa de dosel urbano.

#### 6.4. De la estabilidad atmosférica

El uso de métodos tradicionales para la estimación de la estabilidad atmosférica, basados en el esquema que Pasquill propuso, y modificados posteriormente por Gifford y Turner se ha utilizado ampliamente en los modelos de dispersión de contaminantes, sin embargo, desde la última década del siglo pasado, la Agencia de Protección al Medio Ambiente (EPA, por sus siglas en inglés) de Estados Unidos, impulsó una iniciativa para que se incluyera en los modelos de difusión el uso de datos micrometeorológicos obtenidos de estaciones meteorológicas avanzadas que cuenten con sensores de rápida respuesta, tal como los anemómetros sónicos. En México, la utilización de tal información en los modelos de dispersión, se encuentra limitada por la sencilla razón de que en las estaciones meteorológicas existentes, no se tiene esa infraestructura. Afortunadamente, en la UABC se cuenta con equipo de esas características, por lo que la campaña de mediciones efectuada en los años 2001 y 2003, ha permitido obtener la información adecuada para ser comparada con los métodos tradicionales. Es así que se hace uso del parámetro de estabilidad atmosférica superficial de Monin y Obhukov ( $\zeta$ ), que es un método de estimación directa (llamado aquí método 4), ya que para su cálculo intervienen variables como el calor sensible, la velocidad de fricción y la longitud de rugosidad.

Así, de acuerdo a los resultados obtenidos y teniendo en cuenta que el método 4 es el más confiable para la estimación de la estabilidad atmosférica superficial, comparado con los métodos que se basan en las categorías de Pasquill, ya que al discretizar un continuum de movimiento como es la atmósfera, se intuye que una estratificación arbitraria puede ocasionar errores mayores.

Por tanto, para un mismo sitio, se ha visto que los métodos 1 ( $\sigma_\theta$ ) y 3 ( $R_g Q^*$ ) sobrestiman las condiciones estables en el período nocturno, y que el método 2 ( $\sigma_\phi$ ), también sobrestima esas condiciones, pero es el que más coincide con el método 4 ( $\zeta$ ); tratando de analizar esto desde el punto de vista de la relación balance energético atmosférico superficial-cobertura de suelo-turbulencia atmosférica se tiene que la no equivalencia, sobre todo con el método 1, es porque como sólo toma en cuenta la desviación estándar de la dirección horizontal del viento (y hace una corrección por velocidad), parece no haber una cercana correspondencia con el método 4 por las variables implicadas. Con el método 3 hay una buena correspondencia en las condiciones inestables, lo que sucede en el período diurno; esto parece ser porque la turbulencia atmosférica, cercana a la superficie, está ligada al transporte vertical de calor sensible, y éste a su vez a la disponibilidad de radiación neta. En la noche, desafortunadamente no se da esta relación, posiblemente porque el transporte de

calor sensible está dirigido hacia la superficie, con valores pequeños, y la radiación neta es un flujo de calor saliendo de la superficie, con valores considerablemente superiores. Con el método 2 se tiene una mejor relación, porque al tener en cuenta la velocidad vertical, es susceptible de diferenciar transporte ascendente ó descendente, y por tanto, la relación con el calor sensible a cualquier hora del día ó de la noche.

De acuerdo a los resultados obtenidos en las campañas de mediciones realizadas en dos lugares (UABC y VZAP) se tiene que globalmente, es decir para todos los datos disponibles (2578 casos para UABC y 2619 casos para VZAP), el sitio suburbano (UABC) es ligeramente superior en la frecuencia de casos inestables que VZAP, con cualquiera de los cuatro métodos, situación que se considera es normal, dada la mayor rugosidad urbana, comparada con la rugosidad rural, que incrementa las fluctuaciones de dirección del viento, y al mismo tiempo disminuye sus velocidades, dando oportunidad a que se presenten las categorías de inestabilidad en el período diurno; sin embargo esa diferencia es pequeña, solo un 2% como máximo (es decir, en unos 50 casos).

Respecto a las condiciones estables, las cuales se presentan en el período nocturno, con cualquiera de los métodos para la primera campaña de mediciones, UABC tiene igual ó mayor frecuencia de ocurrencia que VZAP; solamente con los métodos 4 y 2 en Junio de 2003, UABC presentó menos estabilidad que VZAP. Este no es un resultado esperado ya que en otras ciudades, aún por la noche, continúan presentándose situaciones inestables ó neutras (Grimmond y Oke, 2000), por el bien conocido efecto de la isla urbana de calor (Oke, 1995).

Las condiciones neutras para todos los casos son bajos, solamente en la segunda campaña de mediciones, y con el método 2, se obtuvo para UABC una frecuencia de ocurrencia de 20% como valor máximo. Esto también es un resultado contrario a lo que se ha encontrado en otros estudios donde se ha obtenido una alta frecuencia de estabilidad neutra, sin embargo, y opuesto a las condiciones meteorológicas de las campañas de medición llevadas a cabo en la ciudad de Mexicali, este resultado se ha encontrado asociado con alta cantidad de nubosidad (Lee y Lo, *op. cit.*, 1988). En el estudio de Tejeda *op. cit.*, (1996), llevado a cabo en el ex-lago de Texcoco, también tuvo como moda a la estabilidad neutra, pero como no menciona las condiciones meteorológicas en las que se realizó el estudio, no es posible realizar un comentario en cualquier sentido.

Respecto al grado de equivalencia entre los tres métodos (en el caso de CAMP solo dos), se tuvo que el método más coincidente con el parámetro de estabilidad de Monin Obhukov fue el método dos, que está basado en la desviación estándar de dirección vertical del viento.

De acuerdo a la estabilidad atmosférica determinada por el parámetro de Monin Obhukov ( $\zeta$ ), se tiene que la variación diurna es la que se esperaba encontrar, con mayor inestabilidad, y mayor número de horas con esa condición, en la zona urbana (UABC), y mas estabilidad, y también mayor número de horas en esa condición, en la zona rural (VZAP), lo cual se cumple al menos para la campaña realizada en el 2001. En las mediciones realizadas a principios del verano de 2003, se tuvo en UABC, un mayor número de horas de estabilidad, pero a su vez, VZAP, un mayor número de condiciones neutras.

Por lo ya comentado se ve que para el período nocturno no hay una clara relación entre el uso del suelo y la estabilidad atmosférica superficial, al comparar el lugar suburbano (UABC) y el lugar rural desértico (VZAP), tal y como ha sido reportado en otros estudios (Christen y Vogt, *op. cit.*, 2004; Grimmond y Oke, *op. cit.*, 2002) por lo que tal vez una campaña de mediciones con equipo como un sodar y su comparación con los mismos métodos con los que se ha trabajado aquí daría un conocimiento mejor de lo que se encontró en este estudio.

Respecto a la utilidad de los métodos indirectos para el cálculo de la estabilidad atmosférica, por lo encontrado en las campañas de mediciones, se podría recomendar el método 2 ( $\sigma_\phi$ ) para el período nocturno, y los métodos 1 ( $\sigma_\theta$ ) y 3 ( $R_g Q^*$ ) para el período diurno, cuando no se pueda usar el método 4 ( $\zeta$ ); la garantía de este último método se da porque los flujos de energía superficial y la estabilidad atmosférica guardan una estrecha relación con la naturaleza de la superficie, y afectan la dispersión atmosférica mediante su impacto en la turbulencia de bajo nivel (De Ridder y Mensink, 2003), y como el método de estimación de la estabilidad atmosférica basado en datos de flujo de calor sensible, velocidad de fricción y rugosidad de la superficie (método 4) involucra aspectos relacionados con el transporte turbulento vertical y la cobertura del suelo, por tanto debe dar resultados más cercanos a la realidad; al respecto, Pielke y Uliasz (1993) encontraron que la dispersión aumentaba en regiones de superficie heterogéneas comparadas con condiciones horizontalmente homogéneas, y que la variabilidad del paisaje era un factor determinante en la determinación del transporte de contaminantes.

Por otra parte, hace más de veinte años (Smith, 1984) comentó que el método de Pasquill/Turner basado en observaciones superficiales al no tomar en cuenta la variación de propiedades turbulentas con la altura, no era un método muy confiable, por lo que se deberían utilizar otros métodos para derivar la clasificación de estabilidad, usando, por ejemplo, la relación de la longitud de Monin Obhukov al espesor de la capa de mezcla, confirmando lo que ya se realizó aquí.

Por último se puede mencionar que el método de Pasquill se debería utilizar localmente para estimar la estabilidad atmosférica si no se cuenta con otra alternativa, pero habrá que interpretar correctamente los resultados obtenidos para no llegar a conclusiones que no sean válidas.

## 7. CONCLUSIONES

De acuerdo al objetivo fundamental planteado en este trabajo se concluye de manera general que, para el caso particular de la ciudad de Mexicali, B.C., un enclave urbano situado en una zona árida del noroeste mexicano, actualmente se tiene un mayor conocimiento de como se reparte la energía solar, así como también la forma en que los diversos usos del suelo, tanto en la zona urbana de Mexicali y alrededores cercanos, tienen que ver en su distribución. Se pudo verificar también que los usos del suelo están relacionados con la distribución térmica, regional e intraurbana, y la diferenciación de la capa límite superficial. Por todo lo anterior se verifica la hipótesis planteada.

También, ha sido claro que las campañas de medición realizadas de balance energético atmosférico superficial, en tres ambientes biofísicos diferentes, permitió ver la importancia que la superficie del suelo tiene en la repartición de energía; la explicación del clima urbano local en términos de los flujos de energía que lo originan es una aportación a la investigación de la climatología en zonas áridas del país, y que tal vez pueda ser extrapolado a otras regiones con usos similares del suelo, en donde se carezca de instrumentación adecuada para realizar este tipo de estudios.

Entre los resultados más importantes se tiene que la repartición energética es diferente en los tres lugares seleccionados: suburbano, rural desértico y rural con riego. La radiación neta ( $Q^*$ ) fue mayor para la zona rural desértica, seguida por la zona rural con riego y la suburbana. El flujo normalizado de  $Q_H/Q^*$  (que expresa que tanta energía se va hacia calentamiento del aire), cuando  $Q^* > 0$ , es mayor en el área urbana, siguiéndole el área rural desértica y el área rural con riego. Esto indica que más energía se va a calentamiento del aire en la ciudad que en las zonas rurales. Para el período de 24 horas, el orden de magnitud en que se presenta esta repartición es el mismo. El flujo normalizado de  $Q_E/Q^*$  (que expresa que tanta energía se va a evaporación de las superficies), cuando  $Q^* > 0$ , es sensiblemente mayor en el área rural con riego, cuando se compara con la zona suburbana y área rural desértica. El flujo normalizado de  $Q_S/Q^*$  (que expresa que tanta energía va a calentamiento del tejido urbano), cuando  $Q^* > 0$ , es mayor en el área rural desértica, siguiéndole el área suburbana, y finalmente el área rural con riego.

El valor estimado de  $Q_S/Q^*$  para el área rural desértica es considerablemente alto, y corrobora lo encontrado por Oke *et al.* (1988), en el sentido de que el desierto

dispersamente vegetado toma y libera más calor que la ciudad cercana, en este caso la de Mexicali. Para el período de 24 horas,  $Q_s/Q^*$  tiene valores positivos, tanto para el área suburbana, como para el área rural desértica y el área rural con riego, por lo que la convergencia de calor al sustrato tiende a reducir las velocidades de enfriamiento nocturno en los tres lugares, sobre todo en la zona desértica que tiene el valor más grande.

Los valores de Bowen ( $Q_H/Q_E$ ), cuando  $Q^* > 0$ , en orden descendente de magnitud fueron área rural desértica, área suburbana y zona rural con riego. Todos los valores encontrados son representativos de zonas desérticas/semiáridas. Para un período de 24 horas, los valores de Bowen, en el área suburbana y área rural desértica, son los mayores encontrados hasta ahora en cualquier parte, por lo que más calor sensible está disponible para elevar las temperaturas del aire, lo que puede explicar las temperaturas tan altas que se dan en la región.

Es necesario recalcar que los resultados de estas mediciones son representativos de solamente algunos usos del suelo, es decir, ni de toda la ciudad, ni de todos los usos rurales; en esta tesis se analizó el uso del suelo en los alrededores de los sitios de medición y se calcularon las áreas fuente mediante los métodos ya mostrados. Afortunadamente, los usos del suelo que los instrumentos “registraron” son correspondientes, es decir, el área de influencia del radiómetro neto, y los sensores de covarianza turbulenta, son cercanamente parecidos.

Comparado con otros lugares, cuando  $Q^* > 0$ , el valor de  $Q_H/Q^*$  es mayor en el área suburbana de Mexicali, que para los suburbios de Vancouver, Tucson, México, D.F., Los Angeles, Miami, Chicago y Barcelona<sup>1</sup>. Respecto al área rural desértica y rural con riego,  $Q_H/Q^*$  es superado por Vancouver y Tucson. En el período de 24 horas, el valor de  $Q_H/Q^*$ , se ve superado solamente por la ciudad de México, D.F.; los valores de  $Q_E/Q^*$ , encontrados para la zona suburbana y área rural desértica, son los más bajos que se han encontrado; los más similares que se han reportado son para el desierto de Tucson y para la ciudad de México, D.F.

---

<sup>1</sup> Las ciudades con las que se han comparado los tres sitios de medición son contrastantes al menos en tres aspectos: clima, morfología y uso del suelo, factores que son importantes para el diferente comportamiento del balance energético atmosférico superficial.



La comparación de  $Q_s/Q^*$ , cuando  $Q^* > 0$ , muestra que el valor encontrado para la zona suburbana de Mexicali, es superado por México, D.F., Los Angeles, Miami y Barcelona; y valores menores para Vancouver, Tucson suburbano y Chicago.

Las razones de Bowen, en el período diurno del verano, en el caso particular de la zona suburbana y rural desértica, son mayores que en Tucson rural, México, D.F. y Barcelona.

La formación de la isla urbana de calor (**ICU**) en la ciudad de Mexicali, como fenómeno climático muy estudiado en muchas partes del mundo, con diversas técnicas, pudo ser explicado en este trabajo, en principio, como una expresión del contraste en el balance energético entre las áreas rurales y urbana, y posteriormente, mediante el estudio de imágenes térmicas, se logró explicar la variabilidad térmica intraurbana, y como se relaciona ésta, con los usos urbanos del suelo. Los usos habitacionales, industriales, de comercio, servicios y lotes baldíos, dan lugar a temperaturas más altas, comparadas con sus alrededores, mientras que las áreas verdes, como parques, áreas deportivas, bosque y lago de la ciudad, y áreas agrícolas, tuvieron las temperaturas más bajas.

Con respecto a la **ICU** atmosférica se observa un ciclo diario en el que por la noche se desarrolla la isla de calor, pero durante el día desaparece para dar lugar a una isla urbana fría; parece ser que las propiedades físicas de los materiales urbanos, en particular la admitancia térmica y la difusividad térmica, comparadas con las del área rural, tienen la mayor importancia para este resultado (entre otras cosas porque la ciudad es plana y parecen no darse factores de geometría urbana, como el factor de vista del cielo, que en otras ciudades con altos edificios es importante causal de la **ICU**), y tal vez exacerbado por la adición de calor de la flota vehicular que en la zona urbana rebasa los 250,000 vehículos.

Las imágenes de satélite AVHRR de NOAA muestran que las regiones más frías son las agrícolas, mientras que las regiones más calientes corresponden a la zona urbana y al desierto de los alrededores. A esta escala (1.1 Km. de resolución espacial) se observa una gran variabilidad térmica, sin embargo, es posible relacionar cobertura del suelo a la temperatura radiante superficial (**TRS**), y reconocer distintos rasgos geomorfológicos. Se observa al interior de la ciudad **TRS** muy elevadas, comparadas a las agrícolas, lo que puede ser explicado por el gasto de energía en el proceso evapotranspirativo. Esto implica que entre más vegetación haya, más frío será el

ambiente. Por tanto, los parques, áreas arboladas, jardines en zonas residenciales, etc., reduciría la demanda de energía. Es decir, los planificadores urbanos podrían manejar estrategias de diseño ambiental, basado en el uso de áreas verdes, para literalmente, trocar agua por electricidad.

El análisis regional del **NDVI** muestra que es posible distinguir entre áreas agrícolas, áreas urbanas y zonas desérticas, por lo que la diferencia en densidad de vegetación urbana y rural, puede ser un indicador de la divergencia observada entre las temperaturas del aire. En condiciones de igualdad de energía disponible, las diferencias observadas en la temperatura del aire entre las superficies urbanas y rurales, están en función de la cobertura del suelo y humedad disponible. En el área rural, si se dispone de una humedad adecuada, se redistribuye gran porcentaje de la energía absorbida en el día, mediante la evapotranspiración. El calor almacenado y disponible para su liberación en la noche, es por tanto menor para las áreas agrícolas, y mayor para las áreas urbanas, dando lugar al desarrollo de la **ICU**.

La relación lineal propuesta para estimar las temperaturas del aire, a partir de las **TRS** de la imagen LANDSAT, demostró su bondad de ajuste, por lo que se pudo identificar las **ICU** atmosféricas, analizar la variación térmica intraurbana y relacionarla con los usos del suelo. Se encontró que la **ICU** tiene su mejor desarrollo al oriente de la ciudad en una zona de dunas, en donde hay un uso mixto del suelo, y en la zona comercial del centro histórico, a unos pasos del límite internacional. Respecto a los transectos térmicos, se puede observar el perfil heterogéneo que siguen, dando configuraciones, cual si fuera mapa topográfico, de “crestas”, “valles”, “mesetas”, etc., que muestran que el uso del suelo, sobre todo en la capa de dosel urbano, le transfiere al aire sus propiedades térmicas, mediante el intercambio turbulento vertical de calor sensible y calor latente.

En lo que respecta al realizar el mapeo de la distribución de las temperaturas del aire, no se tuvo la mejor cobertura espacial, por lo que su interpolación está sujeta a errores. Abundando en lo anterior, como las mediciones de las temperaturas del aire no se hicieron en diferentes usos de suelo urbano, la aplicación del análisis de regresión con las **TRS**, y su posterior aplicación en la estimación para toda la imagen LANDSAT, está sujeta a un cierto margen de error; tal vez un recorrido en automóvil instrumentado a la hora de la toma de la imagen, con mediciones en diversos usos de suelo urbano, podría dar una mejor aproximación en la propuesta de un modelo de asociación entre las **TRS** y las **TAIRE**. Otro punto por incorporar es el introducir el

valor de la emitancia superficial en la cobertura de suelo/uso del suelo en las imágenes de satélite, para una mejor evaluación de las **TRS**. Por la relación encontrada entre las **TRS**, **TAIRE** y uso del suelo, se puede ver que una propuesta en la mitigación de la **ICU** es la creación de áreas verdes: parques, jardines residenciales, camellones con vegetación, etc., que iría a favor de las políticas de ahorro energético y en contra del temido calentamiento global.

Las diferencias térmicas entre las imágenes 2003 y 1993 indican que la urbanización sí parece tener un efecto en el desarrollo de las ICU, ya que en las direcciones en que ha crecido la ciudad, sur y oriente, es donde se tuvieron las mayores diferencias. La diferenciación térmica entre transectos de imágenes 2003 y 1993 resultó con una diferencia positiva. Ya que las imágenes se tomaron estacionalmente en el mismo tiempo, estas diferencias positivas se pueden atribuir a cambio de uso del suelo. El cambio de propiedades térmicas superficiales, como el albedo y la admitancia, en el uso del suelo en la zona urbana, en un lapso de 10 años, parecen ser los factores que mejor explican el aumento en el desarrollo de las ICU en los transectos analizados. La pavimentación del río nuevo, y la reducción del bosque de la ciudad, han originado el incremento de las islas de calor en el transecto ocho, lo cual es un ejemplo interesante de lo que no se debe hacer en un área urbana, ya que se modifica el uso del suelo de manera negativa, respecto al confort térmico.

Respecto a la capa límite superficial, y su comparación en dos ambientes físicos distintos, se concluye que, para el período diario:

- ✚ La velocidad horizontal media del viento es mayor en la zona rural desértica, comparada a la zona suburbana.
- ✚ Con bajas velocidades de viento, la mayor variabilidad se presenta en la zona suburbana, comparada a la zona rural.
- ✚ La diferencia encontrada en la variabilidad de la dirección del viento, es mayor en la zona urbana que en la zona rural.
- ✚ Lo anterior demuestra la importancia de elegir adecuadamente la base de datos meteorológica que alimente a un modelo de calidad del aire.
- ✚ La energía cinética turbulenta y las intensidades turbulentas longitudinal, lateral y vertical son de una magnitud mayor en la zona suburbana que en la zona rural desértica.
- ✚ Por la relación que tienen las intensidades turbulentas en la difusión atmosférica, se concluye que a igual contaminación observada en la zona

suburbana y en la zona rural desértica, se tendrá una mejor difusión en la ciudad.

- ✚ La velocidad de fricción es mayor en la zona suburbana que en la zona rural desértica.
- ✚ Se especula la existencia de una posible celda convectiva entre la zona suburbana y la zona rural desértica por los valores encontrados de velocidad vertical, aunque no se descarta la explicación de las velocidades verticales negativas, halladas en la zona urbana, y que sean producto del lugar donde se realizaron las mediciones.
- ✚ El transporte de calor en la vertical, es decir, la velocidad convectiva, es mayor en la zona suburbana, comparada con la zona rural desértica, a fines de invierno y principios de primavera, y menor a inicios de verano.
- ✚ La longitud de Monin-Obhukov es mayor en la zona suburbana que en la zona rural desértica, lo que indica que la altura de la capa de mezclado está a una altura mayor en la zona suburbana, que en la zona rural.
- ✚ Para el período diurno ( $Q^* > 0$ ) la zona suburbana presenta mayor inestabilidad que la zona rural desértica estimada con la longitud de Monin-Obhukov.
- ✚ En el período nocturno, la longitud de Monin-Obhukov es mayor en la zona suburbana que en la zona rural desértica, lo que tal vez esté asociado al fenómeno de la isla de calor urbano.
- ✚ Las inversiones térmicas en una ciudad cercana (Yuma, AZ) se presentaron el 90% del tiempo en un período anual. La altura media del tope de la inversión térmica en el verano fue de 250 metros (el más bajo), y en la primavera de 291 metros (el más alto).
- ✚ La altura media del espesor máximo de la capa de mezclado para Mexicali, tuvo el menor valor (1000 mts.) en otoño e invierno, y en la primavera y el verano la mayor altura (2000 mts.).

Con respecto a la estabilidad atmosférica, y su relación con el uso del suelo suburbano y rural desértico, se concluye lo siguiente:

- ✚ El sitio suburbano, tanto en el período diurno como nocturno, es ligeramente superior en la frecuencia de casos inestables que el lugar rural desértico.
- ✚ Para las condiciones de estabilidad, a fines de invierno y principios de primavera, el lugar suburbano tiene igual o mayor frecuencia de

ocurrencia que el lugar rural. A inicios del verano, el sitio suburbano presentó más estabilidad que el lugar rural.

- ✚ Respecto a la equivalencia entre métodos, el método dos ( $\sigma_\phi$ ) tuvo la mejor equivalencia con el parámetro de estabilidad de Monin Obhukov, y su mayor discrepancia con el método tres ( $R_g Q^*$ ), tanto en la zona urbana como en la zona desértica.
- ✚ Los métodos alternos uno ( $\sigma_\theta$ ) y tres ( $R_g Q^*$ ) fueron los más equivalentes en los dos sitios, y ambos tienden a sobrevaluar la frecuencia de situaciones estables.
- ✚ Los tres métodos alternos subestiman la inestabilidad nocturna.
- ✚ La estabilidad atmosférica superficial nocturna es mayor en el sitio suburbano que en el sitio rural con los métodos cuatro ( $\zeta$ ) y dos ( $\sigma_\phi$ ).
- ✚ Los métodos cuatro ( $\zeta$ ) y el alterno tres ( $R_g Q^*$ ) son los más sensibles a las variaciones meteorológicas diurnas.
- ✚ Cuando no se pueda usar el método cuatro ( $\zeta$ ) para el cálculo de la estabilidad atmosférica, se recomienda usar el método dos ( $\sigma_\phi$ ) para el período nocturno, y los métodos uno ( $\sigma_\theta$ ) o tres ( $R_g Q^*$ ) para el período diurno.

Como un último comentario para concluir esta investigación, se puede decir que, la urbanización realizada en el lapso de un siglo en esta zona desértica, ha modificado los principales flujos energéticos que dan origen al clima, y que su distribución puede afectar, negativa ó positivamente, la salud y productividad de la población. Si bien, en principio, era una zona árida, en más de un sentido, la presencia del hombre ha modificado favorablemente, sobre todo con el desarrollo de la agricultura y la creación de áreas verdes dentro de la zona urbana, el entorno en el cual vive, que le da características de un oasis (ver fig. 1.3). Dado que sería utópico pensar en la eliminación de sistemas de enfriamiento para estar en confort térmico en los calidos veranos de la ciudad, mediante el fomento de parques, jardines, etc., no se debe tampoco desdeñar esta idea, junto con otras ideas de arquitectura bioclimática y aislamiento térmico, ya que la vegetación al mismo tiempo que tiene un aspecto práctico en el consumo de energía, realiza otras funciones interesantes en los renglones de calidad del aire, amortiguador de ruido y empleo estético.

Finalmente, todo esfuerzo que se haga en el sentido realizar una climatología física, tal como lo han propuesto diversos líderes en el campo de la geografía y de las

ciencias atmosféricas, es un paso que nos permitirá avanzar un poco más en el conocimiento de este vasto planeta que nos ha tocado vivir, y en el que el cambio climático global, obliga a ir desmenuzando las partes del rompecabezas climático.

## 8. REFERENCIAS

- Al-Jibori, M.H., Y. Xu and Y. Qian, 2002. Local similarity relationships in the urban boundary layer. *Boundary-Layer Meteor.*, **102**, 63-82.
- Alonso, M.S., J.L. Labajo and M.R. Fidalgo, 2003. Characteristics of the urban heat island in the city of Salamanca, Spain. *Atmósfera* **16**, 137-148.
- Álvarez de la Torre, G. y C. Dorantes, 2005. La vivienda en Mexicali: un análisis geográfico intraurbano. Publicado en: Desarrollo y medio ambiente de la región fronteriza México-Estados Unidos (Valles de Imperial y Mexicali). Coordinadores de la publicación Quintero, N.M., E. Sánchez, K. Collins, P. Ganster y CH. Mason. Ed. Porrúa, México, 2005. pp. 193-203.
- Anderson, S., 2002. An evaluation of spatial interpolation methods on air temperature in Phoenix, AZ. From UCGIS, Summer Assembly 2001.
- Anthoni, P.M., B.E. Law, M.H. Unsworth and R.J. Vong, 2000. Variation of net radiation over heterogeneous surfaces: measurements and simulation in a juniper-sagebrush ecosystem. *Journal of Agricultural and Forest Meteorology*, **102**, 275-286.
- Arnfield, A.J. and G.M. Mills, 1994b. An analysis of the circulation characteristics and energy budget of a dry, asymmetric, east-west urban canyon, II, Energy Budget. *Int. Journal of Climatology* **14**, 239-261.
- Arnfield, A.J., 2003. Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. Journal of Climatology* **23**, 1-26.
- Arya, S.P., 1981. Parameterizing the height of the stable atmospheric boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1192-1202.
- Arya, P.S., 1988. *Introduction to MICROMETEOROLOGY*. Academic Press Inc., San Diego, CA, 307 pp.
- Arya, S.P., 1999. *Air pollution meteorology and dispersion*. Oxford University Press, New York, 310 pp.
- Avilés M. A. M., G. Álvarez de la Torre, A. Ranfla, D. Toudert y C. Dorantes, 2001. Atlas de Mexicali: un espacio urbano en la estrategia internacional. Universidad Autónoma de Baja California y CREDAL, Mexicali, B.C., 32 pp.
- Ayuntamiento de Mexicali, Programa de Desarrollo Urbano 1993-2007. *Plan de Desarrollo Urbano de la Ciudad de Mexicali*, 1998.
- Badarinath, K.V.S., G. Biswadip and C.B.S. Dutt. 2002: Urban environmental monitoring using satellite data. <http://www.commonwealthknowledge.net/MetCD/Chapter3>
- Balling, R.C., Jr. and S.W. Brazel, 1986a. Time and space characteristics of the Phoenix urban heat island. *Journal of the Arizona-Nevada Academy of Science*, **21**, 75-81.
- Balling, R.C. and S.W. Brazel, 1988. High Resolution Surface Temperature Patterns in a Complex Urban Terrain. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **54**, 9, 1289-1293.
- Balling, R.C. Jr. and S.W. Brazel, 1989. High-Resolution Nighttime temperature patterns in Phoenix. *Journal of the Arizona-Nevada Academy of Science*, **23**, 49-53.
- Barton, I.J. and T. Takashima, 1986. An AVHRR investigation of surface emissivity near Lake Eyre, Australia. *Rem. Sens. of Env.*, **20**, 153-163.

- Barradas, V.L., 1987. Evidencia del efecto de la "Isla Térmica" en Jalapa, Veracruz, México. *Revista Geofísica*, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, **26**, 125-135.
- Barradas, V., A. Tejeda and E. Jáuregui, 1999. Energy balance measurements in a suburban vegetated area in Mexico City. *Atmospheric Environment* **33**, 4109-4113.
- Barring, L., J.O. Mattson and S. Lindqvist, 1985. Canyon geometry, street temperatures and urban heat island in Malmo, Swede. *Journal of Climatology*, **5**, 433-444.
- Becker, F., and Z.L. Li, 1990: Towards a local split window method over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, **11**, 369-393.
- Begum, S.F., M.R. Islam, Y. Yamaguchi and K. Ogawa, 2003. Studies on surface temperature using remote sensing technique in the NW part of Bangladesh. *Geocarto International*, **18**, 3, 41-49.
- Beychok, M.R., 1994. *Fundamentals of Stack Gas Dispersion*. Third Edition, New Beach, CA.
- Bonan, G., 2002. *Ecological Climatology, Concepts and applications*. Cambridge University Press 677 pp.
- Bridgman, H.A., R. Warner and J. Dobson, 1995. *Urban Biophysical Environments*. Oxford University Press Australia, 151 pp.
- Brook, R.R., 1978: The influence of water vapor fluctuations on turbulent fluxes. *Boundary Layer Meteorology*, **15**, 481-487.
- Byrne, G.F., 1979. Remotely sensed land cover temperature and soil water status – A brief review. *Remote Sensing of Environment*, **8**, 291-305.
- Caselles, V., M.J. López García, J. Melia and A.J. Pérez Cueva, 1991. Analysis of the heat island effect of the city of Valencia, Spain through air temperature transects and NOAA satellite data. *Theoretical and Applied Climatology*, **43**, 195-203.
- Caselles, V., C. Coll and E. Valor, 1997. Land surface emissivity and temperature determination in the whole HAPEX-Sahel area from AVHRR data. *Int. J. Rem. Sens.*, **18**, 1009-1027.
- Carlson, T.N., J.K. Dodd, S.G. Benjamin and J.N. Cooper, 1981. Satellite estimation of the surface energy balance, moisture availability and thermal inertia. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1, 67-87.
- Carlson, T.N., 1986: Regional-scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia using remote thermal measurements. *Remote. Sens. Rev.*, **1**, 197-247.
- Carnahan, W.H. and R.C. Larson, 1990. An analysis of an urban heat sink. *Remote Sensing of Environment* **33**, 65-71.
- Cervantes, J.P., V.L.Barradas, A.Tejeda Martinez, Q.A. Cordova, C.T. Ramirez y G.G. Tepach, 2000. Aspectos del clima urbano de Villahermosa, Tabasco, México. Universidad y Ciencia, **16**, 31, 10-16.
- Cionco, R.M. and R. Ellefsen, 1998. High Resolution Urban Morphology Data for Urban Wind Flow Modelling. *Atmospheric Environment* **32**, 7-17.
- Cleugh, H.A. and T.R. Oke, 1986. Suburban-rural energy balance comparisons in summer for Vancouver, B.C. *Boundary-Layer Meteorology* **36**, 351-369.
- Collins, C.F. and V.P. Bolstad, 1996. A comparison of spatial interpolation techniques in temperature estimation. *Proc. Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling*. Santa Fe, NM, USA. January 1996.



- CONEPO, 2000. XII Censo General de Población y Vivienda. Mexicali, B.C.
- CONAPO, 2004. Consejo Nacional de Población. Secretaría de Gobernación, México.
- Changnon, S.A., 1992. Inadvertent weather modification in urban areas: Lessons for global climate change. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 619-627.
- Ching, J.K.S., 1985. Urban Scale Variations of Turbulence Parameters and Fluxes. *Boundary Layer Meteorology* **33**, 335-361.
- Christen, A. and R. Vogt, 2004. Energy and radiation balance of a central European city. *International Journal of Climatology*, **24**, 1395-1421.
- De Ridder, K. and C. Mensink, 2003. Surface fluxes and atmospheric stability obtained from surface energy balance model with parameters estimated from satellite remote sensing. *International Journal of Environmental and Pollution*, **19**, 1, 22-31.
- Eliasson, I., B Offerle, C.S.B. Grimmond and S. Lindqvist, 2006. Wind fields and turbulence statistics in an urban street canyon. *Atmosphere Environment* **40**, 1-16.
- EPA, (1986). On Meteorological Program: Guidance for Regulatory and Modeling Applications. EPA, US Government.
- García, C.O.R. y Dávalos, G.E., 2000. *Estudio de la Isla de Calor en Mexicali, B.C.* Reporte Técnico, Instituto de Ingeniería, UABC, 45 pp.
- Gallo, K.P. and C.S.T. Daughtry, 1987. Differences in vegetation indices for simulated Landsat-5 MSS and TM, NOAA-9 AVHRR, and SPOT-I sensor systems. *Remote Sens. Environ.*, **23**, 439-452.
- Gallo, K.P., A.L. McNab, T.R. Karl, J.E. Brown, J.J. Hood and J.D. Tarpley, 1993. The use of NOAA AVHRR Data for Assessment of the Urban Heat Island Effect. *J. Appl. Met.*, **32**, 899-908.
- Gallo, K.P., A.L. McNab, T.R. Karl, J.F. Brown, J.J. Hood and J.D. Tarpley, 1993b. The use of a vegetation index for assessment of the urban heat island effect. *Int. J. Rem. Sens.*, **14**, 2223-2230.
- Gallo, K.P., D.R. Easterling and T.C. Peterson, 1996. The influence of land use/land cover on climatological values of the diurnal temperature range. *Journal of Climate* **9**, 2941-2944.
- Gifford, F.A. and S.R. Hanna, 1973. Modelling urban air pollution. *Atmospheric Environment*, **7**, 131-136.
- Golder, D., 1972. Relations among stability parameters in the surface layer. *Boundary Layer Meteorology*, **3**, 47-58.
- Grimmond, C.S.B., 1992. The Suburban Balance Energy: Methodological Considerations and Results for a Mid-Latitude West Coast City under Winter and Spring conditions. *International Journal of Climatology*, **12**, 481-497.
- Grimmond, S., C., R. Souch and G., Heisler, 1994. Local Scale Energy and Water Echanges in a Chicago Neighborhood. USDA Forest Service Gen. Tech. Rep. NE-186, Chapter 4.
- Grimmond, C.S.B. and Souch, C., 1994. Surface description for urban climate studies: a GIS base methodology. *Geocarto International* **1**, 47-59.
- Grimmond, C.S.B. and H.A. Cleugh, 1994. A simple method to determine Obhukov lengths for suburban areas. *Journal Applied of Meterology*, **33**, 435-440.

- Grimmond, C.S.B. and T.R. Oke, 1995: Comparison of Heat Fluxes from Summertime Observations in the Suburbs of Four North American Cities. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 873-889.
- Grimmond, C.S.B. and T.R. Oke, 1999. Heat Storage in Urban Areas: Local-Scale Observations and Evaluation of a Simple Model. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 922-940.
- Grimmond, C.S.B. and T.R. Oke, 2000. Heat Fluxes and Stability in Cities. Third Urban Environment, AMS, 28-29.
- Gryning, S.E. and E. Lyck, 1984. Atmospheric dispersion from elevated sources in an urban area: comparison between tracer experiments and model calculations. *J. Climate and Appl. Meteor.*, **23**, 651-660.
- Hanna, R.S. and J.C. Chang. 1991. Boundary Layer Parameterizations for applied dispersion modeling over urban areas. *Boundary-Layer Meteorol.*, **58**, 229-259.
- Henry, J.A., S.E. Dicks and G.A. Marotz, 1985. Urban and rural humidity distributions: relationships to surface materials and land use. *Journal of Climatology* **5**, 53-62.
- Henry, J.A. and S.E. Dicks, 1987. Association of urban temperatures with land use and surface materials. *Landscape and Urban Planning* **14**, 21-29.
- Hildebrand, P.H. and B. Ackerman, 1984:" Urban effects on the convective boundary layer". *Journal Atmospheric Sciences* **41**, 76-91.
- Hirofumi, S., 2001. *Heat exchange between urban structures and the atmospheric boundary layer*. Doctoral Thesis, University of Tokyo, 140 pp.
- Holzworth, C.G., 1964. Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Monthly Weather Review* **92**, 5, 235-242.
- Iino, A. and A. Hoyano, 1996. Development of a method to predict the heat island potential using remote sensing and GIS data. *Energy and Buildings* **23**, 199-205.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1997b.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 2001. Ciudades Capitales: una visión histórica. Aguascalientes, Ags., México (disponible en disco compacto).
- Jáuregui, E., 1975. Microclima del Bosque de Chapultepec. Boletín del Instituto de Geografía-UNAM, No. VI, 63-72.
- Jáuregui, E., 1979. La isla de calor en Toluca, Mex. Boletín del Instituto de Geografía-UNAM, No. IX, 27-37.
- Jáuregui, E., M.A. Valdovinos and J.M. Rodríguez, 1980. Atmospheric diffusion characteristics at a coastal site in the tropics. *Geofísica Internacional*, **19**, 259-268.
- Jáuregui, E., 1986. The urban climate of Mexico City. In:Oke, T.R. (Ed.). Proceedings of the Technical Conference on Urban Climatology and its Applications with Special Regard to Tropical Areas. WMO 652. World Meteorological Organization, pp. 62-86.
- Jáuregui, E., 1993. Mexico city's urban heat island revisited. *Erdkunde* **47**, 185-195.
- Jáuregui, E., 1997. Heat island development in Mexico city. *Atm. Env.*, **31**, 22, 3821-3831.
- Jáuregui, E, Moreno, M.C. and Tejeda, M.A., 2002. The energy balance of central Barcelona (Spain). In: *Fourth Symposium on Urban Environment*, AMS, 133-134.

- Jacobson, 1999. *Fundamentals of atmospheric modelling*. Cambridge University Press, 656 pp.
- Jímenez R.C., 2004; Ciudades para un futuro más sostenible (editado a partir de una versión inglesa). Página Web consultada el 6 de noviembre de 2004 (<http://habitat.aq.upm.es/>)
- Karl, T.R., H.F. Diaz and G. Kukla, 1988. Urbanization: Its detection and effect in the United States climate record. *J. Climate*, **1**, 1099-1123.
- Katsoulis, B.D. and G.A. Theoharatos, 1985. Indications of the Urban Heat Island in Athens, Greece. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **24**, 1296-1302.
- Kirkpatrick J.S. and M.D. Shulman, 1987. A statistical evaluation of the New York City-Northern New Jersey Urban Heat Island Effect on Summer Season Daily Minimum Temperature. *National Weather Digest* **12**, 1, 12-15.
- Klysik, K., and K. Fortuniak, 1999. Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland. *Atmospheric Environment* **33**, 3885-3895.
- Landsberg, H.E., 1970. Micrometeorological temperature differentiation through urbanization. In "Urban Climates", WMO Tech. Note, No. 108, pp. 129-136.
- Landsberg, H.E., 1981. *The Urban Climate*. Academic Press Inc., New York, USA, 68-69 pp.
- Laslett, G.M., 1994. Krigging and splines: an empirical comparison of their predictive performance in some applications. *Journal of the American Statistical Association*, **89**, 391-409.
- Lee Whei-May and Lo Yen-Lu, 1988. The high frequency of neutral stability occurrences as determined by two practical atmospheric stability classification methods for an urban area, 423-429.
- Lo, C.P., Quattrochi, D.A., and Luvall J.C., 1997. Application of high-resolution thermal infrared remote sensing and GIS to assess the urban heat island effect. *International Journal of Remote Sensing* **18**, 287-304.
- Lougeay, R., A. Brazel and M. Hubble, 1996. Monitoring Intraurban Temperature Patterns and Associated Land Cover in Phoenix, Arizona Using Landsat Thermal Data. *Geocarto International*, **11**, 4, 79-90.
- Lowry, W.P., 1977. Empirical estimation of urban effects on climate: A problem analysis. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 129-135.
- Ludwig, F.L. and W.F. Dabberdt, 1976. Comparison of two practical atmospheric stability classification schemes in an urban application. *Journal of applied meteorology* **15**, 1172-1176.
- Luyando, L.E., 2004. *Influencia del uso del suelo en las mediciones de balance energético en Barcelona, España y ciudad de México*. Tesis de Maestría en Geografía, Posgrado en Geografía, UNAM, 87 pp.
- Middleton, R.D., 2004. Página Web, visitada el 15 de Diciembre de 2004: Meteorological Challenges in Urban Air Pollution.
- Montávez, J.P., A. Rodriguez and J.I. Jimenez, 2000. A study of the urban heat island of Granada. *International Journal of Climatology*, **20**, 899-911.
- Nasrallah, A.H., J.A. Brazel, J.A. and R.C. Balling, 1990. Analysis of the Kuwait city urban heat island. *International Journal of Climatology*, **10**, 401-405.

- Nava, L.G.Y., 2003. *Sobre la caracterización de las áreas fuente en el balance energético atmosférico*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas, Fac. Instrumentación Electrónica, UV. 95 pp.
- Nichol, J.E., 1994. A GIS-based approach to microclimate monitoring in Singapore's high-rise housing states. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **60**, 1225-1232.
- Nichol, J.E., 1996. High-resolution surface temperature patterns related to urban morphology in a tropical city: a satellite based study. *Journal of Applied Meteorology* **35**, 135-146.
- Nunez, M. and T.R. Oke, 1977. The energy balance of an urban canyon. *Journal of Applied Meteorology* **16**, 11-19.
- Ochi, S., D. Uchiama, W. Takeuchi and Y. Yasuoka, 2003. Monitoring Urban Heat Environment in East Asia. GISdevelopment.net
- Ochi, S., D. Uchiama, W. Takeuchi and Y. Yasuoka, 2003. Monitoring urban heat environment using MODIS data for main cities in East Asia. GISdevelopment.net
- Offerle, B., C.S.B. Grimmond, K. Fortuniak, T.R. Oke and K. Klysik, 2002. Temporal Variability in Heat Fluxes over a Northern European Downtown. ICUC 2001. Lodz, Poland.
- Offerlee, B., C.S.B. Grimmond, K. Fortuniak, T.R. Oke and K. Klysik , 2002. Analysis of Long Term Observations of Urban Surface-Atmosphere Energy Exchange. Fourth Symposium on Urban Environment, AMS, 133-134.
- Oke, T.R., 1973. City size and the Urban Heat Island. *Atmospheric Environment*, **7**, 769-779.
- Oke, T.R., 1976. The distinction between canopy and boundary-layer heat islands. *Atmosphere* **14**, 268-277.
- Oke, T.R., 1979. Review of urban climatology, 1973-1976. WMO Technical Note No. 169, WMO No. 539. World Meteorological Organization: Geneva.
- Oke, T.R., 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.*, pp. 1-24.
- Oke, T.R. and J.H. McCaughey, 1983. Suburban-rural energy balance comparisons for Vancouver BC: an extreme case?. *Boundary Layer Meteorology*, **26**, 337-354.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary Layer Climates*. Routledge, 435 pp
- Oke, T.R., G. Zeuner and E. Jáuregui, 1992. The Surface Energy Balance in Mexico City. *Atmospheric Environment* **26B**, 4, 433-444.
- Oke, T.R., 1995. The heat island of the urban boundary layer: characteristics, causes and effects. pp 81-107. In: Cermak, J.E. et al. (editor) *Wind Climate in Cities*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- Oke, T.R., C.S.B. Grimmond and R.A. Spronken-Smith, 1998. On the confounding role of rural wetness in assessing urban effects on climate. Preprints Second Urban Environment Symposium, AMS, 59-62.
- Oke, T.R., R.A. Spronken-Smith, E. Jáuregui and C.S.B. Grimmond, 1999. The energy balance of central Mexico City during the dry season. *Atmospheric Environment* **33**, 3919-3930.
- Oncley, S.P., Th. Foken, R. Vogt, C. Bernhofer, W. Kohsiek, H. Liu, A. Pitacco, D. Grantz and L. Ribeiro, 2002. The Energy Balance Experiment EBEX-2000. 25<sup>th</sup> Agricultural and Forest Meteorology, Norfolk, VA. Paper 1.1

- O'Meara, M., 1999. Exploring a new Vision for Cities, en *State of the World. A Worldwatch Institute Report on Progress Toward a Sustainable Society*, WW Norton and Company, pp. 133-150.
- O'Reilly, A.L. Sharples, E.R. and Shulman M.D., 1988. A Statistical Evaluation of the New York city-Northern New Jersey Urban Heat Island effect during Spring and Autumn. *National Weather Digest* **13**, 3, 29-33.
- Panofsky, H.A. and J.A. Dutton, 1984. *Atmospheric Turbulence*. Wiley Interscience, New York.
- Pasquill, F., 1961. The estimation of the dispersión of windborne material. *The Meteorological Magazine*, **90**, 33-49.
- Peterson, C.T., 2003. Assessment of Urban Versus Rural in situ Surface Temperatures in the contiguous Unites States: No Difference Found. *Journal of Climate* **16**, 18, 2941-2959.
- Pielke, R.A. and M. Uliasz, 1993. Influence of landscape variability on atmospheric dispersion. *Journal Air Waste Manage. Assoc.*, **43**, 989-994.
- Price, J.C., 1990. Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **28**, 5, 940-948.
- Ranfla, G.A. y C.P Salmón, 2005. Crecimiento industrial, expansión urbana e instalaciones industriales en Mexicali, Baja California. Publicado en: Desarrollo y medio ambiente de la región fronteriza México-Estados Unidos (Valles de Imperial y Mexicali). Coordinadores de la publicación Quintero, N.M., E. Sánchez, K. Collins, P. Ganster y CH. Mason. Ed. Porrúa, México, 2005. pp. 267-283.
- Reihl, H., G. Greenhut and B.R. Bean, 1978: Energy transfer in the tropical subcloud layer measured with DC-6 aircraft during GATE. *Tellus*, **30**, 524-536.
- Roth, T.M. and T.R. Oke, 1989. Satellite derived Urban Heat Islands from three coastal cities and the utilization of such data in Urban Climatology. *Intl. Journal of Remote Sensing*, **10**, 1699-1720.
- Rubio, E., V. Caselles and C. Badenas, 1997. Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14  $\mu\text{m}$  wave band: Analysis of two field methods. *Rem. Sens. Env.*, **59**, 490-521.
- Saaroni, H., E. Ben-Dor, A. Bitan and O. Potchter, 2000. Spatial distribution and microscale characteristics of the urban heat island in Tel-Aviv, Israel. *Landscape and Urban Planning* **48**, 1-18.
- Sánchez, L.E. 2005. Políticas en materia agrícola en Mexicali y San Luis Río Colorado. Publicado en: Desarrollo y medio ambiente de la región fronteriza México-Estados Unidos (Valles de Imperial y Mexicali). Coordinadores de la publicación Quintero, N.M., E. Sánchez, K. Collins, P. Ganster y CH. Mason. Ed. Porrúa, México, 2005. pp. 83-98.
- Sargeant, D. H. and C.B. Tanner (1967). A simple psychrometric apparatus for Bowen Ratio determinations. *J. Appl. Met.* **6**, 414-418.
- Schmid, H.P., H.A. Cleugh, C.S.B. Grimmond and T.R. Oke, 1991. Spatial Variability of Energy Fluxes in Suburban Terrain. *Boundary Layer Meteorology* **54**, 249-276.
- Schmid, H.P., 1997. Experimental design for flux measurements: matching the scale of the observations to the scale of the flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, **87**, 179-200.

- Seibert, P., 1996. The role of ground-based remote sensing techniques in providing meteorological input to modern dispersion models. *Proceedings 8<sup>th</sup> International Symposium on Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Ocean*. Moscow, May 27-31, pp. 5.1-5.8.
- Seinfeld, J.H. and S.N. Pandis, 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics*. From Air Pollution to Climate Change. Jhon Wiley & Sons, Inc., New York.
- Smith, E.M., 1984. Review of the attributes and performance of 10 rural diffusion models. *Bulletin American Meteorological Society*, **65**, 6, 554-558.
- Smith, R.M., 1986. Comparing traditional methods for selecting class intervals on choropleth maps. *Professional Geographer*, **38**, 1, 62-67.
- Sobrino, J.A., V. Caselles and C. Coll, 1993. Theoretical split window algorithms for determining the actual surface temperature. *IL Nuovo Cimento*, **16**, 219-235.
- Spronken-Smith, R.A. and Oke T.R., 1998. The thermal regime of urban parks in two cities with different summer climates. *International Journal of Remote Sensing*, **19**, 11, 2085-2104.
- Sundborg, A., 1950. Local Climatological Studies of the Temperature Conditions in an Urban Area. Geographical Institute Uppsala, 222-232 pp.
- Stull, B.R., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Published by Kluwer Academic Publishers, 670 pp.
- Tanner, B.D., 1988. Use requeriments for Bowen Ratio and eddy correlation determination for evapotranspiration. *Proc. of the 1988 Speciality Conf. of the irrigation and drainage division*, Am. Soc. of Civil Engineers, 11pp.
- Tejeda, M.A., 1996. *Sobre mediciones y parametrizaciones del balance energético y la estabilidad atmosférica en la ciudad de México*. Tesis Doctor en Geografía. Fac. de Filosofía y Letras UNAM, 76pp.
- Tejeda, M.A. and E. Jáuregui, 2005. Surface energy balance measurements in the Mexico City region: a review. *Atmósfera*, **18**, 1-23.
- Thistle, H.W., 2000. The role of stability in fine pesticide droplet dispersion in the atmosphere: a review of physical concepts. *Transactions of the ASAE* **43**, 6, 1409-1413.
- Torok, J.S., C.J.G. Morris C. Skinner and N. Plummer, 2001. Urban heat island features of southeast Australian towns. *Aust. Met. Mag.*, **50**, 1-13.
- Toudert, D., 1996. La articulación intraurbana con el clima intraregional y el estudio de las islas de calor en la ciudad de Mexicali. *Revista Calafia UABC*.
- Tuiran R., 2000. Programa Operativo de Población 2000 y la Actualización del Programa Estatal de Población 1996-2001, CONEPO.
- Voogt, J.A. and T.R. Oke, 2003. Thermal remote sensing of urban climates. *Remote Sensing of Environment* **86**, 370-384.
- Weng, Q., 2001. A remote sensing-GIS evaluation of urban expansion and its impact on surface temperature in the Zhujiang Delta, China. *International Journal of Remote Sensing* **22**, 1999-2014.
- Weng, Q., 2003. Fractal Analysis of Satellite-Detected Urban Heat Island Effect. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **69**, 5, 555-566.

- Yang, L., 2000. Integration of a numerical model and remotely sensed data to study urban/rural land surface climate processes. *Computers & Geosciences* **26**, 451-468.
- Yoshida A., K. Tominaga and S. Watatani, 1990-91. Field measurement on energy balance of an urban canyon in the summer season. *Energy and Buildings* **15-16**, 1-10.