



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central

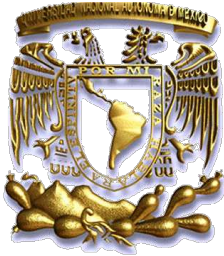


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

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.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

IMPACTO DE LA URBANIZACIÓN SOBRE LA
DINÁMICA DE LAS TORMENTAS EN EL VALLE
DE MÉXICO

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

LOURDES PAOLA AQUINO MARTÍNEZ

JURADO EXAMINADOR

Dr. Víctor O. Magaña Rueda (Director de tesis)

Dr. Fernando García García

Dr. José Agustín García Reynoso

Dr. Adalberto Tejeda Martínez

Dr. Onofre Rafael García Cueto

Ciudad Universitaria

Junio 2012



Resumen

El presente estudio documenta el nivel de urbanización reciente y analiza en qué medida dicho proceso ha afectado el clima del valle de México. Mediante el uso de datos de alta resolución espacial y temporal, se muestra que los cambios en la temperatura, precipitación, y las circulaciones atmosféricas en superficie están vinculados con cambios en el uso de suelo. El análisis de temperatura confirma que el clima del Valle de México está cambiando siguiendo los patrones de calentamiento por efectos urbanos. El análisis de precipitación que se realizó utilizando los datos del Observatorio de Tacubaya, muestra que la precipitación acumulada anual ha incrementado en casi un 60 % durante el periodo 1877-2007. Las principales pruebas del cambio del clima del Valle de México son en términos de frecuencias de eventos extremos, por ejemplo, el número de eventos de ondas de calor y precipitaciones mayores a 20 mm/h para la zona de Tacubaya se han vuelto más frecuentes en la actualidad. La caracterización de la dinámica del clima regional relacionado con las tormentas en el Valle de México muestra que con el incremento de la temperatura en superficie la altura promedio de la capa límite ha incrementado en los últimos veinte años. También se muestra que existe un incremento de la inestabilidad así como un aumento en la humedad disponible. Con el aumento de los factores esenciales para que la actividad convectiva sea cada vez más intensa se cuenta con que la intensidad y la frecuencia de tormentas de intensidad mayor a 20 mm/h es cada vez mayor. Aunque en el presente estudio no se muestra que las trayectorias de tormentas se hayan modificado se encuentra, sin embargo, una explicación al incremento de la intensidad de las tormentas.

Agradecimientos

Al Dr. Víctor Magaña por la dirección de esta tesis, por haberme aceptado como un miembro de su excelente grupo de gente y profesionales aún sin conocer mis capacidades, por todo el apoyo que me brindó, por toda la diversidad de conocimientos y experiencias que me dio la gran oportunidad de aprender. Muchas gracias Dr. Víctor.

A los sinodales Dr. Fernando García García, Dr. Víctor Magaña, Dr. José Agustín García Reynoso, Dr. Adalberto Tejeda Martínez y Dr. Onofre Rafael García Cueto, por sus sugerencias que me ayudaron a realizar un mejor trabajo.

Al Dr. Matías Méndez, por su apoyo y que siempre estuvo disponible para resolver mis interminables dudas.

A todos mis compañeros del Grupo de Clima y Sociedad del Instituto de Geografía por su amistad, sus consejos y apoyo.

A la *Universidad Nacional Autónoma de México*, por darme la oportunidad de ser parte de ella contribuyendo en mi formación académica.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, por el apoyo económico y las facilidades proporcionadas durante la Maestría.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme la beca número 235501.

Al apoyo económico adicional proveniente del proyecto PAPIIT-IN121509: *Efectos de la Topografía en los Pronósticos de Tiempo Meteorológico de Mesoescala*.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Impactos de la urbanización	1
1.1.1. La isla de calor urbana	1
1.1.2. Alteraciones en el balance radiativo y flujos de calor por urbanización	4
1.1.3. Efectos en el ciclo hidrológico	6
1.2. El crecimiento urbano en el Valle de México	7
1.3. Las tendencias del clima en el Valle de México	9
1.3.1. Las tendencias de la temperatura	9
1.3.2. Las tendencias de la precipitación	11
1.3.3. Las inundaciones y los desastres	12
1.4. Objetivo	15
1.5. Estructura de la tesis	15
2. Datos y Metodología	16
2.1. Descripción de datos	16
2.1.1. Datos históricos	16
2.1.2. Datos de las redes meteorológicas en el Valle de México	17
2.1.3. Datos de reanálisis	18
2.2. Una base de datos meteorológicos de mesoescala para el Valle de México	19
2.2.1. Análisis objetivo tipo Cressman	19
2.3. Técnica de seguimiento de tormentas	21
2.3.1. Clústeres de tormentas	25
3. Resultados: Cambios locales en el clima	28
3.1. Crecimiento urbano e impactos en la temperatura	28
3.1.1. Temperatura mínima	28
3.1.2. Temperatura máxima	32
3.1.3. Temperatura media	36

3.2.	Análisis regional de la precipitación	38
3.2.1.	Tendencias en las lluvias	40
3.3.	Las tormentas en el Valle de México	42
3.3.1.	Caracterización de la actividad de tormentas	43
3.3.2.	Génesis y término	44
3.3.3.	Intensidad y hora del día para la lluvia	45
3.3.4.	Análisis clúster de las tormentas	46
3.3.5.	Número de tormentas y duración	47
3.3.6.	Génesis y término	48
3.3.7.	Precipitación mensual y anual	49
3.3.8.	Intensidad y hora del día para la lluvia	51
3.4.	Los factores dinámicos al cambio	53
3.4.1.	Capa límite urbana	53
3.4.2.	Cambios en las circulaciones locales	54
3.4.3.	Humedad	59
4.	Conclusiones	62
4.1.	Cambio climático local	62
4.2.	Estrategias de disminución del cambio climático	65
4.3.	Generación de escenarios y planeación urbana a través de la modelación	66
4.4.	Trabajo futuro: La predicción del tiempo y el clima en megaurbes . .	67
A.	Clústeres de trayectorias usando combinaciones de modelos de re- gresión	68
	Referencias	70

Índice de figuras

1.1. Expansión urbana del Valle de México entre 1950 y 2005 (<i>Fuente: CONAPO, 2011</i>)	8
1.2. Temperaturas máximas (°C), para los meses (mar-abr-may) en diferentes estaciones en el Valle de México. a) la serie más larga corresponde a la estación Tacubaya, b) estaciones de diversas redes de observación (ver texto)	11
1.3. Experimento de impacto por cambio de uso de suelo en la temperatura media de diciembre. La figura muestra el cambio de temperatura de acuerdo al modelo MM5 cuando se simula con las condiciones de uso de suelo de 1976 y del año 2000 (<i>Pérez J. 2011, Comunicación personal</i>)	14
2.1. Ubicación de las estaciones que se consideraron en el análisis	18
2.2. Diferencias en el campo de temperatura máxima (°C) promedio de junio 2005. a) Datos de reanálisis NARR y b) Campo corregido	20
2.3. Trayectoria de la tormenta ocurrida del 24 al 25 de agosto de 2006	23
2.4. Desarrollo de la trayectoria de tormenta que se presentó el 25 de agosto de 2006	24
2.5. Valores del logaritmo de la verosimilitud para diferentes números de clúster	26
2.6. Total de trayectorias de tormentas que se presentaron en el dominio de estudio (2003-2008)	27
3.1. Temperatura mínima promedio (°C) observada durante el periodo 1986-2009	29
3.2. Temperaturas mínimas extremas (°C) alcanzadas en el periodo 1986-2009	29
3.3. Promedios de temperatura mínima (°C) para los periodos a) 1986-1997 y b) 1998-2009	30

3.4. Promedio anual de temperatura mínima en el Valle de México en el que la región sombreada denota la dimensión del área urbana: a) 1990, b) 2000 y c) 2007	31
3.5. Número de días con heladas ($T < 0^{\circ}\text{C}$) para periodos consecutivos de 12 años: a) 1986-1997 y b) 1998-2009	32
3.6. Temperatura máxima promedio ($^{\circ}\text{C}$) durante el periodo 1986-2009	33
3.7. Temperaturas máximas extremas ($^{\circ}\text{C}$) alcanzadas durante el periodo 1986-2009	33
3.8. Promedios de temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$) para los periodos a) 1986-1997 y b) 1998-2009	34
3.9. Promedio anual de temperatura máxima en los que se muestra el crecimiento de la mancha urbana y la isla de calor urbana: a) 1990, b) 2000 y c) 2007	35
3.10. Número de días con ondas de calor ($T > 30^{\circ}\text{C}$) para los periodos a) 1986-1997 y b) 1998-2009	36
3.11. Ubicación de las estaciones de CLICOM y la población que presenta	36
3.12. Distribución de frecuencias de eventos de temperatura media para dos estaciones ubicadas en diferentes grados de urbanización: a) Gran Canal, Ecatepec y b) Milpa Alta, representativas de una zona urbana y rural, respectivamente	37
3.13. Precipitación promedio mensual (2003-2008)	39
3.14. Percentil 95 % de la precipitación diaria (mm) sobre el Valle de México (1979-2003)	40
3.15. Precipitación acumulada anual en Tacubaya (1877-2007)	41
3.16. Número de eventos de precipitación de más de 20 mm/día en Tacubaya (1877-2007)	41
3.17. Distribución de frecuencias de eventos de precipitación en dos periodos (1951-1980) y (1981-2010) a) corresponde a una urbe (Gran Canal, Ecatepec) y b) pertenece a un área rural (Milpa Alta)	42
3.18. Trayectorias de tormentas ($\text{pcp} > 20 \text{ mm/h}$) registradas en el periodo 2003-2008 en el Valle de México. Cada trayectoria muestra la precipitación observada con resolución temporal de 1 hora	43
3.19. Número total de tormentas por año con precipitación mayor a 20 mm/h	44
3.20. Lugar de a) génesis y b) término de las tormentas. El tamaño de los puntos indica la frecuencia de ocurrencia en número de las tormentas	45
3.21. Frecuencia observada en el ciclo diario de la intensidad de los eventos de tormenta observados entre 2003-2006 para el Valle de México	45

3.22. Precipitación acumulada que aporta cada tormenta en su trayectoria	46
3.23. Trayectorias de tormentas en clústeres	47
3.24. Génesis (pentágonos) y término (estrellas) de las tormentas correspondientes a cada clúster en función de la precipitación registrada . .	49
3.25. Porcentaje de precipitación aportada al total anual promedio por cada clúster (2003-2008)	50
3.26. Precipitación por mes normalizada con respecto al número de años del periodo considerado 2003-2008 para cada clúster	51
3.27. Frecuencia horaria de eventos con intensidades mayores a 10 mm/h de precipitación para cada clúster (2003-2008)	52
3.28. Altura promedio de la capa límite para dos periodos consecutivos de 16 años: a) 1979-1993 y b) 1994-2009	54
3.29. Promedio anual de la intensidad de las inversiones térmicas. El cambio brusco de 1998 es debido al cambio de ubicación del radiosondeo, que fue del Aeropuerto Internacional al Observatorio de Tacubaya	55
3.30. Promedios de Θ_e , a) 00 Z (18 HL) y b) 12 Z (6 HL). Los primeros dos periodos corresponden al perfil vertical promedio en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México y el tercer periodo corresponde al Observatorio de Tacubaya, de modo que es posible comparar los valores de Θ_e para una zona con diferente grado de urbanización, así como diferentes usos de suelo al considerar el cambio de ubicación del radiosondeo	56
3.31. Convergencia de viento en superficie (promedios horarios) de las 16 HL a las 19 HL del mes de agosto, para los periodos: a) 1986-1997 y b) 1998-2009	58
3.32. Promedio del flujo de convergencia del vapor de agua (g/m^2s^{-1}): a) 1979-1992 y b) 1993-2006	60
3.33. Frecuencias en porcentaje de agua precipitable de los datos del radiosondeo de las a) 12 y b) 00 Z realizadas en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México	61
4.1. Esquema de la dinámica de tormentas a) 1986-1997 y b) 1998-2009 .	65

Índice de tablas

2.1. Bases meteorológicas y características de los campos preliminares empleadas en el análisis para cada variable	21
2.2. Características de los campos asimilados finales	21
3.1. Estadísticas de la duración de tormenta de cada clúster en el periodo 2003-2008	48

Capítulo 1

Introducción

1.1. Impactos de la urbanización

La urbanización es uno de los ejemplos más evidentes de la modificación antropogénica de la Tierra. El área urbana abarca por lo menos un 3 % de la superficie terrestre pero esta proporción crece rápidamente conforme la población aumenta y se expande reemplazando las superficies naturales (Balk et al., 2005).

Debido al crecimiento urbano, es muy probable que los cambios de clima sean más claros en el corto plazo (próximas dos décadas), ya que los cambios de uso de suelo involucran la transformación de las características termodinámicas, radiativas y aerodinámicas de la superficie del suelo (Pielke, 2005).

Ha habido numerosos esfuerzos en México por documentar el cambio del clima como respuesta al crecimiento de áreas urbanas (por ej., Jáuregui 2000, García-Cueto et al., 2007) y entre los principales procesos de cambio que se han documentado está el fenómeno de isla de calor, con cambios sustanciales en el balance radiativo y el ciclo hidrológico.

1.1.1. La isla de calor urbana

El fenómeno de cambio en el clima inducido por el hombre, conocido desde que Luke Howard (1820) lo mencionó para el caso de la ciudad de Londres, es el de la isla de calor, el cual se origina cuando los patrones de las isoterms graficadas en un mapa superficial de tiempo se observan como contornos topográficos de una isla alrededor de un área urbanizada (Stull, 1988). Un siglo y medio después, Oke (1982) sugiere

dos principales causas para la existencia de la isla de calor: los controles superficiales y los atmosféricos.

Los controles superficiales son la geometría de la mancha urbana y las propiedades de la superficie. Comúnmente, muchos de los materiales usados en la construcción absorben y retienen más energía solar que materiales naturales que usualmente se encuentran en zonas menos alteradas como son las áreas rurales. En general, las principales razones para el calentamiento urbano son: i) que los materiales de las edificaciones son impermeables y herméticos, de manera que la humedad no está disponible fácilmente para disipar el calor ganado por la superficie y ii) el bajo albedo de los materiales que en conjunto con la distribución de las edificaciones y el pavimento, retienen más energía del sol (Runnalls y Oke, 2000). Por ejemplo, en la ciudad de Sacramento California, superficies oscuras y secas en contacto directo con los rayos solares pueden llegar a alcanzar hasta 88°C durante el día, mientras superficies vegetadas bajo las mismas condiciones pueden llegar a alcanzar sólo 18°C (Akbari y Rose, 1999).

Por otra parte, los controles atmosféricos de la isla de calor son el viento y las nubes, ya que islas de calor intensas se observan cuando los cielos están despejados y con vientos débiles. Otras causas que llegan a contribuir a la formación de una isla de calor urbana son el calor antropogénico y el efecto urbano de gases invernadero (Oke et al., 1991).

De acuerdo con diversos métodos de medición de temperatura, se pueden establecer dos categorías para estas anomalías climáticas locales: la isla de calor en la cobertura urbana y la isla de calor en la capa límite urbana (Voogt, 2002). El primer tipo se ubica entre los elementos de rugosidad (edificios y copas de los árboles), con un límite superior justo por debajo de las azoteas. La isla de calor que se encuentra presente en la capa límite urbana está situado sobre la anterior, con un límite inferior sujeto a la influencia de la superficie urbana (Weng, 2003).

La isla de calor en la cobertura urbana es normalmente detectada por sensores de mediciones *in situ* en una estación meteorológica estándar a una altura de 2 m a partir de la superficie, como muestran los estudios realizados por Jáuregui (1997). Con este método las variaciones térmicas temporales pueden ser estimadas, pero la descripción de la distribución espacial se ve limitada. Por ello, se han empleado otros métodos para medir la temperatura del aire urbano por medio de recorridos en automóviles a través de la urbe (Jáuregui, 1975; Jáuregui, 1979), así como el

uso de redes meteorológicas de observación (Tejeda y Acevedo, 1990; Jáuregui, 1993; García-Cueto et al., 2007). A pesar de los esfuerzos por mejorar las observaciones meteorológicas urbanas, en muchos casos no se cuenta con suficiente resolución espacial en los datos urbanos para una descripción detallada de la isla de calor.

Por lo anterior, en las urbes de México se comenzaron a hacer estudios sobre dicho fenómeno con sensores remotos, mediante los cuales se analizan imágenes térmicas de satélite o imágenes en el infrarrojo de vuelos en aeroplano a bajas altitudes. Las islas de calor percibidas remotamente requieren información acerca de la atmósfera adyacente y de las propiedades radiativas de la superficie. Así que, mediante el análisis de imágenes se obtiene alta resolución espacial del campo de temperatura, pero una baja resolución temporal debido al registro limitado de datos. La isla de calor ha sido uno de los temas más estudiados ya sea realizando observaciones, analizando bases de datos o modelando su comportamiento en diversas ciudades.

El fenómeno de isla de calor cobra mayor importancia cuando impacta a la población, aunque no siempre es de forma negativa. Por ejemplo, en ciudades frías de latitudes altas y gran elevación, el efecto de calentamiento provocado en invierno por la isla de calor resulta benéfico; al igual que en algunas áreas urbanas en zonas desérticas, las cuales se comportan como “islas frías” cuando se comparan con los alrededores provocando un efecto de “oasis” (Oke, 1987).

Sin embargo, para muchas ciudades los efectos de la isla de calor son vistos como un problema ya que reducen el confort humano, generan problemas de salud, aumentan el uso de energía para enfriar las edificaciones, incrementan la emisión de contaminantes e intensifican las ondas de calor. Por ejemplo, en ciudades intermedias con población de miles de habitantes se ha observado un incremento en la temperatura máxima de 2°C a 3°C comparado con las áreas rurales de las que se encuentran rodeadas. Metrópolis o megalópolis que cuentan con millones de habitantes reportan incrementos en la temperatura máxima de 8°C a 12°C, con respecto a las áreas vecinas no urbanizadas (Gartland, 2008).

La rápida urbanización de México y el crecimiento explosivo de ciudades medias y grandes hace necesario estudiar este fenómeno con la misma importancia que el cambio climático global, ya que al menos el 70 % de la población mexicana se ubica en zonas urbanizadas medias y grandes.

1.1.2. Alteraciones en el balance radiativo y flujos de calor por urbanización

El balance de energía superficial para un área urbana en la forma unidimensional está dado como (Sellers, 1965):

$$R_N + F_A = F_L + F_S + F_G \quad (1.1)$$

donde R_N se refiere a la radiación neta, F_L y F_S denotan los flujos de calor latente y sensible, respectivamente, y F_G es el flujo de calor almacenado en la superficie. En las áreas urbanas, fuentes adicionales de energía deben ser incluidas (F_A , flujo de calor antropogénico). Por tanto, los términos de la ecuación (1.1) requieren trato especial, dada la complejidad de los materiales y la morfología de la superficie urbana.

El calor latente disminuye de forma considerable en las zonas urbanas, puesto que la disminución de la energía de evaporación o calor latente coincide con un decremento en la cobertura vegetal, de 100 % en área rural (Vancouver) a 44 % en la suburbana (Chicago), y a 2 % en la urbana (Ciudad de México) (Gartland, 2008). De esta forma, existe un incremento en el calor almacenado durante el día y el calor liberado en la noche. Con menos energía usada para evaporar en las áreas urbanas y suburbanas, se tiene mayor capacidad de almacenar calor durante el día.

De acuerdo a Tejeda y Jáuregui (2005), en el Valle de México, el mayor consumo de la radiación neta es para evaporar, como sucede en Texcoco y la Reserva Universitaria, debido al suelo pantanoso o a la vegetación. En cambio, el Palacio de Minería en el centro de la Ciudad de México presenta los valores más altos de Razón de Bowen¹, a causa de la gran urbanización. Ahora bien, el calor ya almacenado es nuevamente liberado hacia la atmósfera por la noche, principalmente a través de altas emisiones radiativas y, en menor grado, conducido por convección. De acuerdo con Oke et al. (1999), en la Ciudad de México el calor almacenado comienza a ser liberado en las últimas horas de la tarde.

La radiación neta colectada por un área urbana es generalmente mayor que la de un área rural. La diferencia está asociada a diversos factores, incluyendo el bajo

¹La Razón de Bowen (β), se define como el cociente entre el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente sobre una superficie. β es más pequeño para superficies húmedas, donde hay mayor energía para la evaporación, y más grande para superficies secas.

albedo de las superficies, la geometría urbana y los altos niveles de contaminación en ciudades.

El término de la radiación neta (R_N) está definida por:

$$R_N = R_S \downarrow (1 - \alpha) + R_L \downarrow + R_L \uparrow \quad (1.2)$$

donde $R_S \downarrow$ es la radiación solar incidente sobre la superficie, $R_L \downarrow$ se refiere a la radiación de la atmósfera, $R_L \uparrow$ la radiación emitida por la superficie y α es el albedo definido como la fracción de radiación solar incidente que es reflejada por la superficie.

Los materiales urbanos que son frecuentemente empleados en la construcción como el asfalto y las cubiertas de techado (por ej., papel alquitranado) poseen un bajo albedo, lo que significa que en promedio los niveles de radiación neta aumentan durante las horas del día. También, el uso excesivo de concreto y metal en la construcción aumenta la radiación neta.

La estructura urbana es otro factor que tiende a incrementar la radiación neta, ya que en una superficie rodeada por construcciones el calor radiado de la superficie es capturado por las paredes de los edificios en vez de escapar hacia la atmósfera.

La contaminación atmosférica también afecta la radiación neta de dos maneras. Primera, durante el día la contaminación disminuye la cantidad de radiación solar que alcanza la superficie. En muchas ciudades se observaron reducciones del 50 % (Landsberg, 1981) en la radiación que llega a la superficie por efecto de contaminantes atmosféricos. Por ejemplo, se ha encontrado que los aerosoles bloquean la entrada de energía solar y, para la Ciudad de México, éstos reducen la energía solar que llega a superficie en alrededor de 22 % (Jáuregui y Luyando, 1999).

Segunda, la contaminación del aire incrementa la radiación infrarroja emitida de la atmósfera a la superficie, debido a que las partículas contaminantes reflejan y reemiten tanto la radiación proveniente del sol como la de la superficie, por lo que elevan la temperatura de la atmósfera incrementándose en la cantidad de energía que ésta emite. Varios estudios han encontrado un incremento del 15 % en los niveles de radiación atmosférica en la presencia de contaminación atmosférica. (Landsberg, 1981).

Lo anterior concuerda con lo encontrado por Tejeda y Jáuregui (2005), ya que las distribuciones de energía en sitios urbanos como Tacubaya y la Escuela Nacional Preparatoria No. 7 son similares a las observadas en centros urbanos de latitudes medias, los que se caracterizan por una disminución de la radiación solar a causa de la contaminación atmosférica urbana y un incremento de la temperatura en el centro de la ciudad con respecto a los alrededores (Schönwiese, 1994).

1.1.3. Efectos en el ciclo hidrológico

De acuerdo con Hartmann (1994), el balance hidrológico para una superficie en una forma unidimensional simple puede ser representado como:

$$G = PCP - E_v - E \quad (1.3)$$

donde G es la cantidad almacenada, PCP es la precipitación, E el escurrimiento y E_v es la evapotranspiración.

Cuando las superficies son naturales, permiten que la precipitación penetre al suelo, donde cierta cantidad de agua es almacenada y gradualmente se infiltra hacia los mantos freáticos. En el Valle de México la zona de recarga natural más importante del acuífero está en la parte rural del sur, en especial la Sierra del Chichinautzin, debido a los niveles relativamente altos de precipitación y la alta permeabilidad de su suelo que retrasa el escurrimiento.

Otro factor que aplaza el proceso de escurrimiento son las áreas cubiertas de vegetación, donde la mayor parte del agua es temporalmente interceptada por las hojas o los troncos y otra cantidad es evaporada por las plantas (Landsberg, 1981). En el caso del Valle de México, tan sólo el 38 % del territorio comprende vegetación de agricultura, de pastizal y, en mayor proporción, de bosque (INEGI, 2010b).

Al modificar las superficies naturales se altera por completo el ciclo hidrológico. Por ejemplo, al reemplazar cubiertas de vegetación por planchas de concreto, la cantidad de agua infiltrada se reduce drásticamente, ya que las nuevas superficies no siempre son porosas y evapotranspiran menos.

Entre los cambios más notables debido a las alteraciones en las características de la superficie, destaca el aumento de escurrimiento de la lluvia, lo que incrementa

el porcentaje de la precipitación no absorbida por la superficie, y que en ocasiones llega a producir inundaciones. Por ejemplo, en el condado de San Diego, la mancha urbana creció casi 30% en el periodo 1970-2000. El total anual de escurrimiento urbano incrementó el 4% por año, lo que provocó un incremento de escurrimiento de poco más del 100% en casi treinta años. La frecuencia de inundaciones también aumento de 1-2 eventos por año a 5 eventos al final del periodo (White y Greer, 2006).

La zona urbana del Valle de México se expandió principalmente durante la segunda mitad del siglo XX hasta llegar a la superficie actual. Su crecimiento incluyó diversas obras hidráulicas que desecaron los lagos y ríos que se encontraban en sus inicios, puesto que el valle era una zona lacustre. Cada temporada de lluvias el Valle de México tiende a volver a su estructura lacustre original, pero mediante la implementación de sistemas de drenaje artificiales se ha tratado de frenar tal dinámica. No obstante, este tipo de obras ha alterado notablemente la hidrología de la zona y no ha resuelto el problema de las inundaciones.

Por lo anterior, las inundaciones tienden a agravarse, especialmente cuando se presentan condiciones de tiempo meteorológico extremo, como la ocurrencia de aguaceros ($pcp > 20 \text{ mm/h}$), lo que se ha convertido en factor de peligro.

1.2. El crecimiento urbano en el Valle de México

El Valle de México se ubica sobre los $19^\circ 20'$ latitud norte y $99^\circ 05'$ longitud oeste, formando parte de una cuenca, la cual tiene una elevación promedio de 2240 msnm y una superficie de 9560 km^2 ; está integrada por una parte del Estado de México, el sur del Estado de Hidalgo, el sureste de Tlaxcala y el Distrito Federal.

Alrededor de la década de 1950, la metrópoli se encontraba dentro de los límites del Distrito Federal, donde habitaba el 99% de la población de la región. Sin embargo, en las dos décadas siguientes el crecimiento demográfico alcanzó las tasas de crecimiento más altas de la historia. Por lo que, la distribución espacial de la mancha urbana sobrepasó los límites del Distrito Federal (CONAPO, 1998). En la década de los años 1990, el crecimiento urbano se dio en mayor medida en el territorio del Estado de México, mientras que en el Distrito Federal se comenzaron a invadir las áreas protegidas en las delegaciones de Iztapalapa, Tláhuac, Xochimilco, Tlalpan, Magdalena Contreras y Milpa Alta (Saavedra et al., 2011).

En la figura 1.1, se muestra el crecimiento de la zona urbana del Valle de México entre 1950 y 2005.

De acuerdo con el INEGI (2010a), México cuenta con 112 millones 322 mil 757 habitantes, ubicándose en el undécimo lugar mundial de población comparado con China, que ocupa el primer lugar con mil 354 millones de habitantes. El Valle de México es la región más poblada del país. En la actualidad, la mancha urbana se extiende como un conglomerado compacto sobre gran parte del Distrito Federal, con áreas urbanas distribuidas en forma discontinua y segregada en el Estado de México.

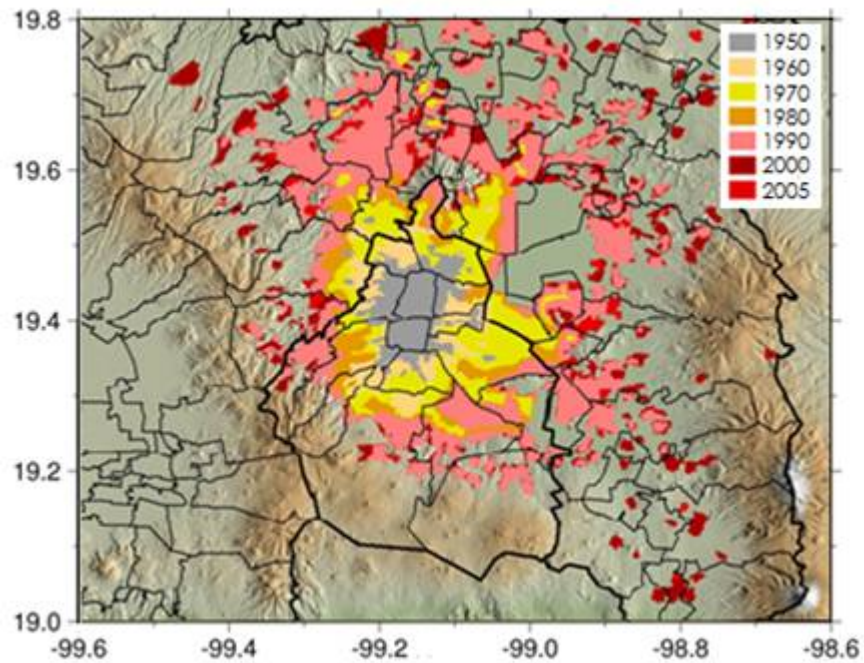


Figura 1.1: Expansión urbana del Valle de México entre 1950 y 2005 (*Fuente: CONAPO, 2011*)

Se proyecta que casi la totalidad de la expansión urbana en la décadas por venir se producirá en el Estado de México, de la zona urbana hacia la periferia, con una mayor concentración en la parte conurbada.

1.3. Las tendencias del clima en el Valle de México

El clima del Valle de México en las épocas prehispánicas era modulado por las extensas áreas lacustres, así que los pobladores lo consideraban óptimo. No obstante, se vio amenazado por una serie de nevadas y heladas debido a la Pequeña Edad Glacial que afectó a escala global (Jáuregui, 2000).

A partir del siglo XV, y con el desarrollo de la población nahua, se inició el deterioro de bosques, generando nuevos espacios para la agricultura. De esta forma fue como comenzó la alteración gradual de las superficies naturales en el Valle de México y, consecuentemente, en su clima.

En el periodo colonial se hacen las primeras observaciones instrumentales de temperatura y precipitación por Joaquín Velázquez de León y Antonio Alzate, autores de las primeras descripciones generales del clima que prevalecía en ese entonces. Ya para finales de este periodo los cambios en el clima son perceptibles a causa de la desecación del lago de Texcoco (Moreno, 1977).

Durante los siglos XIX y XX, se implementan observaciones instrumentales sistemáticas y que de acuerdo con Jáuregui (2000) aparecen las primeras publicaciones climáticas de la Ciudad de México, en las que los resultados reflejan el impacto drástico que ha tenido en el clima la reducción de las zonas lacustres.

En un entorno tan cambiante como lo ha sido el Valle de México, desde épocas precolombinas se ha observado una expansión urbana y más aún en las recientes décadas, con cambios que se ven reflejados en las tendencias del clima.

1.3.1. Las tendencias de la temperatura

Al observar las tendencias en los datos históricos de temperaturas máximas anuales en el observatorio de Tacubaya, se encuentra un incremento de aproximadamente 3°C en casi siglo y medio (Fig. 1.2a).

Las actividades antropogénicas más importantes que alteran el clima son el incremento en la concentración de gases de efecto invernadero y los cambios en el uso de suelo. Ambas tienden a producir calentamiento superficial y puede ser complejo el separar su señal. Los impactos por cambio de uso de suelo se consideran “ruidosos” comparados con los impactos por el incremento de gases efecto invernadero, por lo que se debe de llevar a cabo un análisis en que se comparen observaciones en

urbes/suburbios con zonas rurales para corregir los efectos por urbanización (Kalnay and Cai, 2003).

Es claro que hay contrastes de temperatura alrededor del valle e influencias locales que generan microclimas. Sin embargo, cuando un forzante de gran magnitud altera el clima, el impacto se siente en gran parte del Valle de México de forma similar. Así, en medio de la tendencia al calentamiento reciente en el Valle de México, aparece un valor extremo positivo en 1998 en prácticamente todas las estaciones, resultado de la condición El Niño dominante (Fig. 1.2b). El resultado anterior permite concluir que la estación Tacubaya, con la serie de datos más larga, es un buen indicador de las tendencias de la temperatura en gran parte del Valle de México.

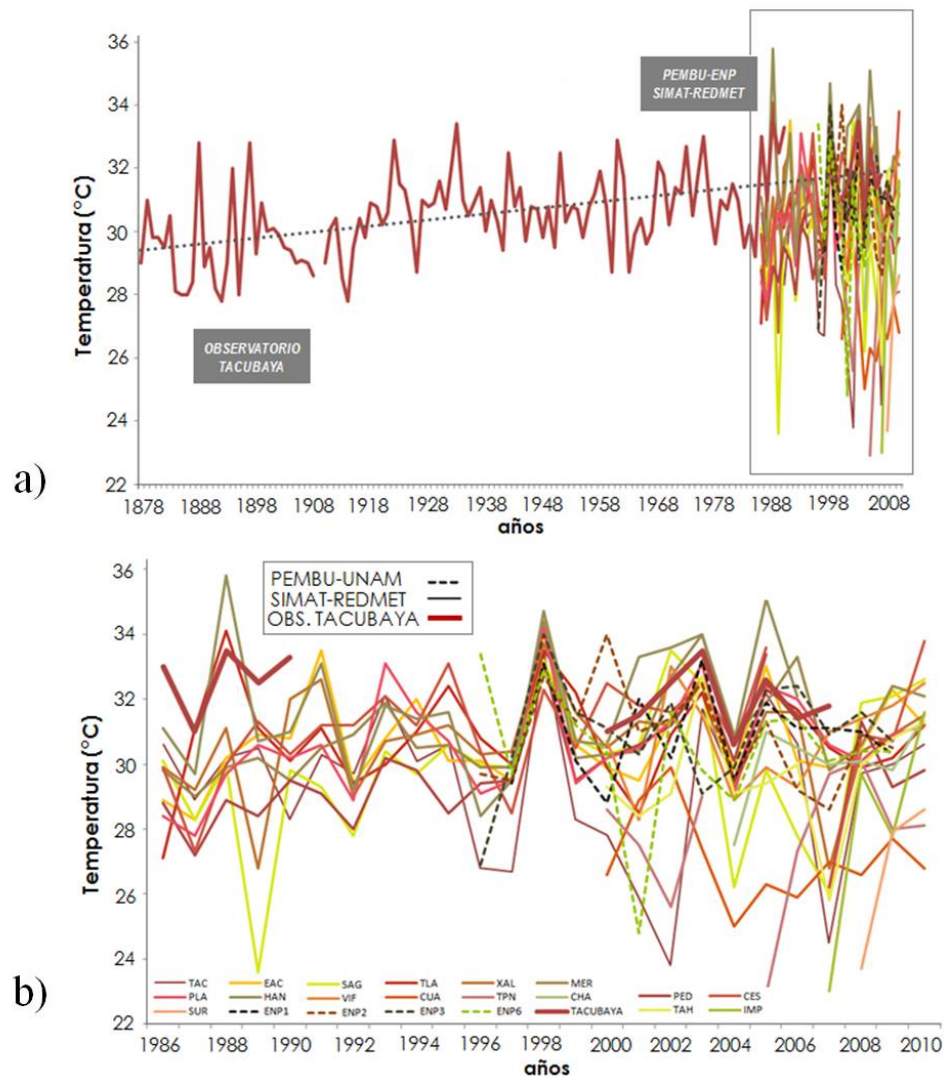


Figura 1.2: Temperaturas máximas ($^{\circ}\text{C}$), para los meses (mar-abr-may) en diferentes estaciones en el Valle de México. a) la serie más larga corresponde a la estación Tacubaya, b) estaciones de diversas redes de observación (ver texto)

1.3.2. Las tendencias de la precipitación

La forma en que llueve en el Valle de México también está cambiando debido al crecimiento urbano y cambio de uso de suelo. En diversos estudios se ha encontrado que la precipitación anual media se ha incrementado a la vez que se hacen más frecuentes las lluvias intensas en el Valle de México.

En el último siglo, las precipitaciones de 30 mm en 24 horas incrementaron su frecuencia de 10 a 25 eventos por década (Jáuregui y Romales, 1996). Además, los

aguaceros con tasas de precipitación mayores que 20 mm/h se han incrementado en casi un orden de magnitud (Jáuregui, 2000). En la parte de resultados se presentan actualizadas las gráficas con las que se ejemplifica lo antes mencionado.

De acuerdo con Cotton y Anthes (1986), una tormenta es una nube convectiva o un sistema de nubes que producen intensa precipitación y que a menudo ocasionan granizadas, relámpagos e intensas ráfagas de viento. En cuanto a la presencia de los fenómenos asociados a una tormenta intensa en el Valle de México se ha documentado que, la frecuencia de relámpagos es mayor en la estación lluviosa, siendo mayor en la zona urbana que en las áreas rurales circundantes, indicador de que el efecto urbano está presente. Respecto a la presencia de granizo, es menos frecuente en el oriente del valle y más recurrente sobre la pendiente de las serranías, comenzando del Ajusco hacia Álvaro Obregón, Tacubaya, Naucalpan y Tlalnepantla, formando un “corredor de granizo” (Jáuregui, 2000).

Estudios en áreas urbanas como la Ciudad de México (Tejeda y Jáuregui, 1997; Jáuregui, 2000 o Magaña et al., 2003), han observado las condiciones necesarias para que las tormentas intensas ocurran. Puesto que la misma causa que genera las inundaciones (cambios del uso de suelo), produce alteraciones de las propiedades de la superficie, lo que contribuye a la creación de un clima local que incluye mayor humedad específica y mayores temperaturas.

Por consiguiente, con más tormentas intensas el riesgo de inundaciones y desastres se incrementa.

1.3.3. Las inundaciones y los desastres

Las inundaciones en las urbes constituyen uno de los principales desastres en México, ya que la pérdida de vidas, así como los daños materiales, son a menudo muy elevados. Tan sólo, en el periodo 1970-1990, más de 1800 personas murieron y alrededor de 100 millones de pesos se ha estimado en pérdidas económicas por 1000 eventos de inundación en México (Kreimer et al., 1999)

En grandes áreas urbanas como la Ciudad de México, se enfrentan problemas de inundaciones relacionados con la infraestructura urbana. Por ejemplo, la alta demanda de agua por la población lleva a la sobrexplotación del acuífero. Como consecuencia, el suelo de la Ciudad de México sufre hundimientos diferenciales y, si se toma en cuenta que el hundimiento provoca que las redes de agua potable

y de drenaje sufran fallas frecuentes, los costos que éstos originan son cuantiosos. Puesto que el hundimiento continúa (a razón de hasta 30 cm/año, en algunas zonas) se seguirán requiriendo enormes inversiones de este tipo para evitar inundaciones (Jiménez et al., 2005).

Por otro lado, la Ciudad de México se encuentra expuesta al riesgo de desastres relacionados al incremento de eventos extremos ($pcp > 20$ mm/h), que en promedio se presentan entre 30 a 40 veces al año en la ciudad, y que también resultan en un mayor riesgo hacia la población más vulnerable (Magaña et al., 2003).

Una de las mayores preocupaciones por eventos intensos para la Ciudad de México es la presencia de las lluvias de tipo convectivo. Estas lluvias se caracterizan por gran intensidad y corta duración en áreas reducidas. Por lo regular también generan deslizamientos de laderas o “encharcamientos”, los cuales también tienen efectos en la movilidad de la ciudad, pues los encharcamientos afectan las vías de comunicación paralizando el transporte. Muchas de las afectaciones a la población por tormentas están asociadas a los asentamientos irregulares en las laderas del valle. Los puntos y áreas de mayor peligro están ubicados en el nororiente y en el oriente, así como en las barrancas del suroeste del Valle de México (González y Ziccardi, 2011).

Ahora bien, las lluvias con mayor duración y extensión, las cuales cuentan con menor probabilidad de presentarse, determinan la eficiencia del sistema de drenaje, el cual juega un papel fundamental en el desalojo de las aguas residuales (Domínguez-Mora, 2000). Cabe destacar que estas tormentas son consideradas como las de mayor afectación por encharcamientos e inundaciones en la Ciudad de México (CGIA, 2011).

Al hacer pruebas con el modelo MM5 utilizando datos de temperatura en superficie y vientos para 1976 y 1995, periodos que corresponden a diferentes grados de urbanización encontraron una anomalía de casi 2°C en la temperatura (Fig. 1.3). Lo anterior sugiere que se pueden llegar a caracterizar espacialmente las alteraciones climáticas y sus tendencias debido al impacto de la urbanización. Por ello, la mayor parte del incremento de la temperatura en la Ciudad de México en el siglo XX y lo que va del XXI está relacionado con el proceso de urbanización. Es de esperarse entonces que también los cambios en el ciclo hidrológico se deban al proceso de cambio de uso de suelo y, por ello, explicar algunas de las señales de cambio en datos meteorológicos requiere considerar de forma prioritaria este fenómeno.

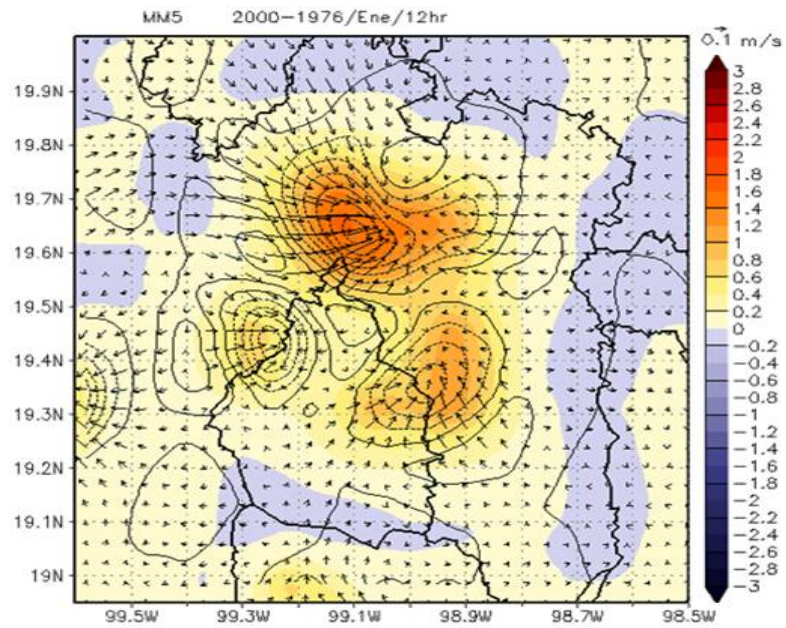


Figura 1.3: Experimento de impacto por cambio de uso de suelo en la temperatura media de diciembre. La figura muestra el cambio de temperatura de acuerdo al modelo MM5 cuando se simula con las condiciones de uso de suelo de 1976 y del año 2000 (*Pérez J. 2011, Comunicación personal*)

1.4. Objetivo

Cuantificar el impacto de la urbanización y cambio de uso de suelo sobre la dinámica de tormentas en el Valle de México, mediante análisis observacionales.

El trabajo se enfoca principalmente en:

- Documentar las tendencias del clima recientes en el Valle de México.
- Caracterizar la dinámica del clima regional, en particular lo relacionado con las tormentas en el Valle de México, considerando su génesis, trayectorias, frecuencia e intensidad.
- Analizar en qué medida la urbanización ha afectado el clima del Valle de México.

1.5. Estructura de la tesis

Esta tesis está estructurada de la siguiente forma: en el capítulo 2 se describen los datos utilizados, así como la metodología desarrollada e implementada. En el capítulo 3 se discuten los resultados obtenidos. Finalmente, en el cuarto capítulo se dan las conclusiones y se propone trabajo a futuro.

Capítulo 2

Datos y Metodología

2.1. Descripción de datos

2.1.1. Datos históricos

Un elemento de gran importancia en el análisis del clima de una región es contar con bases de datos completas y confiables. Dicho planteamiento genera una serie de preguntas sobre la calidad, cantidad, disponibilidad o variedad de las bases de datos. La situación actual en meteorología es que existen fuentes y bases de datos dispersas. La información climática proviene de diversas fuentes, entre las que se incluye información obtenida de redes de estaciones meteorológicas, estimaciones por satélite, radiosondeos o radar. Mucha de esta información es integrada en bases de datos en mallas regulares conocidas como reanálisis (Kalnay et al. 1996). En los reanálisis, se integran observaciones y estimaciones meteorológicas mediante modelos que imponen restricciones físicas a los campos generados en puntos de malla.

1. Climate Computing (CLICOM)

La base de datos CLICOM contiene registros diarios de 13 elementos meteorológicos de la red de estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN)². Para el presente estudio, se consideraron los registros diarios de temperatura máxima, mínima y precipitación en 457 estaciones del Valle de México. Con estos datos se documentaron las tendencias y los cambios en las características del clima del Valle de México para dos periodos de 30 años, correspondientes a 1951-1980 y 1981-2010. Además sirvieron para corregir los campos preliminares de temperatura que posteriormente se describen. Para ello, se consideraron sólo aquellas estaciones que tuvieran por lo menos un 50 % de registros válidos para el periodo de interés.

²http://data.eol.ucar.edu/datafile/nph-get/82.175/clicom_eadme.html

2. Radiosondeo

El Archivo Global de Integración de Radiosondeos (IGRA, por sus siglas en inglés) posee un periodo de registros que se extienden de 1973 a 2010 para el Valle de México. El archivo de radiosondeos de la estación 76679³, consiste en observaciones realizadas a las 00 Z y 12 Z. Las observaciones están disponibles para niveles estándar, superficie, y tropopausa. Entre 1973 y 1998, las mediciones de radiosondeo se realizaban en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México (AICM), ubicado al oriente de la ciudad. Sin embargo, desde 1998 el lanzamiento se realiza en el observatorio de Tacubaya. Lo anterior, permitió documentar el cambio de la estabilidad en dos periodos diferentes para analizar la profundidad del impacto del cambio de uso de suelo.

2.1.2. Datos de las redes meteorológicas en el Valle de México

En los últimos treinta años se han establecido nuevas redes de estaciones meteorológicas dentro del Valle de México, como son:

1. PEMBU

El Programa de Estaciones Meteorológicas del Bachillerato Universitario (PEMBU)⁴ integró una Red de Monitoreo Meteorológico en 14 planteles del Bachillerato de la UNAM, de los cuales 9 son de la Escuela Nacional Preparatoria (ENP) y 5 son del Colegio de Ciencias y Humanidades (CCH). Esta base de datos superficial proporciona datos de temperatura, humedad y vientos (dirección e intensidad) cada 30 minutos. El periodo de registros comprende de 1996 al 2010.

2. REDMET

La Red Meteorológica (REDMET)⁵ es administrada por el Sistema de Monitoreo Atmosférico de la Ciudad de México (SIMAT), el cual tiene a su cargo 15 estaciones de monitoreo ubicadas estratégicamente en la Zona Metropolitana del Valle de México. La información es presentada cada hora para el periodo de 1986 al 2009. Las variables meteorológicas que reportan son: temperatura ambiente, velocidad de viento, dirección del viento y humedad relativa.

3. SACM

³<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

⁴<http://pembu.unam.mx/version/index.html>

⁵<http://www.sma.df.gob.mx/simat/pnredmet2.htm>

El Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACM) cuenta con 78 estaciones localizadas en el Valle de México las cuales registran la tasa de precipitación considerando el inicio y fin de los episodios de lluvia. La serie de datos se extiende desde 1995 a la fecha con un intervalo de tiempo de cinco a diez minutos. Con estos datos se mejoró el campo preliminar de precipitación.

En la figura 2.1 se muestra la ubicación de todas las estaciones meteorológicas que se tomaron en cuenta para el análisis en malla.

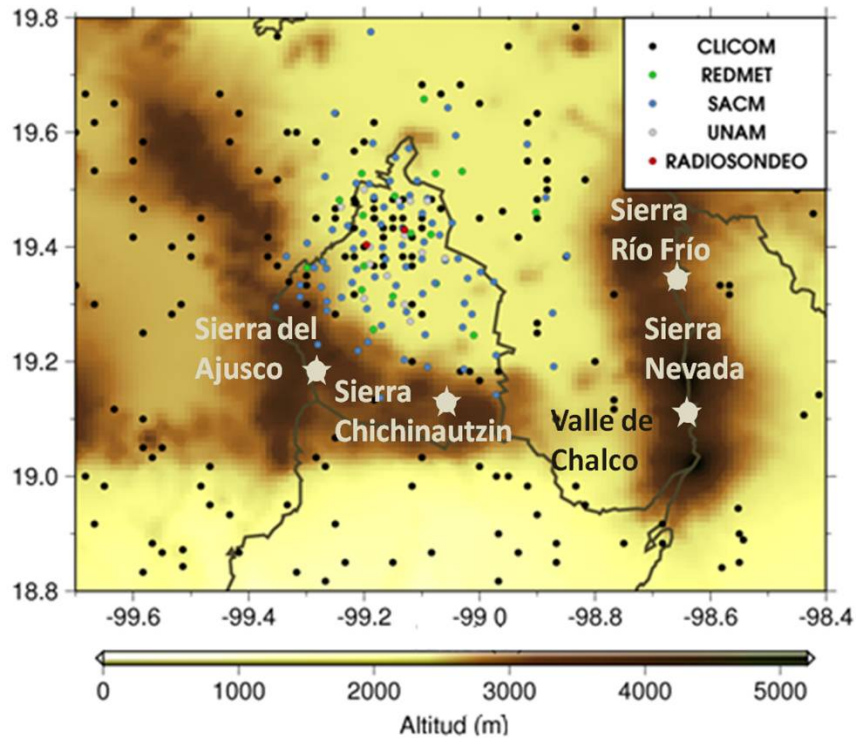


Figura 2.1: Ubicación de las estaciones que se consideraron en el análisis

2.1.3. Datos de reanálisis

Los reanálisis son datos en mallas regulares, en las cuales se integran observaciones y estimaciones meteorológicas mediante modelos. Los reanálisis de temperatura a 2m sobre la superficie y componentes de viento u y v a 10 m sobre la superficie fueron obtenidos de NARR-NCEP⁶ con un periodo de 1986 al 2009, una resolución espacial de casi 32 km x 32 km y una resolución temporal de 3 horas. Los reanálisis de precipitación se obtuvieron de (CPC MORPHing technique) CMORPH⁷: estos datos tienen una resolución de 8 km x 8 km y una resolución temporal de 30 minutos.

El periodo de registros tomado de CMORPH corresponde al periodo 2003-2008.

2.2. Una base de datos meteorológicos de mesoescala para el Valle de México

La mayoría de las evaluaciones que se han realizado para documentar el cambio de clima reciente en la zona urbana del Valle de México corresponden a diagnósticos por estación, de modo que no se logran captar los fenómenos atmosféricos de mesoescala. En el presente estudio se considera que una base de datos en puntos de malla es más adecuada para diagnosticar la dinámica asociada al efecto de la urbanización, pues no sólo permite una representación espacial coherente entre dinámica del clima y crecimiento de la ciudad, sino también una forma de evaluar experimentos con modelos de clima regional.

2.2.1. Análisis objetivo tipo Cressman

El análisis objetivo es un proceso de interpolación espacial de los datos a una malla regular a partir de reportes de estaciones distribuidas de manera irregular. El esquema seleccionado tiene la capacidad de realizar una interpolación suave, detectar y remover datos erróneos y conducir a un campo consistente de las variables u y v del viento (Cressman, 1959). Diversas mejoras al esquema se han desarrollado desde su versión original por Tripoli y Krishnamurti (1975) entre otros. Las principales mejoras son la generalización del método de análisis para cualquier variable, la capacidad de usar estimaciones satelitales de variables meteorológicas y una estrategia más eficiente en la asignación de pesos durante las iteraciones. El resultado sigue siendo una estimación del campo de la variable que se apega a ciertos criterios de reducción del error entre el campo preliminar y la observación.

Por tanto, el esquema de Krishnamurti se empleó a las bases de temperatura máxima, mínima, precipitación y viento (López-Bravo, 2012).

Las observaciones de temperatura máxima y mínima diaria fueron usadas para corregir el campo preliminar de temperaturas tomado de una versión corregida por altura de Reanálisis Regional de América del Norte (NARR, por sus siglas en inglés) perteneciente a la Administración Oceánica y de la Atmósfera de los EEUU

⁶<http://rda.ucar.edu/pub/narr/>

⁷http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html

(NOAA, por sus siglas en inglés). Los campos de temperatura se corrigen tomando una versión de orografía y aumentando o corrigiendo los valores de pixel con un gradiente adiabático de $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$. En la figura 2.2 se observa la diferencia entre un campo preliminar de temperatura y su versión corregida con base en el análisis.

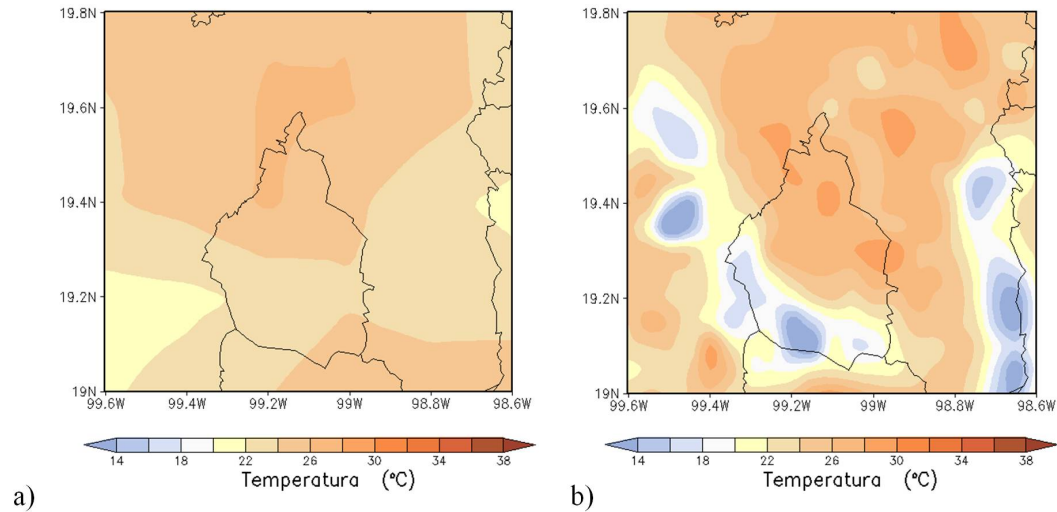


Figura 2.2: Diferencias en el campo de temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$) promedio de junio 2005. a) Datos de reanálisis NARR y b) Campo corregido

Finalmente, como resultado del análisis, se obtienen dos campos de temperatura: mínima y máxima, con una resolución temporal de un día y espacial de $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$, que corresponde aproximadamente a $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$. El periodo de los campos corresponde al periodo 1986-2009.

En el caso de la precipitación se usaron los datos de la red de pluviómetros del Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACM) los cuales corrigen estimaciones de un campo preliminar CMORPH (Joyce et al., 2004). Las estimaciones de precipitación del campo preliminar tienen una resolución espacial de $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$, y fueron interpoladas y corregidas por las observaciones con una resolución de $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ (Bravo-López, 2012) para el periodo 2003-2008.

Por último, se usaron las bases de datos de NARR y los reportes de estaciones de REDMET y de PEMBU para generar campos de vientos en superficie con la misma resolución espacial y temporal que la temperatura. Los campos de vientos son necesarios para realizar una aproximación de las trayectorias seguidas por las tormentas en el Valle de México.

En la tabla 2.1 se presentan las bases meteorológicas y las características de los campos preliminares, correspondientes a las variables utilizadas en el análisis.

Var.	Datos	Campo	R. espacial	R. temporal
T min	CLICOM+PEMBU+REDMET	NARR	32 x 32 km	cada 3 h
T max	CLICOM+PEMBU+REDMET	NARR	32 x 32 km	cada 3 h
PCP	SACM	CMORPH	8 x 8 km	cada 30 min
Vientos	REDMET+PEMBU	NARR	32 x 32 km	cada 3 h

Tabla 2.1: Bases meteorológicas y características de los campos preliminares empleadas en el análisis para cada variable

En la tabla 2.2 se presentan las especificaciones de los campos resultantes de la asimilación.

Variable	R. espacial	R. temporal	Periodo
T min	5 x 5 km	cada día	1986-2009
T max	5 x 5 km	cada día	1986-2009
PCP	4 x 4 km	cada hora	2003-2008
Vientos (u,v)	5 x 5 km	cada hora	1986-2009

Tabla 2.2: Características de los campos asimilados finales

2.3. Técnica de seguimiento de tormentas

El modelo utilizado para el cálculo de trayectorias de tormentas se basó en el método de seguimiento de parcelas (Krishnamurti y Bounoua, 1996), aunque existen esquemas de identificación de patrones que con frecuencia se usan para pronósticos a plazo muy corto (Dixon y Weiner, 1993).

El análisis de trayectorias se basa en que, en cierto punto de la trayectoria, el desplazamiento de una parcela en el espacio tridimensional es producido por las componentes del viento u , v y w , las cuales cambian continuamente en el tiempo. Los desplazamientos en cierto punto, y por tanto la trayectoria, son obtenidos para un periodo corto de tiempo usando la 2ª Ley de Newton. Así, los desplazamientos a lo largo de los ejes x , y , y p son descritos como:

$$Dx = uDt + (0,5)axDtDt = 0,5(u + (u + axDt))Dt = 0,5(u + u')Dt \quad (2.1)$$

$$Dy = vDt + (0,5)ayDtDt = 0,5(v + (v + ayDt))Dt = 0,5(v + v')Dt \quad (2.2)$$

$$Dp = wDt + (0,5)apDtDt = 0,5(w + (w + apDt))Dt = 0,5(w + w')Dt \quad (2.3)$$

Donde ax , ay , y ap son las aceleraciones correspondientes a los ejes x , y y p . Los términos u , v y w representan las componentes de las velocidades en el punto final del segmento en la trayectoria. Inicialmente las primeras estimaciones del desplazamiento son calculadas sin considerar la aceleración. Posteriormente, para los siguientes puntos, las componentes del viento u' , v' y w' son interpoladas y sustituidas en (2.1) a (2.3) para estimar el desplazamiento Dx , Dy y Dp a lo largo de los ejes x , y y p .

Esta herramienta se ajustó para funcionar con los campos de las componentes zonal u y meridional v del viento con intervalos de una hora. Considerando que la trayectoria de las tormentas está controlada por el nivel guía o de timoneo, que corresponde a la dirección de los vientos a los 700 mb. Para el caso del Valle de México el nivel de timoneo no difiere substancialmente del campo de viento en superficie a la altitud promedio a la que éste se encuentra.

Es importante mencionar que el criterio de selección para hacer trayectorias de tormenta fue el considerar sólo los eventos extremos mayores a 20 mm/h como la máxima precipitación registrada. La posición inicial y final de la trayectoria está definida en términos del registro de precipitación apreciable en el campo generado en malla.

Un ejemplo del cálculo de trayectorias se muestra en la figura 2.3, cuando un evento se presentó en el verano del 2006 y tuvo una duración de 6 horas, provocando deslaves y el fallecimiento de 4 personas en el paraje Las Galicias perteneciente a la delegación Cuajimalpa.

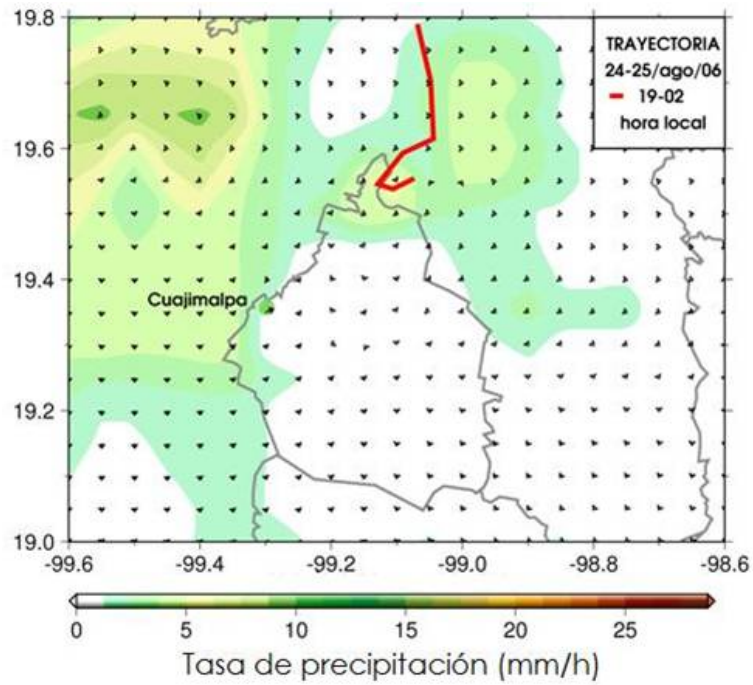


Figura 2.3: Trayectoria de la tormenta ocurrida del 24 al 25 de agosto de 2006

El desarrollo de la tormenta parte desde su génesis al norte del Valle de México y, por efecto de vientos del norte más las condiciones de estabilidad y humedad en la atmósfera, se desplaza hacia el centro del Distrito Federal en las horas de la tarde, terminando con una gran intensidad en el poniente del Valle de México (Fig. 2.4).

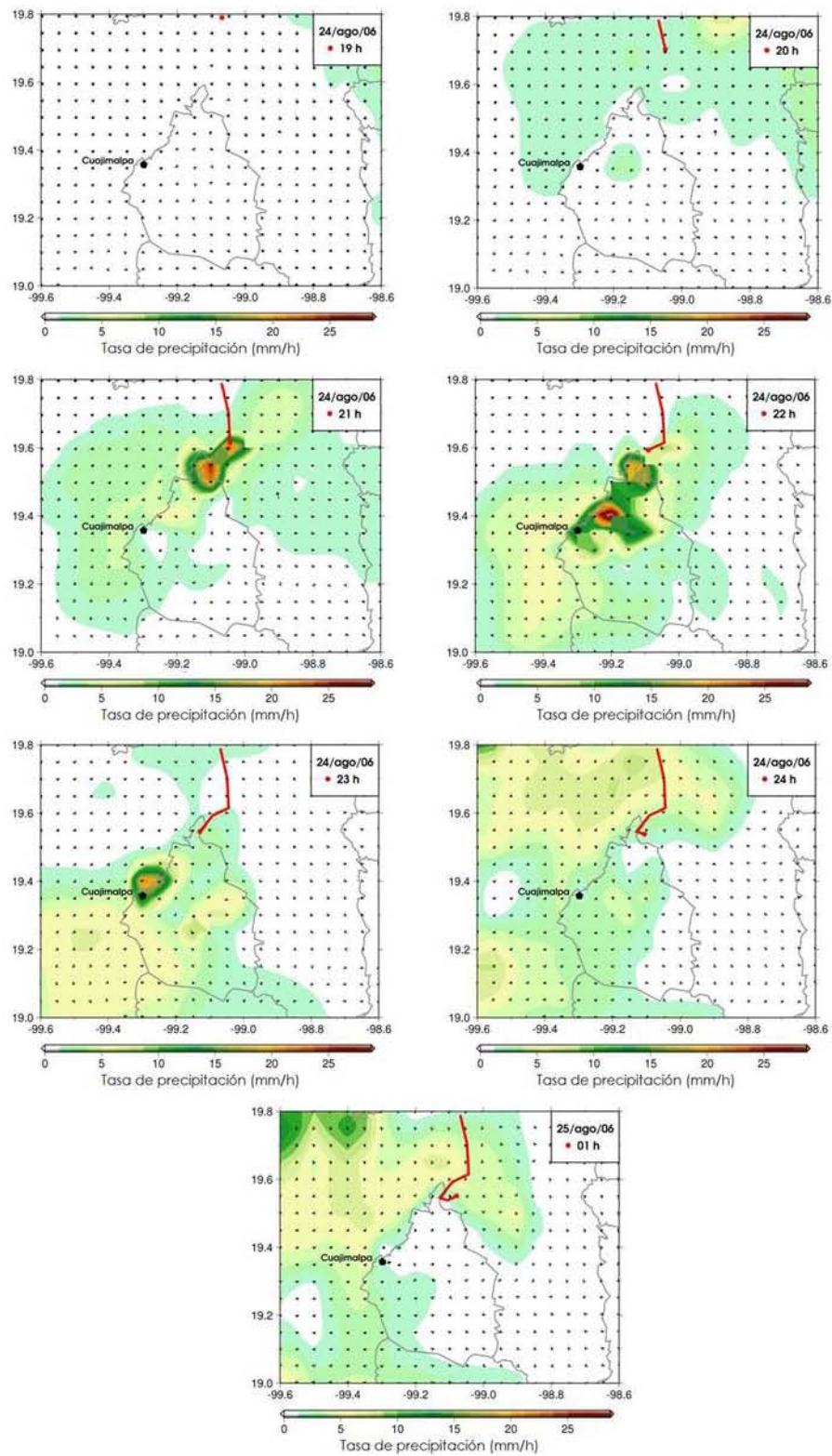


Figura 2.4: Desarrollo de la trayectoria de tormenta que se presentó el 25 de agosto de 2006

2.3.1. Clústeres de tormentas

Posteriormente a la obtención de las trayectorias de las tormentas, se utilizó la herramienta computacional en Matlab, desarrollado por Gaffney (2004), conocida como The Curve Clustering Toolbox⁸.

Esta herramienta implementa una serie de modelos probabilísticos basada en algoritmos de agrupación de curvas. Los modelos de los *clústeres* en sí mismos están basados en modelos de regresión que permiten la alineación de las curvas en espacio y tiempo (Camargo et al., 2007) y para el presente estudio tienen la finalidad de construir conjuntos de trayectorias con características similares, de forma que se puedan identificar los caminos preferentes seguidos por las tormentas intensas.

A continuación se presenta una breve descripción de la metodología (para mayor detalle consultar el apéndice A). Básicamente, se plantea a partir de un algoritmo la reducción de las varianzas de la latitud y la longitud para encontrar los coeficientes de regresión para k clústeres. Posteriormente, determina la *densidad condicional* para las n trayectorias (condicionadas con el número de clústeres) y de esta forma caracterizar el comportamiento probable de los trayectos y definir el modelo de regresión. Por último encuentra la *probabilidad condicionada* de que la trayectoria pertenezca al clúster k .

En el caso de la agrupación de las tormentas se implementó la metodología de modelos de regresión lineal, definiendo cinco clústeres (más adelante se justifica el número) con un orden de regresión cuadrática.

Número de clústeres

Para seleccionar el número apropiado de clústeres se analizó el *logaritmo de la verosimilitud*. El logaritmo de la verosimilitud es definido como el logaritmo de la probabilidad de los datos observados bajo el modelo, los cuales pueden ser vistos como una medida de la bondad de ajuste para modelos probabilísticos.

La curva resultante del análisis (Fig. 2.5) muestra que a partir del cuarto número no crece en relación directa con el número de clúster por lo que permite escoger un número óptimo de clúster. De acuerdo a las pruebas cualitativas se concluyó que 5 clústeres serían suficientes.

⁸<http://www.datalab.uci.edu/software/CCT>

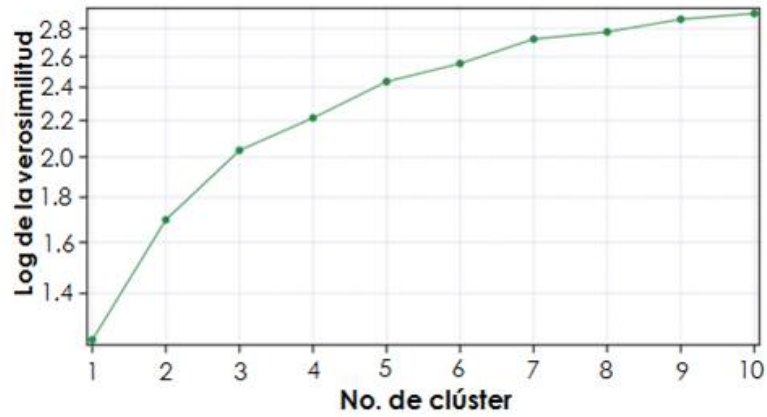


Figura 2.5: Valores del logaritmo de la verosimilitud para diferentes números de clúster

Con base en las 320 trayectorias de tormentas obtenidas (Fig. 2.6), se agruparon 5 clústeres. A partir de los clústeres obtenidos se pueden analizar de forma general y simplificada las propiedades generales de las tormentas: génesis, término, tiempo de duración, etc.

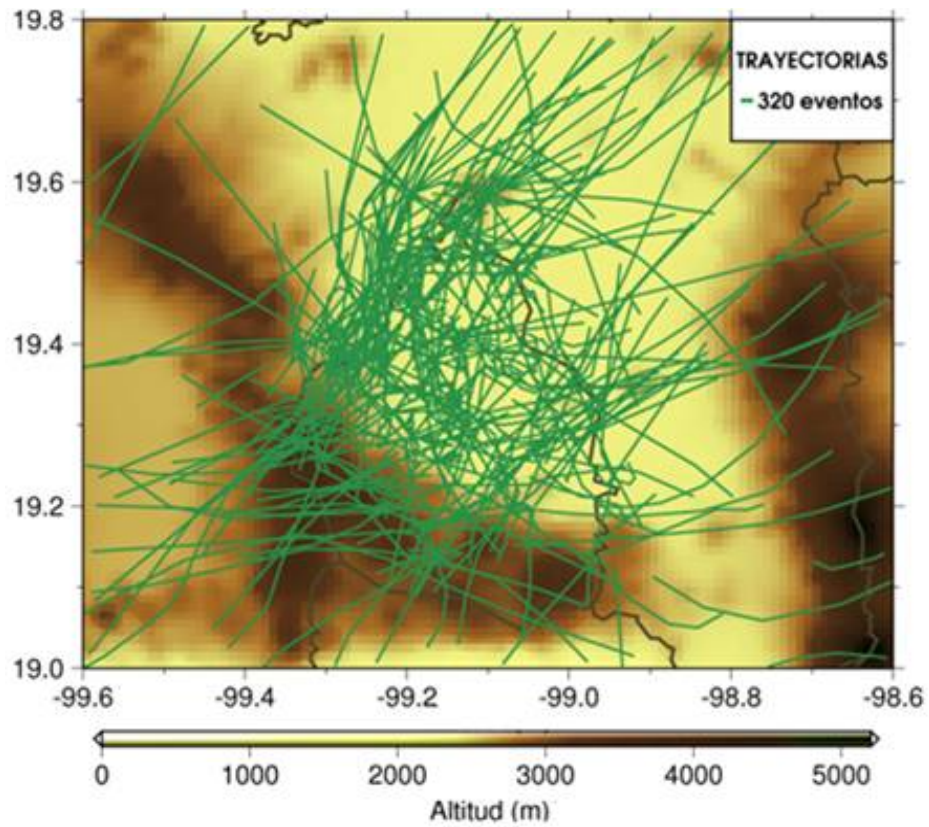


Figura 2.6: Total de trayectorias de tormentas que se presentaron en el dominio de estudio (2003-2008)

Finalmente cabe mencionar que, para mostrar la expansión de la mancha urbana en el Valle de México, se utilizaron los datos de cartas de uso de suelo y vegetación del INEGI⁹ y CONABIO¹⁰ correspondientes a 1990, 2000 y 2007.

⁹<http://www.inegi.org.mx>

¹⁰<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>

Capítulo 3

Resultados: Cambios locales en el clima

3.1. Crecimiento urbano e impactos en la temperatura

En el Valle de México la temperatura está determinada en buena medida por la topografía. Así, la temperatura en el Valle de México es más alta en las partes bajas y menor en las partes altas. No obstante, la temperatura se ha visto alterada debido al proceso de urbanización ocurrido principalmente en el siglo XX.

3.1.1. Temperatura mínima

La temperatura mínima media del Valle de México en el periodo 1986-2009 (Fig. 3.1) oscila entre los 6°C y los 12°C en el centro de la ciudad, en lo que se conoce como isla de calor. Este patrón ha sido descrito con detalle por Jáuregui (1995). Las temperaturas más bajas se encuentran en las partes montañosas de la región (las más altas).

Los valores más bajos de temperatura mínima tienden a ocurrir en los meses de invierno y pueden alcanzar los -10°C en las zonas montañosas. Sin embargo, en la ciudad los valores más bajos llegan a estar cuando mucho entre -4°C y 0°C (Fig. 3.2).

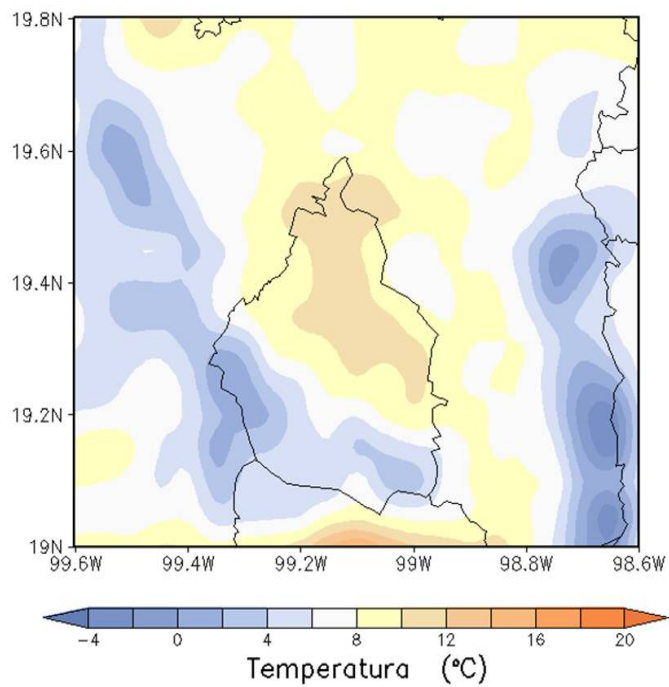


Figura 3.1: Temperatura mínima promedio (°C) observada durante el periodo 1986-2009

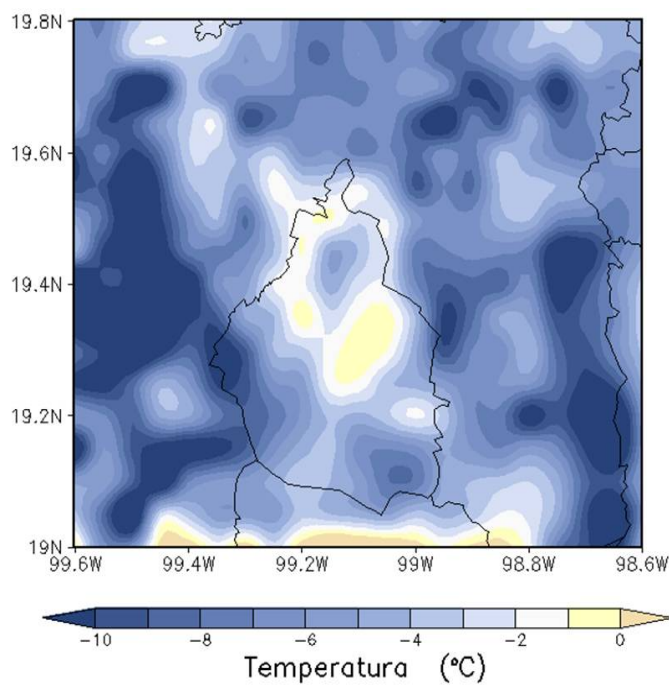


Figura 3.2: Temperaturas mínimas extremas (°C) alcanzadas en el periodo 1986-2009

Los patrones de temperatura mínima promedio para periodos consecutivos de 12 años, entre 1986-1997 y entre 1998-2009 indican claramente la expansión de la isoterma de los 10°C a causa del calentamiento provocado por la urbanización, pues mientras no se detectan cambios en las partes montañosas, en la zona baja y urbanizada la temperatura mínima ya no es tan baja.

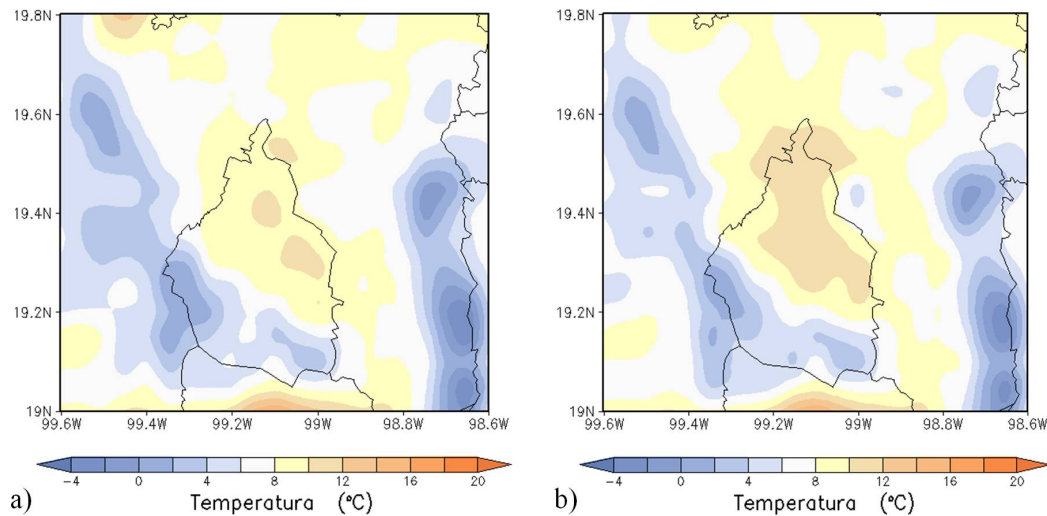


Figura 3.3: Promedios de temperatura mínima (°C) para los periodos a) 1986-1997 y b) 1998-2009

El efecto de la urbanización también se encuentra en el ciclo diurno, debido a que el área urbana almacena calor durante el día, que libera durante la noche con una inercia térmica que contrasta con la de las áreas rurales. De esta forma, la isla de calor crea una especie de “burbuja de aire tibio” que durante la noche y madrugada reduce el enfriamiento, haciendo que el ciclo diurno sea de menor amplitud.

Si se toman años en diversos periodos de la base disponible, se puede observar cómo la zona cálida avanza con el crecimiento de la mancha urbana (Fig. 3.4). En un análisis más detallado se muestra que en áreas de la ciudad donde se ha conservado la superficie natural (por ej., el bosque de Chapultepec) los cambios son menos drásticos que en áreas donde se ha remplazado la superficie por concreto (Fig. 3.4c). Es claro que un análisis de años particulares lleva incluido el efecto de la variabilidad natural interanual del clima pero, aún con otros años, el efecto de coincidencia de patrones entre área urbana y aumento de la temperatura persiste.

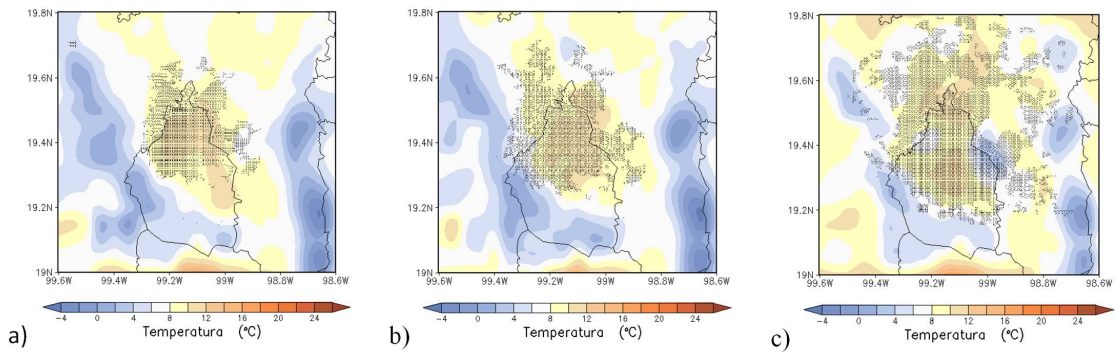


Figura 3.4: Promedio anual de temperatura mínima en el Valle de México en el que la región sombreada denota la dimensión del área urbana: a) 1990, b) 2000 y c) 2007

De acuerdo con Jáuregui (2000), cuando el termómetro marca temperaturas iguales o por debajo de 0°C , se tiene una helada. Dichos eventos en el centro y norte del Distrito Federal han disminuido en número en casi un orden de magnitud (Fig. 3.5). Sin embargo, en las zonas circundantes a la urbe presentan un ligero incremento, sobre todo en la parte sureste y noreste del Distrito Federal.

Es importante notar que en el segundo periodo (Fig. 3.5b), cerca de los 19.45° de latitud con 98.95° de longitud, se presenta un área con frecuencias de temperaturas por debajo de los 0°C de casi 500 días en lapsos de diez años. Una hipótesis es que el aumento en la ocurrencia de heladas es a causa de la inercia térmica que presenta el agua almacenada en la presa Nabor Carrillo, proyecto hidráulico que tiene como objetivo la recuperación del lago de Texcoco.

El proyecto Plan Lago de Texcoco ha reducido también la cantidad de tolveneras que se creaban a causa de la desecación del lago y que, en temporada de secas, generaba graves problemas a la salud de la población. Además de reducir localmente entre un 11 % a 15 % las concentraciones de contaminantes. (Jazcilevich et al. 2002).

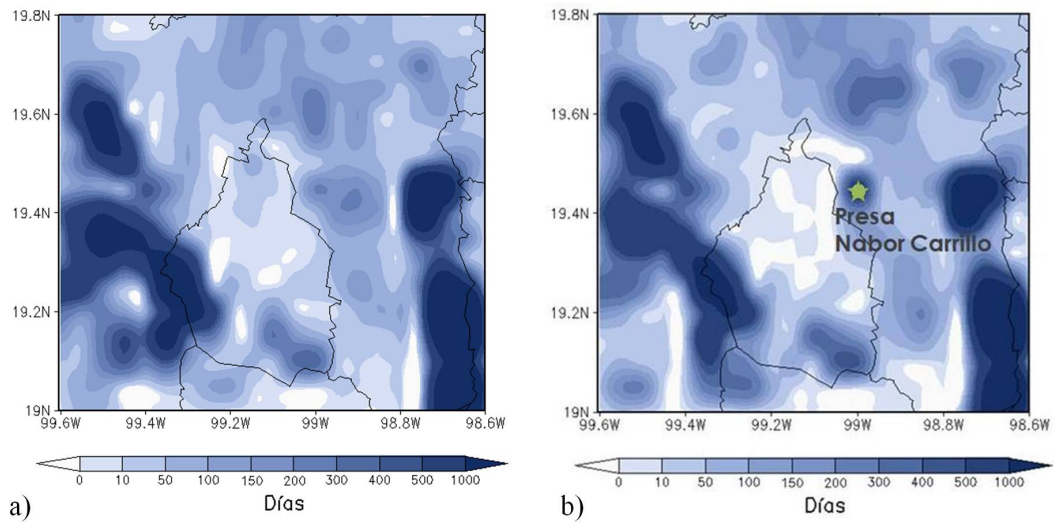


Figura 3.5: Número de días con heladas ($T < 0^{\circ}\text{C}$) para periodos consecutivos de 12 años: a) 1986-1997 y b) 1998-2009

3.1.2. Temperatura máxima

Las temperaturas máximas se alcanzan por lo general en los meses de abril y mayo. El promedio de las temperaturas máximas en el periodo 1986-2009 para el Valle de México (Fig. 3.6) es de 24°C a 26°C , sobre todo en la ciudad y en la zona conurbada de Texcoco. Esto se debe probablemente a la menor altitud que presenta con respecto al resto del valle. Por el contrario, la temperatura máxima es menor conforme se aproxima a las zonas montañosas del sureste y suroeste del valle.

Las temperaturas máximas extremas registradas en el Valle de México durante el periodo 1986-2009 generalmente ocurren en los meses de la estación de verano (Fig. 3.7). Los valores más altos llegan a ser de hasta 36°C en el centro de la urbe, abarcando la zona cálida de ciudad Nezahualcóyotl, Tlalnepantla, Texcoco, etc. El calentamiento contemporáneo es muy probablemente producto de los cambios de uso de suelo asociados con la expansión urbana de las décadas recientes.

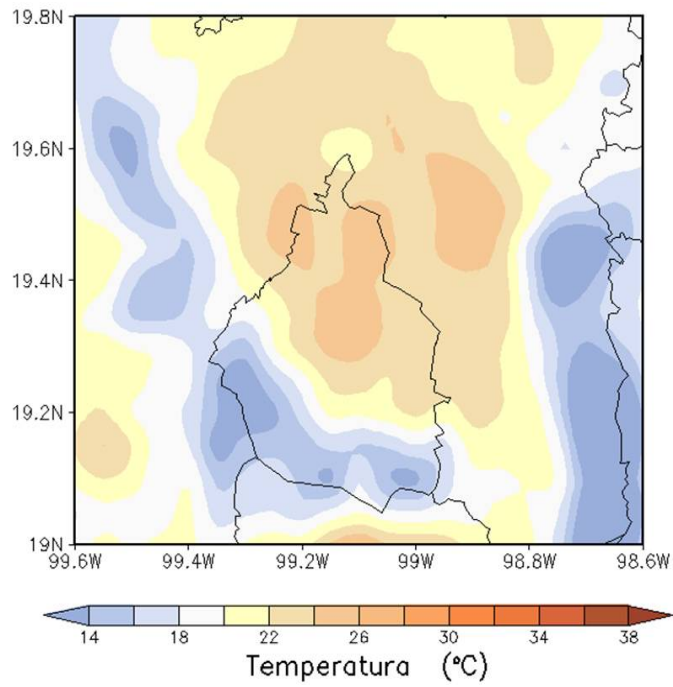


Figura 3.6: Temperatura máxima promedio (°C) durante el periodo 1986-2009

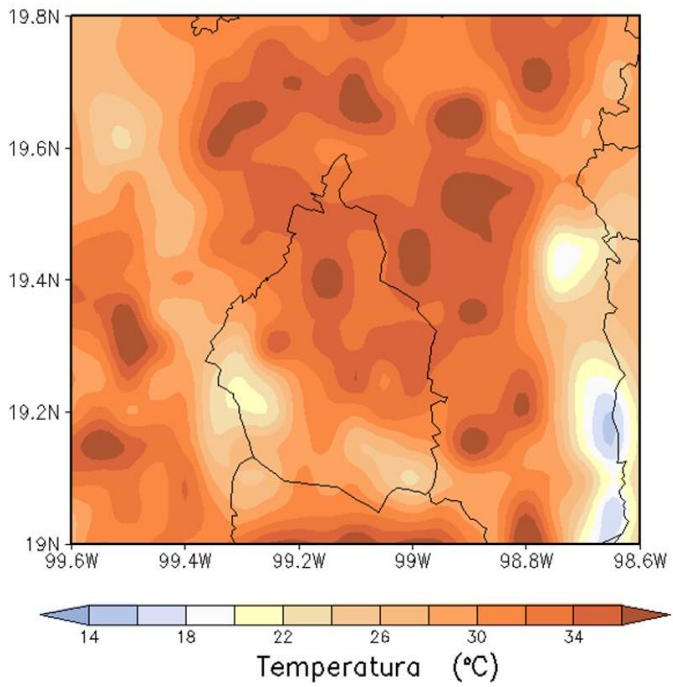


Figura 3.7: Temperaturas máximas extremas (°C) alcanzadas durante el periodo 1986-2009

En el análisis de promedios de temperatura máxima (Fig. 3.8), para periodos consecutivos de 12 años (1986-1997 y 1998-2009), se observa una expansión de las isothermas de 24°C y 26°C hacia municipios que presentaron un alto grado de urbanización en ese periodo.

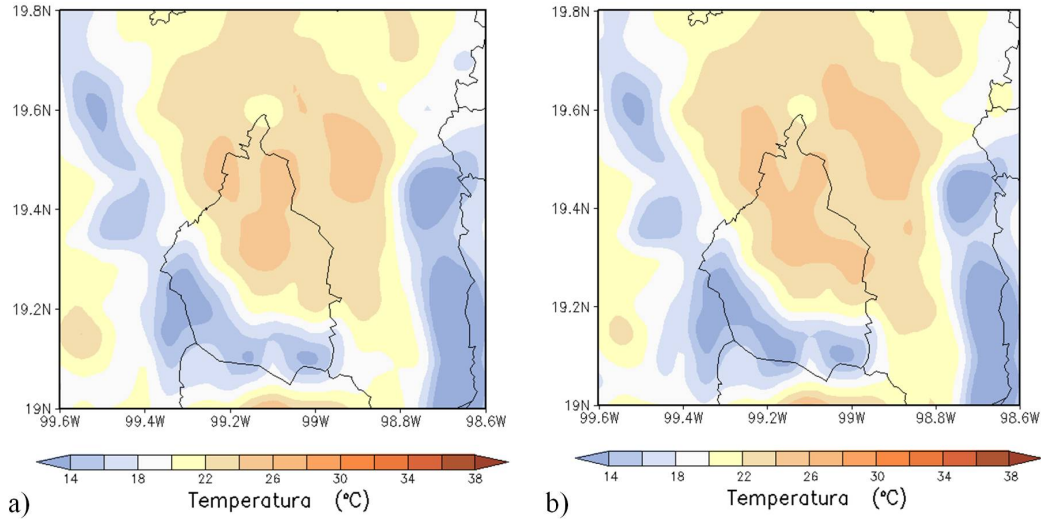


Figura 3.8: Promedios de temperatura máxima (°C) para los periodos a) 1986-1997 y b) 1998-2009

Al comparar periodos consecutivos de casi 10 años se muestra que la evolución de la isla de calor urbana sigue estrechamente el patrón de crecimiento urbano (Fig. 3.9). La isla de calor urbana más intensa y extensa se presenta en el 2007 sobre la parte noreste del valle, donde los asentamientos urbanos han reemplazado áreas vegetadas (Fig. 3.9c).

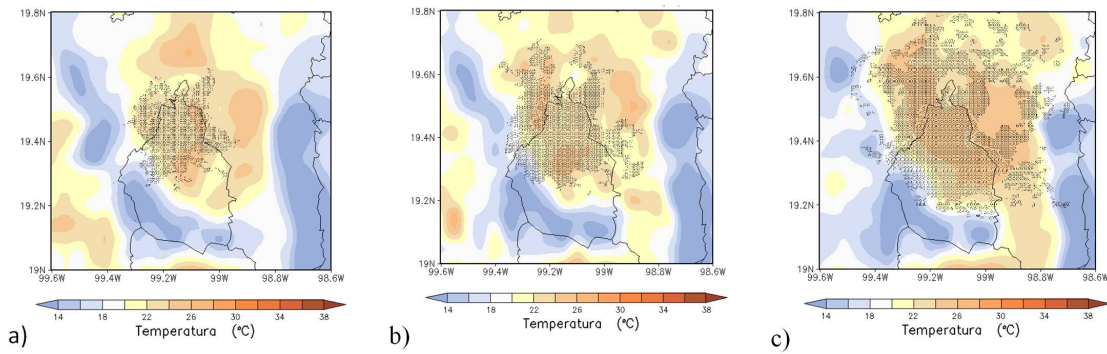


Figura 3.9: Promedio anual de temperatura máxima en los que se muestra el crecimiento de la mancha urbana y la isla de calor urbana: a) 1990, b) 2000 y c) 2007

Las ondas de calor se pueden considerar como eventos en los que se presenta un excedente en el umbral local de temperaturas y que pueden variar sus características e impactos de un evento a otro en la misma área de estudio (Robinson, 2001). Para el caso de la cuenca de México las ondas de calor son eventos en los que la temperatura es mayor que 30°C por dos días sucesivos o más (Jáuregui, 2000). No obstante, existen otros criterios como el de una zona árida al noreste de México donde se considera una onda de calor al excedente en el percentil 90 de la temperatura máxima diaria (44°C) (García-Cueto et al., 2010).

La frecuencia de estos eventos tiene impactos en la mortalidad de la población, afectando principalmente a los sectores más vulnerables, como son los adultos mayores y los niños. Asimismo, sus impactos son reflejados en las condiciones de estrés hídrico de la vegetación y en la calidad de aire (Changnon et al., 1996). En grandes ciudades, como es el caso de la Ciudad de México, la intensidad de la Isla de calor llega a agravar los efectos de las ondas de calor.

En la parte noreste y noroeste del valle, territorios que pertenecen a los municipios de Ecatepec, Tlalnepantla y Naucalpan, Estado de México, puede resaltarse que las ondas de calor se han vuelto más frecuentes al comparar los periodos de 1986-1997 y 1998-2009 (Fig. 3.10). Además, se empiezan a hacer presentes en zonas donde nunca antes se habían percibido, es decir, los eventos han aumentado en el tiempo y en el espacio.

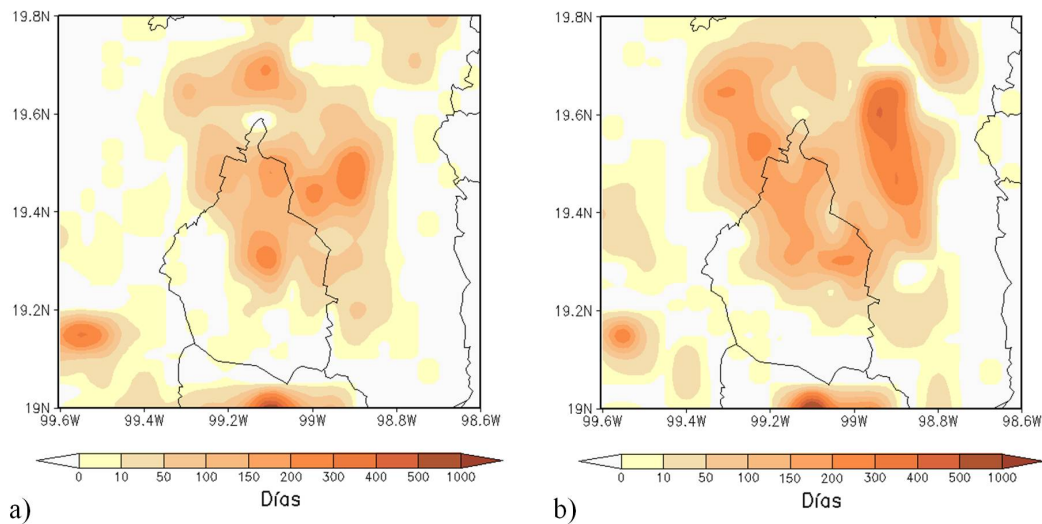


Figura 3.10: Número de días con ondas de calor ($T > 30^{\circ}\text{C}$) para los periodos a) 1986-1997 y b) 1998-2009

3.1.3. Temperatura media

El método de comparar observaciones en áreas urbanas y rurales parte del trabajo de Kalnay y Cai (2003) y ha servido a Easterling et al. (1997) para ordenar también las estaciones disponibles de acuerdo a la cantidad de población (Fig. 3.11). Los datos de población corresponden a la delegación donde se encuentra ubicada la estación (INEGI, 2010a). Milpa Alta se considera como zona rural, ya que tiene la menor población. Por otra parte, Gran Canal, Ecatepec, representa una zona altamente urbanizada.

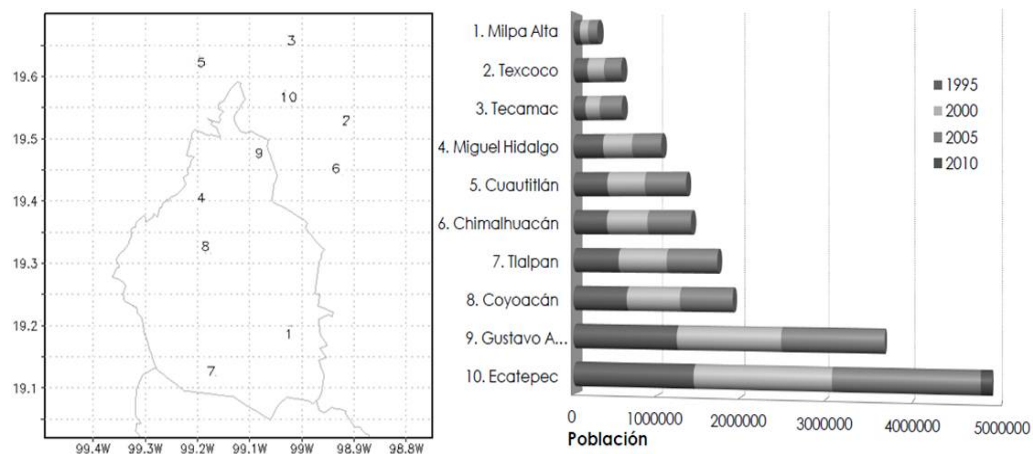


Figura 3.11: Ubicación de las estaciones de CLICOM y la población que presenta

En la distribución de frecuencias de temperatura media (Fig. 3.12) se observa un incremento de casi 2°C en el valor medio y un poco mayor para los extremos en el caso de la estación con efecto de urbanización (ej. Gran Canal, Ecatepec). En cambio, para una estación que se encuentra alejada de la zona urbana no se perciben cambios significativos en la distribución de la temperatura. Incluso los valores medios parecen experimentar un pequeño descenso de alrededor de 1°C , que no se observa en la frecuencia de los valores extremos.

El análisis de la estación urbanizada muestra que la frecuencia de los eventos extremos cálidos ha aumentado significativamente en las décadas recientes (Fig. 3.12a), pero no así para la estación con carácter rural (Fig. 3.12b).

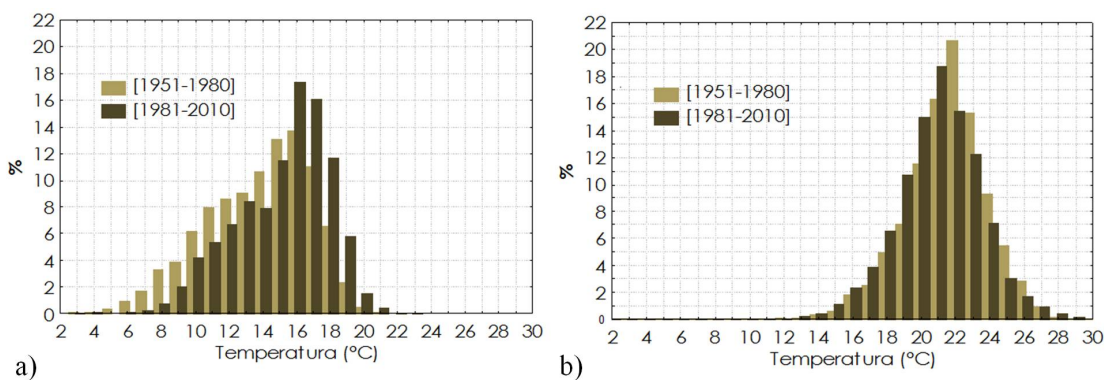


Figura 3.12: Distribución de frecuencias de eventos de temperatura media para dos estaciones ubicadas en diferentes grados de urbanización: a) Gran Canal, Ecatepec y b) Milpa Alta, representativas de una zona urbana y rural, respectivamente

Los cambios en la temperatura tienen importancia no sólo en cuanto al confort humano, sino en términos de la estabilidad atmosférica. No sólo se trata de que una temperatura mayor tenga mayor capacidad de contener humedad, sino que hace menos estable la atmósfera, por lo menos en la capa límite. Estudios de calidad del aire (SMA, 2005) muestran que, por ejemplo, el número de inversiones térmicas en la Ciudad de México ha disminuido. El cambio de estabilidad tiene efectos en el ciclo hidrológico local, que puede manifestarse como tormentas más severas o de mayor frecuencia.

3.2. Análisis regional de la precipitación

El régimen de lluvias sobre la región del Valle de México, exhibe un comportamiento de tipo monzónico, caracterizado por un periodo lluvioso en verano y un periodo relativamente seco durante el invierno.

Las lluvias de invierno en el Valle de México están relacionadas esencialmente con el paso de frentes fríos (Vázquez, 2000). La precipitación de invierno contribuye con aproximadamente el 10 % de la cantidad total de precipitación anual. Durante el verano ocurren las lluvias más intensas entre los meses de mayo a octubre. Estas lluvias están asociadas tanto a sistemas de escala sinóptica, como es el caso del paso de ondas del este, como a desarrollos convectivos locales.

En el Valle de México las lluvias se ven influenciadas por la dinámica que induce el efecto orográfico el cual, al interactuar con los vientos de superficie con componente del este, generan movimiento ascendente que refuerza el desarrollo vertical en la nube. Por ello, hacia el poniente de la ciudad la precipitación acumulada anual puede llegar a ser de hasta 1400 mm. Esto contrasta con la precipitación en el oriente de la ciudad, donde las lluvias acumuladas anuales son de alrededor de 600 mm. El análisis regional realizado con los datos asimilados de precipitación para el periodo 2003-2008, muestra con claridad que las lluvias tienden a ser más intensas en el poniente de la Ciudad de México como resultado del efecto orográfico (Fig. 3.13).

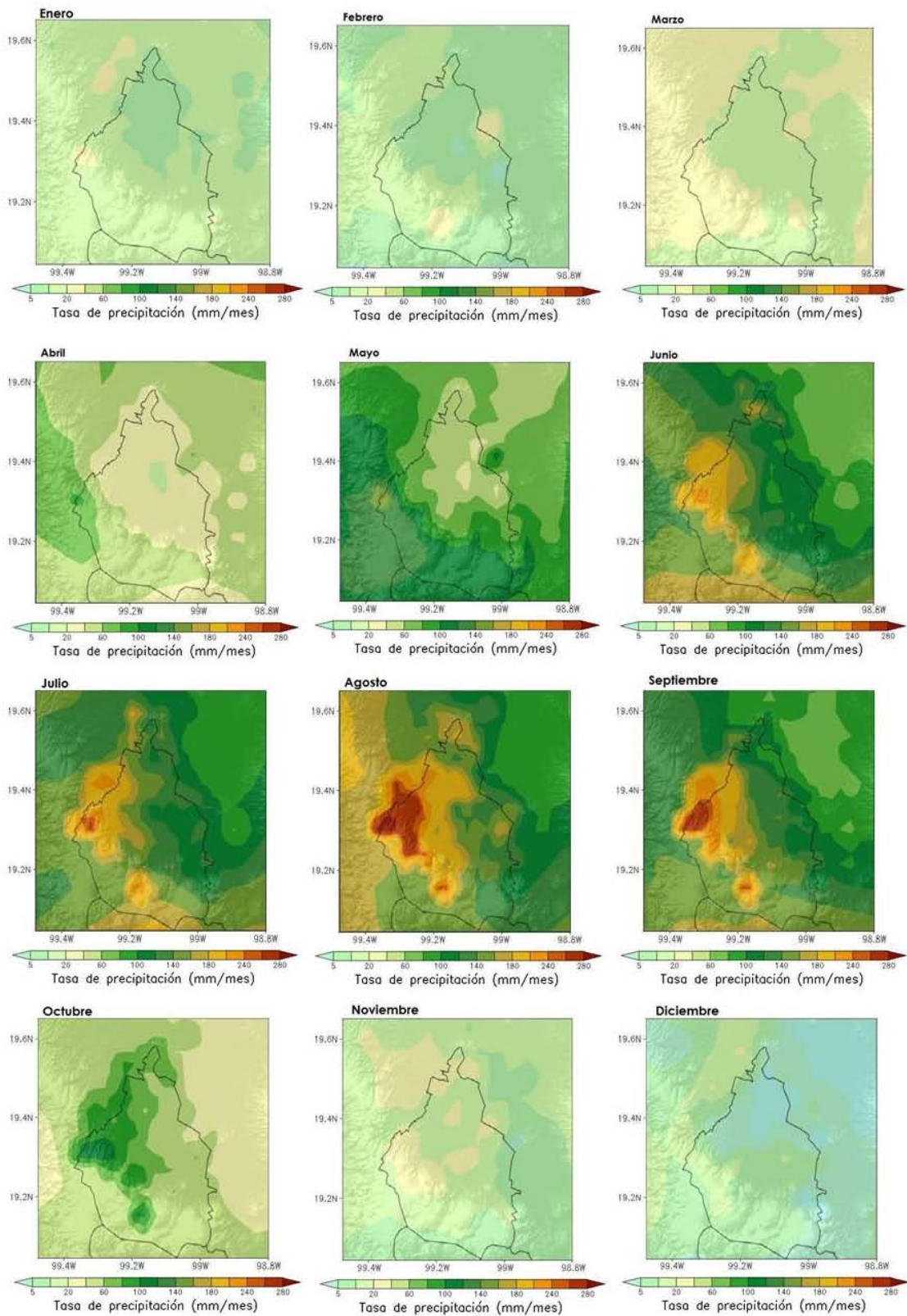


Figura 3.13: Precipitación promedio mensual (2003-2008)

La precipitación máxima ocurrida en 24 horas, muestra que los eventos más intensos ocurren en el poniente (Fig. 3.14), que es una zona de inestabilidad de laderas y donde se reportan desastres recurrentemente. Sin embargo, la ocurrencia de los eventos más intensos en el poniente del Valle de México no significa que en otras partes no lleguen a ocurrir tormentas intensas. Por ejemplo, en el Valle de México han ocurrido eventos de casi 100 mm/día de precipitación en el sureste de la ciudad, que han causado graves daños al funcionamiento del sistema de alcantarillado.

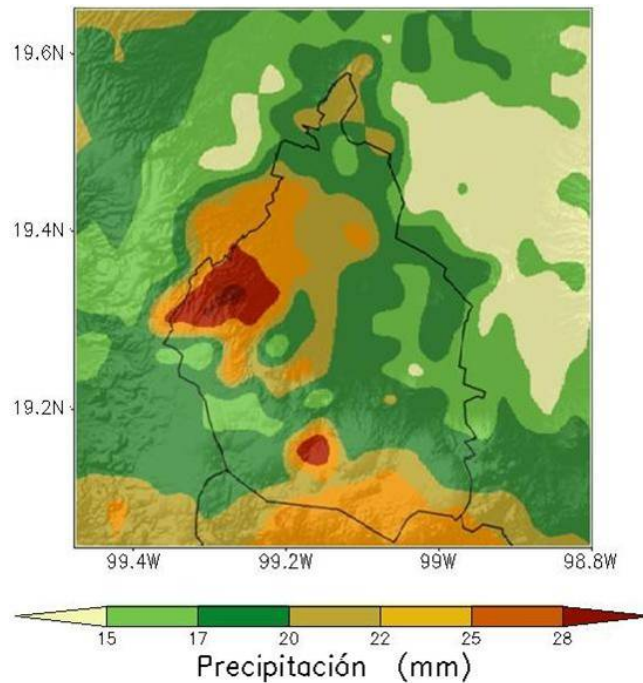


Figura 3.14: Percentil 95 % de la precipitación diaria (mm) sobre el Valle de México (1979-2003)

3.2.1. Tendencias en las lluvias

Diversos estudios (Jáuregui, 2000) indican que las tendencias en las tasas o intensidades de precipitación se han incrementado durante el siglo XX, principalmente en la zona poniente del Valle de México.

De acuerdo a lo observado en la precipitación acumulada del Observatorio de Tacubaya, la precipitación acumulada anual se ha incrementado en casi un 60 % (Fig. 3.15). Esto ha llevado a que los problemas de encharcamiento se incrementen significativamente y a que la necesidad de realizar obras de drenaje aumente. Tal es el caso del Túnel Emisor Oriente que se viene construyendo desde hace unos años.

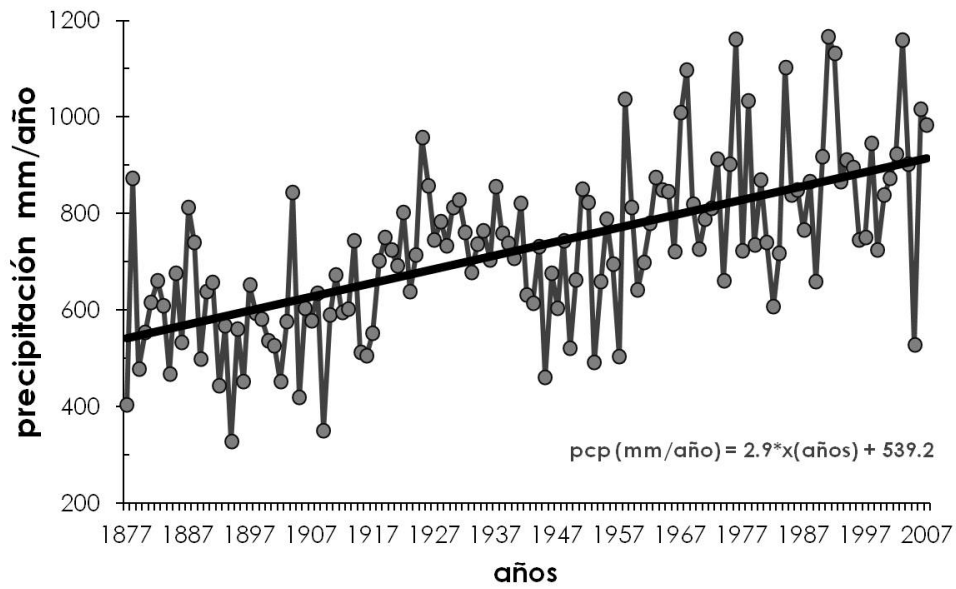


Figura 3.15: Precipitación acumulada anual en Tacubaya (1877-2007)

La frecuencia de eventos extremos mayores a 20 mm/h (Fig. 3.16) para la zona de Tacubaya también ha aumentado en casi un orden de magnitud, al parecer en relación con el proceso acelerado de urbanización que se ha observado en la Ciudad de México (Jáuregui, 2000).

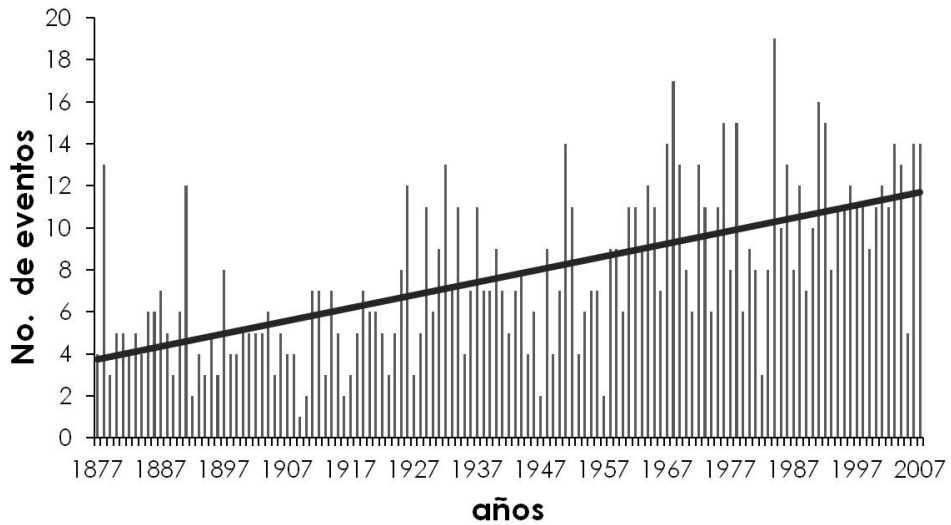


Figura 3.16: Número de eventos de precipitación de más de 20 mm/día en Tacubaya (1877-2007)

Los cambios de superficies vegetales a zonas de baja permeabilidad, como el concreto, con frecuencia resultan en un mayor calentamiento superficial y condiciones de menor estabilidad que favorecen el desarrollo de las tormentas intensas, si existe suficiente humedad. Estos cambios se observan en grandes áreas urbanas como la Ciudad de México (Jáuregui 2000, Magaña et al., 2003).

Siguiendo el análisis comparativo entre una región que se urbanizó rápidamente y una que mantiene su característica rural, se encuentra que los cambios en la forma en la que llueve son más claros en los eventos extremos para el caso de la zona urbanizada. Se ha observado un incremento de ocurrencia de eventos extremos, pero las precipitaciones por debajo de los 5 mm están disminuyendo en ambos casos (Fig. 3.17).

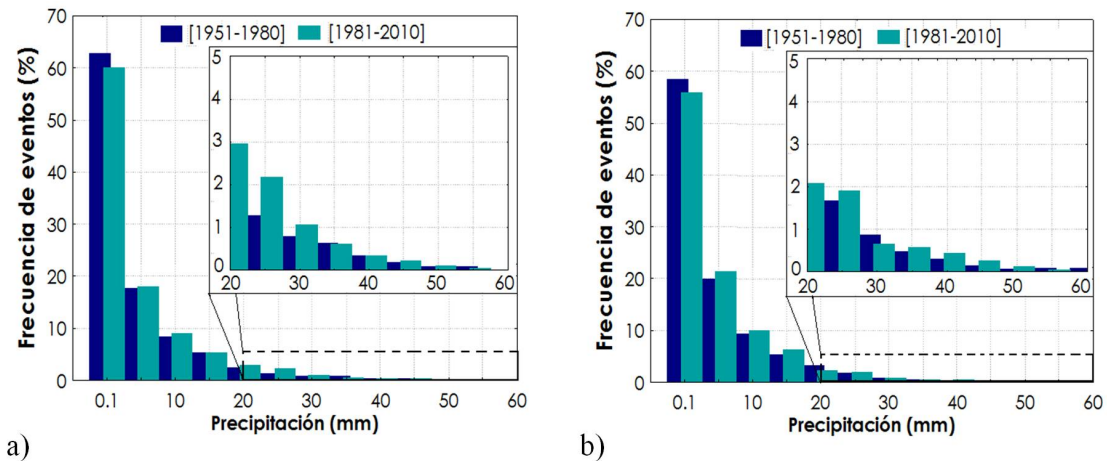


Figura 3.17: Distribución de frecuencias de eventos de precipitación en dos periodos (1951-1980) y (1981-2010) a) corresponde a una urbe (Gran Canal, Ecatepec) y b) pertenece a un área rural (Milpa Alta)

El incremento en la amenaza de tormentas más intensas, aunado a una construcción de vulnerabilidad asociada a los asentamientos irregulares o con estructuras débiles, generan un alto riesgo que en años recientes se ha materializado en desastre, principalmente en el poniente de la ciudad.

3.3. Las tormentas en el Valle de México

La precipitación en el Valle de México se ve modulada a escala local no sólo por la circulación de brisas valle - montaña, sino también por el forzante generado

de la amplia variedad de uso de suelo, principalmente el urbano. El calentamiento diferencial de las superficies origina baja estabilidad y el potencial para el desarrollo de actividad convectiva, lo que da origen a la presencia de tormentas intensas.

3.3.1. Caracterización de la actividad de tormentas

Para tener una visión de los factores dinámicos del clima regional que intervienen en el proceso de formación de tormentas, se presenta una caracterización de la actividad de tormentas ($pcp > 20 \text{ mm/h}$) que ocurrieron en el periodo 2003-2008 (Fig. 3.18). Estas tormentas se obtuvieron con los diagnósticos observacionales, llegando a una adecuada representación debido a la alta resolución espacial y temporal que ofrecen los datos.

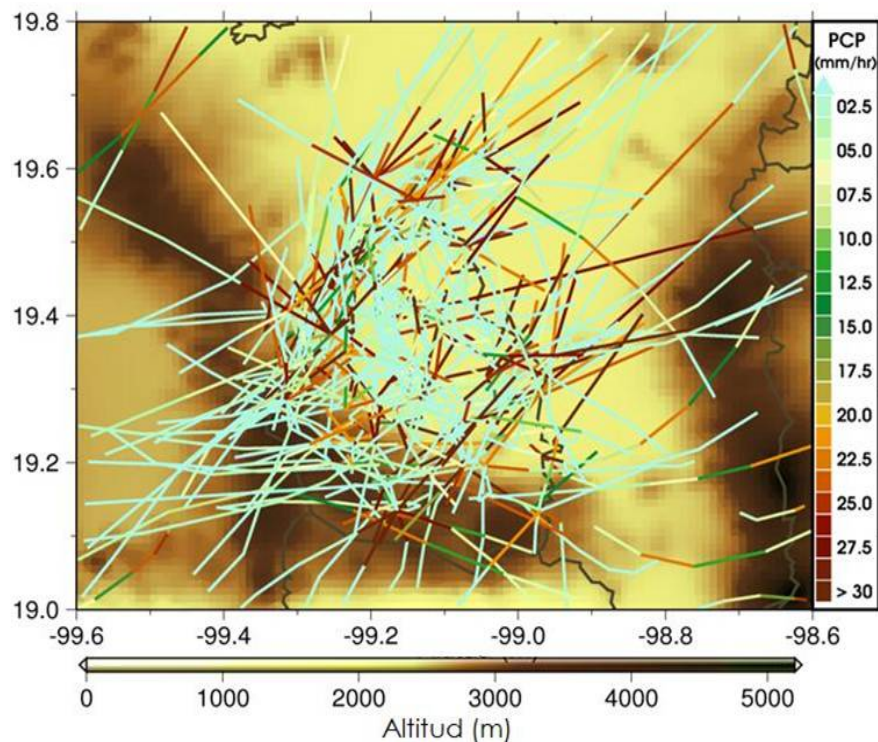


Figura 3.18: Trayectorias de tormentas ($pcp > 20 \text{ mm/h}$) registradas en el periodo 2003-2008 en el Valle de México. Cada trayectoria muestra la precipitación observada con resolución temporal de 1 hora

En el Valle de México, durante el periodo 2003-2008, se presentaron aproximadamente 320 eventos de tormenta. El año con más eventos fue el 2003, mientras que el 2005 fue el año con menor actividad, con menos del 50 % de eventos que en el 2003 (Fig. 3.19).

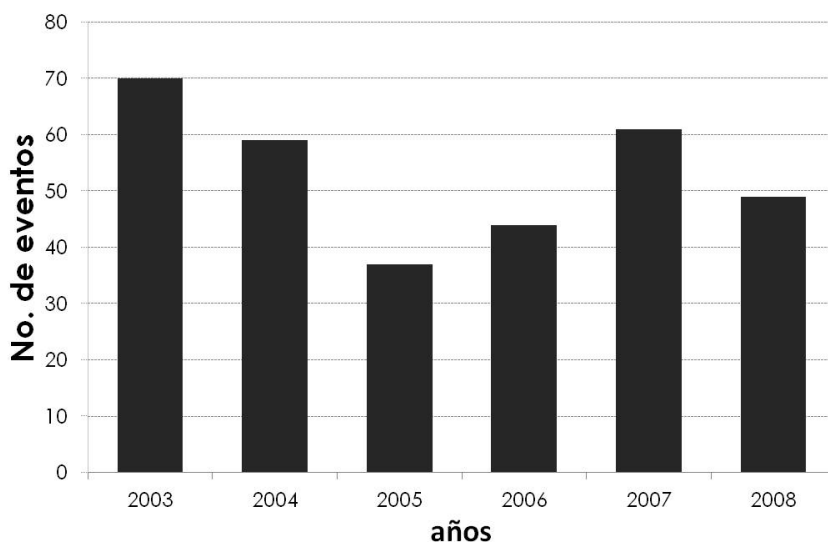


Figura 3.19: Número total de tormentas por año con precipitación mayor a 20 mm/h

El tiempo de vida de la tormenta se define como la duración de ésta y comprende desde el primer registro continuo de precipitación apreciable, pasando por el máximo registrado, hasta el último dato de precipitación apreciable de la tormenta. La duración promedio es de 4.7 horas es decir, entre 4 y 5 horas. La máxima duración es de 10 h y la mínima de 1 h.

3.3.2. Génesis y término

El primer y último registro de precipitación apreciable dentro de la trayectoria es considerado como la génesis y el término de la tormenta, respectivamente. Para el análisis clúster, la génesis como se verá posteriormente juega un papel importante en el análisis, aunque no se incluye explícitamente en el algoritmo de agrupación.

La distribución espacial de la génesis de las tormentas indica una mayor actividad en la zona noreste y centro del Valle de México, siendo menor en el suroeste (Fig. 3.20a). En el centro y sur-poniente del valle se tiene una región preferente para el término de las trayectorias (Fig. 3.20b). Lo anterior se debe a que en el noreste o centro del valle es de donde proviene esencialmente el flujo de humedad y propicia el desarrollo de la actividad convectiva. Formada la tormenta, el flujo dominante del noreste al suroeste del valle hace que viajen preferentemente en esa dirección donde se intensifican por el efecto orográfico, pero también donde su viaje termina por el efecto de barrera de las montañas.

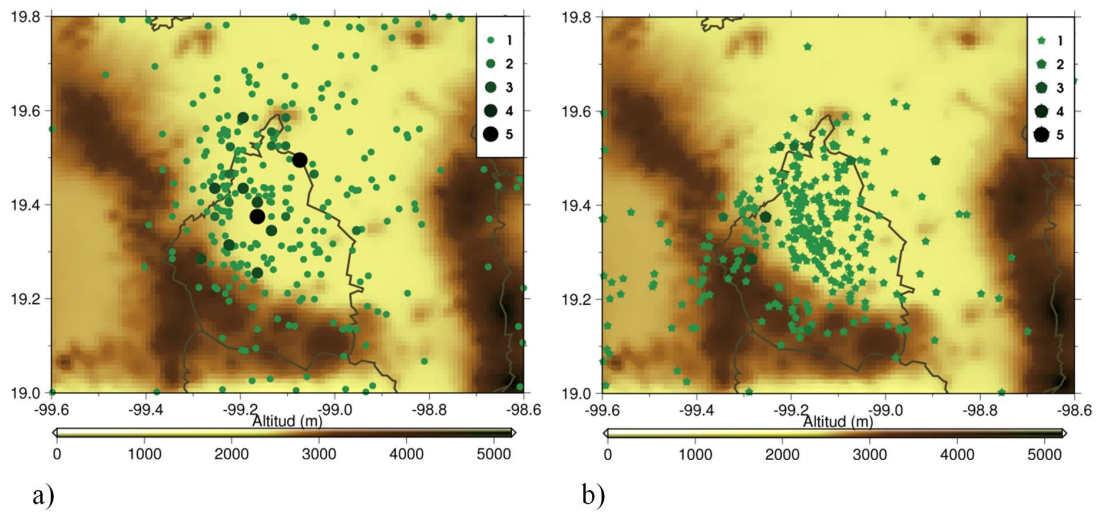


Figura 3.20: Lugar de a) génesis y b) término de las tormentas. El tamaño de los puntos indica la frecuencia de ocurrencia en número de las tormentas

3.3.3. Intensidad y hora del día para la lluvia

Por lo general, las lluvias ocasionadas por tormentas alcanzan mayor intensidad en el Valle de México hacia las horas de la tarde y noche, reflejo de un marcado ciclo diurno. Las intensidades que llegan a alcanzar las tormentas son de hasta 100 mm/h, pero la ocurrencia de este tipo de eventos es baja. En cambio, las tormentas que dejan precipitaciones con intensidades de 20 a 30 mm/h tienen una alta frecuencia entre las 18 y 20 HL (Hora Local) (Fig. 3.21).

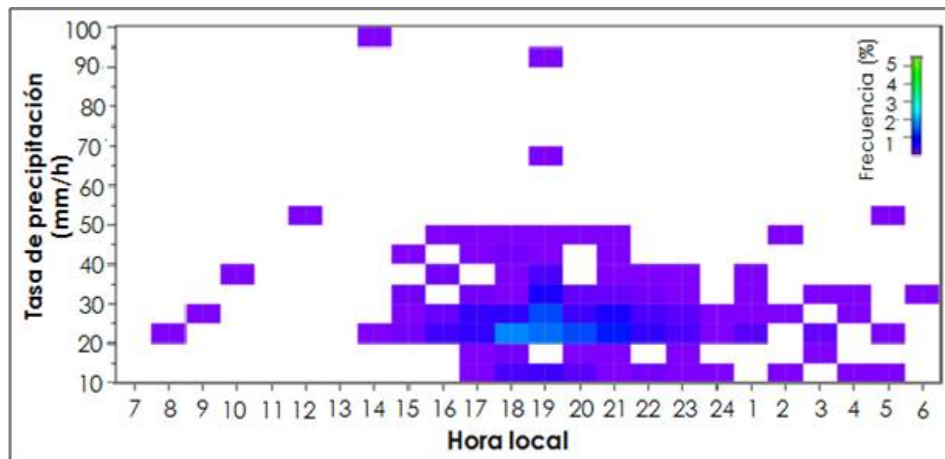


Figura 3.21: Frecuencia observada en el ciclo diario de la intensidad de los eventos de tormenta observados entre 2003-2006 para el Valle de México

En la figura 3.22 se muestra que las tormentas más intensas ocurren en el suroeste del dominio de estudio. El evento máximo registró una precipitación acumulada mayor a 120 mm en todo su recorrido y se desarrolló en el sur del Valle de México, sobre las laderas de la Sierra de Chichinautzin.

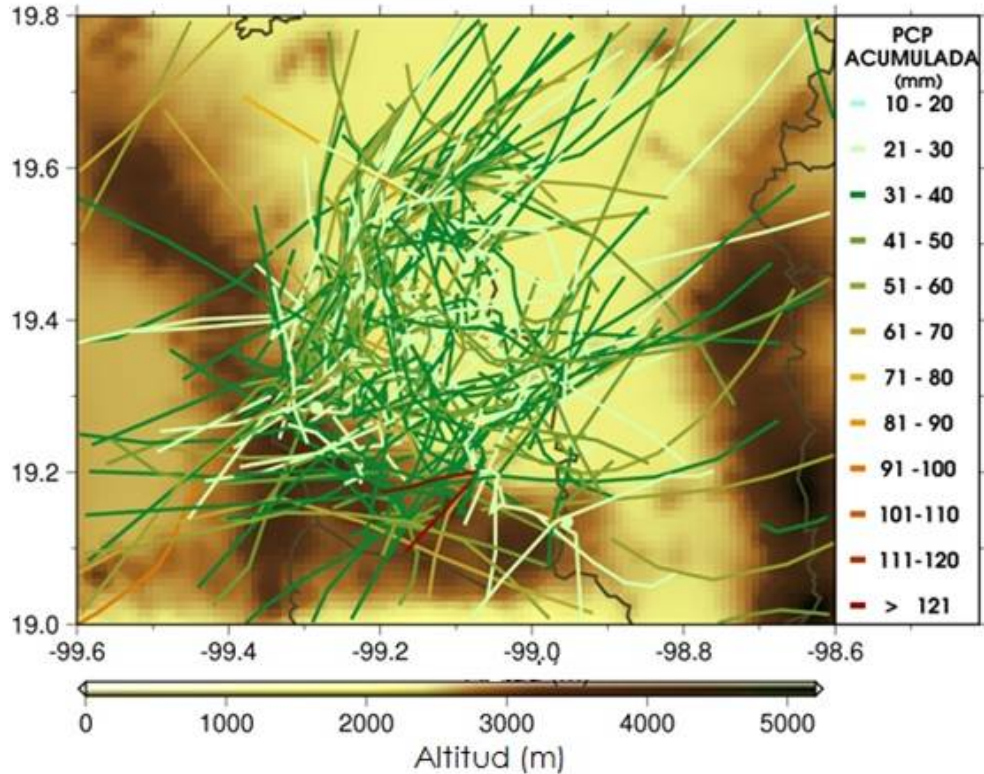


Figura 3.22: Precipitación acumulada que aporta cada tormenta en su trayectoria

3.3.4. Análisis clúster de las tormentas

Las trayectorias de las tormentas del periodo 2003-2008 pueden ser agrupadas en clústeres (Fig. 3.23). La dispersión de las trayectorias de los clústeres I y II es relativamente pequeña. En cambio los clústeres III, IV y V presentan una distribución más dispersa. No obstante, todos los clústeres están limitados geográficamente.

Las trayectorias en el clúster I típicamente se presentan en el norte del Valle de México, sobre el valle de Cuautitlán en el Edo. de México. El clúster II muestra mayor actividad en la zona norponiente del Distrito Federal (DF). En el centro del DF se presenta concentrado el clúster IV (cabe mencionar que este es el clúster que abarca la menor área de estudio). Las trayectorias del clúster III se desarrollan en

la parte suroeste del DF sobre la zona montañosa del Ajusco y de las Cruces, y de forma opuesta se presenta el clúster V en el sureste del Valle de México.

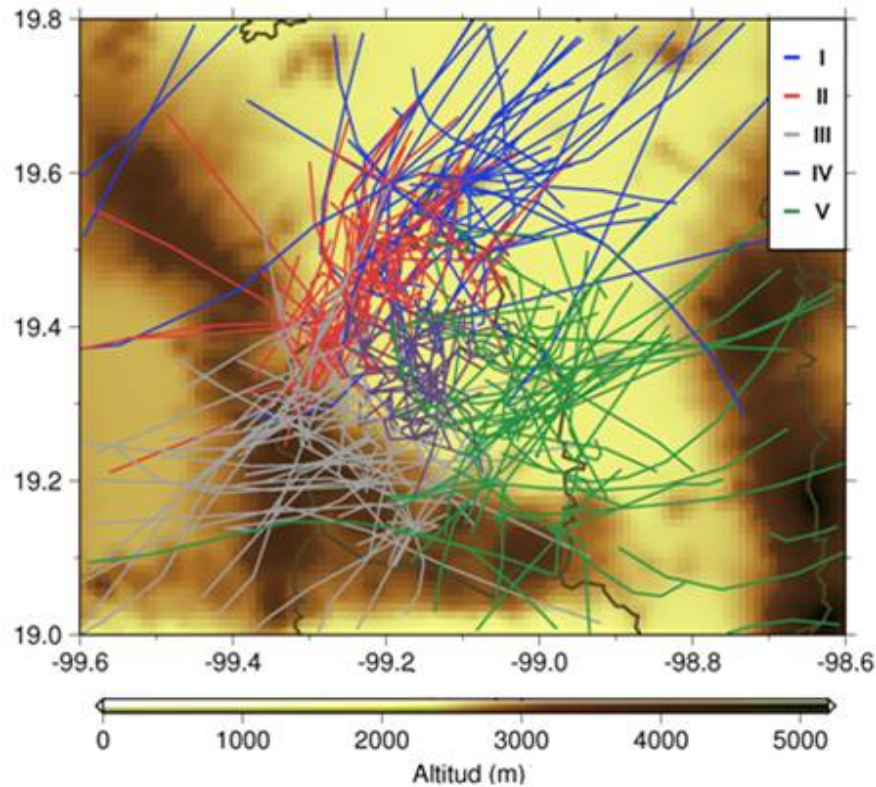


Figura 3.23: Trayectorias de tormentas en clústeres

3.3.5. Número de tormentas y duración

En la tabla 3.1 se presentan las estadísticas correspondientes a la duración de las tormentas de cada clúster. Es importante notar que el clúster I tiene el menor número de tormentas; sin embargo, la mediana de duración es la mayor de todos los clústeres. Por el contrario, el clúster de menor duración (3 horas) y de menor cobertura de área se presenta en el centro del Valle de México.

Durante el periodo de lluvias los vientos alisios traen suficiente humedad al este del Valle de México, donde se originan los clústeres I y V. Cuando las corrientes pasan sobre el complejo urbano, las tormentas encuentran condiciones que potencializan su desarrollo dando lugar a intensas precipitaciones, razón por la cual la duración de los clústeres II, III y IV es menor.

Clúster	No. tormentas	Prom.	Mediana	Moda	Mín.	Máx.
1	42	6.4	6.5	8	2	10
2	77	4.2	4	3	1	10
3	71	4.4	4	4	1	10
4	64	3.8	3	3	1	9
5	66	5.2	5	7	1	10
<i>TOTAL</i>	<i>320</i>	<i>4.7</i>	<i>4</i>	<i>2</i>	<i>1</i>	<i>10</i>

Tabla 3.1: Estadísticas de la duración de tormenta (h) de cada clúster en el periodo 2003-2008

3.3.6. Génesis y término

La posición de génesis y término de las tormentas (Fig.3.24) señala la dirección en la que se desarrollan las tormentas.

El clúster IV no presenta una tendencia definida de desplazamiento. Los clústeres I, II, III y V muestran una trayectoria mejor definida. Los clústeres I, II y V parecen converger hacia el centro de la mancha urbana. En el caso de los clústeres II y V, las tormentas inician con tasas de precipitación bajas, que se intensifican hacia el final de su trayectoria. El clúster I registra lluvias escasas, tanto en génesis como en término. El clúster III registra un patrón completamente diferente a los antes descritos, ya que diverge de la urbe hacia la zona de las montañas, caracterizado en el inicio de sus trayectorias por precipitaciones intensas y luego débiles.

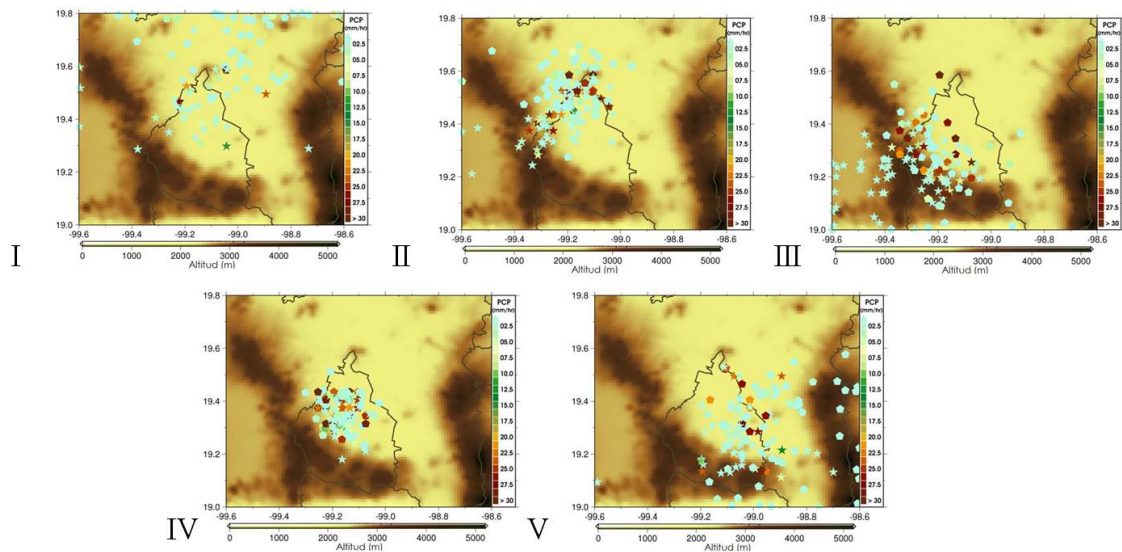


Figura 3.24: Génesis (pentágonos) y término (estrellas) de las tormentas correspondientes a cada clúster en función de la precipitación registrada

La distancia entre la génesis y el término de la tormenta indica de manera visual el tiempo de vida de las tormentas. Por ejemplo, el clúster IV, que presenta la menor dispersión entre los registros, tiene una duración menor comparada con el clúster I, que tiene una mediana de vida de casi 6 horas.

3.3.7. Precipitación mensual y anual

Al calcular el porcentaje de precipitación acumulada por clúster (Fig. 3.25) y considerar que usualmente las tormentas parten del noreste, se encuentra que el clúster I, que se ubica en esa zona, aporta la menor cantidad de precipitación. Luego de que la tormenta inicia en la zona de Ecatepec, se desplaza hacia el suroeste, donde produce mayor precipitación. Por tanto, el clúster III es uno de los que más contribuyen con lluvias durante el año.

Durante todo el periodo, el clúster II es el que tiene el mayor porcentaje de lluvia acumulada. Esto se debe a que aporta precipitación tanto en temporada de lluvias de verano como en temporada de invierno, cuando las circulaciones regionales se ven moduladas por el paso de sistemas de escala sinóptica (por ej., frentes fríos).

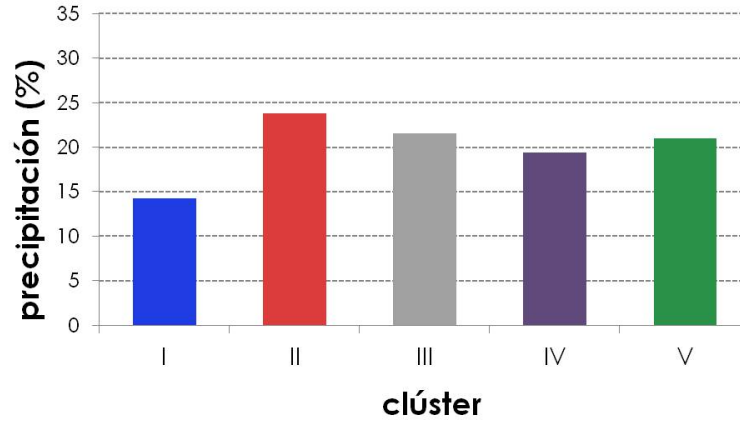


Figura 3.25: Porcentaje de precipitación aportada al total anual promedio por cada clúster (2003-2008)

La precipitación acumulada por mes para cada clúster (Fig. 3.26) muestra que la proporción anterior se mantiene mes a mes. En los inicios de la estación lluviosa, las circulaciones dominantes son los alisios que ingresan por el noreste del valle. Por ello se puede estimar que el clúster I es el primero que aporta lluvia en el ciclo anual de precipitación; ya para los meses de mayo a septiembre, la gran cantidad de precipitación que aportan todos los clústeres demuestra la dinámica de las circulaciones tanto a escala regional como local (de valle y de montaña).

De acuerdo con Jáuregui (2000), en el periodo de secas (noviembre a abril) predominan los vientos secos del norte y oeste por lo que, aunado con la presencia del paso de frentes fríos, sólo dejan lluvias eventuales los clústeres II, IV y V.

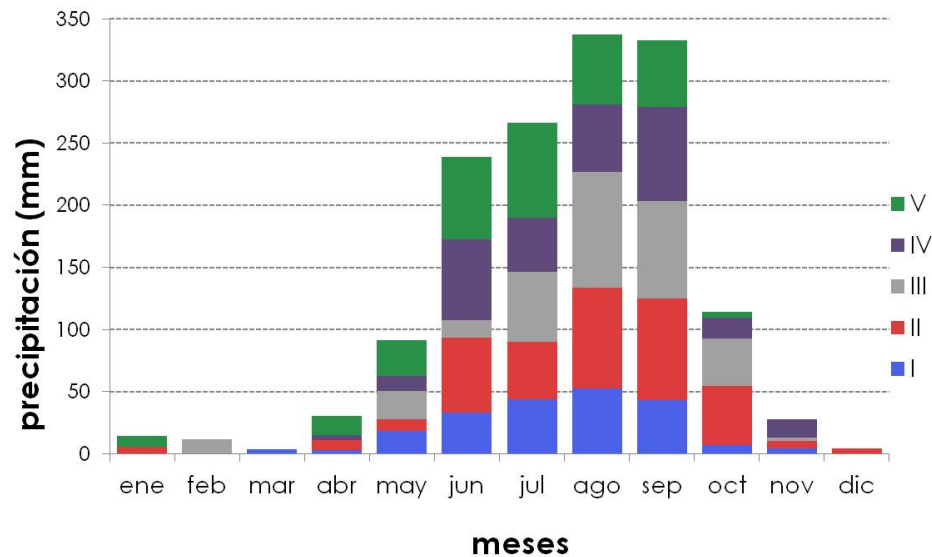


Figura 3.26: Precipitación por mes normalizada con respecto al número de años del periodo considerado 2003-2008 para cada clúster

3.3.8. Intensidad y hora del día para la lluvia

De manera general, las tormentas en el Valle de México comienzan a partir de las 15 HL y terminan en ocasiones a las 6 HL. El clúster I presenta una distribución de lluvias que ocurren entre las 16 y las 24 HL, alcanzando las máximas intensidades de forma más frecuente (de 20 y 25 mm/h) en las primeras horas de su desarrollo. Por el contrario, la distribución de las lluvias en los otros clústeres es más dispersa, como es el caso de los clústeres II y V (Fig. 3.27).

Cabe resaltar que en todos los clústeres permanece el patrón de la hora en la que se presentan las frecuencias más altas de precipitación, que es entre las 17 y 22 HL con intensidades entre los 20 y 35 mm/h. Las frecuencias más altas, en comparación con los otros clústeres, se presentan en el clúster IV, siendo de las 18 a 20 HL con intensidades de 20 a 40 mm/h. Las intensidades máximas de precipitación (mayores a 60 mm/h) fueron registradas en los clústeres I, II y V. Al considerar que regularmente las tormentas viajan de noreste a suroeste, es el clúster III el que registra los eventos más intensos, posiblemente en relación con el forzamiento orográfico.

El clúster IV tiene las frecuencias de máximas intensidades de precipitación con el menor tiempo de vida. Por el contrario, el clúster de mayor duración tiene las intensidades más bajas, en una especie de relación inversa entre la duración y la

intensidad de la precipitación sobre el Valle de México.

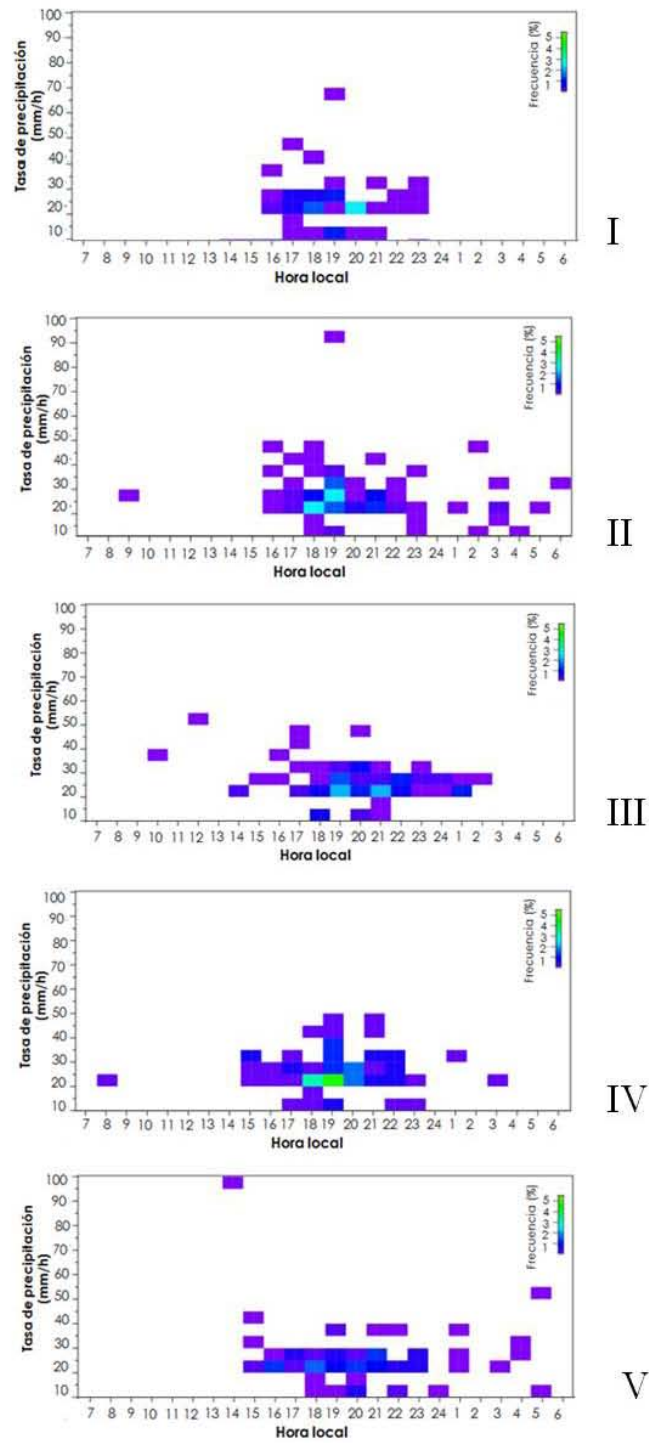


Figura 3.27: Frecuencia horaria de eventos con intensidades mayores a 10 mm/h de precipitación para cada clúster (2003-2008)

3.4. Los factores dinámicos al cambio

Del análisis anterior es difícil determinar las trayectorias preferentes de las tormentas y, por tanto, establecer las causas de las tendencias de cambio observadas. Para realizar un análisis completo de la dinámica y evolución de las tormentas en el Valle de México es necesaria una base de datos de alta resolución espacial no sólo en superficie, sino también en altura. Desafortunadamente, los únicos datos con los que se cuenta para este fin son los de NARR de 32 km x 32 km de resolución espacial. Sin embargo, éstos permiten una primera aproximación de los elementos de cambio, como son la altura de la capa límite o los flujos de humedad de escala sinóptica desde el Golfo de México.

3.4.1. Capa límite urbana

Los fenómenos sinópticos que impactan a nivel local la compleja topografía de la región, además del uso de suelo que en las últimas décadas ha experimentado cambios significativos relacionados con el crecimiento urbano, influyen en las circulaciones dentro de la escala local y en el desarrollo de la capa límite (Cotton y Pielke, 2007).

La altura promedio de la capa límite se ha incrementado en casi 100 metros en promedio en las últimas tres décadas (Fig. 3.28), es decir, la “burbuja de aire” sobre la mancha urbana se está expandiendo a causa del aumento de la temperatura de la superficie en relación con la inercia térmica de los materiales.

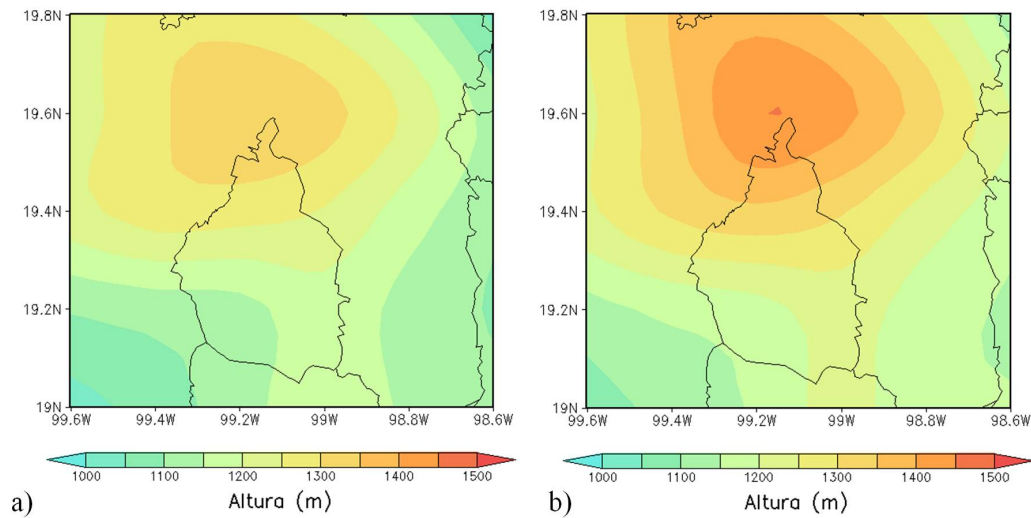


Figura 3.28: Altura promedio de la capa límite para dos periodos consecutivos de 16 años: a) 1979-1993 y b) 1994-2009

Los cambios en el espesor de la atmósfera sólo se deben a los aumentos de la temperatura, por lo que los incrementos de la altura de la capa límite son sinónimo de un proceso de calentamiento local. Con la altura, los gradientes de temperatura deben inducir cambios en las fuerzas de gradiente de presión a escala local y, con ello, cambios en las circulaciones locales. Es claro, que la magnitud de dichos cambios puede ser pequeña comparada con la que inducen los sistemas de escala sinóptica.

3.4.2. Cambios en las circulaciones locales

La presencia de áreas urbanas modifica las circulaciones de superficie diurnas a nivel local, ya que durante la madrugada domina una zona de convergencia en el este del Valle de México, provocada por las corrientes descendentes de la Sierra Nevada, y que se ve intensificada por el encañonamiento del viento proveniente del Valle de Chalco, por el sur, y por el norte de una entrada de vientos alisios que corren perpendicular a la Sierra de Río Frío. Al amanecer, la temperatura del aire comienza a elevarse tanto en las áreas rurales como las urbanas, siendo este incremento más rápido en esta última región. El calentamiento urbano ha reducido sensiblemente la intensidad de inversiones térmicas cerca de la superficie de la Ciudad de México (Fig. 3.29). Una capa de mezcla más profunda se forma más rápidamente sobre la ciudad que en los alrededores (Bornstein y Lin, 2000) porque la inversión en bajos niveles es más débil sobre la ciudad que sobre la periferia.

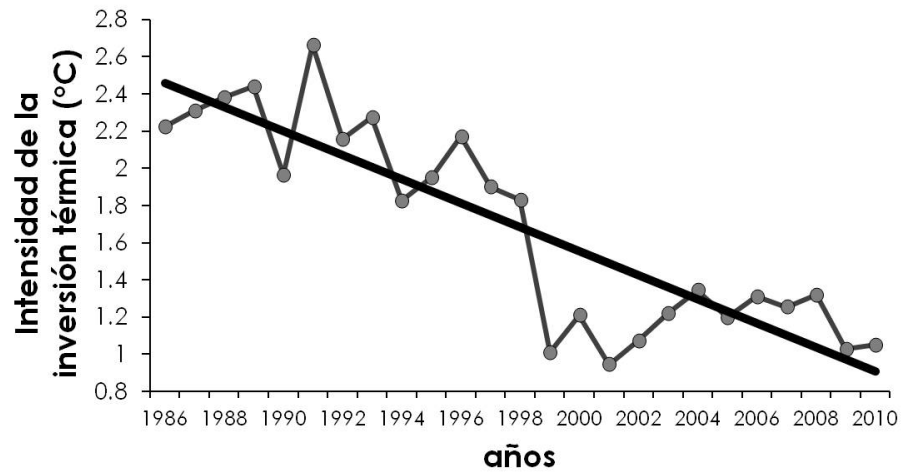


Figura 3.29: Promedio anual de la intensidad de las inversiones térmicas. El cambio brusco de 1998 es debido al cambio de ubicación del radiosondeo, que fue del Aeropuerto Internacional al Observatorio de Tacubaya

Horas después (de las 9 a las 11 HL aprox.) se comienza a reflejar el calentamiento radiativo y la circulación local se modifica a causa del forzante ocasionado por el calentamiento diferencial de la zona urbana. Para mediodía, la tasa de calentamiento es mayor sobre la ciudad, ya que la energía absorbida produce más calor sensible que latente. De esta manera, la capa límite sobre la ciudad se vuelve más profunda y seca.

Asociada con esta burbuja de aire cálido y seco, se produce una circulación entre la ciudad y los alrededores. El movimiento de corrientes ascendentes sobre la ciudad induce una zona de convergencia en niveles atmosféricos bajos y aumento de la inestabilidad en niveles superiores. Lo anterior se observa en la figura 3.30a, al considerar la temperatura potencial equivalente, Θ_e , como una medida útil en el diagnóstico de la estabilidad atmosférica. El perfil de Θ_e muestra que, en los niveles de 550 a 650 mb, en 20 años la Θ_e se ha incrementado casi 2 Kelvin.

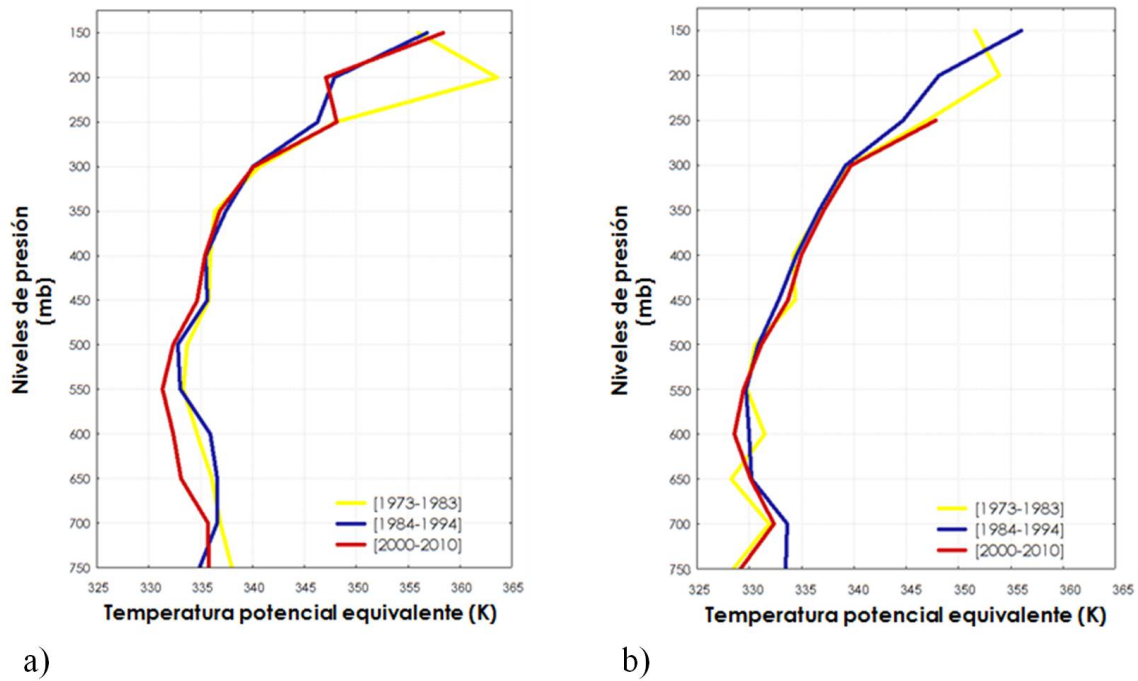


Figura 3.30: Promedios de Θ_e , a) 00 Z (18 HL) y b) 12 Z (6 HL). Los primeros dos periodos corresponden al perfil vertical promedio en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México y el tercer periodo corresponde al Observatorio de Tacubaya, de modo que es posible comparar los valores de Θ_e para una zona con diferente grado de urbanización, así como diferentes usos de suelo al considerar el cambio de ubicación del radiosondeo

Durante las horas de la tarde en el Valle de México, los vientos de montaña sobre las serranías del poniente se ven reforzados por las circulaciones urbanas locales, alcanzando los máximos de convergencia en la base de las laderas. Acompañado con este mecanismo se crea una zona de divergencia en superficie por la subsidencia que se presenta, para compensar el aire que se desplaza con las corrientes ascendentes. Jazcilevich et al. (2003) observaron esta especie de circulación tipo celda con el transporte de concentraciones de monóxido de carbono.

Los patrones de convergencia horaria (Fig. 3.31) reflejan la dinámica de las circulaciones locales en Valle de México, en donde se aprecia la zona de convergencia máxima. Además, a causa del incremento del arrastre superficial y del aumento en los gradientes horizontales de temperatura, se observa que las circulaciones se están intensificando (Bornstein y Lin, 2000). Tal convergencia en niveles bajos es favorable para producir nubes cúmulos de gran desarrollo vertical y aumentar la probabilidad de que estas nubes se fusionen en estas zonas de convergencia para producir grandes

e intensas precipitaciones (Huff y Changnon, 1973).

Los cambios en los valores de convergencia en superficie ofrecen una primera aproximación a los cambios que inducen tormentas más intensas pues, si las tormentas inician en el nororiente de la Ciudad de México, la condición de estabilidad de inicio para el desarrollo de la tormenta es menor. Sin embargo, no basta con una menor condición de estabilidad, pues resulta necesario contar también con mayor humedad disponible para desarrollar actividad convectiva más profunda.

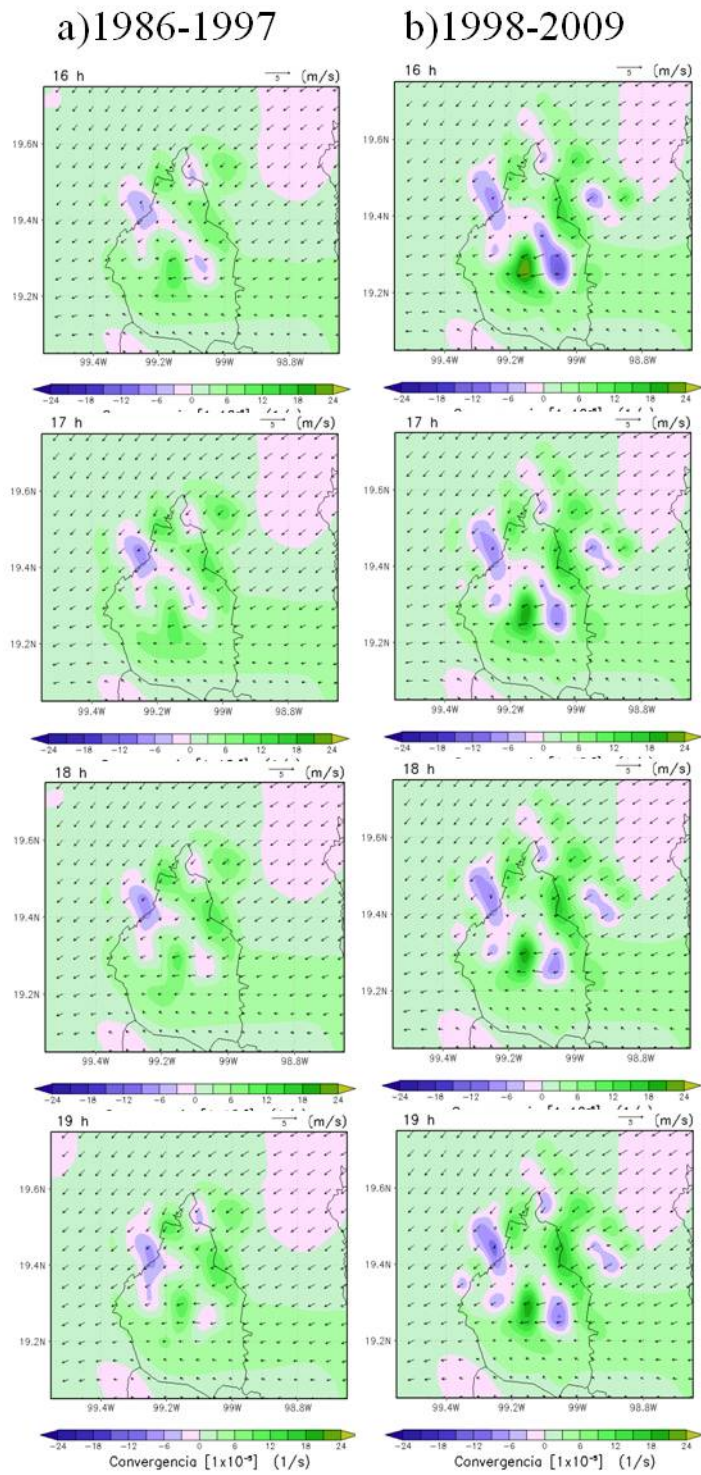


Figura 3.31: Convergencia de viento en superficie (promedios horarios) de las 16 HL a las 19 HL del mes de agosto, para los periodos: a) 1986-1997 y b) 1998-2009

3.4.3. Humedad

Se podría pensar que el aire inmediato sobre el área urbana es cada vez más seco que en regiones que se encuentran en la periferia rural, debido a los cambios de uso de suelo que modifican drásticamente la humedad del suelo. Sin embargo, la mayor temperatura del aire directamente sobre la superficie tiene una mayor capacidad de contener humedad, de acuerdo con la ecuación de Clausius Clapeyron. Si existe una fuente de humedad disponible, la atmósfera urbana tiene capacidad de “absorberla” de forma eficiente. De acuerdo con Jáuregui y Tejeda (1997), la atmósfera urbana es menos húmeda que el ambiente rural durante invierno. No obstante, durante la estación de lluvias el aire sobre la ciudad es más húmedo que los alrededores.

Para cuantificar los cambios en la humedad atmosférica sobre la Ciudad de México, se puede considerar una aproximación para estimar la diferencia entre los principales procesos terrestres y atmosféricos que resultan en evaporación y precipitación, así como en los flujos de humedad y su convergencia. En el largo plazo, la convergencia del flujo de vapor de agua en la atmósfera es cercana al análisis de escala de la ecuación del balance hidrológico. De esta manera, el cambio en el flujo de humedad se puede obtener mediante el cálculo de la convergencia del flujo de vapor de agua en la atmósfera baja (Calanca y Ohmura, 1994).

El flujo de convergencia total promediado en los trece años de datos 1979-1992, muestra un aumento substancial con respecto a la convergencia de humedad en superficie durante el periodo 1993-2006 (Fig. 3.32). De acuerdo a los reanálisis NARR, existe una zona de mayor flujo de humedad en la parte noreste del dominio de estudio de casi $180 \text{ g/m}^2\text{s}^{-1}$. Esto nos indica que una atmósfera más caliente tiende a contener más vapor de agua cerca de la superficie. Al aumentar el espesor de la capa límite, dicho incremento de humedad debe ocurrir no sólo cerca de la superficie sino a una mayor profundidad. Tal incremento en humedad en toda la columna atmosférica, o al menos en las partes bajas de ésta, debe mostrarse si se analiza la variable de agua precipitable.

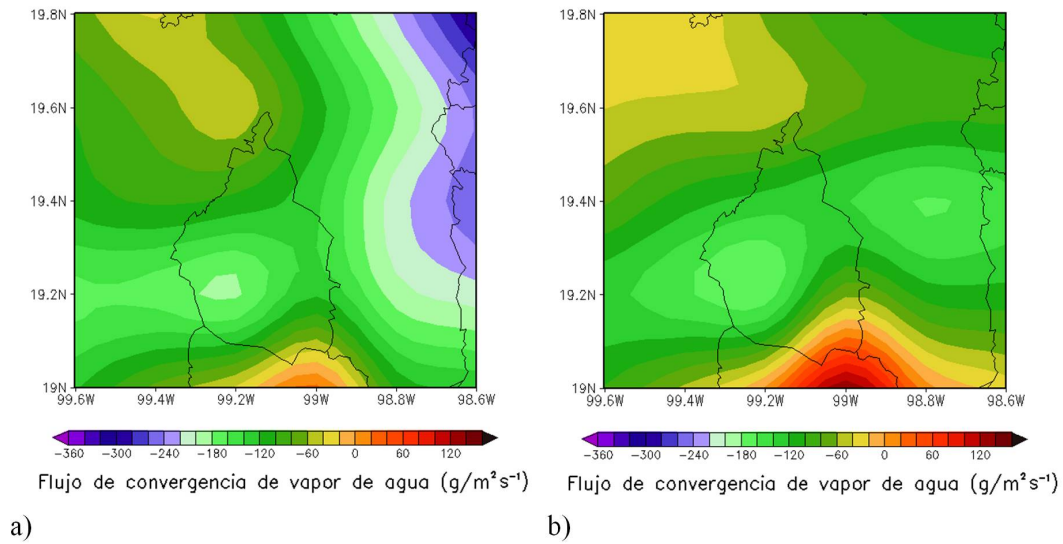


Figura 3.32: Promedio del flujo de convergencia del vapor de agua (g/m^2s^{-1}): a) 1979-1992 y b) 1993-2006

Siguiendo la estrategia de comparar dos periodos de datos en donde el crecimiento urbano es explosivo, se pueden analizar los rangos de valores de agua precipitable que se presentan de forma más frecuente sobre el Valle de México. Usando los radiosondeos se puede dividir el análisis entre el periodo 1973-1985 y comparar con el periodo 1986-1998, justo antes de que el sitio de radiosondeo cambiara. Es claro que la cantidad de humedad sobre la atmósfera del Valle de México, representada por la cantidad de agua precipitable en el radiosondeo de las 12 Z, ha aumentado (Fig. 3.33), y que los cambios son más claros cuando se trata de valores extremos, con agua precipitable en las columnas superiores a los 22 mm. En el radiosondeo de las 00 Z (Fig. 3.33b) no se observa tal incremento, por el contrario, la cantidad de agua precipitable ha disminuido en comparación con la del periodo anterior, debido al aumento de frecuencias de eventos extremos de precipitación que se presentan entre las 16 y 24 HL. De lo anterior se desprende que, a la hora que se realiza el radiosondeo (6 HL), la atmósfera se encuentra seca.

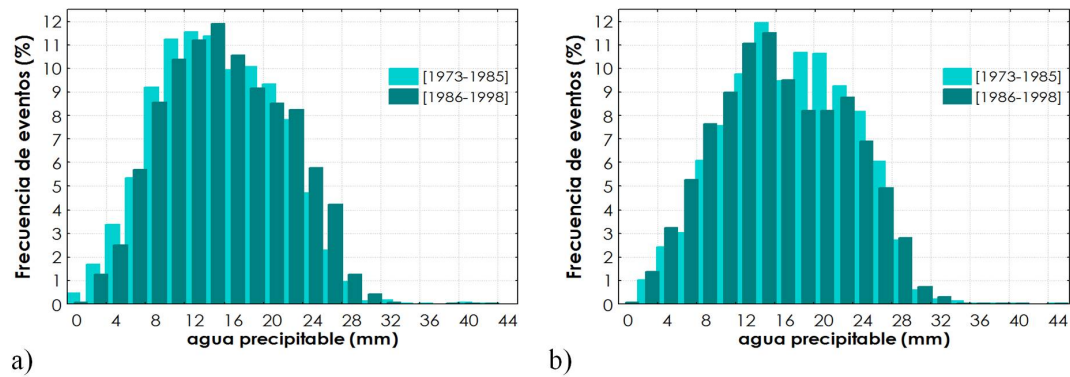


Figura 3.33: Frecuencias en porcentaje de agua precipitable de los datos del radio-sondeo de las a) 12 y b) 00 Z realizadas en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México

Lo anterior va muy acorde con el estudio realizado por Bravo-López (2012), en el que al comparar la humedad específica (obtenida de metares¹¹ del AICM) en los periodos 1973-1985 y 2005-2010, la variable se ha incrementado, sobre todo en los valores extremos superiores a 10 g/kg. Tal incremento, se acentúa principalmente en los meses de la temporada de lluvias.

Bajo la perspectiva anterior se cuenta con convergencia más intensa, producto de menor estabilidad atmosférica, y al mismo tiempo con más agua precipitable, ingredientes primordiales para que la actividad convectiva sea cada vez más intensa.

Existen, claro está, factores microfísicos que pueden considerarse como importantes para el desarrollo de la actividad convectiva. Tal es el caso de los cambios en las partículas sobre la atmósfera de la Ciudad de México, que pueden considerarse como núcleos de condensación de nube. Su efecto, sin embargo, es difícil de cuantificar y, aunque mucho se ha especulado sobre el tema, requiere de un estudio particular.

Los elementos dinámicos mostrados en el presente análisis concuerdan aceptablemente con la evolución reportada de intensificación en las tormentas intensas, por lo que parecen ser primordiales en los cambios del ciclo hidrológico local.

¹¹Los METARES son informes aeronáuticos que nos proporciona la meteorología reinante en un determinado tiempo. Los datos son obtenidos de la estación meteorológica local ubicada en el aeropuerto.

Capítulo 4

Conclusiones

4.1. Cambio climático local

Son pocos los estudios que atribuyen cambios locales del clima al efecto de la urbanización (Jáuregui, 1995), (Jáuregui y Tejeda, 1997), (Jáuregui y Romales, 1996), (Jazcilevich et al., 2000). La Ciudad de México constituye un ejemplo importante de cambios en el clima por alteraciones en el uso de suelo, que permite estudiar la dinámica del clima.

El análisis confirma que el clima del Valle de México está cambiando siguiendo los patrones de calentamiento por efectos urbanos:

- El umbral de temperaturas mínimas entre 1986-1997 y 1998-2009 persiste, no obstante, en el periodo reciente la isoterma de los 10°C incrementa en un 100 % la cobertura de área en la zona urbanizada.
- En el análisis de promedios de temperatura máxima para periodos consecutivos de 12 años, se presenta una pequeña expansión de la isoterma de 24°C y un aumento del 60 % en el área de la isoterma de los 26°C hacia municipios que presentaron un alto grado de urbanización en la última docena de años con respecto a la primera.
- Al comparar la distribución de frecuencias de temperatura media para los periodos 1951-1980 y 1981-2010 en una estación que representa una zona urbanizada se observa un incremento tanto en el valor promedio (casi 2°C) como en la frecuencia de eventos (4 %). En una estación que se encuentra alejada de la zona urbana los valores promedio parecen experimentar un pequeño descenso de alrededor de 1°C y al igual disminuyó la frecuencia de eventos casi 2 %.

- Respecto a la frecuencia de los eventos extremos cálidos en una zona urbanizada ha aumentado alrededor de 4 % en las décadas recientes con respecto al pasado. No obstante, en la estación de carácter rural tan sólo ha aumentado 2 % más la frecuencia con respecto al periodo anterior.

Las principales manifestaciones de este cambio son en términos de frecuencias de eventos extremos; es decir, más ondas de calor y eventos de precipitación intensa.

- Actualmente, en la presa Nabor Carrillo, se presenta un incremento de casi el 70 % en la frecuencia de heladas con respecto al pasado.
- Las ondas de calor se han vuelto más frecuentes en la actualidad, al comparar los periodos de 1986-1997 y 1998-2009. En la parte noreste del valle, la frecuencia en número de eventos se ha duplicado, en cambio al noroeste del valle se ha llegado a quintuplicar.
- La precipitación acumulada anual en el Observatorio de Tacubaya se ha incrementado en casi un 60 % durante el periodo 1877-2007.
- La frecuencia de eventos extremos mayores a 20 mm/h para la zona de Tacubaya también ha aumentado en casi un orden de magnitud durante el periodo 1877-2007.
- En base al análisis comparativo entre una región altamente urbanizada y una que conserva su característica rural, se encuentra que los cambios en la forma en la que llueve son más claros en los eventos extremos para el caso de la zona urbanizada. Se ha observado un incremento de ocurrencia de eventos extremos especialmente entre los 20 y 30 mm de casi 2 %, pero las precipitaciones por debajo de los 5 mm están disminuyendo en ambos casos.

La importancia de contar con una base adecuada de datos en puntos de malla permite caracterizar la dinámica del clima regional asociada a procesos que originan las tormentas, tomando en cuenta su desarrollo y trayectoria.

- En el Valle de México, se presentaron aproximadamente 320 eventos de tormenta durante el 2003-2008. El 2003 fue el año con más eventos (69), mientras que el 2005 fue el año con menor actividad (36 eventos). La duración promedio de una tormenta es de casi 5 horas. La máxima duración es de 10 h y la mínima de 1 h.

- La génesis de las tormentas se presenta principalmente en la zona noreste y centro del Valle de México, siendo menor en el suroeste. La región preferente para el término de las trayectorias es la parte centro y sur-poniente del valle.
- Las precipitaciones más frecuentes que dejan las tormentas son de 20 a 30 mm/h, las cuales se presentan entre las 18 y 20 HL (Hora Local).

Los análisis desarrollados en el presente estudio no muestran que las trayectorias de las tormentas estén cambiando por efecto de la burbuja de aire tibio que se forma sobre el Valle de México. Se encuentra sin embargo una explicación para el incremento en la intensidad de las tormentas, que está originando que los aguaceros se presenten de forma más frecuente en el poniente de la Ciudad de México.

- En el norte del Valle de México, la altura promedio de la capa límite de 1994-2009 se ha incrementado un 10 % con respecto al periodo 1979-1993.
- El calentamiento urbano ha reducido sensiblemente la intensidad de las inversiones térmicas de 2.4°C a 0.8°C cerca de la superficie de la Ciudad de México (1986-2010).
- El perfil de temperatura potencial (como medida de la inestabilidad) muestra que en los niveles de 550 a 650 mb en 20 años ha incrementado casi 2 Kelvin.
- Actualmente, las zonas de convergencia de las 16 a las 21 HL del mes de agosto se ven intensificadas a comparación del periodo pasado.
- En la parte noreste del Valle de México se presenta un aumento de casi 180 g/m^2s^{-1} en el flujo de convergencia total con respecto al pasado.
- La cantidad de agua precipitable en el radiosondeo de las 12 Z, ha aumentado y los cambios son más notables en los valores extremos a los 22 mm. En el radiosondeo de las 00 Z debido al aumento de frecuencias de eventos extremos de precipitación que se presentan entre las 16 y 24 HL la cantidad de agua precipitable ha disminuido en comparación con la del periodo anterior.

El análisis de los factores que intervienen en la formación de tormentas refuerza la hipótesis planteada por Jáuregui (2000). En la que se menciona, que en el pasado las tormentas no eran tan intensas ni tan frecuentes como se observan en la actualidad. Por otro lado, este trabajo muestra evidencia de un incremento en la humedad. Lo cual da cabida a algunas preguntas:

- ¿Este incremento se debe al cambio de uso de suelo, lo cual produce una menor infiltración y una mayor evaporación aumentando la cantidad de humedad disponible en la atmósfera?
- ¿Es posible que el incremento en humedad disponible sea debido a una fuente no local como un transporte de humedad desde el Golfo de México por los vientos alisios?

En la figura 4.1, se encuentra un esquema que explica las preguntas anteriores.

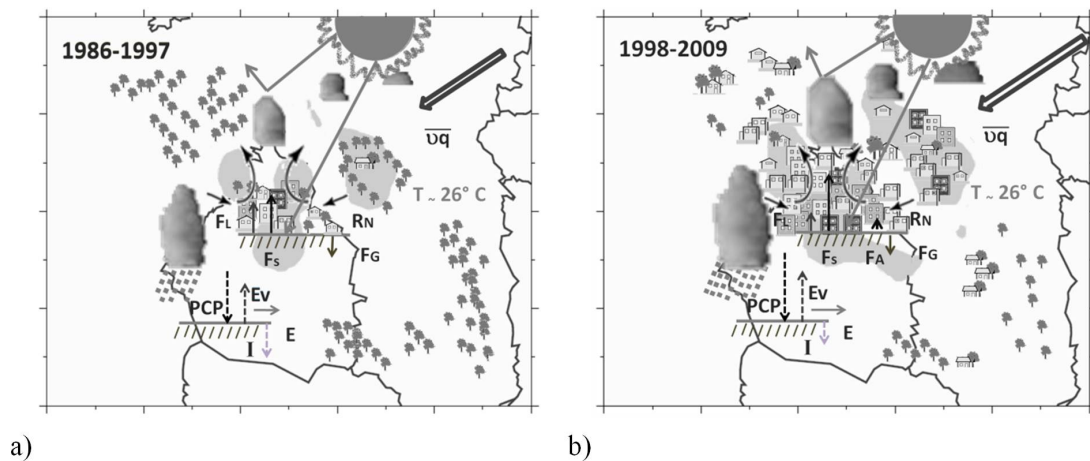


Figura 4.1: Esquema de la dinámica de tormentas a) 1986-1997 y b) 1998-2009

4.2. Estrategias de disminución del cambio climático

La Ciudad de México debe de implementar medidas para disminuir el cambio del clima, pues el riesgo y su materialización se reflejan no sólo en tormentas más frecuentes sino en desastres, principalmente en el poniente de la ciudad. Las pendientes en esas zonas, así como la inestabilidad de laderas y la existencia de barrancas, ponen en riesgo a muchas personas cada temporada de lluvias.

El cambio de clima local debe inducir estrategias de mitigación, en el sentido de reducir la magnitud de los cambios climáticos. Se considera la posibilidad de contar con cuerpos de agua superficial para regular la temperatura, que además ayudarían a reducir la concentración de contaminantes como lo mostró Jazcilevich et al. (2002).

“Desentubar” los ríos de una ciudad se ha convertido en práctica en algunas partes del mundo, con fines de mejorar la imagen de la ciudad y de regulación de la intensidad de la isla de calor. Sin embargo, mientras se utilicen los ríos como parte del sistema de drenaje y se sigan urbanizando las zonas de recarga, no sería práctico utilizar esta medida para la Ciudad de México.

Otro tipo de medida que se podría implementar sería el considerar los cambios en el estilo de construcción. Si las ciudades han alterado su clima, calentándolo a través de urbanización con acero, concreto y cristal, se puede pensar que el cambio de materiales naturales en los estilos de construcción puede reducir en cierta medida el calentamiento que la expansión urbana genera.

También, la planificación urbana es una medida inaplazable que podría complementarse con estrategias de reforestación urbana, principalmente en el oriente de la ciudad, que reduzcan la magnitud del calentamiento superficial al usarse la energía de la radiación solar en procesos de evaporación, más que de calentamiento, por flujos de calor sensible. Con tal filosofía, se comienza a presentar la estrategia de azoteas verdes de forma tímida como una posible medida de regularizar el clima de la ciudad. El implementar estas medidas resultaría eficiente en el Valle de México, ya que la vegetación proporcionaría humedad y reduciría la concentración de contaminantes.

4.3. Generación de escenarios y planeación urbana a través de la modelación

Es poco probable que la Ciudad de México crezca en la forma en la que lo hizo en las últimas décadas. Sin embargo, para periodos posteriores se proyecta que casi la totalidad de la expansión urbana seguirá el patrón de un desarrollo desorganizado y mal planeado, lo que potencializará la vulnerabilidad de la población. Consecuentemente, la planeación del crecimiento urbano se vuelve un gran factor para enfrentar cambios en el clima.

Ante esta situación, se vuelve necesario plantear diversos escenarios de crecimiento urbano y los cambios en el clima que implicaría, y proponer transformaciones en la estructura y funcionamiento urbano que lleven a estar en mejores condiciones de sobrellevar las alteraciones en el clima.

4.4. Trabajo futuro: La predicción del tiempo y el clima en megaurbes

El caso de la Ciudad de México ha sido usado para mostrar los cambios en la temperatura y precipitación, al igual que circulaciones atmosféricas, están vinculadas con cambios en el uso de suelo. Lo anterior se ha podido llevar a cabo con el uso de datos de alta resolución espacial y temporal.

En la Ciudad de México, los fenómenos hidrometeorológicos son los que causan mayores pérdidas, tanto económicas como humanas, por lo que se han convertido en uno de los temas de suma relevancia en las agendas de la política pública. Es por esto que el pronóstico del tiempo es un elemento clave para la toma de decisiones por parte de autoridades. En este orden de ideas se observa que, es necesaria una buena implementación de los modelos de pronóstico numérico del tiempo, ya que se emitiría un pronóstico más cercano a la realidad y por lo tanto más útil y confiable.

Para trabajos futuros valdrá la pena monitorear algunas tormentas severas y, con esos registros, generar una base de datos en tres dimensiones que permita desarrollar la dinámica de las tormentas en tercera dimensión. Con esta base de datos y el efecto que se tiene por urbanización, sería posible manipular los modelos para que, en primera instancia, reproduzcan el impacto por cambio de uso de suelo; posteriormente, se pueden llegar a extender los resultados al diagnóstico de eventos extremos e implementar sistemas de predicción del tiempo a nivel local.

Apéndice A

Clústeres de trayectorias usando combinaciones de modelos de regresión

Consideremos que i es el número total de trayectorias, z_i es una matriz de latitud y longitud de las trayectorias y t_i es un vector que corresponde a los índices del tiempo $(0, 1, \dots, n_i - 1)$.

Se puede modelar la latitud y la longitud con un modelo de regresión polinomial de orden p (donde $p=2$ para los resultados de este trabajo), con el tiempo t_i como la variable independiente. Bajo la consideración que las trayectorias i fueron generadas por el clúster k , se tiene:

$$z_i = T_i \beta_k + \epsilon_i \tag{A.1}$$

Donde T_i es la matriz de regresión Vandermonde asociada con el vector t_i , β_k es la matriz de los coeficientes de regresión para el clúster k , incluyendo los coeficientes de longitud en la primera columna y los coeficientes de latitud en la segunda columna, ϵ_i es una matriz de ruido Gaussiano, con valor cero en promedio y Σ_k es la matriz de covarianza. La matriz de covarianza Σ_k contiene los elementos $\sigma_{k1}^2, \sigma_{k2}^2$ en la diagonal, estos corresponden a las varianzas de la longitud y latitud, respectivamente.

La densidad condicional para las i trayectorias están condicionadas con el número de clúster, de esta manera se define como:

$$p(z_i|t_i, \Theta_k) = f(z_i|T_i\beta_k, \Sigma_k) = (2\pi)^{-ni}|\Sigma_k|^{-\frac{ni}{2}} \exp\left\{-\frac{1}{2}tr[(z_i - T_i\beta_k)\Sigma_k^{-1}(z_i - T_i\beta_k)']\right\} \quad (\text{A.2})$$

Donde $\theta_k = \{\beta_k, \Sigma_k\}$.

Esto resulta en la siguiente incondicional, modelos de regresión con k clústeres:

$$p(z_i|t_i, \phi) = \sum_k^K \alpha_k p_k(z_i|t_i, \Theta_k) = \sum_k^K \alpha_k f_k(z_i|T_i\beta_k, \Sigma_k) \quad (\text{A.3})$$

donde α_k es la probabilidad de que la selección azarosa de una trayectoria pertenezca al clúster k y ϕ representa el conjunto total de los parámetros combinados (β_k, Σ_k y α_k).

Si se considera que $Z=(z_1, \dots, z_n)$ es el conjunto completo de las n trayectorias y $T=(t_1, \dots, t_n)$ es el conjunto asociado con las mediciones de tiempo, entonces la densidad de probabilidad total de Z dada T , también conocida como la probabilidad condicional es:

$$p(Z|T, \phi) = \prod_i^n \sum_k^K \alpha_k f_k(z_i|T_i\beta_k, \Sigma_k) \quad (\text{A.4})$$

Referencias

Akbari, H., and L. S. Rose, 1999: Characterizing the Fabric of the Urban Environment: A Case Study of Sacramento, California. Berkeley, CA, Lawrence Berkeley National Laboratory, 65 p.

Balk, D., F. Pozzi, G. Yetman, U. Deichmann, and A. Nelson, 2005: The distribution of people and the dimension of place: methodologies to improve the global estimation of urban extents. *CIESIN*, Columbia University. Palisades, NY. 31 p.

Bornstein, R., and Q. Lin, 2000: Urban heat island and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies. *Atmos. Environ.*, 34, 507–516.

Calanca, P., and A. Ohmura, 1994: Atmospheric moisture flux convergence and accumulation on the Greenland Ice Sheet. In: Snow and Ice Covers: Interaction with the Atmosphere and Ecosystems, IAHS Publ., 223, 77–84.

Camargo, S. J., A. W. Robertson, S. J. Gaffney, P. Smyth, and M. Ghil, 2007: Cluster analysis of typhoon tracks. Part I: General properties. *J. Climate*, 20, 3635–3653.

CGIA, 2011: Comisión de Gestión Integral del Agua. [Disponible en línea en <http://www.aldf.gob.mx/>]

Changnon, S. A., K. E. Kunkel, and B. C. Reinke, 1996: Impacts and responses to the 1995 heat wave: A call to action. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1457–1506.

CONAPO, 1998: Escenarios demográficos y Urbanos de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, 1990–2010, 172 p. [Disponible en línea en <http://www.conapo.gob.mx>]

CONAPO, 2011: Poblamiento de la Zona Metropolitana del Valle de México. En: Implicaciones Demográficas y Territoriales de la Construcción del Nuevo Aeropuerto en la ZMVM, 86p. [Disponible en línea en <http://www.conapo.gob.mx>]

Cotton, W. R., and R. A. Anthes, 1986: Storm and Cloud Dynamics. Academic Press, 886 p.

Cotton, W. R., and Sr. R. A. Pielke, 2007: Human Impacts on Weather and Climate. Cambridge, University Press, 332 p.

Cressman G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367–374.

Dixon, M., and G. Weiner, 1993: TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting - A Radar-based methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 785–797.

Domínguez-Mora, R., 2000: Las inundaciones en la Ciudad de México. Problemática y alternativas de solución. *Rev. Digital Universitaria*. Vol. 1, Núm. 2.

[Disponible en línea en <http://www.revista.unam.mx/vol.1/num2/proyec1/>]

Easterling, D. R., B. Horton, P. D. Jones, T. C. Peterson, T. R. Karl, D. E. Parker, M. J. Salinger, V. Razuvayev, N. Plummer, P. Jamason, and C. K. Folland., 1997: Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277, 364–367.

Gaffney, S. J., 2004: Probabilistic Curve-Aligned Clustering and Prediction with Regression Mixture Models. Ph.D. Thesis, University of California, Irvine, CA, 281 pp. [Disponible en línea en <http://www.ics.uci.edu/>]

García-Cueto, O. R., E. Jáuregui, D. Toudert, and A. Tejeda-Martínez, 2007: Detection of the urban heat island in Mexicali, B. C. Mexico and its relationship with land use. *Atmósfera*, 20, 111–131.

García-Cueto, O. R., A. Tejeda-Martínez, E. Jáuregui, 2010: Heat waves and heat days in an arid city in the northwest of Mexico: current trends and in climate change scenarios. *Int. J. of Biometeorol.*, 54 (4), 335–345. Doi 000279302700002.

Gartland, L., 2008: Heat Islands. Understanding and Mitigating Heat in Urban Areas. Londres: Editorial Earthscan Publications Ltd., 200 p.

González, R. A., y C. A. Ziccardi, 2011: Pobreza, Agua y Cambio Climático en la Ciudad de México, Instituto de Ciencia y Tecnología del Distrito Federal, 114 p.

Hartmann, D. L., 1994: Global Physical Climatology. Academic Press, Inc. NY, 410 p.

Howard, L., 1820: The Climate of London, Deduced from Meteorological Observations, Made at Different Places in the Neighbourhood of the Metropolis, 2 vol., London, 381 p.

Huff, F. A., and S. A. Jr. Changnon, 1973: Precipitation modification by major urban areas. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 54, 120–1231.

INEGI, 2010a: Atlas del Censo de Población y Vivienda. [Disponible en línea <http://www.censo2010.org.mx/>]

INEGI, 2010b: Cartas de Uso del Suelo y Vegetación [Disponible en línea en <http://www.atlasdemexico.gob.mx/>]

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, México. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, No. IX, 27–37.

Jáuregui, E., 1993. Mexico City's urban heat island revisited. *Erdkunde*, 47, 185–195.

Jáuregui, E. 1995: Algunas alteraciones de largo período del clima de la Ciudad de México debidas a la urbanización. Revisión y perspectivas, Boletín, Investigaciones Geográficas, núm. 31, Instituto de Geografía, UNAM, México, 9–44 p.

Jáuregui, E., and E. Romales, 1996: Urban effects on convective precipitation in Mexico City, *Atmos. Environ.*, 30, 3383–3389.

Jáuregui, E, and A. Tejeda, 1997: Urban-rural humidity contrasts in Mexico City. *Int. J. Climatol.*, 17, 4187–196.

Jáuregui, E., 1997: Heat island development in Mexico City. *Atmos. Environ.*, 31, 3821–3831.

Jáuregui, E., 2000: El Clima de la Ciudad de México, Editado por el Instituto de Geografía de la UNAM y Plaza y Valdéz Editores, 131 p.

Jáuregui, E. y E. Luyando, 1999: Global radiation attenuation by air pollution and its effects on the thermal climate in Mexico City. *Int. J. Climatology.*, 19, 683–694.

Jazcilevich, D. A., V. Fuentes, E. Jáuregui, and E. Luna, 2000: Simulated urban climate response to historical land use modification in the basin of Mexico. Kluwer Academic Publishers., 44, 515–536.

Jazcilevich, D. A., A. García, and L. G. Ruíz-Suarez, 2002: A modeling study of air pollution modulation through land-use change in the Valley of Mexico. *Atmos. Environ.*, 36, 2297–307.

Jazcilevich, D. A., A. García, and L. G. Ruíz-Suarez, 2003: A study of air flow patterns affecting pollutant concentrations in the Central Region of Mexico. *Atmos. Environ.*, 37, 183–193.

Jiménez, B, M. Mazari, R. Domínguez, and E. Cifuentes, 2005: El agua en el Valle de México, En “El Agua en México Vista desde la Academia”. Blanca Jiménez y Luis Marín, Editores. Academia Mexicana de Ciencias. 185 p.

Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, and P. Xie, 2004: CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *J. Hydromet.*, 5, 487–503.

Kalnay, E., and M. Cai, 2003: Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, 423, 528–531.

Kreimer, A., M. Arnold, C. Barham, P. Freeman, R. Gilbert, F. Krimgold, R. Lester, J. Pollner, and T. Vogt, 1999: Managing Disaster Risk in Mexico: Market Incentives for Mitigation Investment. The World Bank Disaster Management Facility. Washington, D.C.

Krishnamurti, T. N., and L. Bounoua, 1996: An Introduction to Numerical Weather Prediction Techniques. Editorial CR Press, 2da edición, Boca Ratón, EUA, 223 p.

Landsberg, H. E., 1981: The Urban Climate. New York, NY, Academic Press, 275 p.

López- Bravo, L. C., 2012: Evaluación de la Calidad del Pronóstico Numérico del Tiempo en la Ciudad de México. Tesis de Licenciatura en Ingeniería. UNAM. 73 p. [Disponible en línea en <http://www.ingenieria.unam.mx/bibliotecas>]

Magaña, V., J. Pérez-Fernández, and M. Méndez-Pérez, 2003: Diagnosis and prognosis of extreme precipitation events in the Mexico City Basin, *Geofis. Intern.*, 41, 247–259.

Moreno, M., 1977: Joaquín Velázquez de León y sus trabajos científicos sobre el Valle de México, Inst. de Inv. Históricas, Serie 25, Novohispana, UNAM, 407 p.

Oke, T. R., 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 108, 1–23.

Oke, T. R., 1987. *Boundary Layer Climates*. Methuen, New York, 435 p.

Oke, T. R., G. T. Johnson, D. G. Steyn, and I. D. Watson, 1991: Simulation of surface urban heat islands under ideal conditions at night: diagnosis of causation. *Boundary-Layer Met.*, 56, 339–358.

Oke, T. R., R.A. Spronken-Smith, E. Jauregui, and C. S. B. Grimmond, 1999: The energy balance of central Mexico City during the dry season, *Atmos. Environ.*, 33, 3919–3930.

Pielke, Sr. R., 2005: Land use and climate change, *Science*, 310, 1625–1626.

Robinson, P. J., 2001: On the definition of a Heat Wave, *J. Appl. Meteor.*, 40, 762–775.

Runnalls, K. E., and T. R. Oke, 2000: Dynamics and controls of the near-surface heat island of Vancouver, BC, *Physical Geography*, 21, 283–304.

Saavedra, F., Kevin B, and Melisa P., 2011: Dinámicas territoriales en México y su periferia. FLACSO, México, 100 p.

Sellers, W. D., 1965: *Physical Climatology*. University of Chicago Press, 272 p.

SMA, 2005: Informe Climatológico Ambiental de Valle de México, Secretaría de Medio Ambiente, 198 p. [Disponible en línea en <http://www.sma.df.gob.mx>]

Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers., 673 p.

Schönwiese, C.D., 1994 : *KlimaimWandel.Hamburg, Rowohlt*, 179p.

Tejeda, M. A., and F. Acevedo, 1990: Alteraciones climáticas por la urbanización en Xalapa. *La Ciencia y el Hombre* 6, 37–48.

Tejeda, M. A., and E. Jáuregui, 2005: Surface energy balance measurements in the Mexico City region: a review. *Atmósfera*, 18, 1–23.

Tripoli, G. J., and T. N. Krishnamurti, 1975: Low-level flows over the GATE area during summer 1972. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 197–216.

Vázquez, A. J., 2000: Caracterización Objetiva de los Nortes del Golfo de México

y su Variabilidad Interanual. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de Atmosféricas, Universidad Veracruzana. 89 p.

Voogt, J. A., 2002: Urban Heat Island. Causes and Consequences of Global Environmental Change. *Encyclopedia of Global Environmental Change* (Ian Douglas Ed.), 3, 660–666.

Weng, Q., 2003: Fractal analysis of satellite-detected urban heat island effect. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 69, 555–566.

White, M. D., and K. A. Greer., 2006: The effects of watershed urbanization on the stream hydrology and riparian vegetation of los peñasquitos creek, California. *Landscape and Urban Planning*, 74: 125–38.