



# **COLEGIO DE POSTGRADUADOS**

**INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN**

**EN CIENCIAS AGRÍCOLAS**

**CAMPUS MONTECILLO  
POSTGRADO DE BOTÁNICA**

**EFFECTO DE LA DEFORESTACIÓN EN LA HIDROLOGÍA DEL  
SUR Y OESTE DE LA CIUDAD DE MÉXICO, 1973-2002.**

**MARÍA CONCEPCIÓN GARCÍA AGUIRRE**

**T E S I S**

**PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL  
PARA OBTENER EL GRADO DE:**

**DOCTORA EN CIENCIAS**

**MONTECILLO, TEXCOCO, EDO. DE MÉXICO**

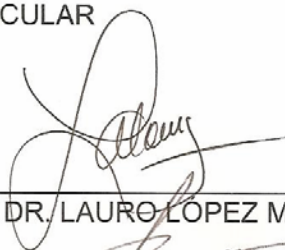
**2008**

La presente tesis titulada: **Efecto de la deforestación en la hidrología del sur y oeste de la ciudad de México, 1973-2002**, fue realizada por la alumna María Concepción García Aguirre, bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

DOCTORA EN CIENCIAS  
BOTÁNICA

CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERO



DR. LAURO LÓPEZ MATA

DIRECTOR DE TESIS:



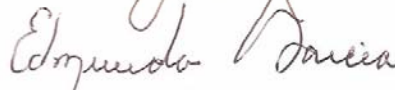
DR. ROMÁN ALVAREZ BÉJAR

ASESOR



DR. RODOLFO DIRZO MINJAREZ

ASESOR



DR. EDMUNDO GARCÍA MOYA

ASESOR



DR. ENRIQUE MEJÍA SAENZ

ASESOR



DR. JUAN BAUER MENGELBERG

Montecillo, Texcoco, Estado de México, 2008.

EFFECTO DE LA DEFORESTACIÓN EN LA HIDROLOGÍA DEL SUR Y OESTE DE LA CIUDAD DE MÉXICO, 1973-2002.

María Concepción García Aguirre, Dra.

Colegio de Posgraduados, 2008

**RESUMEN**

Los bosques ubicados al sur y oeste de la Ciudad de México son muy importantes para la recarga de mantos acuíferos que suministran agua a los habitantes de esta ciudad, pero se encuentran afectados por tala, incendios forestales, plagas, enfermedades y urbanización. En el presente estudio relacioné los patrones de cobertura vegetal de la región con otros elementos del paisaje (geología, geomorfología, suelos, clima) y estimé el efecto de la pérdida de cobertura vegetal a través de tiempo, sobre el patrón de escurrimiento superficial de agua en la zona, a través de modelado conceptual y cartográfico. Estimé el nivel de cambio en superficie de los bosques en el periodo 1973-2002, utilizando imágenes de satélite Landsat (MSS y ETM), con apoyo de cartografía existente, ortofotos y observaciones directas de campo. Además, obtuve un mapa de unidades geográficas y un mapa de unidades de paisaje utilizando un sistema de información geográfica (SIG). Modelé la relación entre los cambios de cobertura vegetal y las condiciones hidrológicas de la región a escala 1:250,000; también analicé el nivel de escurrimiento de una cuenca de ca. de 3,000 has de la zona a través de un modelado cartográfico a nivel local (escala 1:20,000). Encontré que se perdió el 17 % de bosque en 29 años, con tasas de deforestación anuales de 0.2 % en el periodo 1973-1985; 0.4 % en el periodo 1985-1989 y 0.3 % en el periodo 1989-2002. La transformación de cobertura vegetal ocurrió principalmente en las zonas bajas de la región, el cambio fue de cultivos y pastizales y, probablemente, bosque de encino a zonas urbanas. La zona de mayor recarga es la Sierra de Chichinautzin, pero las partes bajas de la Sierra de las Cruces son también sitios de infiltración y de recarga, facilitada por formaciones volcánicas clásticas. Sin embargo, estas zonas han sido impermeabilizadas, en gran medida, con asfalto, impidiendo la infiltración del agua proveniente de las partes altas de la montaña. El daño infringido al bosque en casi tres décadas permite suponer un aumento de escurrimiento superficial que no está siendo capturada por el subsuelo y, por lo tanto, no llega a los mantos acuíferos lo cual tendrá consecuencias negativas tanto para la disponibilidad de agua para la ciudad como para el incremento de casos de inundación. La simulación de escurrimiento realizado para la cuenca del río Magdalena reportó valores simulados fueron semejantes ( $0.70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) a los promedios de datos registrados por la CNA ( $0.63 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) en un periodo de 24 años.

**Palabras clave:** Deforestación, Hidrología, SIG, Detección Digital de Cambio.

# EFFECT OF DEFORESTATION ON HYDROLOGY AT SOUTH AND EAST OF MEXICO CITY, 1973-2002.

María Concepción García Aguirre, Dra.  
Colegio de Posgraduados, 2008

## ABSTRACT

The forests located at the south and west of Mexico City are very important for nearby aquifers recharge, that provide water to inhabitants of this city; but are being seriously affected by urban encroachment. In this study I related land cover patterns with other landscape elements (geology, geomorphology, soils and climate), and I estimated the effect of deforestation for the 1973 -2002 period on runoff, through conceptual and cartographic modeling. I carried on a change detection analysis using Landsat images (MSS and ETM), existing maps, orthophotos, and ground truth data. I used a geographic information system to obtain a map of geographic units and a map of land units at scale 1:250,000 in order to model the effect of changes in land cover on the hydrologic conditions of the region. Additionally, I estimated the runoff for a small watershed (3,000 ha) within this region through cartographic modeling at scale 1:20,000. I found that in a 29 year period 17% of forest coverage was lost; the annual deforestation rates were 0.2% in 1973-1985; 0.4% in 1985-1989 and 0.3% in 1989-2002. Vegetation index analysis showed that major changes of land cover occurred at the region's lowlands; changes were from filed crops, grasslands and, very likely, oak forests to urban areas. Fieldwork data revealed other environmental problems besides deforestation such as drought, forest fires, diseases, pests, and so on. Sierra de Chichinautzin is the main groundwater recharging area, but the foot slopes of the Sierra de las Cruces are also important infiltration and recharging zones as a result of the abundance of clastic volcanic forms therein. However, most of these zones have been asphalted preventing infiltration of runoff from the mountains. Damage to the forest in 29 years has increased runoff that is not being infiltrated and, therefore flooding problems are frequent, and will increase in the near future, and water sources tend to be depleted in the long run. Runoff analysis at a small watershed yielded estimates ( $0.70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) similar to those reported by the Comisión Nacional del Agua, CNA ( $0.63 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), confirming the validity of the present analysis. Decisions on forest conservation should take into account not only reported data on deforestation rates but also estimations of forest conservation level.

Keywords: Deforestation, Hydrology, Change Detection. Mexico City.

Dedico esta tesis con todo mi amor:

A la memoria de mis queridos padres (María del Carmen y Benjamín),  
abuelos (Margarita, Rosendo, Agripina y Leónides)  
y tíos (especialmente Julio, Fermina y Manuela)

A mis queridos hermanos y sus familias: María Eugenia, Raúl, Benjamín, María de Lourdes, Verónica, José Luis y Francisco Javier. Muchas gracias por compartir conmigo tantas cosas a lo largo de nuestra vida; todos ustedes han contribuido para que yo pudiera terminar esta tesis, por lo que creo que este logro es muy importante para la familia. Los quiero mucho.

A mi querida tía María del Refugio Aguirre Valencia y a su familia.

A todos mis queridos sobrinos, a quienes les dejo una prueba de que es posible alcanzar lo que una se propone en la vida, aunque a veces pareciera imposible.

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco la asesoría del excelente comité tutorial de este trabajo; gracias por compartir conmigo su talento, gran experiencia y dedicación.

Mi más grande agradecimiento al director de esta tesis: El Dr. Román Álvarez Béjar, quien ha sido fundamental en mi formación académica sobre todo en el campo de la teledetección y los sistemas de información geográfica. También agradezco las facilidades que me proporcionó para realizar el análisis de las imágenes de satélite en el IIMAS de la UNAM.

También expreso mi más grande agradecimiento al Dr. Rodolfo Dirzo Minjarez, quien es otra persona que ha sido fundamental en mi vida y de quien aprendí su profesionalismo e interés por la protección de las selvas. Le agradezco mucho su gran apoyo en el área de ecología y conservación de recursos naturales.

No encuentro palabras para agradecer el gran apoyo de ambos en una época muy difícil de mi vida, que me permitió continuar con mis actividades profesionales. Además les agradezco mucho su paciencia y comprensión hacia mi persona.

Agradezco al Dr. Lauro López Mata su gestión como Consejero durante mis estudios de doctorado. Asimismo, le agradezco su cuidadosa revisión de la propuesta de investigación y de la tesis.

También agradezco al Dr. Edmundo García Moya la minuciosa revisión que hizo de la tesis así como sus acertados comentarios que enriquecieron el contenido de la tesis.

Agradezco la asesoría del Dr. Enrique Mejía Sáenz sobre el tema hidrología tratado en esta tesis. También me apoyó mucho en la parte de análisis de las imágenes de satélite.

Agradezco al Dr. Juan Bauer Mengelberg su ayuda para establecer el esquema general de esta investigación, sobre todo a través de sus enseñanzas en el curso de sistemas de información, en el que aprendí a considerar “otros puntos de vista”.

La Dra. Rosalía Vidal (del Instituto de Geografía, UNAM) y el Dr. Víctor Barradas (del Instituto de Ecología, UNAM) revisaron también el capítulo sobre clima. Agradezco mucho sus comentarios y correcciones.

Agradezco la revisión del Dr. José Lugo y del Dr. Mario Arturo Ortiz (del Instituto de Geografía de la UNAM) la revisión del capítulo de análisis del paisaje, principalmente del tema sobre geomorfología, área en que son expertos.

Agradezco a la M. en C. Elibeth Torres Benites del Colegio de Posgraduados, su asesoría en la sección sobre hidrología.

Agradezco a la Dra. Lucía Almeida (jefa del laboratorio de Ecosistemas de Montaña de la Facultad de Ciencias, UNAM), su apoyo para el desarrollo de trabajo de campo de este estudio.

Un agradecimiento especial a todos los profesores que han sido clave en mi formación académica a lo largo de mi vida, en particular de la Facultad de Ciencias, UNAM y del Colegio de Posgraduados. También agradezco a aquellos alumnos que a través de su esfuerzo me han dado motivos para seguir adelante.

Un agradecimiento especial para los Doctores: Carlos Trejo López, Remigio Guzmán Plazola y René Valdéz Lazalde, quienes fungieron como sinodales en mi examen global de conocimientos.

Agradezco profundamente la beca de doctorado proporcionada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) sin la cual no se habría realizado esta tesis. Asimismo, agradezco al Colegio de Posgraduados la oportunidad que me dio para realizar mis estudios de doctorado. Agradezco también el apoyo de Julia Corina Morales, Secretaria del Departamento de Botánica.

Agradezco su amistad a Beatriz Flores, Leticia Hernández, Patricia Aparicio, José López, Concepción Hernández, Gonzalo Ortiz, María Elena Alanís, Paul Favier, Rafael Cervantes, Patricia González, Araceli Cervantes, Hilda León, Graciela Pérez, Amado Bernal, Rutilio Castro, Kathleen Hökstra, Shoba País, Manuel Mahen, Fernando Olivo, Verónica Aguilar, María de Lourdes González, Lizeth Sánchez, Sara Torres, Fernando Olivo, Inti Burgos, Víctor Ávila,

Beatriz Hidalgo, Adriana García, Palmira Arnaz, Alejandra de Silva, Norma Cordero, Pilar Segarra, Erika Mendoza, Beatriz Ludlow, Jesús Serrano, Mardocheo Palma, Roberto Arreola, Teresita Teutli y Lolita Álvarez.

También recuerdo con cariño a mi querida amiga Elenita Amor, que en paz descanse.

Agradezco mucho a Leonardo Stemberg, quien a través de su método de Contranálisis me permitió desarrollar mi potencial, “terminar lo que empiezo” y dar un cambio importante en mi vida.



## CONTENIDO

Resumen	iii
Abstract	iv
Lista de Figuras	xi
Lista de Cuadros	xvi
Introducción	1
Objetivos	6
Antecedentes	7
Área de Estudio	9
Capítulo I. Evaluación del cambio de cobertura vegetal y uso del suelo entre 1973 y 2002	10
1. Marco Teórico	10
1.1 Detección de cambio espectral	10
1.2 Estudios previos de composición y estructura de vegetación en la zona	20
1.3 Método	25
1.4 Resultados del análisis de detección de cambio espectral entre 1973 y 2002	29
1.5 Discusión	43
1.6 Conclusiones	46
Capítulo II. Relaciones entre clima y vegetación	47
2. Marco Teórico	47
2.1 Interrelación del clima con los procesos biológicos	48
2.2 Clima en la Cuenca de México	52
2.3 Método	54
2.4 Resultados	56
2.5 Discusión	78
2.7 Conclusiones	81
Capítulo III. Análisis del Paisaje	82
3. Marco Teórico	82

3.1 Ecología del paisaje y análisis espacial	82
3.2 Aplicación del análisis a nivel paisaje en estudios hidrológicos	84
3.3 Método	88
3.4 Resultados	90
3.5 Discusión	111
3.6 Conclusiones	113
Capítulo IV. Relaciones entre bosques e hidrología	115
4. Marco Teórico	115
4.1 Características de la cuenca hidrológica	116
4.2 Principales fenómenos del ciclo hidrológico	119
4.3 Estimación del escurrimiento superficial	126
4.4 Recarga de agua subterránea	134
4.5 Modelos hidrológicos	134
4.6 Método	147
4.7 Análisis de escurrimiento de la cuenca del río Magdalena, Contreras utilizando un GIS	149
4.8 Resultados	152
4.9 Discusión	160
4.10 Conclusiones	161
Conclusiones generales	162
Bibliografía	163

## LISTA DE FIGURAS

Figura	Pag.
1. Esquema general del proceso de investigación realizado.	4
2. Tipos de variables estáticas y dinámicas utilizadas en el estudio.	5
3. Ubicación de la zona de estudio (imagen de satélite ETM, composición de bandas 742).	9
4. Comparación visual entre una imagen compuesta en falso color de las bandas 4,2,1 de MSS y una imagen compuesta de componentes principales (ambas del año 1989).	26
5. Representación de los cambios de los principales tipos de uso del suelo a través del tiempo.	31
6. Clasificación supervisada a través de máxima verosimilitud (mlk) para el año 1973, la cual fue realizada sobre el compuesto PC1, PC2 y PC3.	32
7. Clase bosque de abeto y de encino. Se observa que la clase popal tular se agrupa con la clase abeto, probablemente debido al factor humedad que es alto en ambas clases.	32
8. Clasificación supervisada a través de máxima verosimilitud (mlk) para el año 1985, la cual fue realizada sobre el compuesto PC1, PC2 y PC3.	34
9. Clasificación supervisada a través de máxima verosimilitud (mlk) para el año 1989, la cual fue realizada sobre el compuesto PC1, PC2 y PC3.	35
10. Clasificación supervisada a través de máxima verosimilitud (mlk) para el año 2002, la cual fue realizada sobre el compuesto PC1, PC2 y PC3.	36
11. Mapas binarios que representan la superficie de bosques (en color verde) de cada fecha estudiada.	38
12. Mapas de índices de vegetación para los cuatro periodos estudiados.	41
13. Substracción de índices de vegetación para el periodo 1974 a 1989.	42

14. Distribución de las estaciones climatológicas en la zona de estudio.	59
15. Análisis de zonas de influencia (ó buffer) que dibujó círculos con un radio de 5.7 km alrededor de cada estación climatológica.	60
16. Datos de temperatura de las 17 estaciones meteorológicas representadas sobre el mapa de pisos altitudinales, con intervalos de amplitud aproximadamente de 100 m.	62
17. Datos de precipitación de las 17 estaciones meteorológicas representadas sobre el mapa de pisos altitudinales, con intervalos de amplitud de 100 m.	63
18. Temperatura media de Tajo de Tequixquiac (E1).	64
19. Temperatura media de Desviación alta al Pedregal (E7).	64
20. Temperatura media de Presa Anzaldo (E8).	65
21. Temperatura media de El Guarda (E16).	65
22. Precipitación de Tajo de Tequixquiac (E1).	65
23. Precipitación total de Desviación alta al Pedregal (E7).	66
24. Precipitación total de Presa Anzaldo (E8).	66
25. Precipitación total de El Guarda (E16).	66
26. Temperatura media y precipitación total de Tajo de Tequisquiac (S1) a través del tiempo.	68
27. Temperatura media y precipitación total de Tajo de Huixquilucan (S2) a través del tiempo.	68
28. Temperatura media y precipitación total de Cuajimalpa (S3) a través del tiempo.	69
29. Temperatura media de Atarasquillo (S4) a través del tiempo.	69

30. Temperatura media y precipitación total de La Marquesa (S5) a través del tiempo.	70
31. Temperatura media y precipitación total del Desierto de los Leones (S6) a través del tiempo.	70
32. Temperatura media y precipitación total de Desviación alta al Pedregal (S7) a través del tiempo.	71
33. Temperatura media y precipitación total de Presa Anzaldo (S8) a través del tiempo.	71
34. Precipitación total de Magdalena Chichicalpa (S10) a través del tiempo.	72
35. Temperatura media y precipitación total de Ajusco (S13) a través del tiempo.	72
36. Temperatura media y precipitación total de Km. 39.5 a Cuernavaca (S15) a través del tiempo.	73
37. Mapa de isotermas obtenidas con datos de ca. de 20 años de 17 estaciones climatológicas.	75
38. Mapa de pisos altitudinales (m snm)	76
39. Mapa de isoyetas obtenidas con datos de ca. de 20 años de 17 estaciones climatológicas	76
40. Modelo sombreado de relieve derivado del MDE.	90
41. Mapa de curvas de nivel de la zona generado a partir del MDE.	91
42. Pisos altitudinales de la zona de estudio	92
43. Mapa geológico. La andesita y el basalto son el material litológico dominante.	95
44. Mapa de suelos. Dominan los andosoles. En las zonas de feozem abundan los cultivos.	96
45. Mapa geomorfológico. Las laderas modeladas y los flujos de lava son las geoformas más abundantes.	96

46. Mapa de unidades geográficas (UGE) con la red de ríos principales.	98
47. Mapa de vegetación y uso de la tierra agrupado	104
48. Mapa del paisaje (UP) con 48 unidades diferentes.	104
49. Modelo conceptual que muestra las relaciones de hidrología y vegetación en la zona de estudio.	109
50. Zonas de infiltración (en color verde) de la región en estudio, que corresponden a flujos de lava (malpaís), flujos de lava cubiertos con piroclastos y rampas acumulativas erosivas.	109
51. Factores que ocasionan problemas de inundación y de erosión del suelo.	110
52. Localización de la cuenca del río Magdalena (delimitada por la línea blanca). Imagen (de satélite) compuesta ETM de 2003, en donde el color verde indica vegetación.	150
53. Modelo digital de elevación (MDE) de la cuenca del río Magdalena (la leyenda indica los valores de altitud en m snm), generado en IDRISI, con base en una resolución de 20 m.	152
54. Mapa de pisos altitudinales de la cuenca (la leyenda indica los valores de altitud en m snm), cada 200 m sobre el nivel del mar, con base en una resolución de 20 m.	152
55. Mapa de orientación generado en IDRISI, con base en una resolución de 20 m.	153
56. Mapa de inclinación de pendientes con base en una resolución de 20 m.	153
57. Mapas de tipos hidrológicos del suelo. Condición Hidrológica A, B y C.	154
58. Mapa de tipos de cobertura de la cuenca, con base en una resolución de 20 m.	155
59. La leyenda indica los valores de número de curvas para la condición media de humedad antecedente, con base en una resolución de 20 m.	155
60. Mapa de precipitación obtenida de interpolación en IDRISI, con base en una resolución de 20 m. Los valores de precipitación de la leyenda están indicados en mm.	156

61. Resultado del análisis de acumulación de flujo utilizando los mapas de MDE y de precipitación. La leyenda indica los valores de acumulación de flujo en $\text{mm m}^{-2}$ , con base en una resolución de 20 m.	157
62. Mapa de infiltración. Los valores más cercanos a la unidad tienen más capacidad de infiltración, es decir, tienen menor humedad antecedente, con base en una resolución de 20 m.	157
63. Acumulación de flujo utilizando los mapas de MDE, de precipitación y de infiltración.	158
64. Hidrograma de la Cuenca del río Magdalena de un periodo de 24 años (1977-2001)	159

## LISTA DE CUADROS

Cuadro	Pag.
1. Superficie de bosque estimada a través de clasificación espectral y de Índice de vegetación normalizado	30
2. Superficie (has) de vegetación y uso de la tierra en los 4 periodos estudiados obtenidas del análisis de clasificación supervisada.	30
3. Matriz de error de la clasificación supervisada de las 4 fechas estudiadas.	39
4. Cambios en la cobertura forestal entre 1973, 1985, 1989 y 2002.	40
5. Características generales de las estaciones climatológicas	57
6. Disponibilidad de datos de temperatura y precipitación	58
7. Análisis descriptivo de datos de temperatura (°C).	61
8. Análisis descriptivo de datos de precipitación (mm/año).	61
9. Análisis de correlación entre temperatura-tiempo y precipitación-tiempo para las estaciones que contaban con registros de más de 15 años.	73
10. Leyenda del mapa de unidades geográficas (UGE).	98
11. Leyenda del mapa de unidades de paisajes (UP).	105
12. Reagrupación de la cobertura vegetal y uso del suelo, condición hidrológica y grupos hidrológicos de suelo, en número de curva.	156
13. Valores de escurrimiento promedio anual registrados en la estación hidrométrica de Santa Teresa.	159



## INTRODUCCIÓN

Diversos estudios de deterioro ambiental del paisaje en México señalan a la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana como una de las regiones más afectadas, siendo esto aparentemente relacionado con las actividades de los densos centros de población asentados en esta región. Los problemas ambientales más severos de esta zona son: contaminación de suelos, agua y atmósfera, pérdida acelerada de la biodiversidad, reducción y desecación de cuerpos de agua y reducción de la capacidad de carga de los acuíferos del subsuelo (Cervantes, 1987; García-Aguirre y Pérez-Villegas, 2002; Velázquez y Romero, 1999; Ezcurra *et al.*, 2006).

El abasto de agua a la Ciudad de México es cada vez más difícil; para dotar de agua potable a los habitantes de la cuenca de México y, particularmente, a los de la Ciudad de México, se recurrió primero, a la explotación de los acuíferos de esta ciudad, extendiéndose después a áreas aledañas. Actualmente se obtiene agua de los ríos Cutzamala y Lerma para poder abastecer a sus habitantes.

Se distinguen tres acuíferos debajo de la ciudad (Mooser y Molina, 1993). El superior, con su base impermeable de los depósitos lacustres del Plioceno. El intermedio, que comprende las vulcanitas del Mioceno y Oligoceno, con su base impermeable en las lutitas marinas de la formación Méndez y el inferior, que comprende principalmente las calizas del Cretácico Inferior. La explotación actual exclusiva del acuífero superior (Aluvión, Basaltos, Tarango y Tepozteco), que suma los  $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , produce hundimientos que causan un daño continuo, muy costoso para la Ciudad de México, desde la década de los 1940. En la cuenca de México se desarrolló un ambiente lacustre con el depósito de sedimentos fundamentalmente arcillosos que cubren el acuífero en explotación. Esta cuenca estuvo ocupada por lagos someros hasta finales del siglo XVIII cuando fueron desaguados artificialmente hacia el norte de la ciudad a través del Tajo de Nochistongo (Bribiesca citado por Ortiz, 1996).

La extracción de agua del acuífero que subyace a las arcillas se inició en 1847 y se incrementó en la parte central de la Ciudad de México entre las décadas de 1940 y 1960; los primeros pozos tenían hasta 105 m de profundidad (Tellez citado por Santoyo *et al.*, 2005). Hacia 1857 se habían abierto 168 pozos que operaban con artesianismo y producían un promedio de  $1.5 \text{ l s}^{-1}$  por pozo. Poco a poco el artesianismo se agotó y en adelante se requirió bombeo para extraer el agua. En ese entonces se inició el dramático fenómeno del hundimiento regional, por la pérdida del agua intersticial. La extracción más intensa para fines agrícolas ocurre al oriente del Valle y en el lago de Chalco, desde principios del siglo pasado y aún se sigue utilizando para esos fines. Según Mazari *et al.* (1996), el consumo de

agua bombeada en la zona metropolitana de la ciudad de México y el área conurbada del estado de México, hacia el año de 1994, era de  $73.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y se importaban  $19.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  de las cuencas del Lerma y del Cutzamala (Santoyo *et al.*, 2005). El intenso bombeo ha causado despresurización y consolidación en los depósitos lacustres (ó acuitardo en términos hidrogeológicos), dando como resultado un hundimiento en la parte central de la Ciudad de México de aproximadamente 7.5 m, en un promedio de 30 años, entre 1930 y 1960 (Hiriart y Marsal 1969). El bombeo del subsuelo satisface el 79% de la demanda de la ciudad.

Los problemas hidrológicos de la cuenca del Valle de México se han multiplicado con el crecimiento de la población, que actualmente rebasa los 20 millones de habitantes. Los riesgos de agotamiento o contaminación se han incrementado de manera proporcional al crecimiento de la población. La mancha urbana creciente ha comenzado a invadir las zonas de “malpaís”<sup>1</sup> al sur de la ciudad, esponjas naturales que absorben las lluvias desde milenios, y las hacían reaparecer en manantiales prolíficos de agua potable al pie de la Sierra del Chichinautzin, entre Xochimilco y Mixquic (Santoyo *et al.*, 2005; Ezcurra *et al.*, 2006).

El problema del agua es omnipresente en la cuenca de México, por el riesgo de inundación, por el hundimiento regional y, sobre todo, por su carencia en el futuro. Se presentan contingencias serias de abastecimiento y también de extracción de las aguas que llegan a la cuenca. El Distrito Federal consume  $33 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  de agua potable:  $13.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  llegan al Valle a través del túnel de Lerma: de ellos  $3.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  provienen de la cuenca de Toluca y  $9.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  del Cutzamala;  $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  son extraídos de más de 400 pozos del subsuelo de la ciudad;  $2.7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  provienen de Chiconautla y  $0.8 \text{ m}^3/\text{seg}$  de manantiales. Se estima que existe actualmente una sobreexplotación del subsuelo del D.F., de unos  $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Santoyo *et al.*, 2005).

La conservación de las áreas naturales cercanas a la ciudad de México, se ha convertido en una prioridad para las autoridades de la ciudad (Mazari, 2000) y actualmente se realizan estudios ambientales en la Cuenca del Río Magdalena, Contreras, D.F. (Lucía Almeida com. pers.), ya que estas áreas boscosas influyen directamente en la recarga de los acuíferos. Según Velázquez y Romero (1999) la zona boscosa del sur constituye el 75% de la recarga de los mantos acuíferos de la cuenca del Valle de México. Los cambios en la cobertura vegetal afectan tanto la capacidad de infiltración de los suelos como el periodo y volumen de los flujos ocasionando problemas de inundación (Burt, 2001). La inundación de 1949 demostró que la ciudad seguía expuesta a esa amenaza, lo cual justificó, en 1967, el comienzo de la construcción del sistema de drenaje profundo y su tunel Emisor (CICM citado

---

<sup>1</sup> Malpaís – término utilizado para una región que tiene flujos de lava pedregosos.

por Santoyo *et al.*, 2005) con una red de drenajes de más de 135 km de longitud y un tunel profundo de 40 km de largo. Este fue diseñado para un gasto de  $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  pero ha operado con picos de hasta  $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . La obra se terminó en 1975 (Santoyo *et al.*, 2005).

El presente estudio se diseñó para conocer: ¿Cuál ha sido el cambio de la cobertura vegetal en 29 años? ¿Cuáles son las tasas de deforestación en los periodos 1973-1985, 1985-1989 y 1989-2002? ¿Cuáles son las características y variaciones de clima en el periodo de tiempo estudiado? ¿Qué proporción de agua de lluvia corre como flujo superficial y cuanta se acumula en acuíferos? ¿Cuáles son los cambios en la humedad del suelo? ¿Cómo influye la cobertura vegetal en la infiltración del agua?

La caracterización de estas relaciones para la región a partir de datos existentes y de observaciones y mediciones de campo permitieron:

- a) Determinar la relación entre el cambio de cobertura vegetal y el nivel de escurrimiento superficial a través de un análisis cualitativo utilizando modelado espacial a nivel regional para el área total considerada ( $1,739 \text{ km}^2$ ).
- b) Hacer un análisis cuantitativo de esta relación para una cuenca pequeña de ca. de  $3 \text{ km}^2$  utilizando un modelo hidrológico con escenarios diversos.

Para alcanzar el objetivo general planteado (estimación del impacto de esta deforestación en la hidrología general de la región) fue necesario, por un lado, determinar el porcentaje de pérdida forestal durante el periodo de 1973 al 2002 y, por el otro estimar a través de un modelo conceptual (que describe con palabras o con esquemas, interacciones cuantitativas o cualitativas entre entidades del mundo real) y un modelo cartográfico (método genérico para estructurar un esquema de análisis en un sistema de información geográfica) las características hidrológicas principales de la región a escala 1:250,000. Finalmente, a través de un modelado cartográfico a mayor detalle (escala 1:20,000) se estimaron los niveles de escurrimiento de la cuenca del río Magdalena, cuyos datos se validaron contra datos proporcionados por la Comisión Nacional del Agua para un periodo de 24 años.

El primer paso para realizar esta investigación fue la adquisición de datos con calidad y cantidad suficientes tales como imágenes satelitales de diferentes fechas, datos sobre el escurrimiento superficial en la cuenca de la Magdalena Contreras y datos de clima de la zona. Los datos se organizaron depurando su estructura y verificando la calidad de la información obtenida. En la última etapa, la información se preparó para utilizarla en modelos hidrológicos de tipo conceptual o de procesos (éste último en las plataformas IDRISI Andes e ILWIS 3.4). Cabe aclarar que tanto el análisis de detección digital de cambio como el análisis de la relación entre la hidrología y vegetación a nivel regional, se realizó sobre el área total en

estudio (1,739 km<sup>2</sup>) pero se seleccionó un área piloto (cuenca de la Magdalena Contreras) para analizar su situación hidrológica a mayor detalle, utilizando datos de aforo.

La Figura 1 muestra el esquema general de la investigación. En el centro del mismo se ubica a la unidad geográfica (UGE) que se define por sus características físicas o estáticas (si se consideran tiempos relativamente cortos) como son la geología, geomorfología y suelos. Sobre estas UGE están actuando diversos factores externos de impacto continuo tales como el crecimiento urbano, el aprovechamiento forestal y extracción de agua que provocan erosión del suelo, incendios forestales y otros. El efecto de estos factores de disturbio de los bosques de la zona sólo se trata dentro de un contexto general, es decir, se considera su efecto conjunto, como en una “caja negra”. En la parte baja del esquema se indica que el resultado del impacto de esos factores es una pérdida de cobertura del bosque a través del tiempo (que puede ser cuantificada), la cual tiene una influencia directa en los niveles de escurrimiento de agua y de recarga de acuíferos en la zona.

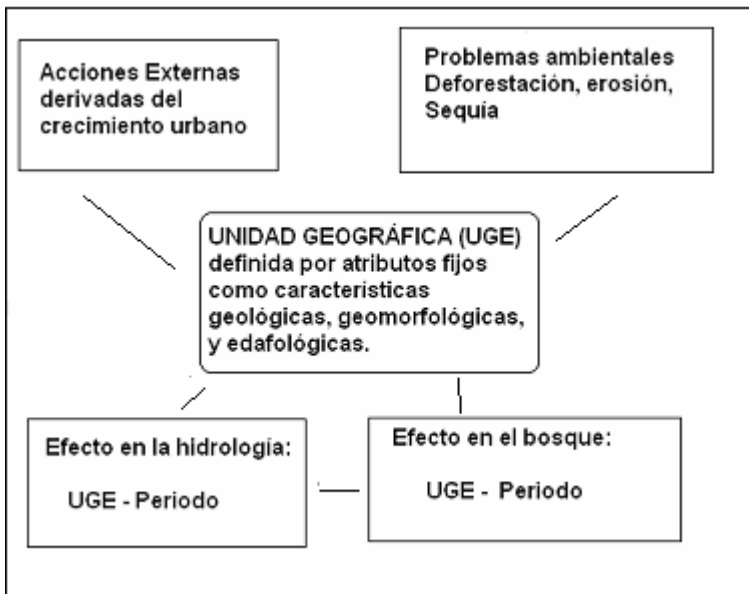


Figura 1. Esquema general del proceso de investigación realizado. Los impactos ambientales sobre la hidrología y el bosque deberán estudiarse a través del tiempo (impacto dinámico).

En la Figura 2 se especifican las variables estáticas (al menos en periodos cortos, no geológicos) y dinámicas del estudio. Las primeras se representan en la cara frontal del cubo. Las variables dinámicas tales como el clima, la cobertura vegetal y el escurrimiento, se indican en la parte superior del cubo; estas variables presentan modificaciones relativamente notorias en tiempos cortos. En la cara lateral del cubo se indican las décadas consideradas en el estudio de cambio de cobertura forestal.

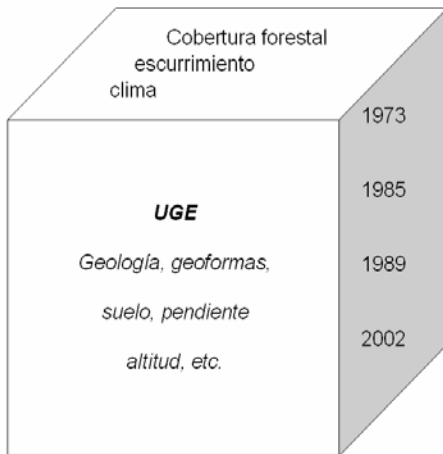


Figura 2. Tipos de variables estáticas y dinámicas utilizadas en el estudio.

El resultado de este trabajo proporcionó información que se presenta y discute en los siguientes apartados: el capítulo I aborda los cambios en vegetación registrados a través del análisis de detección de cambio digital en las imágenes de satélite. El capítulo II describe las características del clima de la región en un periodo de 30 años. El análisis de paisaje a través del modelado cartográfico con el GIS se explica en el capítulo III y finalmente, el capítulo IV versa sobre las características hidrológicas de la cuenca de la Magdalena Contreras en un periodo de tiempo de 24 años.

Las contribuciones principales del presente estudio se resumen en tres puntos:

- 1.- La integración de varias líneas de análisis del paisaje (vegetación, hidrología, clima) a diseños de planes de restauración ambiental.
- 2.- La producción de información básica sobre la interrelación hidrología-vegetación-suelos.
- 3.- La adaptación de métodos indirectos para este tipo de análisis más acordes a las condiciones de México, donde los datos hidrológicos a través del tiempo son escasos y donde los recursos económicos son limitados.

## **OBJETIVOS**

### ***Objetivo general***

El objetivo general de esta investigación fue relacionar los patrones de cobertura vegetal de la región con otros elementos del paisaje (geología, geomorfología, suelos, clima) y estimar el efecto de la pérdida de cobertura vegetal a través de tiempo, sobre el patrón de escurrimiento superficial de agua en la zona, a través de modelado conceptual y cartográfico.

### ***Objetivos particulares***

- Analizar el cambio de cobertura de bosques que tienen influencia directa en la recarga de los mantos acuíferos de la ciudad de México, en el periodo 1973-2002.
- Describir las características y variabilidad del clima en el periodo de estudio que tengan relación directa con el proceso de recarga de acuíferos.
- Identificar las zonas más deterioradas de la región a través del análisis de unidades de paisaje
- Estudiar la relación entre la pérdida de cobertura forestal y el escurrimiento superficial de la región (a escala 1:250,000) a través de un modelo conceptual y un modelo cartográfico.
- Simular el escurrimiento superficial de una Cuenca pequeña (Río Magdalena) en un lapso de 24 años utilizando un modelo cartográfico a escala 1:20,000.

## ANTECEDENTES

### **La cuenca de México**

La cuenca de México comprende a la zona de estudio; esta cuenca ubicada en la porción centro oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, es una unidad hidrográfica cerrada (aunque actualmente se desagua de manera artificial) de aproximadamente 9,600 km<sup>2</sup> que en su parte más baja, una planicie lacustre, alcanza una elevación de 2,240 msnm. La cuenca de México se encuentra rodeada en tres de sus lados por una sucesión de sierras volcánicas de más de 3,500 m de altitud que comprenden las sierras del Ajusco y del Chichinautzin hacia el sur, la Sierra Nevada hacia el oriente y la Sierra de las Cruces al poniente. En el Norte se encuentra limitada por una sucesión de sierras y lomeríos de poca elevación. Los picos más altos, Popocatepetl e Iztaccihuatl, con una altitud de 5,454 y 5,230 m respectivamente, se encuentran al sur-oriente de la cuenca (Lugo, 1984; Palma *et al.*, 1999).

La cuenca del Valle de México es endorreica y la acumulación de agua en su superficie tiende a darse de manera natural. Para poder drenarla o contenerla, han sido necesarias una serie de obras hidráulicas que han ido desde la construcción de diques (tal como el dique de Netzahualcoyotl) pasando por la construcción del Gran Canal (terminado en 1895), que es la primera obra que permitió el drenaje de las aguas fuera de la cuenca, hasta el más reciente drenaje profundo, que también sirve para llevar aguas fuera de la misma. Si estas últimas obras dejaran de funcionar, en pocos años se restablecería el nivel de los antiguos lagos, inundando extensas zonas actualmente habitadas. Sin embargo, dicha cuenca no siempre fue cerrada; antes de la formación de la sierra del Chichinautzin, había dos ríos que drenaban hacia el estado de Morelos, que fluían de norte a sur por la parte oriental y occidental de la cuenca, respectivamente. Los episodios volcánicos del Cuaternario (hace unos 700 mil años) al sur de la cuenca, dieron lugar a la actual sierra del Chichinautzin que contiene más de 350 estructuras volcánicas, muchas de ellas conos volcánicos monogenéticos. Esta serie de estructuras volcánicas elevadas taponó el drenaje hacia el sur, cerrando la cuenca.

El relieve acumulativo fluvial de la región de la montaña sur de la Cuenca de México se reconoce por formas muy locales condicionadas por el volcanismo joven o por obras de ingeniería tales como presas. Las corrientes de agua, principalmente las de temporal, trazan y modelan el paisaje actual en formas radiales buscando los terrenos más bajos y suaves para depositar su carga a los mantos freáticos de la zona metropolitana de la Ciudad de México (Palma *et al.*, 1999).

Las actividades humanas han alterado mucho la dinámica original de la región. Por ejemplo el impedimento de la infiltración natural de las aguas de lluvia por la plancha de asfalto de la ciudad ha evitado la recarga natural de los mantos acuíferos. El incremento de la temperatura por la emisión de gases a la atmósfera de su entorno y su contaminación, también ha hecho retroceder la línea de las nieves permanentes y la deforestación ha acelerado la erosión y la sedimentación, que son otras formas reconocibles en los terrenos de la zona. El hundimiento de la ciudad de México, se ha producido principalmente por la extracción de agua del subsuelo y por las grandes construcciones. La remoción subterránea de partículas por aguas superficiales también ha influido produciendo asentamientos por colapsos o microsismos (Palma *et al.*, 1999).



## ÁREA DE ESTUDIO

El área seleccionada para este estudio se localiza al sur y oeste de la ciudad de México, entre 19° 07' y 19° 37' N y 99° 08' y 99° 38' W (Figura 1). Incluye gran parte de la Sierra del Chichinautzin, los volcanes Pelado y Ajusco, la cuenca de la Magdalena Contreras, el Desierto de los Leones y Monte Bajo y Monte Alto, que en conjunto se conoce como Sierra de las Cruces. Esta zona abarca una superficie total de 173,880 has (1,739 km<sup>2</sup>), pero el análisis se realizó principalmente en una superficie de 121,134 has (1,211 km<sup>2</sup>), es decir, se excluyó la parte de la ciudad ubicada al este de la imagen representada en la Figura 3. Los bosques de abeto y pino son dominantes en el área (Velásquez, 1992; Ávila-Akerberg, 2002; Nava, 2003). Hacia el oeste de esta área forestal abundan cultivos y pastizales. La zona lacustre de la cuenca de México, particularmente hacia el sur, recibe escurrimientos de las cordilleras vecinas, que formaron acuíferos en el pasado. La región se encuentra en situación de disturbio constante derivado de los asentamientos humanos y, como consecuencia, los bosques presentan un impacto fuerte de enfermedades y plagas, incendios frecuentes o disturbios relacionados con el calentamiento global como el fenómeno de El Niño en 1998.

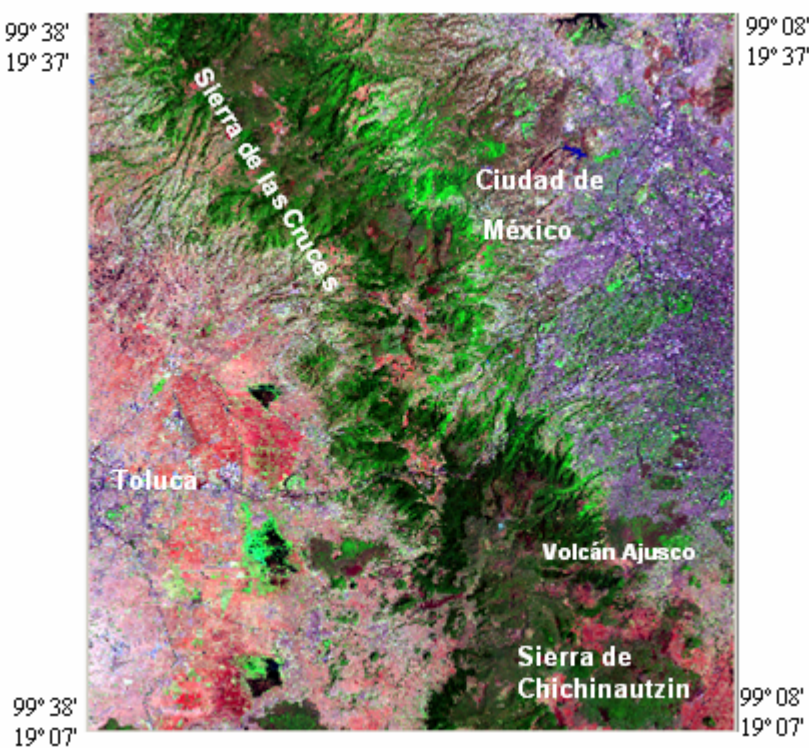


Figura 3.- Ubicación de la zona de estudio (imagen de satélite ETM, composición de bandas 742). Observe la dirección NE – SE de los macizos montañosos principales (Sierra de las Cruces y Sierra de Chichinautzin).

## CAPITULO I

### EVALUACIÓN DEL CAMBIO DE COBERTURA VEGETAL Y USO DE LA TIERRA ENTRE 1973 A 2002

#### 1. Marco Teórico

Aún cuando se sabe que uno de los efectos del cambio climático global es la alteración del ciclo hidrológico regional, es necesario cuantificar tales cambios. El área de estudio comprende una franja de bosques que rodean la ciudad de México en su parte sur y suroeste. Estos bosques son muy importantes para el proceso de recarga de los mantos acuíferos de la Cuenca de México (Velásquez y Romero, 1999). Los problemas de deforestación y, por ende, hidrológicos de la región se están incrementando (Mazari, 2000) de manera proporcional a la tasa de crecimiento de la población, que ha dado lugar a más de 20 millones de habitantes en la ciudad y zona conurbada. El riesgo de alteración y contaminación de los acuíferos se incrementa como resultado de la deforestación (Velásquez y Romero, 1999), ya que la remoción de la vegetación disminuye la capacidad de infiltración de un sitio, y en general aumenta el nivel de escurrimiento (Mendoza, 2002, Chang, 2006), lo cual podría provocar problemas de erosión del suelo o inundación. Por lo tanto, es importante estimar el cambio de escurrimiento real derivado del deterioro del bosque para proponer mejores alternativas de conservación. En este apartado se presentan los resultados de una estimación (a escala 1:250,000) de la deforestación de bosques de oyamel y pino en la zona de estudio, a lo largo de un periodo de 29 años, entre 1973 a 2002

#### 1.1 Detección de cambio espectral

La detección de cambio espectral es la habilidad de cuantificar cambios a través del tiempo utilizando datos de satélite de diferentes fechas (multitemporales). Las técnicas de detección de cambio espectral se apoyan en el principio de que los cambios de cobertura provocan cambios persistentes en la firma espectral (spectral signature), de la superficie afectada. Involucra la estimación de variaciones temporales entre dos conjuntos de datos. Sin embargo, para poder hacer este análisis se requiere primero, considerar y eliminar (o mitigar) la variación debida a aspectos radiométricos o geométricos para los datos de las dos fechas. Por ejemplo las imágenes utilizadas en el presente estudio para el periodo 1973 - 1989 fueron corregidas geométrica y radiométricamente por el EROS Digital Image Processing Center (Lunetta *et al.*, 2002; Álvarez *et al.*, 2003). Una vez corregidas estas fuentes de error

podemos afirmar que las diferencias entre los valores de los píxeles para el mismo sitio en dos fechas pueden ser atribuidas a las características espectrales de la superficie. La comparación de los valores de brillo para cada píxel en la escena de las fechas a analizar, permite medir el nivel del cambio ocurrido en ese periodo (Milne, 1988).

Diferentes técnicas de detección de cambio espectral (postclasificación o preclasificación) producen a menudo mapas diferentes de cambio de la misma zona, debido a diversas razones, desde diferencias en la forma de interpretación (visual contra automática), variaciones en los datos (resoluciones espectrales, espaciales, radiométricas y temporales, y efectos de neblina) hasta la habilidad de sobreponer de forma adecuada o registrar imágenes satelitales de fechas diferentes. En particular la cobertura vegetal presenta una gran variabilidad espectral local, que es afectada, además por factores de iluminación y efectos topográficos (Coppin *et al.*, 2004).

Los parámetros radiométricos, espaciales o temporales de un sistema particular de teledetección imponen límites en el tipo y naturaleza de los cambios que pueden ser observados. El efecto de estos parámetros incluye la influencia de diferencias atmosféricas producto de las condiciones estacionales al momento del paso del satélite, diferencias de escenas provocadas por las condiciones estacionales cuando no se trabajan datos en ventanas de intervalos de tiempo (non anniversary data), variaciones en la respuesta de los sensores (cuando se usan datos de dos satélites diferentes) y diferencias introducidas en los datos como resultado de los métodos empleados en el procesamiento de las imágenes (Milne, 1988).

### **1.1.1 Adquisición de datos satelitales para la detección de cambio forestal**

Las características de las escenas a comparar determinan la dificultad del estudio. Se facilita cuando el análisis se restringe a una serie sencilla de sensores y cuando se usan imágenes con bajos porcentajes de nubes. La selección de las fechas de adquisición de las imágenes es crucial para este tipo de estudios, así como el tipo de categorías de cambio o el sensor utilizado. La adquisición de imágenes dentro de un intervalo de tiempo (anniversary dates) se usa frecuentemente para minimizar las discrepancias en la reflectancia causada por cambios de vegetación estacional y diferencias de ángulos solares. Es importante que coincidan las características fenológicas en imágenes en los periodos a estudiar, ya que existe mejor potencial para distinguir cambios.

La reflectancia de las copas de los árboles reflejan la luz de manera muy anisotrópica. Un área de bosque puede cambiar su reflectancia en el tiempo aunque no ocurran cambios morfológicos (a nivel de estaciones). Este aspecto particular del ángulo solar y la geometría

de la “vista” refuerza la importancia de seleccionar la ventana de tiempo adecuada para los estudios de detección de cambio. Sin embargo, incluso con fechas de aniversario, las disparidades fenológicas debidas a variaciones locales en precipitación y temperatura presentan problemas reales, tales como, las diferencias de reflexión que presentan las hojas de los árboles al principio y al final de la estación de crecimiento de forma más acentuada que en la parte media. Su reflectancia en la parte visible del espectro electromagnético (EMR) es mayor en primavera y otoño que a mediados de la estación de crecimiento (Lunetta, 1998).

### **1.1.2 Preprocesamiento de datos para estudios de alteración forestal**

El procesamiento que se hace de las imágenes de satélite antes de realizar el análisis de detección de cambio; tiene el propósito de establecer una liga más directa entre los datos y los fenómenos biofísicos, remover errores y ruido de la imagen y minimizar el efecto de contaminantes como las nubes o fragmentos de escena irrelevantes (Coppin *et al.*, 2004). Aunque la detección de cambio requiere menor resolución espacial y espectral que la identificación de un objeto o la clasificación de una característica, el ruido inherente afectará las habilidades de detección de cambio de un sistema (Coppin, 1991).

#### *a) Corrección geométrica*

La corrección geométrica es particularmente importante para el análisis de cambio digital. La sobreposición de coberturas temáticas necesita que se realice una orientación espacial exacta de los conjuntos de datos de entrada. Como el análisis se realiza con base en el elemento píxel, cualquier error en el registro mayor a un píxel dará un resultado equivocado para ese píxel. Los requerimientos de exactitud geométrica se expresan en términos de error cuadrático medio (root mean square RMS) y se basa típicamente en el grado de correspondencia absoluta con un sistema de coordenadas de la tierra o con un conjunto de datos de una imagen de referencia. El error RMS entre dos fechas no debe exceder 0.5 de un píxel; esto se logra típicamente haciendo un registro imagen a imagen. Usualmente se selecciona una fecha para el registro absoluto a coordenadas terrestres y después se realiza el registro imagen a imagen de la imagen geocodificada. En sitios con relieve montañoso puede ser necesario el uso de un modelo digital de elevación (MDE) para alcanzar el nivel preciso de exactitud geométrica (Lunetta, 1998). La naturaleza y magnitud de las fuentes de distorsión se pueden modelar y los modelos se pueden utilizar para determinar fórmulas de corrección o se pueden establecer relaciones matemáticas entre la ubicación de los píxeles en una imagen (hileras, columnas) y

las coordenadas correspondientes de estos puntos en el terreno a través de un mapa (Richards, 1986).

#### *b) Corrección radiométrica*

Cuando se hace un análisis de datos de imágenes multitemporales, se requieren correcciones radiométricas para disminuir los efectos atmosféricos que modifican la distribución espectral y espacial de la radiación incidente de la superficie terrestre y aquellos que atenúan la radiación reflejada por la superficie. Las variaciones en la cantidad de vapor de agua, aerosoles y polvo presentes en la atmósfera junto con las nubes afectan la magnitud de los valores radiométricos registrados por el sistema. Los efectos atmosféricos pueden añadir o reducir la reflectividad aparente de objetos terrestres que no han cambiado pero que emiten valores más altos o más bajos de brillo de lo que harían normalmente. Como un primer paso, se puede aplicar la normalización radiométrica para minimizar los efectos atmosféricos citados (Lunetta, 1998). Se pueden hacer correcciones atmosféricas a estos datos originales, pero para esto se requiere información meteorológica del momento en el que pasó el satélite. Considerando que este tipo de información no está siempre disponible para un área particular o puede ser costosa de adquirir, o de que generalmente son datos puntuales y no necesariamente representativos de las condiciones atmosféricas en toda la escena, es más común que los datos se estandaricen (Milne, 1988).

Es importante convertir los datos satelitales a unidades físicas más tangibles (que el nivel de gris) tales como radiancias o reflectancias (Robinove, 1982). El problema de utilizar los valores ó números digitales (DN) es que varían con la calibración del barredor multiespectral del satélite en un momento dado, el ángulo solar, la pendiente y orientación del terreno y la cobertura superficial (Robinove, 1982). Sólo a través de corrección radiométrica un investigador puede confiar en que los cambios espaciales o temporales que observa son diferencias reales y no son efectos derivados de los factores mencionados (Coppin *et al.*, 2004).

Chávez (1989) agrupa los métodos de corrección radiométrica en aquellos con rutinas de substracción de objetos oscuros (parecidas a las de primer orden) que usan modelos atmosféricos o requieren objetos especiales en los datos y técnicas más sofisticadas que requieren otra información tal como la radiancia de trayectoria actual, transmisión atmosférica y profundidad óptica atmosférica. Las de primer orden (a pesar de sus limitaciones) han resultado atractivas para muchos investigadores. Los procedimientos se basan en el hecho de que la parte visible del espectro EMR está influenciada fuertemente por bruma mientras que

longitudes de onda más largas permanecen poco afectadas por la dispersión atmosférica. Mukai *et al.* (1987) utilizaron una transformación lineal derivada del análisis de regresión entre el conjunto de pares de datos de valores de grises de las dos fechas para registrar radiométricamente bandas 5 y 6 de Landsat MSS.

### **1.1.3 Detección de cambio espectral por postclasificación**

Dada la importancia de dar seguimiento al cambio de la cobertura terrestre, la detección de cambio digital es un tema aún vigente y se desarrollan nuevas técnicas de manera constante (Lu *et al.*, 2004). El análisis de postclasificación implica utilizar dos imágenes de fechas diferentes las cuales son clasificadas y etiquetadas de forma independiente. El área de cambio se define a través de la comparación directa de los resultados (Yuan *et al.*, 1998). La interpretación de la imagen puede ser visual (reconocimiento de patrones) o por categorización por computadora (análisis espectral) o combinación de ambas. Después de la categorización multitemporal, se comparan las categorías, utilizando análisis de GIS en vector o raster. El método se empezó a utilizar a finales de la década de 1970 y se consideraba entonces como el más confiable para evaluación cuantitativa (Weismiller *et al.*, citado por Lunetta, 1998). No se necesita ningún tipo de normalización radiométrica escena a escena, siempre y cuando las escenas se clasifiquen y etiqueten de manera independiente (Yuan *et al.*, 1998; Singh, 1989).

La ventaja de la detección de postclasificación es que elimina las dificultades de análisis de imágenes adquiridas en diferentes épocas del año o por diferentes sensores. La desventaja mayor es la gran dependencia de los resultados en la exactitud de las clasificaciones individuales (Yuan *et al.*, 1998). Los factores que limitan la aplicación de las técnicas de detección de cambio posterior a la clasificación son el costo, consistencia y propagación de errores, subjetividad de intérpretes, además de que un error en una fecha puede dar una indicación falsa de cambio (Singh, 1989).

Mas (1999) encontró que este procedimiento (postclasificación) es uno de más exactos para detección digital de cambio y que además permite conocer la naturaleza de los cambios, es decir, es posible seguir los cambios de bosques a pastizales o arbustos, etc. Muchoney y Haack (1994) también encontraron que la diferenciación de imágenes de cambio por el método de postclasificación es la técnica más directa porque los datos permanecen en formato imagen. Serra *et al.* (2003) tomaron en cuenta la exactitud de la clasificación, fragmentación del paisaje y exactitud de planimetría y lograron mejorar la detección de

cambio digital a través de postclasificación de 44 a 85 % de exactitud: pero también redujo el área útil de comparación.

#### **1.1.4 Detección de cambio digital a través de preclasificación**

Entre las técnicas de preclasificación se encuentra el análisis de compuestos, diferencia de imágenes, análisis de componentes principales, cambio de vector y análisis espectral. A excepción del método de sustracción de imágenes originales, estos métodos involucran algún tipo de transformación diseñados para normalizar o eliminar diferencias radiométricas entre las imágenes originales; es decir, utilizan datos de dos imágenes para generar una imagen nueva de una banda o de varias no clasificadas que representa el cambio espectral. En general producen una imagen de una o varias bandas en las que se enfatizan los cambios espectrales, los cuales deben ser procesados posteriormente por otros métodos analíticos tales como un clasificador que proporcione un mapa de cambio de cobertura etiquetado (Yuan *et al.*, 1998). Estas técnicas se basan en los conceptos de distancia espectral entre píxeles (técnicas de diferenciación) o semejanza de píxeles (cocientes, productos internos o correlación). La imagen resultante muestra aquellos lugares donde ocurrió el cambio, con etiquetas que indican el tipo de conversión (de bosque a agrícola, etc.). Para ciertas aplicaciones sólo se requiere información entre cambio y no cambio. En otros casos el grado de cambio puede ser de interés, como el que se obtiene con la sustracción de índices de vegetación (Yuan *et al.*, 1998).

Una vez que se genera la imagen de cambio, hay que realizar un análisis adicional para separar los píxeles de cambio y no cambio de un conjunto continuo de datos y producir un producto de cambio de cobertura etiquetado; es la etapa más difícil ya que cuando se observa un histograma de bandas únicas; no existen límites claros que indiquen áreas de cambio y no cambio. Para realizar esta separación se utiliza mucho el valor umbral del histograma (histogram thresholding) donde los píxeles de cambio se ubican en las colas del mismo. Estos umbrales de cambio/no cambio se determinan generalmente a través del promedio más un número de desviaciones estándar (1 ó 2) en las bandas correspondientes (Singh, 1989, Gómez-Rodríguez, 1997).

##### **1.1.4.1 Sustracción de imágenes**

La sustracción de imágenes es quizás la técnica de detección de cambio más aplicada (Singh, 1989); produce valores positivos y negativos que representan áreas de cambio mientras que el cero significa área de no cambio. Se pueden usar datos de entrada sin

procesar, preprocesados (reflectancia) o transformados (como los índices de vegetación), en los que se genera una distribución de diferencia para cada banda, que es aproximadamente normal; los píxeles de no cambio se concentran alrededor de la media y los píxeles de cambio se encuentran en las colas de la distribución.

La substracción de imágenes ofrece la habilidad de definir límites de cambio y permite la obtención de subconjuntos de datos para mejorar la clasificación y reducir datos con resultados comparables a análisis de componentes principales. Es muy simple desde el punto de vista computacional y fácil de interpretar. La substracción de banda a banda permite el análisis de la naturaleza de cambio entre imágenes con base en una banda (Muchoney and Haack, 1994). La resta y cociente de bandas se realizan utilizando una sola banda de cada fecha (Star *et al.*, 1997). El método es semi automático, por lo que presenta ventajas como bajo costo y potencial para manejar volúmenes masivos de datos. Entre sus desventajas principales están que hay que determinar niveles límite de optimización (umbral) de cambio/no cambio, es decir, decidir en donde colocar los límites entre cambio y no cambio en los histogramas, así como la interpretación subsecuente de los productos de diferenciación de imágenes (Lunetta, 1998). Los valores límites (umbrales) se utilizan para distinguir diferencias espectrales significativas de cambios de uso de la tierra y se definen típicamente con base en los valores de desviación estándar; a menor desviación mayor la probabilidad de inclusión de errores de comisión. También se pueden hacer determinaciones de estos valores límites (grey level thresholding) de forma interactiva con un registrador y un programa de corte de diferentes niveles (level slicing) de una fracción decimal de la desviación estándar, pero la mayoría de los analistas prefieren experimentar empíricamente colocando los límites en varios puntos de las colas de la distribución, hasta obtener una cantidad de cambio real (Singh, 1989; Star *et al.*, 1997).

La substracción se puede hacer a partir imágenes corregistradas de dos fechas que se restan píxel por píxel; la imagen nueva que se produce representa el cambio digital entre las dos fechas. Riordan (1981) criticó este método porque es sensible a errores de registro, a la existencia de píxeles mezclados (mixed pixels) y a diferencias radiométricas entre las imágenes de entrada. Además no distingue diferencias originadas de diferentes valores espectrales originales, por ejemplo, un píxel que ha cambiado de 150 a 180 (30) no se distingue de otro que cambio de 10 a 40 (30), por lo tanto puede dar información equivocada.



Mukai *et al.* (1987) usaron bandas de diferencia normalizadas para MSS\_5 y MSS\_6, para detectar áreas de pino infestadas por escarabajo en Japón. Distinguieron 3 tipos de ligero a alto con valores mayores en banda 5 y menores en banda 7.

#### **1.1.4.2 Substracción de imágenes transformadas**

Existen técnicas que primero reducen la dimensionalidad antes de la substracción de datos. Las más importantes incluyen los cocientes de bandas y el índice de vegetación normalizado (NDVI). La estimación de un cociente simple de bandas se ha utilizado mucho para reducir la dimensionalidad de los datos multiespectrales (Howarth y Wickware, 1981). Con base en las bandas utilizadas para el cociente, se obtiene un resultado positivo o negativo que puede proporcionar información importante sobre la naturaleza de los cambios. Los cocientes son de los métodos más simples y rápidos de detección de cambio. Un píxel que no ha cambiado tendrá un valor de 1, mientras que las áreas de cambio tendrán valores mayores o menores que uno. Las transformaciones de cocientes tienden a permanecer estables (invariantes) a cambios en condiciones de visualización (sombras y diferencias de reflectancia estacionales debido a la elevación del sol) y, por lo tanto, reducen el efecto de factores ambientales. Sin embargo, las técnicas de cocientes también pueden enfatizar el ruido al azar o coherente que no está correlacionado en las bandas implicadas (Singh, 1989).

La selección de límites para definir el cambio es empírico. Debido a la distribución bimodal - no normal - de las imágenes a las que se aplica cociente de fechas múltiples, esta diferencia empírica del umbral es inválida estadísticamente (Riordan, 1981); las áreas delineadas a ambos lados de la distribución modal no son iguales, por lo que la desviación estándar no se puede usar para diferenciación del “umbral”.

#### **1.1.4.3 Índices de vegetación**

La fuerte relación positiva entre la reflectancia en la región del infrarrojo y la vegetación se conoce desde principios de la década de 1960 (Tucker, 1978). La relación es inversa en la región visible. La vegetación sana generalmente refleja del 40 al 50% de la energía infrarroja incidente y la clorofila de las plantas absorbe de 80 al 90% de la energía incidente en la parte visible del espectro. La vegetación muerta, estresada o vieja refleja mayor radiación fotosintéticamente activa (PAR por sus siglas en inglés), que la vegetación sana y refleja menor infrarroja (Curran, 1980).

El desarrollo de los índices de vegetación de valores espectrales del rojo e infra rojo se basa en la absorción diferencial y reflectancia de la energía solar por la vegetación verde. Se han

propuesto alrededor de 50 algoritmos de índices de vegetación, pero Perry and Lautenschlager (1984) demostraron la redundancia de muchos de esos procedimientos. Estos índices tienen la ventaja de que reducen la cantidad de datos para análisis y procesamiento y además dan información de más de una sola banda. Asimismo, sus valores son semicontinuos, lo cual es mejor que los valores discretos que resultan de las clasificaciones, especialmente cuando se van a utilizar en modelos matemáticos.

La mayoría de las fórmulas establecidas para los índices de vegetación pertenecen a una de dos categorías básicas: aquéllas que usan cocientes o las que usan diferencias (Perry and Lautenschlager, 1984). En el análisis de detección de cambio se calculan los índices de dos fechas y entonces se resta el índice de vegetación de la segunda fecha del índice de vegetación de la primera fecha y se obtiene una banda de diferencias de índices de vegetación.

Como los índices de vegetación enfatizan las diferencias de respuesta espectral de diferentes características terrestres y tienden a normalizar las diferencias en irradiancia, la diferencia de índices de vegetación se ha reconocido como una mejor opción para detección de cambio de dosel forestal (Lyon *et al.*, 1998). Esta técnica es sensible a errores en registro y a la existencia de píxeles mezclados. Los índices de vegetación basados en cocientes van desde cocientes de bandas simples tales como infrarrojo cercano/rojo, hasta fórmulas complicadas como el índice de área foliar (LAI) para dosel de trigo. Los índices de vegetación basados en cocientes tienen la ventaja adicional de que reducen los efectos de condiciones ambientales tales como topografía y aquellos cambios en irradiancia, que varían como una función de la elevación solar y la atmósfera.

El índice de vegetación normalizado (NDVI) cuya fórmula es  $(\text{infrarrojo cercano} - \text{rojo}) / (\text{infrarrojo cercano} + \text{rojo})$  es quizá el más utilizado (Lunetta, 1998; Lyon *et al.*, 1998). Se ha demostrado que el NDVI es el menos afectado por las características topográficas (Lyon *et al.*, 1998). Los valores de NDVI pueden alcanzar hasta 0.8 en vegetación densa, cerca de cero para suelo desnudo y nubes y valores negativos para agua (Holben, 1986). Guerschman *et al.* (2003) encontraron que el uso de NDVI en vez de la combinación de las bandas 3, 4 y 5, incrementó la interpretabilidad biológica de los resultados, pero a su vez provocó una disminución de la exactitud; además, el NDVI no solo permitió la reducción de dimensionalidad de los datos, sino que proporcionó un índice fácilmente interpretable, ya que está asociado fuertemente con el estado (estatus) de la vegetación.

#### 1.1.4.4 Análisis multitemporal de componentes principales

Es una técnica de extracción de información robusta en el análisis de datos espectrales o multi dimensionales (Lillesand and Kiefer, 1979). Es uno de los análisis multivariados más populares para reducir datos, a través de la disminución de la redundancia de información y a través de la obtención de variables no correlacionadas en las que la primera variable (componente 1) contiene la varianza mayor y los componentes sucesivos contienen proporciones menores de dispersión de datos. Se ha usado en detección de cambio desde 1980. Debido a su naturaleza de decorrelación permite enfatizar regiones de cambio en datos Landsat multitemporales (Richards, 1984); obteniéndose hasta el 99 % de la información original en pocas dimensiones, i.e. en los 4 primeros ejes (Lunetta 1998).

Diversos experimentos han demostrado que cuando se aplican a análisis multitemporal, el PC1 y PC2 tienden a representar el uso de la tierra sin cambios, mientras que el PC3 y subsecuentes contienen la información de cambio (Richards, 1984). Jiaju (1988) demostró las ventajas de utilizar PCA para separar tipos de cultivos en comparación con otros ya que mantiene la exactitud de la clasificación sin realizar calibraciones de preprocesamiento para escenas multitemporales Landsat.

El análisis de fechas múltiples de componentes principales (multidate PCA) es bueno para una comparación global de imágenes. Se pueden sobreponer dos imágenes de bandas-b de diferentes fechas (2b band image), aplicar PCA sobre ella y se obtienen diferencias generales asociadas con albedo superficial y diferencias radiométricas que aparecen en el primer componente principal y cambios locales en cobertura en los otros componentes principales (Byrne *et al.*, 1980). Este procedimiento toma en cuenta efectos globales y es insensible al registro de la imagen.

Otra forma de detección de cambio es la comparación de imágenes individuales de resultados de PCA. Se realiza PCA en los datos de cada fecha y a los componentes principales derivados se les aplica diferenciación ó regresión. El análisis se puede realizar en los datos originales o en datos estandarizados. El primero usa matrices de covarianza mientras que el último usa las matrices de correlación. Singh and Harrison (1985) indican que los resultados fueron diferentes utilizando PCA con variables estandarizadas (matriz de varianza-covarianza) de la que usa variables no estandarizadas (cuando se usa matriz de correlación). Eastman y Fulk (1993) utilizaron análisis de componentes principales estandarizados como herramienta para el análisis de cambio. Si se utilizan los datos originales (no estandarizados) PC1 usualmente tiene una ponderación igual en todas las bandas espectrales y PC2 representa la diferencia

entre las bandas visible e infrarroja. Si se utilizan los datos estandarizados, PC2 usualmente tiene una ponderación igual en todas las bandas espectrales y PC1 representa la diferencia entre las bandas visible e infrarroja. Su interpretación requiere experiencia y conocimiento sobre los datos que se trabajen; puede ser necesario un análisis visual posterior tal como diferenciación o análisis de cocientes para extraer la información de cambio.

## **1.2 Estudios previos de composición y estructura de la vegetación en la zona**

Las características de la vegetación de la zona de estudio ha sido descrita por varios autores a través del tiempo a diferentes escalas. Rzedowski y Rzedowski (1979) publican un libro muy completo sobre flora y vegetación del Valle de México y mencionan que es una de las áreas de la República con mayor información sobre flora fanerogámica. Aún cuando sólo incluye la parte norte de la región de interés de esta tesis, es una información de referencia básica, ya que también se hace una descripción general de los factores abióticos de la región. A continuación, se refieren algunos estudios realizados dentro la zona de estudio y se enfatiza en la información reportada sobre composición y estructura de la vegetación. Los estudios seleccionados fueron realizados en épocas diferentes, desde mediados de la década de 1960 hasta finales de la década de 1990 por lo que es importante recordar que las descripciones corresponden a las fechas indicadas y no a la situación actual (a excepción del publicado en 2007).

### **1.2.1 Valle de México**

Los bosques más importantes de la Cuenca de México, se encuentran en las montañas del este, oeste y sur mientras que la vegetación de la mayoría de las elevaciones que se encuentran en la parte baja, corresponde al tipo de matorral y pastizal, con excepción de la cima de las mayores de estas elevaciones que se encuentran cubiertas de *Quercus spp.*, con frecuencia en asociación con algunas especies de pino como *P. rudis*, *P. montezumae* y *P. teocote*, que también a veces forman masas puras en esos lugares. Por otra parte, las zonas de pedregales o malpaís tienen una gran diversidad de microhábitats que se refleja en su riqueza florística (Madrigal, 1967). Rzedowski *et al.*, (1964) consideran que la humedad y el suelo son los factores del medio principales que determinan la distribución de los tipos de vegetación de la mitad septentrional del Valle de México. Su estudio incluye sólo una parte de la zona analizada (Sierra de Monte Bajo) en esta tesis. Los autores reportan a la especie *Pinus leiophylla* como característica del Monte Bajo así como gran abundancia de encinos. Los encinares del Valle de México son bosques deciduos, aunque se mantienen sin hoja sólo por un periodo corto, a veces de pocas semanas. Con frecuencia se suelen reunir a los encinares y pinares en un solo tipo de

vegetación, pues están ligados ecológicamente y exigen condiciones similares del medio ambiente; por lo que es difícil separarlos cartográficamente. En los encinares suele haber buen desarrollo de los estratos inferiores y pueden ser frecuentes las epífitas.

El trabajo de Madrigal (1967) es un estudio muy completo sobre la especie *Abies religiosa*. Dicho autor, describe los pisos altitudinales de las serranías del interior de la Cuenca de México. Estos pisos se inician en la llamada zona de “lomeríos”, en las estribaciones de las grandes montañas y están formados por un gran número de pequeñas elevaciones separadas por barrancas, en altitudes que varían de 2,300 a 2,550 m aproximadamente. En estas zonas dominan los encinos (*Quercus spp.*) arbustivos y arborescentes, en su mayoría caducifolios, gramíneas, leguminosas, cactáceas, amarilidáceas, liliáceas y compuestas. En las barrancas de los lomeríos existe vegetación riparia. A altitudes más altas se encuentran diversas especies de coníferas aunque también se encuentran algunas especies de *Quercus*. *Pinus leiophylla* es la especie de pino que se encuentra a menores altitudes, desde 2,500 a 2,800 m y le siguen, hacia arriba, comunidades de *P. teocote*, *P. montezumae*, *P. pseudostrobus*, *P. rudis*, *P. hartwegii*, *P. ayacahuite var. Veitchii* y *Abies religiosa*. La especie *P. patula* parece ser nativa en las Sierras de Monte Alto, Monte Bajo y de Pachuca (pero no en el Desierto de los Leones, D.F. donde probablemente fue introducida). Esta especie se encuentra asociada al abeto desde los 2,900 a 3,100 m de altitud, formando masas de considerable extensión. La especie *P. hartwegii* señala el límite de la vegetación arbórea a los 4,000 m de altitud (Madrigal, 1967).

Las masas boscosas más densas de *Abies* en la Cuenca, se encuentran entre 2,900 y 3,200 m de altitud. El abeto no siempre forma grandes masas, sobre todo en sus límites altitudinales extremos, donde se encuentra representado por un número de individuos escaso, otras veces sólo forma manchones o bosquecillos en medio de extensos bosques de *P. hartwegii*, en cerros aislados como los de la Sierra Chichinautzin o en macizos continuos como ocurre en la mitad norte de la Sierra Nevada. Estos bosquecillos de *Abies* se encuentran en exposiciones N, S, SE, SW y W aunque los más extensos y de mayor variación altitudinal y vigor, se registran en las exposiciones Norte. Los bosques de oyamel se encuentran sobre rocas andesíticas en primer término y en una extensión menor sobre rocas basálticas, riolitas, dacitas y sobre mezcla de material volcánico. Aún cuando el abeto es una especie particularmente exigente en cuanto a la profundidad de los suelos, se localiza como excepción, en la parte norte del Cerro Chichinautzin, donde crece sobre un escurrimiento lávico. Parece ser que el abeto arraiga en el suelo que se encuentra debajo de la capa de lava (en las grietas o en ambos) de este sitio. El área que queda fuera del derrame de lava en la Sierra Chichinautzin, es ocupada por *P. montezumae* como dominante con escasos indicios de *P. rudis* y *P. hartwegii*. Una gran

extensión de la parte baja, entre el conjunto de cerros de esta zona, está ocupada por gramíneas amacolladas, especialmente *Festuca amplissima* y *Mulhenbergia macroura*.

### 1.2.2 Sierra de Monte Alto

Osorio (1984) encontró bosques de coníferas ampliamente distribuidos desde los 2,650 hasta los 3,700 m de altitud. Los pinares (principalmente *Pinus hartwegii*) ocupaban la mayor extensión y le seguían en importancia las comunidades mixtas de pinar con el bosque de abeto. Los bosques de encino, estaban bien representados (9.4%), principalmente sobre brechas volcánicas, suelos residuales, areniscas y suelos del grupo de los luvisoles. En orden de mayor a menor altitud se encontró al bosque de *Pinus hartwegii*, bosque de *Abies*, bosque de *Quercus laurina*, bosque de *Pinus montezumae* y bosque de *Pinus leiophylla-Quercus* spp. La asociación de *Pinus hartwegii* se encontró en áreas próximas al parteaguas de la Sierra de Monte Alto, entre los 3,250 y 3,700 m de altitud. La cobertura vegetal oscilaba entre 90 y 100%. El estrato arbóreo estaba representado por la especie *P. hartwegii* con una altura máxima de 15 m. La asociación de *Abies religiosa* ocupaba las laderas con exposición norte, en sitios protegidos o cañadas con gran humedad. Se encontró desde 2,650 m hasta 3,550 m de altitud, aunque entre los 2,950 y los 3,550 fue donde mejor se desarrollaba, compartiendo dominancia con el género *Pinus*, entre los 2,950 y 3,500 m y con *Quercus laurina*, entre los 2,650 y 3,100 m de altitud. Esta asociación vegetal se localizó sobre rocas andesítica y suelos profundos, bien drenados, ricos en materia orgánica, del grupo andosol húmico y sobre pendientes que van de 28 a 50%. Eran bosques densos con una cobertura de vegetación de 100%; con estrato arbóreo compuesto por *Abies religiosa* con alturas de más de 20 m. El segundo estrato arbóreo estaba compuesto por *Abies religiosa* (4 m), *Salix oxylepis* y *Alnus jorullensis* principalmente; en el estrato arbustivo dominaba *Senecio angulifolius*.

La asociación de *Pinus montezumae* presentaba una distribución restringida entre los 2,650 y 3,000 m de altitud, en un sustrato geológico compuesto por brechas basálticas y andesitas, suelos principalmente del tipo luvisol y andosol, en terrenos con pendientes de 30 a 45% de inclinación. Se presentaban casi siempre dos estratos arbóreos, el primero de *Pinus montezumae* de 20 a 25 o más metros de altura, a veces también con *Abies religiosa* y *Quercus crassipes*; el segundo estrato, de unos 10 m de altura estaba formado por *Pinus teocote*, *Quercus crassipes*, *Q. rugosa* y *Alnus jorullensis*. El estrato arbustivo es de 1.5 m de altura presentaba *Baccharis conferta*, *Senecio sinuatus*, *Eupatorium glabratum*, *Solanum* spp.

El Bosque de *Quercus* prosperaba a altitudes entre 2,650 y 3,100 m, aunque era común por debajo de los 2,900 m (Osorio, 1984).

### 1.2.3 Parque Nacional Desierto de los Leones

En esta zona se presentan diferencias altitudinales de más de 1,000 m, por lo que se registran distintas comunidades vegetales. El bosque de coníferas es dominante y está representado por comunidades de *Abies religiosa* (puras o mezcladas) y de *Pinus hartwegii*. También existe bosque de encino representado por *Quercus sp.* aunque en menor proporción. El bosque de abeto tiene como límite más bajo 2,560 m snm mientras que el límite máximo es de 3,669 m snm y la altitud promedio va de 2,900 a 3,200 m snm; este bosque es perennifolio, denso y con árboles de 20 a 40 m, y algunos individuos muy altos (hasta 60 m). En el estrato arbustivo abundan los senecios (*Senecio albonervius*, *S. andrieuxii*, *S. angulifolius*, *S. aschenbornianus*, *S. barba-johannis*, *S. cinerarioides* y *S. salignus*), con alturas de entre 1-3 m. Entre otros arbustos se encuentran *Baccharis conferta*, *Berberis trifolia*, *Physalis sp.* y *Ribes sp.* Respecto al estrato herbáceo, las especies representativas son *Acaena elongata*, *Alchemilla procumbens*, *Cirsium pinetorum*, *Physalis acuminata* y *Salvia elegans* (Sosa, 1952; SARH, 1994a; COCODER, 1987 y 1993).

La comunidad de *Pinus hartwegii* se establece a partir de los 3,400 m snm sobre suelos pedregosos y menos húmedos, caracterizándose por exhibir masas arbóreas prácticamente puras de esta especie. *P. hartwegii* alcanza 15 m o menos de altura y crece a bajas densidades. Presenta un estrato bajo de *Lupinus spp.*, *Penstemon gentianoides* y *P. campanulatus*; frecuentemente se observan arbustos como *Senecio cinerarioides* y *S. salignus*, en tanto que el estrato herbáceo está compuesto principalmente de abundantes gramíneas amacolladas como *Calamagrostis tolucensis*, *Festuca sp.* y *Muhlenbergia sp.*, que llegan a medir más de un metro de altura. Además se localizan *Acaena elongata* y *Cirsium orizabensis*. El bosque de *Quercus* presenta 8 especies de encinos, entre los cuales están *Q. castanea*, *Q. mexicana* y *Q. rugosa*. En el estrato arbustivo se presentan *Baccharis sp.*, *Eupatorium sp.*, *Salvia sp.* y *Senecio sp.*, mientras que algunos representantes del estrato herbáceo son: *Brickellia pendula*, *Dalia coccinea* y *Geranium sp.* (Sosa, 1952; SARH, 1994a; COCODER, 1987 y 1993).

### 1.2.4 Volcán Ajusco

García-Aguirre *et al.*, (2007) reportan ocho comunidades vegetales en el volcán Ajusco, cinco en las pendientes orientadas hacia el sur y tres en las que están orientadas al norte.

Cinco de estas comunidades son de pinos y pastos, dos son de abetos y una es de pastos. La comunidad de pastos *Festuca amplissima* y *Muhlenbergia macroura* domina en las pendientes sur y sureste a altitudes de 3,370 to 3,910 en terreno moderadamente abrupto a abrupto. La comunidad *Pinus hartwegii*, *Festuca amplissima* y *Muhlenbergia macroura* se distribuye en un gradiente de 15 a 45° de pendiente a altitudes de 3,260 to 3,800 m, y presenta mayor número de especies herbáceas que la primera. Dentro de este rango (3,430 - 3,570) se distingue una comunidad similar, pero con la presencia de *Calamagrostis toluensis*. Una comunidad más alterada de pastos y pino crece desde los 3,200 a los 3,820 m, en pendientes moderadamente abrupta a muy abruptas (12 to 40°). En barrancas profundas de las pendientes del sur se encuentra una comunidad de *Abies* y *Senecio* entre 3,050 y 3,500 m y en pendientes de 15 a 45°. También existe bosque de pino en laderas norte a altitudes de 3,600 a 3,800 m; sin embargo, las especies dominantes de estas comunidades son pastos. En las laderas N y NE domina el bosque de abetos a altitudes de 3,210 a 3,560 m snm. Este grupo contiene especies indicadoras de perturbación (*S. angulifolius* y *S. barba-johannis*) con cobertura de 5 a 70%. *Leptodontium flexifolium*, *Bryum argentum* y *Lechemilla procumbens* son otras especies importantes en esta comunidad con cobertura entre 5 a 60%. A altitudes más bajas, desde los 2,980 a los 3,200 m crece un bosque de *Pinus montezumae*, *Abies religiosa* y *Solignum cermtessi* sobre terreno con pendientes de 5 a 18°; *Alnus firmifolia* y *Quercus rugosa* son también especies importantes con cobertura de 5 a 20%.

### 1.2.5 Cuenca de la Magdalena Contreras

Ávila-Akerberg (2002) utilizó el método de la escuela fitosociológica de Zurich-Montpellier para el estudio sinecológico de esta cuenca a partir de 28 cuadrantes de 25 x 25 m que clasificó en forma jerárquica y aglomerativa con el programa PC-Ord4, definiendo 5 comunidades vegetales. Nava (2003) continuó este estudio, siguiendo el mismo procedimiento y a través del análisis de 87 levantamientos, define tres comunidades vegetales: 1) Comunidad de *Pinus hartwegii* distribuida entre los 2,400 y los 3,800 m snm, con dos asociaciones; *Muhlenbergia quadidentata* y *Calamagrostis toluensis*; 2) Comunidad de *Abies religiosa* con asociación de *Senecio angulifolius* y *Acaena elongata* entre los 2750 y 3500 m snm y 3) Comunidad de Bosque Mixto (en un piso altitudinal más bajo, entre 2,600 y 3,300 m snm) de *Quercus* con *Abies religiosa*-*Senecio cineratioides*, *Q. laurina*-*Abies religiosa*, *Q. laurina*-*Q. rugosa* y *Pinus patula*-*Cupressus lusitanica*-*Alnus jorullensis* spp. *Jorullensis*. Encontró 57 familias, 120 géneros y 194 especies, 8 de ellas endémicas y 48 especies indicadoras de perturbación.



### 1.3 Método

[1] El análisis de cambio de cobertura se hizo en una superficie de 1,739 km<sup>2</sup> (escala 1:250,000).

[2] Se realizó un análisis espectral multitemporal de imágenes de satélite de los años 1973, 1985, 1989 y 2002, a través de método de postclasificación (Mas, 1999) y de un método de preclasificación, denominado índice de vegetación normalizado (Coppin, 1991). Se utilizó el método de postclasificación porque existe información suficiente para analizar y corroborar las categorías, y además, permite conocer la naturaleza de los cambios ocurridos. Se probó un análisis de cocientes entre la banda 4 MSS de 1973 y la banda 4 MSS de 1989 (en donde el valor uno era indicio de “sin cambio”), pero al final se desechó por la dificultad de interpretación del cambio. Las imágenes de satélite de barredor multiespectral (MSS) utilizadas en el presente estudio pertenecen al conjunto de datos triples (tres fechas) del proyecto Caracterización del Paisaje de América del Norte (CPAN). Estas imágenes proporcionaron información a 60 m de resolución espacial (derivadas de remuestreo, ya que el píxel original era de 79 x 79 m), para el periodo 1973 - 1989 y la imagen Landsat ETM, a una resolución espacial mayor (30 m) para el año 2002. Las imágenes para el periodo 1973 - 1989 fueron corregidas geométrica y radiométricamente por el EROS Digital Image Processing Center (Lunetta *et al.*, 2002; Álvarez *et al.*, 2003). Para el presente estudio se tomó una muestra de 689 columnas por 700 renglones (que corresponden a la zona de estudio), de las imágenes del 23 de noviembre de 1973, 31 de enero de 1985, 7 de marzo de 1989 y de 1,380 columnas por 1,400 renglones para la imagen del 6 de enero de 2002. Las tres primeras fechas corresponden a imágenes Landsat MSS (path 26, row 47) y la última a una imagen Landsat ETM.

Cada una de las imágenes fue clasificada de forma digital supervisada (Maximum Likelihood) en la que se estima la probabilidad de cada valor de píxel de pertenecer a una clase de cobertura utilizando el vector medio y la matriz de covarianza donde el píxel se asigna a la clase a la que se parece más (Guerschman *et al.*, 2003). Además se llevó a cabo una clasificación no supervisada a través del Interactive Self Organizing Data Analysis ó ISODATA (Richards, 1986) sobre la combinación de bandas 4,2,1 en MSS y 3,4,5 en ETM, utilizando PCI Works, versión 7 (2000). ISODATA es un procedimiento de agrupación no jerárquico, utilizado comúnmente en teledetección (Richards, 1986). Las clasificaciones digitales (supervisada y no supervisada) se realizaron también sobre bandas transformadas a través de componentes principales (PC1, PC2 y PC3), con lo cual mejoraron los resultados de

manera notable, como se puede observar en la Figura 4. La separación de los sitios de entrenamiento se evaluó con el procedimiento de distancia de Battacharrya, también denominado la distancia Jeffries-Matusita, que mide la distancia promedio entre la función de densidad de dos clases (Richards, 1986).

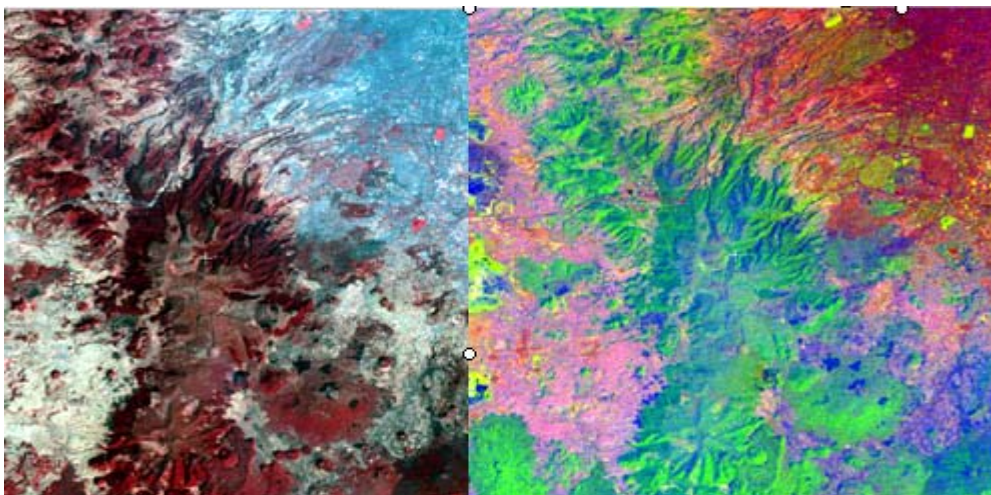


Figura 4.- Comparación visual entre una imagen compuesta en falso color de las bandas 4,2,1 de MSS y una imagen compuesta de componentes principales, ambas del año 1989. La imagen en falso color (en la parte izquierda de la figura) indica en color rojo la vegetación para ese año. Observe como existe mejor separación de los objetos en la imagen a la derecha de la figura obtenida a partir de la combinación de los 3 ejes principales obtenidos del análisis de componentes principales.

[3] Datos de campo, estudios locales y mapas de vegetación (INEGI, 1976; 1993) ayudaron a la verificación de la clasificación a través de matrices de confusión. Para ello se generaron aproximadamente 1,000 puntos al azar, determinando a qué correspondía cada uno de ellos en la imagen clasificada de cada fecha y en los mapas de vegetación y uso de la tierra correspondientes (INEGI, 1976 y 1993 e Inventario Nacional Forestal, 2000). Debido a que no existen mapas de vegetación a escala 1: 250,000 de todo el país para la década de los 80, la evaluación se hizo comparando los resultados de los mapas de 1976 y 1993 y se consideró correcto el píxel si la categoría de uso de suelo de la clasificación coincidía con alguno de los mapas de vegetación mencionados (Álvarez *et al.*, 2003). La matriz de error es un arreglo de columnas e hileras que expresan el número de unidades de muestras estudiadas asignadas a una clase o categoría particular. Las columnas usualmente representan los datos de referencia o de campo mientras que las filas indican los datos de la clasificación supervisada. En esta matriz se expresan los errores de inclusión ó comisión (aquellos en que se incluye un área a una categoría particular a la cual no pertenece). También se indican los errores de exclusión u omisión que son aquellos en los que se excluyen de la categoría a la que pertenecen. La

exactitud global es la suma de las cifras que aparecen en la diagonal (las cuales representan los pixeles clasificados correctamente), divididas entre el número total de muestras (Congalton y Green, 1999). Una vez que se alcanzó una exactitud de al menos 70% en cada clasificación, se compararon las superficies de los diferentes tipos de uso de la tierra en las cuatro fechas estudiadas de forma separada, con el fin de determinar la magnitud de cambio de cobertura a través del tiempo. Al final se obtuvieron mapas booleanos (con valores 1 y 0) con sólo dos categorías: Bosque/No bosque, ya que el principal objeto de este estudio fue conocer el nivel de pérdida de cobertura forestal y no de otros tipos de cobertura del suelo (cultivos, pastos, asentamientos humanos, etc.).

[4] El trabajo de campo consistió en 15 visitas a la zona, en cada una de las cuales se hizo un promedio de 10 levantamientos, por lo que se obtuvieron 150 observaciones en total, con objeto de ajustar los resultados de la clasificación supervisada. En cada levantamiento se hizo una descripción de las características físicas de la región (ubicación, material geológico, geoforma, sustrato, etc.) y de la fisonomía de la vegetación. Como el área de estudio es muy grande, de 173,880 has (1,739 km<sup>2</sup>), la verificación de la clasificación se llevó a cabo principalmente con ortofotos y mapas existentes de la zona. Es decir, la información de campo sólo se podía utilizar como complemento, debido a su generalidad, no obstante, fue útil para comparar los usos de la tierra obtenidos en la imagen clasificada con la situación real y sobre todo resolver dudas surgidas durante la clasificación digital, a nivel de reconocimiento, guiada por un sistema de posicionamiento global (GPS).

[5] Se obtuvieron los índices de vegetación normalizada para las cuatro fechas, (reclasificando las imágenes obtenidas), para determinar si coincidían las tendencias de pérdida de cobertura vegetal observadas en el análisis de postclasificación. Se utilizaron las bandas del rojo e infrarrojo cercano (2 y 4 para MSS y 3 y 4 para ETM) y después se hizo la resta entre la imagen de NDVI de 1973 y la NDVI de 1985, así como la substracción de esta última con la de NDVI de 1989. No se realizó la diferencia entre el índice de 1989 y 2002 porque esta última imagen no estaba corregida radiométricamente. Estas imágenes se reagruparon utilizando el conocimiento que se tiene de la zona así como el análisis de segmentación (level slicing) hasta lograr un resultado parecido al de la clasificación supervisada. También se estimó el área de cada una de las categorías y se compararon estos resultados con los obtenidos en la clasificación espectral de las imágenes. Para determinar las zonas de cambio se tomó el mismo criterio que Gómez (1997) utilizó en Tamaulipas, es

decir, de considerar como valor límite, las colas de los histogramas correspondientes al valor de la media ( $\pm$ ) una desviación estándar y después se reagrupó la imagen.

[6] El nivel de deforestación en un lapso de 29 años se estimó a partir de las tasas de deforestación (TD = porcentaje de área perdida/año) de la superficie de cobertura forestal para los periodos 1973-1985, 1985-1989 y 1989-2002 utilizando la ecuación (1) (Dirzo y García, 1992).

$$TD = (1 - (1 - \{(A_1 - A_2)^{1/t} / A_1\} \times 100)) \quad (1)$$

Donde  $A_1$  =área del bosque al principio del periodo de estudio

$A_2$  =área del bosque al final del periodo de estudio

t = intervalo (años) durante el cual se evalúa el cambio de cobertura forestal.

En este estudio, el término “deforestación” se refiere al reemplazo del hábitat bosque por hábitat no bosque, tal como pastizal, cultivos o asentamientos humanos. Aquellas alteraciones que no redujeron considerablemente la cobertura forestal y que por lo tanto no cambiaban la textura general de color asociados con bosque en la imagen de satélite, no se consideraron deforestación, como lo hicieron Dirzo y García (1992).

## **1.4 Resultados del análisis de detección de cambio espectral entre 1973 y 2002.**

### **1.4.1 Clasificación espectral de las imágenes de satélite**

El área bajo estudio presenta niveles de deforestación importantes en un periodo de cerca de 30 años. La clasificación supervisada separó mejor los diferentes tipos de cobertura mientras que los procesos de clasificación no supervisada e índice de vegetación normalizado sobreestimaron la cobertura forestal en todos los años (Cuadro 1). En el Cuadro 2 se desglosa la superficie que ocupa cada una de las categorías de vegetación y uso de la tierra, obtenidas en la clasificación supervisada de las 4 épocas y en la Figura 5 se representan estas estadísticas de forma gráfica. Las clases encino-vegetación secundaria y cultivo y pastizales perdieron mayor superficie a lo largo del periodo estudiado. El bosque de abeto disminuyó casi en 6 mil hectáreas (22.5 %). El bosque de pino sufrió un decremento similar, aunque aparece un cifra mayor para 1985 debido a que gran parte de este bosque no se pudo separar del bosque mixto con la clasificación supervisada. Las clase bosque mixto (abeto, pino) y vegetación secundaria, tienden a aumentar debido precisamente a la presencia de vegetación secundaria. El aumento en superficie de esta clase en el año 1989, se debe a dificultades en la discriminación de la misma. El bosque de encino mantuvo una superficie aproximada de 14 mil has, durante 1973 a 1989, las cuales disminuyen a 10 mil en el 2002 (26%). Los cultivos y pastizales muestran una disminución de aproximadamente 10 mil has del año 1973 al 2002. El procesamiento digital de clasificación supervisada de la imagen separó una clase de cultivos y asentamientos humanos para las imágenes de 1973 y 2002; sin embargo, no fue posible separar esta clase de la de asentamientos humanos (AH) para los años 1985 y 1989. Las clases AH y AH\_más\_cultivos son las que han experimentando un aumento mayor, en 1973 sumaban 33,000 has y en 2002 alcanzaron 55,381 has. Cabe mencionar que aún cuando la clase es mixta, para el último año de estudio predominan los asentamientos humanos sobre los cultivos.

La clasificación supervisada (maximum likelihood) verificada con mapas de vegetación existentes (INEGI, 1976 y 1993), separó mejor las diferentes clases que la no supervisada, en particular hizo una mejor discriminación entre los cultivos y los asentamiento humanos; en la primera, la distancia calculada con el método Battacharrya o de Jeffries-Matusita (que mide la distancia promedio entre la función de densidad de dos clases) entre estos 2 sitios de entrenamiento fue de 1.99 y en la segunda de 1.81 (entre más se acerque el valor a 2 se logra mayor separación entre las clases). En el año 1973 se separan muy bien las clases de asentamientos humanos (AH) y la que además de AH contiene cultivos. Sin embargo, en la

imagen de 1989, dicha clase de AH\_más\_cultivos no se pudo separar, sino que se mezcla con los cultivos de la zona oeste.

Cuadro 1. Superficie de bosque estimada a través de clasificación espectral y de índice de vegetación normalizado.

	Clasificación No supervisada has	Clasificación supervisada has	NDVI _ índice de vegetación normalizado has
Bosque 1973	94,991	62,028	82,262
Bosque 1985	80,952	60,955	80,597
Bosque 1989	73,616	56,339	69,624
Bosque 2002	59,152	51,004	57,498

Cuadro 2. Superficie (has) de vegetación y uso de la tierra en los 4 periodos estudiados obtenida del análisis de clasificación supervisada.

	<b>1973</b>	<b>1985</b>	<b>1989</b>	<b>2002</b>
Bosque de Abeto	26,170	22,946	21,157	20,277
Bosque de Pino	35,858	38,009	35,182	30,727
Bosque Mixto y vegetación secundaria	29,019	29,335	35,171	30,927
Bosque de Encino y vegetación secundaria	13,603	14,004	14,281	10,057
Cultivos – Pastizales	36,377	31,128	30,977	26,477
Asentamientos Humanos-cultivos	12,526	6,254	-----	29,356
Asentamientos Humanos	20,605	25,878	37,112	26,025
Raya		6,577		
<b>Total</b>	<b>174,158</b>	<b>174,130</b>	<b>173,880</b>	<b>173,880</b>

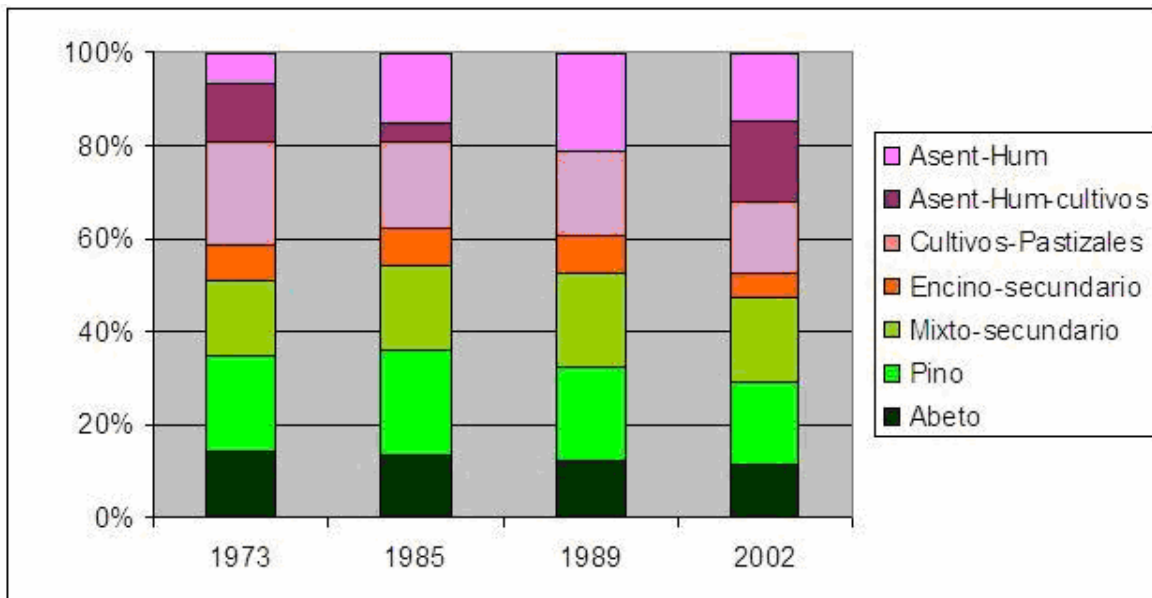


Figura 5.- Representación de los cambios de los principales tipos de uso del suelo a través del tiempo. La disminución mayor ocurrió en la clase de encino-secundario y la de cultivos y pastizales. En 1989 no se pudo diferenciar la clase asentamientos-humanos de la clase asent-hum-cultivos.

La Figura 6 muestra el resultado de la clasificación supervisada para el año 1973, la cual fue realizada sobre el compuesto obtenido de los 3 primeros componentes principales (denominados PC1, PC2 y PC3). Las clases de bosque de abeto y de pino se separan muy bien según el criterio de Battacharrya ó Jeffries-Matusita (Richards, 1986). Existen zonas identificadas como popal y tular por la cartografía de INEGI, correspondiente a la década de 1970, las cuales se agrupan mucho con la clase de abeto, esto se puede explicar por el factor común humedad, ya que el oyamel se ubica en sitios húmedos (Figura 7). La clase denominada bosque mixto y vegetación secundaria contiene bosque de abetos principalmente, además de bosque de pino y vegetación secundaria. El bosque de encino y vegetación secundaria se ubica principalmente al norte del volcán Pelado y en el pie de montaña hacia el NE de la zona. La superficie de cultivos y pastizales es bastante grande, aún cuando fue posible identificar sitios de agricultura de riego, estos no se discriminaron como una clase diferente, porque su superficie es pequeña en relación con el área de estudio.

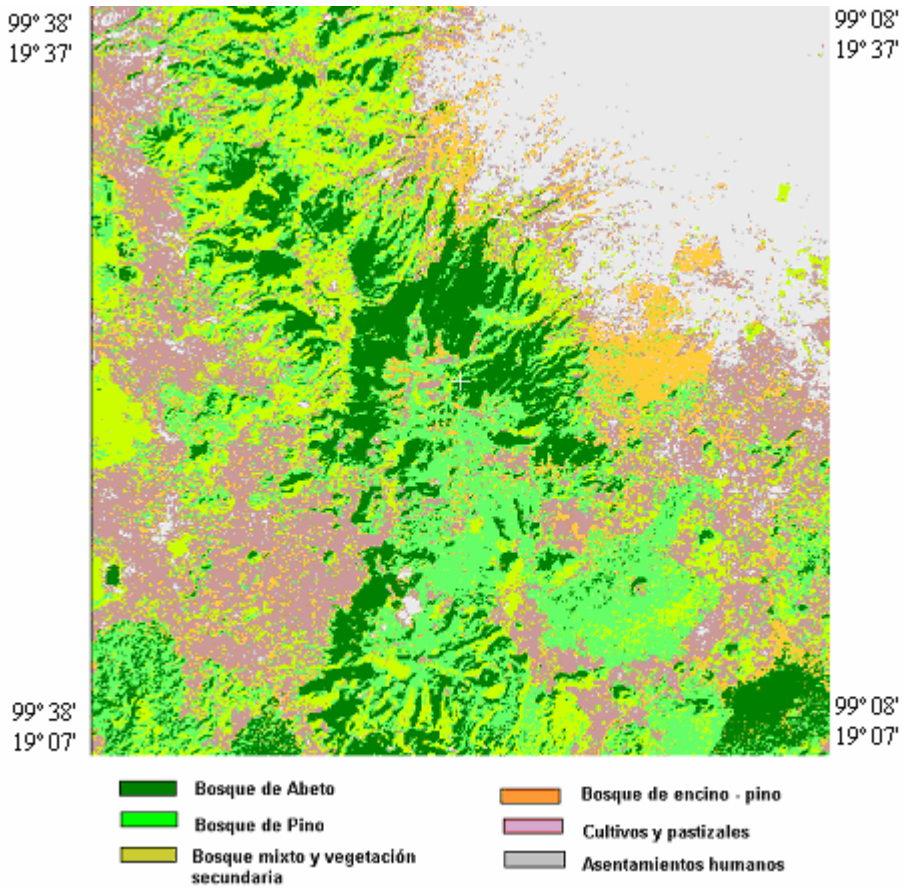


Figura 6. Clasificación supervisada a través de máxima verosimilitud (mlk) para el año 1973, la cual fue realizada sobre el compuesto PC1, PC2 y PC3.

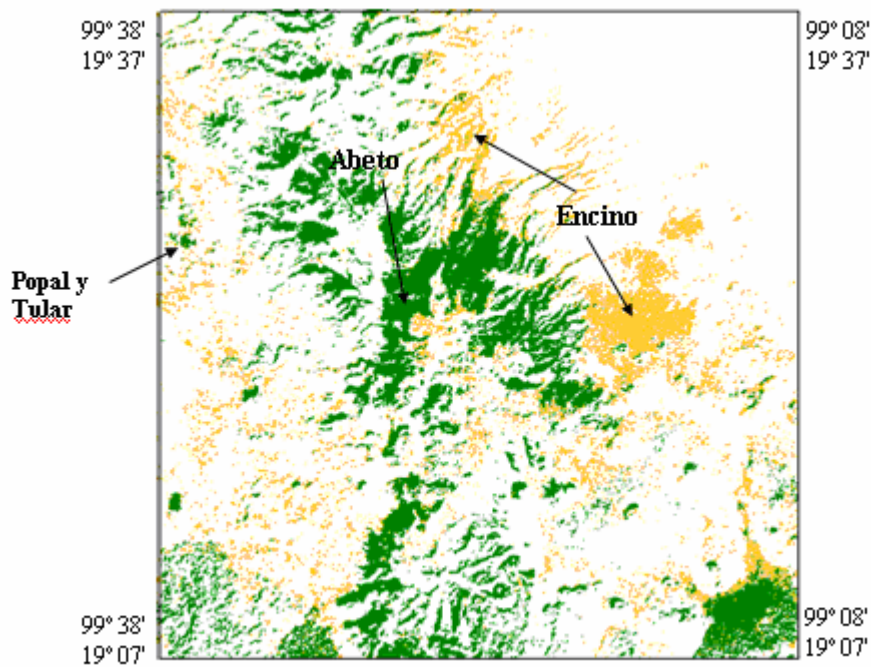


Figura 7.- Clase bosque de abeto y de encino. Se observa que la clase popal tular se agrupa con la clase abeto, probablemente debido al factor humedad que es alto en ambas clases.



La clasificación supervisada para 1985 indica una situación muy parecida a la de 1973, sin embargo se obtuvo una cifra un poco mayor de pino (aproximadamente 2 mil hectáreas más); el análisis de las cifras obtenidas para los años 1989 y 2002, permiten suponer que se debe a un error de sobre-estimación (Cuadro 2). También se observa un problema de cultivos que fueron clasificados como asentamientos humanos sobre todo al oeste y al sureste de la región. La Figura 8 muestra que la imagen correspondiente al año 1985 presenta una raya que la atraviesa casi transversalmente, la cual deriva de un problema del sensor pero no fue posible eliminarla (debido a la dirección oblicua de la raya). Su reflectancia es parecida a la de la clase bosque mixto y vegetación secundaria y con el análisis de índice de vegetación fue posible estimar la superficie que ocupa (6,577 has) para hacer la corrección correspondiente. Para los propósitos del presente estudio no fue necesario realizar procesos sofisticados de corrección, debido a que esta clase de bosque mixto y vegetación secundaria no se consideró en el análisis de cambio de cobertura forestal. La clase encino – vegetación secundaria muestra problemas de separación en este periodo pues se mezcla con algunos objetos ubicados dentro de la ciudad, razón por la cual presenta un ligero aumento en su superficie con respecto al periodo anterior.

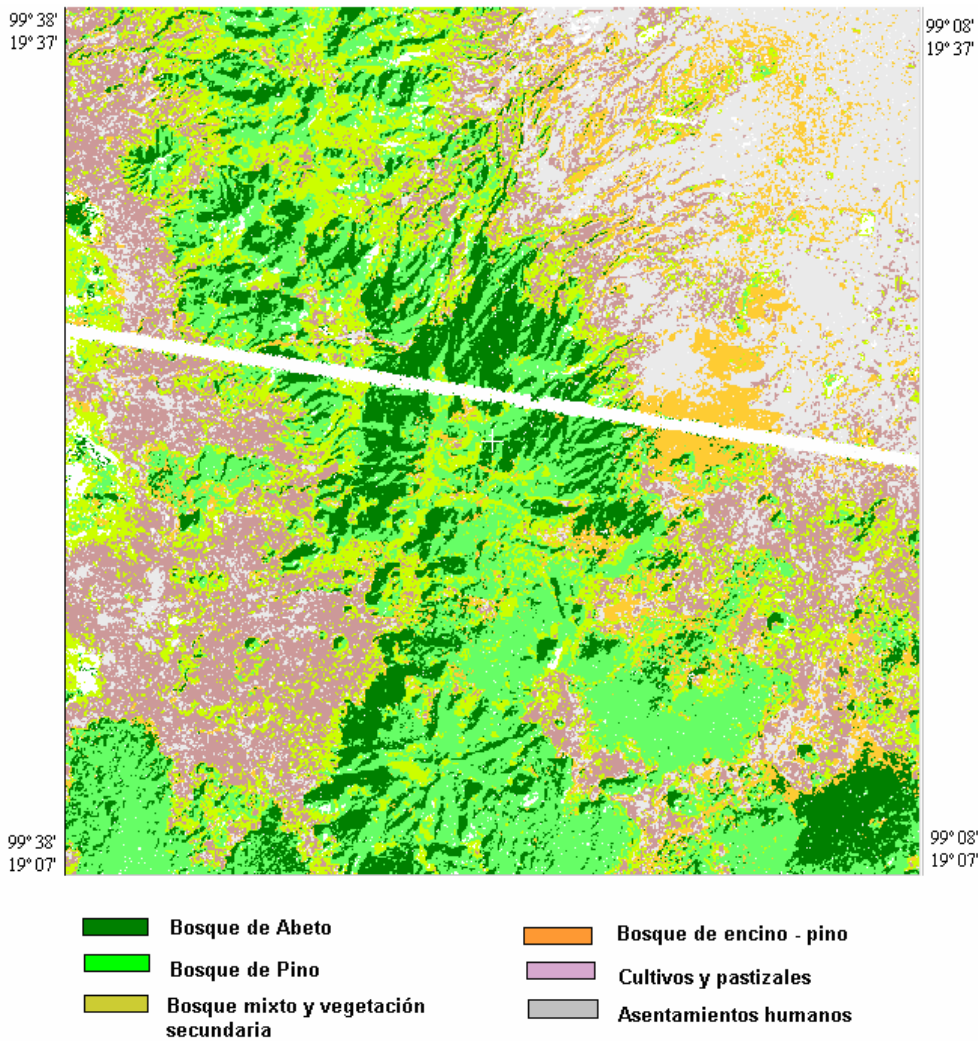


Figura 8. Clasificación supervisada a través de máxima verosimilitud (mlk) para el año 1985, la cual fue realizada sobre el compuesto PC1, PC2 y PC3. La diagonal que atraviesa la figura es un defecto derivado del sensor.

El bosque mixto y secundario incrementa su superficie para los años de 1989 y 2002, lo cual se atribuye al aumento de la vegetación secundaria (Cuadro 2); también se observa una reducción en el área de cultivos y pastizales a favor de un incremento en la superficie de asentamientos humanos (Figura 9). Asimismo, el bosque de encino distribuido en altitudes más bajas es afectado por los asentamientos humanos y cultivos; sin embargo, no fue posible estimar su nivel de cambio a través del tiempo, debido a que esta clase se confunde con vegetación secundaria y cultivos, por lo que no es posible separarla solamente por sus propiedades de reflectancia espectral. En 1989 (Figura 9) se observa muy claramente su disminución en la imagen (color naranja), sin embargo, esta situación no se refleja en las cifras correspondientes en el Cuadro 2, ya que existen muchos píxeles de cultivos mezclados con esta clase en todo el sureste de la región de estudio.

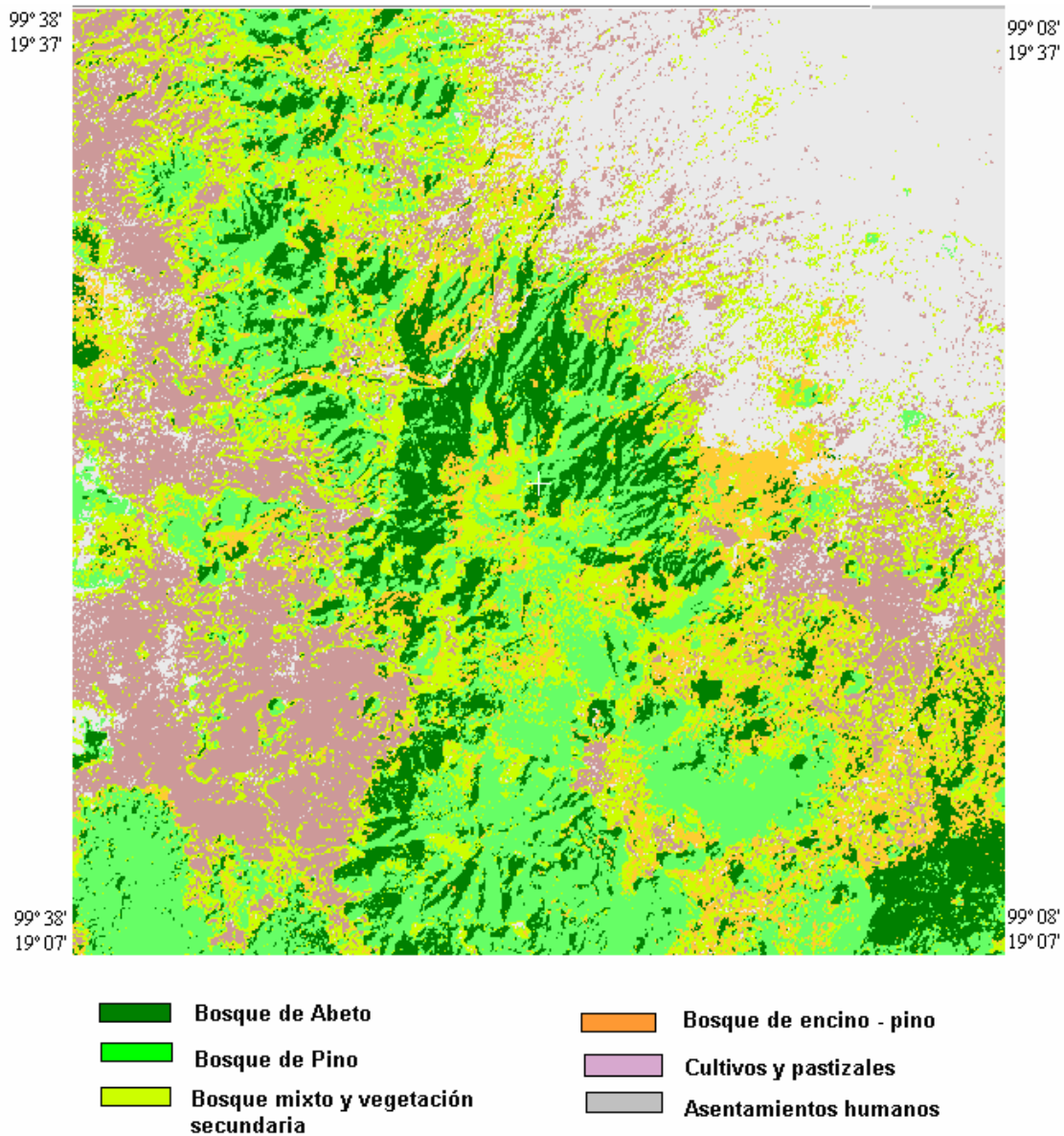


Figura 9. Clasificación supervisada a través de máxima verosimilitud (mlk) para el año 1989, la cual fue realizada sobre el compuesto PC1, PC2 y PC3.

La Figura 10 muestra los resultados del año 2002, que corresponde a la última fecha estudiada. Se observa un aumento notable de la vegetación secundaria, así como de los asentamientos humanos principalmente hacia la parte media y al oeste de la región, hacia Toluca (Cuadro 2). En esta imagen se observa claramente el impacto sufrido por el bosque denominado mixto, el cual ha sido transformado, en gran parte, a vegetación secundaria, zacates y probablemente cultivos.

La combinación de los mapas temáticos, en particular el de gradiente y de orientación de la pendiente permitieron asociar patrones de distribución de los bosques de pino y de oyamel identificados por la clasificación digital con estas variables ambientales.

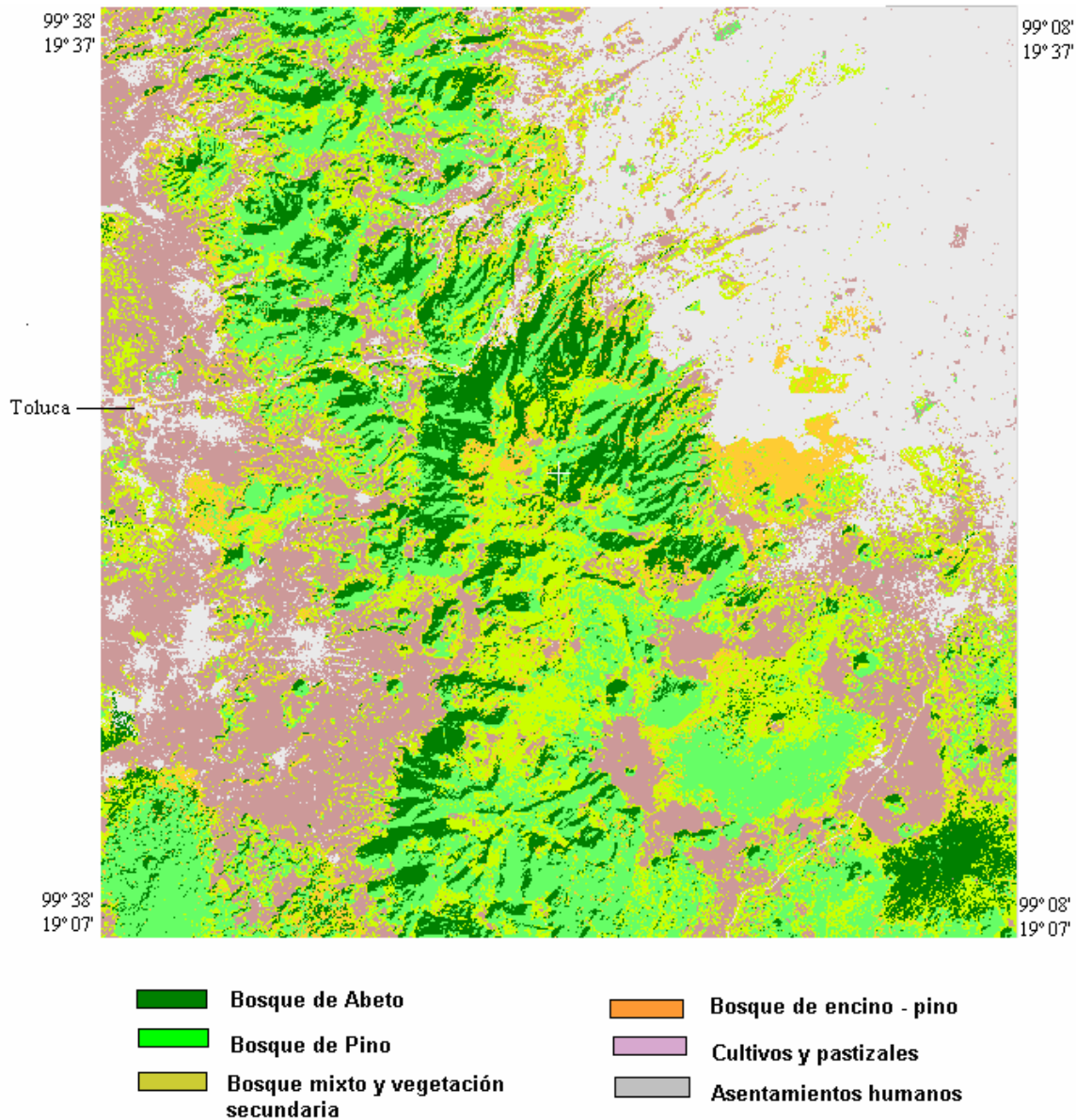


Figura 10. Clasificación supervisada a través de máxima verosimilitud (mlk) para el año 2002, la cual fue realizada sobre el compuesto PC1, PC2 y PC3.

Se observó una tendencia en predominio de bosque abetos en las laderas norte y de pinos en las laderas orientadas al sur en la Sierra de las Cruces, lo cual puede ocurrir porque en general las primeras presentan más humedad que las laderas sur y como varios autores sugieren, el bosque de abeto es favorecido por lo general, en los sitios protegidos y húmedos (Madrigal, 1967, Hernández, 1985, García *et al.*, 2007). Hacia el sur (zona del volcán Pelado y alrededores) no se observa esta tendencia y predomina el bosque de pino, pero el material geológico es diferente (basalto-malpaís), con suelo muy somero y la altitud del relieve es menor.

El Cuadro 3 muestra las matrices de error o confusión (para las 4 fechas estudiadas) en las que se comparan los resultados de la clasificación espectral con la información obtenida en campo durante el que se hicieron levantamientos con información general sobre las características del terreno (geoforma, suelo, pendiente, altitud, etc.) además de una descripción fisonómica de la vegetación. También se utilizaron para esta comparación los mapas de vegetación de la zona existentes (INEGI, 1976, 1993). La exactitud global (la suma de las cifras que aparecen en la diagonal, que representan los píxeles clasificados correctamente, divididas entre el número total de muestras) fluctuó entre 70% y 73% para el periodo estudiado. Se eliminó la categoría denominada “bosque mixto” de la matriz de error, porque aún cuando esta clase fue identificada en la clasificación espectral realizada, no fue posible compararla con los mapas utilizados para la verificación, debido a que no la incluían en su leyenda.

Las clases o categorías se numeraron de la forma siguiente: Abeto (1), Pino (2), Cultivo-Pastizal (3), Encino (4) y Asentamientos-Humanos (5). También se examinó la exactitud de cada clase a través de la división entre el número total de píxeles correctamente clasificados en la clase entre el total del píxeles del renglón ó columna correspondiente. La exactitud del productor y del usuario son medidas individuales para cada categoría de la clasificación; la exactitud del productor resulta de dividir las unidades correctamente clasificadas en una categoría dada, entre el número de unidades de muestra para esa categoría dentro de los datos de referencia (sumatoria de la columna de la categoría); mientras que la exactitud del usuario se obtiene dividiendo las unidades correctamente clasificadas entre el número de unidades en la clasificación generadas con los datos de percepción remota (sumatoria del renglón de la categoría).

La clase abeto alcanza niveles buenos de exactitud (arriba de 72%) en 3 fechas excepto en el 2002 que baja a 51.5%. El bosque de pino tiene valores más bajos, pero alcanza un valor de 72 % en 1985; tiende a confundirse con la clase cultivos (quizas de irrigación) y en el último periodo estudiado se confunde con las clases abeto y encino. El bosque de encino sin embargo, se confunde mucho con cultivos y pastizales en las 3 primeras fechas y sólo en 2002 alcanza valores de 47.4%. Este nivel de exactitud tan bajo se debe quizás a que es una cobertura con una superficie muy pequeña por lo que no es fácil que los píxeles seleccionados al azar se localicen en esta cobertura. Las clases cultivos y pastizales y asentamientos humanos son las que más píxeles correctos presentan en todos los años.

Al final, las clases Bosque de Abeto y de Pino fueron seleccionadas como elementos de análisis de cambio de cobertura forestal a través del tiempo (Figura 11), tomando en

consideración que fueron claramente discriminadas, como se puede observar en las matrices de error (Cuadro 3).

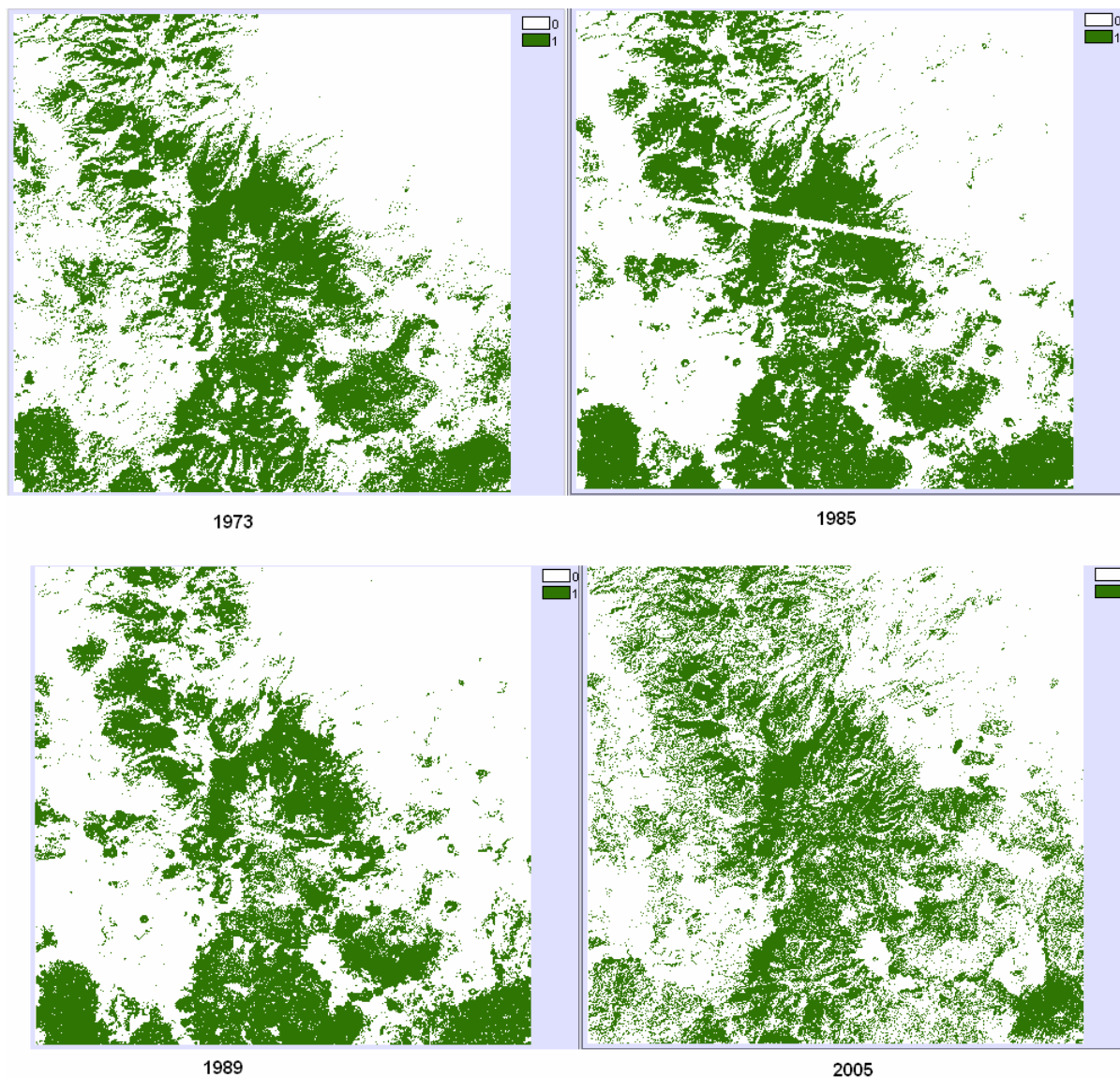


Figura 11. Mapas binarios (valores 0/1) que representan la superficie de bosques (en color verde) de cada fecha estudiada. El bosque presenta más cambios hacia el NE y en la parte central de la región. Las tres primeras imágenes tienen resolución de 60 m, mientras que la de 2002 representa la información a resolución de 30 m.

Cuadro 3. Matriz de error de la clasificación supervisada de las 4 fechas estudiadas. Abajo se indican las fuentes de información con las que se verificaron los resultados obtenidos.

1973 <sup>1</sup>							
Imagen/Mapa	Abies	Pino	Cult-Pas	Encino	AH	Píxeles	** %
Abeto	<b>143</b>	22	9	6	0	180	79.4
Pino	25	<b>123</b>	28	17	7	200	61.5
Cult-Pastizal	5	32	<b>302</b>	16	37	392	77.0
Encino	7	16	22	<b>27</b>	12	84	32.0
Asent-Hum	1	3	42	14	<b>135</b>	195	69.2
Suma	181	196	403	80	191	1051*	
1985 <sup>2</sup>							
Abeto	<b>131</b>	27	19	4	0	181	72.4
Pino	6	<b>128</b>	50	28	7	219	58.0
Cult-Pastizal	2	10	<b>290</b>	5	21	328	88.4
Encino	2	14	18	<b>15</b>	17	66	22.7
Asent-Hum	1	2	41	3	<b>154</b>	201	76.6
Suma	142	181	418	55	199	995	
1989 <sup>3</sup>							
Abeto	<b>140</b>	27	22	7	0	196	71.4
Pino	3	<b>140</b>	19	32	1	195	72.0
Cult-Pastizal	0	5	<b>213</b>	5	22	245	86.9
Encino	11	19	66	<b>16</b>	16	128	12.5
Asent-Hum	0	10	23	0	<b>185</b>	218	84.9
Suma	154	201	343	60	224	982	
2002 <sup>4</sup>							
Abeto	<b>195</b>	80	1	82	21	379	51.5
Pino	110	<b>249</b>	0	92	33	484	51.4
Cult-Pastizal	7	2	<b>488</b>	113	8	618	79.0
Encino	5	3	9	<b>362</b>	384	763	47.4
Asent-Hum	0	124	0	38	<b>396</b>	558	71.0
Suma	317	458	498	687	842	2802	

1.- INEGI. 1976. Mapa de uso del suelo y vegetación, escala 1:250,000. México.

2.- INEGI. 1976 y 1993. Mapas de uso del suelo y vegetación, escala 1:250,000. México.

3.- INEGI. 1993. Mapa de uso del suelo y vegetación, escala 1:250,000. México.

4.- Mapa digital de uso de suelo y vegetación, escala 1:250,000. México. Inventario Nacional Forestal 2000.

\* Exactitud global =  $730/1051 = 70\%$

\*\* El porcentaje de exactitud entre clases obtenido del cociente entre el número de pixels clasificados de una clase determinada entre el total de pixeles del renglón (En el abeto fue de  $143/180 = 79.4\%$ ) está indicado en la última columna (exactitud del usuario).

### 1.4.2 Cambio de cobertura forestal en el periodo 1973 a 2002.

Para la comparación de superficies a través de los años, sólo se consideraron el bosque de abeto y el bosque de pino (clases 1 y 2 del Cuadro 3), es decir, no se tomó en cuenta la clase 4 debido a que además de encino contiene vegetación secundaria. Los resultados del análisis de deforestación se muestran en el Cuadro 4. Se observa una disminución de cobertura forestal a través del tiempo; las 62,028 ha (620 km<sup>2</sup>) de bosque en 1973 disminuyeron a 51,004 ha en 2002, lo cual equivale a 18 % de deforestación para ese periodo de 29 años. Las tasas de deforestación derivadas, expresadas como el porcentaje de bosque remanente que es aprovechado cada año fueron de 0.2, 0.4 y 0.3 % para los intervalos de 1973 a 1985, de 1985 a 1989 y de 1989 a 2002 respectivamente.

Cuadro 4.- Cambios en la cobertura forestal entre 1973, 1985, 1989 y 2002.

Año	Área estimada De bosque(km <sup>2</sup> )	Estimación de área perdida(km <sup>2</sup> )	Área perdida por año(km <sup>2</sup> )	Porcentaje de pérdida	Tasa promedio Anual de deforestación
1973	620	----	----	----	----
1985	610	10	1.0	1.6	0.2
1989	563	47	11.75	7.6	0.4
2002	510	53	4.8	0.8	0.3

Las zonas más afectadas se localizan hacia el norte, en el estado de México, donde los bosques han sido sustituidos por los asentamientos humanos. El suroeste es otra región que muestra cambios importantes de bosques en poblados, pastizales y cultivos y en la parte central de la zona de estudio se observa un patrón de fragmentación importante.

La Figura 12 muestra los índices de vegetación para los 4 periodos de estudio. Sólo se reportan los resultados obtenidos del bosque, pues se observó que con esta técnica es más difícil hacer estimaciones cuantitativas de otras categorías de vegetación y uso de la tierra; así por ejemplo, no se pudieron separar cultivos de vegetación secundaria. Para el año de 1973 se estimó un total de 82,262 has (823 km<sup>2</sup>) de bosque, el cual disminuyó a 80,597 has (805 km<sup>2</sup>)



en 1985. Esta superficie de bosque se convierte en 57,498 has (575 km<sup>2</sup>) para el año de 2002. La imagen de índice de vegetación normalizado correspondiente a 1989 presenta un caso de confusión, ya que es difícil interpretar la clase ubicada en la periferia del bosque que puede corresponder a bosque alterado, pero también podría ser que parte de esta clase fuera bosque conservado ya que el cociente solo identifica vegetación verde. Aún cuando las estimaciones están por arriba de las consignadas por la clasificación espectral, la tendencia a través del tiempo es parecida (Cuadro 1).

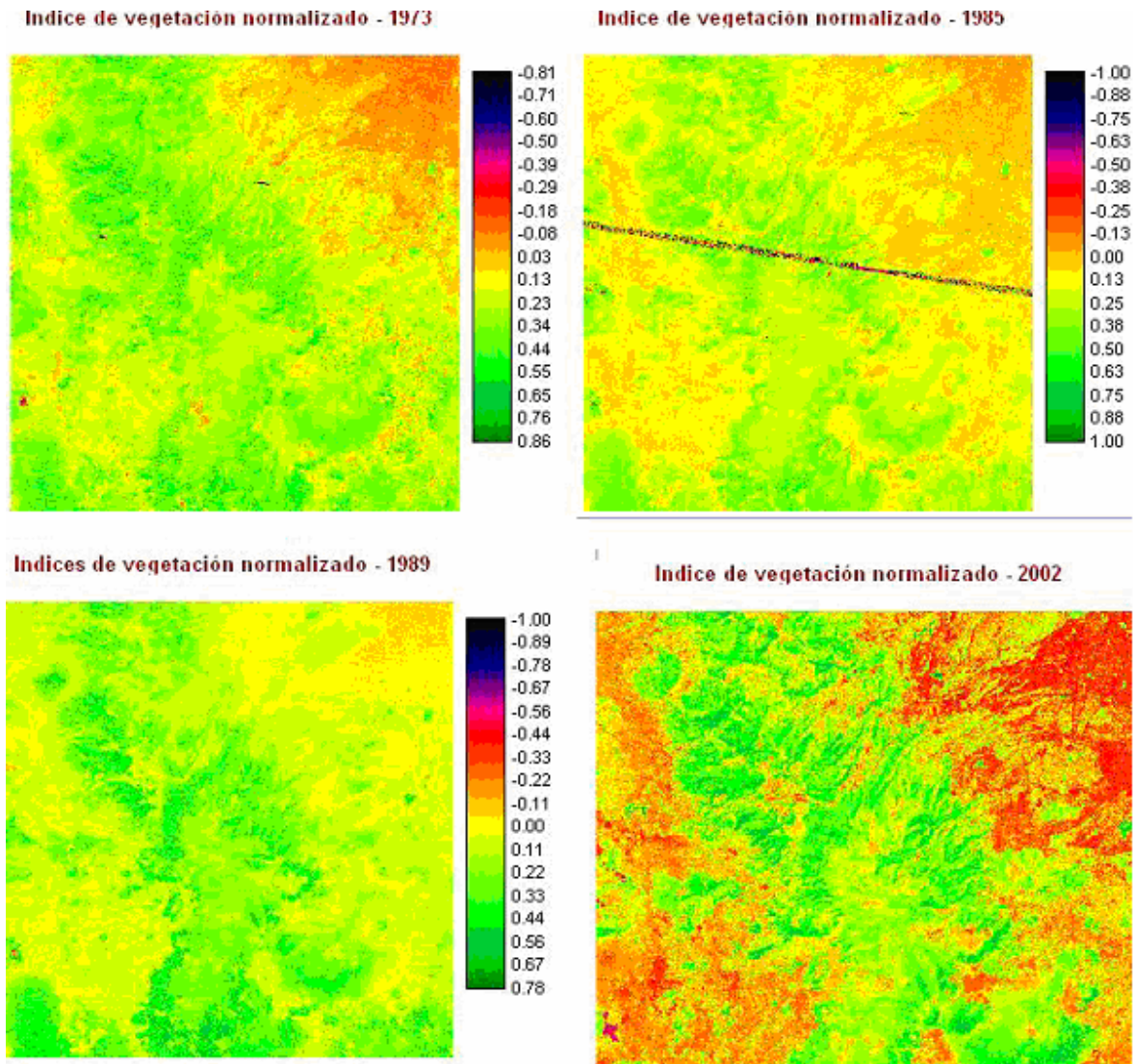


Figura 12. Mapas de índices de vegetación para los cuatro periodos estudiados. La leyenda indica los valores de índices obtenidos, cuando el valor se acerca a 1 (color verde) es indicio de que existe vegetación verde más densa. Los valores cercanos a cero corresponden a suelo desnudo y los valores negativos corresponden a zonas urbanas y agua.

La figura 13 muestra el resultado obtenido al restar la imagen del índice de vegetación normalizado, de 1973 de la imagen del mismo índice de 1985, así como el de esta última con respecto a 1989.

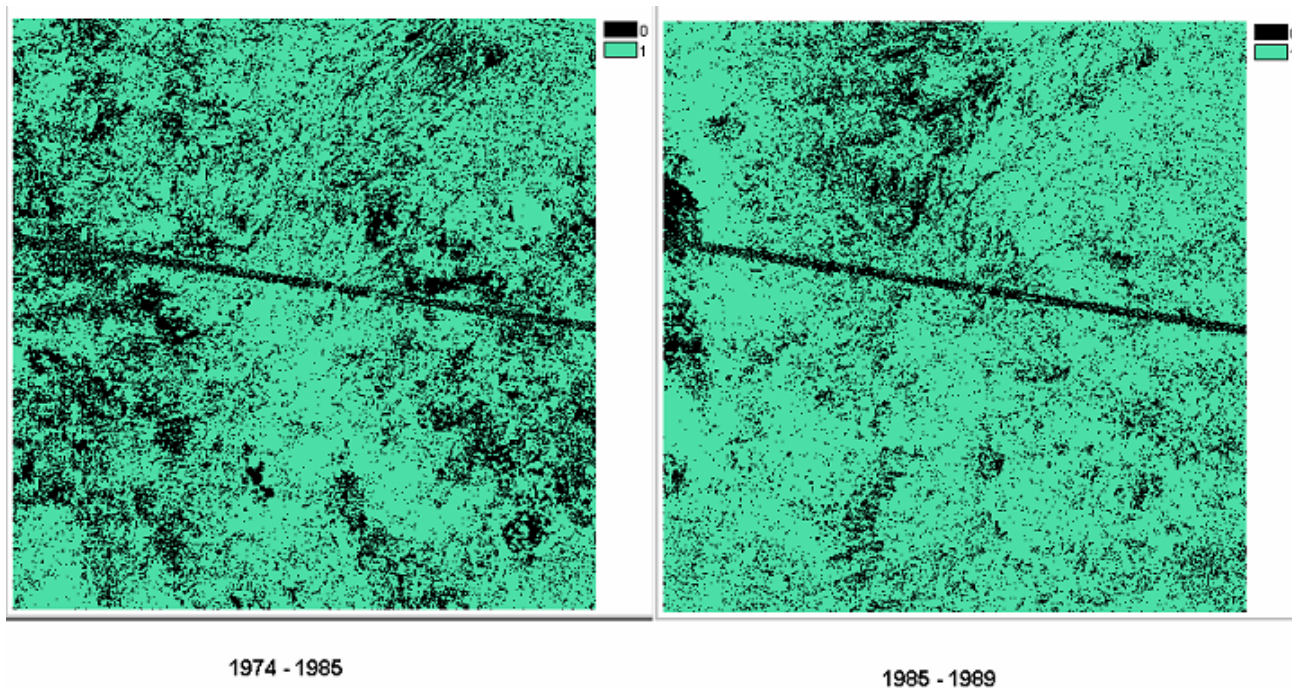


Figura 13.- Substracción de índices de vegetación para el periodo 1974 a 1989. Las zonas de cambio se indican en color negro.

La imagen muestra que hubo más cambios (considerando todos los tipos de vegetación y uso del suelo, no sólo el bosque) en el periodo de 1973 a 1985 que en el siguiente periodo, de 1985 a 1989, sin embargo, sólo nos da información sobre las zonas que presentaron un cambio; pero no nos permite dilucidar con detalle el tipo de cambio (por ejemplo de bosque a cultivo o a vegetación secundaria o viceversa). En el primer periodo (1974-1985) el cambio ocurre principalmente hacia las partes bajas de las montañas, hacia el NE, E y W, probablemente de bosque o matorrales en zonas bajas hacia cultivos y pastizales. Para el periodo 1985 a 1989 el cambio parece ser más importante, considerando que solo han transcurrido 4 años, es decir, casi la tercera parte del tiempo que el periodo anterior (11 años). En este último en el norte y oeste de la zona se observa un incremento mayor de los asentamientos humanos.

## 1.5 Discusión

El análisis de detección espectral permitió responder a las siguientes preguntas planteadas en la introducción: ¿Cuál ha sido el cambio de la cobertura vegetal en 29 años? ¿Cuáles son las tasas de deforestación en los periodos 1973-1985, 1985-1989 y 1989-2002?. Dicha información fue básica para la estimación del impacto que puede tener la deforestación en la recarga de acuíferos de la zona.

En este trabajo se observó que las técnicas de detección de cambio espectral de postclasificación y los índices de vegetación fueron complementarios, ambas mostraron una tendencia parecida en el cambio de cobertura a través del tiempo pero la superficie ocupada por la raya sin datos (ruido) de la imagen sólo se pudo calcular con el análisis del NDVI que la separó de las demás clases. Asimismo este índice también permitió identificar que los cambios más sobresalientes se dieron en las partes bajas de las montañas. Por otro lado, los valores del NDVI son semicontinuos, lo cual es mejor que los valores discretos que resultan de las clasificaciones, especialmente cuando se van a utilizar en modelos matemáticos.

También se observó que la capacidad de discriminación de las clasificaciones espectrales mejoró notablemente cuando se realizaron sobre un compuesto de los tres primeros componentes principales en vez de las bandas originales (no transformadas). El cambio de cobertura mayor ocurrió principalmente entre el periodo 1985 a 1989 ya que se perdieron 47 km<sup>2</sup> en un lapso de sólo 4 años.

Aún cuando es más difícil interpretar los resultados del índice de vegetación y parece ser menos confiable que el análisis de clasificación supervisada para estimar áreas de cambio, puede ser de gran utilidad en estudios que sólo requieren una estimación rápida del cambio de cobertura que se realizan muchas veces con objeto de seleccionar áreas para realizar estudios más detallados. En este estudio, el análisis de NDVI permitió determinar que el mayor cambio se dio en las partes más bajas de la región en la planicie y en el piedemonte de las montañas, es decir, que la vegetación más afectada fue el matorral y el bosque de encino, los cuales fueron transformados a cultivos, pastizales o asentamientos humanos. Belda y Melia (2000) mencionan que el análisis de índice de vegetación normalizado les fue útil para estimar la variabilidad en la cantidad de vegetación en un periodo de diez años.

El algoritmo de clasificación supervisada (máxima verosimilitud) es mejor para separar clases que otros algoritmos (Richards, 1986), lo cual se comprobó en este estudio ya que la comparación de la superficie de bosque estimada muestra que los procesos de clasificación no supervisada e índice de vegetación normalizado sobre-estimaron la cobertura forestal en

todos los años. Estas diferencias están asociadas a la naturaleza de los datos digitales, variaciones en el método de registro de las imágenes o de la interpretación de resultados como se menciona en el marco teórico de este capítulo.

Los resultados del presente estudio se consideran satisfactorios, tomando en cuenta que la escala de trabajo fue de 1: 250,000. Un aspecto importante de discusión es la importancia de adecuar la forma de verificación de la clasificación de la imagen de satélite a la escala del trabajo. Los puntos de muestreo se tomaron en superficies aproximadas de 200 a 600 m<sup>2</sup>, lo que equivale a un poco menos que la superficie de un píxel en ETM, es decir 900 m<sup>2</sup> (en MSS, 3600 m<sup>2</sup>); significa que se obtuvo información de campo de una superficie de 75,000 m<sup>2</sup> (7.5 has) para un área total de 1,739 km<sup>2</sup> (173, 000 has). Sin embargo, esto no invalida el estudio ya que como se indicó en el método, cuando se trabaja con imágenes de satélite, generalmente se estudian áreas muy grandes, por lo que el método de trabajo es muy distinto. La dificultad de obtener información de campo suficiente se resuelve con el proceso de análisis estadístico de la imagen que informa sobre regiones homogéneas (permitiendo diseñar muestreo estratificado al azar). Asimismo, los resultados de la clasificación espectral se compararon principalmente con ortofotos o con mapas existentes de vegetación y uso de la tierra. La información de campo sólo se podía utilizar como complemento, debido a su generalidad, no obstante, fue de gran utilidad en la comparación de los usos de la tierra obtenidos en la imagen clasificada con la situación real y sobre todo para resolver dudas surgidas durante la clasificación digital, a nivel de reconocimiento, guiada por un sistema de posicionamiento global (GPS). Sin embargo, los puntos tomados en campo fueron muy importantes para identificar los principales tipos de uso del suelo y vegetación y permitieron conocer el nivel de degradación del bosque o del tipo de uso de la tierra muestreado. Por otro lado, cabe recordar que el objetivo de este trabajo fue estimar los cambios de superficie del bosque a través del tiempo a fin de evaluar su posible impacto en las características hidrológicas de la región, es decir, no se pretendió elaborar un mapa de vegetación (para lo que se necesitaría realizar correcciones especiales utilizando un GIS), como lo hicieron Mas y Ramírez (1996). No obstante, los resultados obtenidos servirán de base para la elaboración de mapas más detallados de vegetación de la zona.

El aspecto más importante de señalar es que aunque en este estudio se consigna el porcentaje de bosque (18%) transformado en 29 años; estas cifras, no reflejan la fuerte alteración que están sufriendo los bosques en este periodo, ya que no indican el estado de conservación del bosque que permanece. Durante las visitas a la zona de estudio se observó que algunas zonas de bosque presentaban síntomas de enfermedad, plagas, vestigios de incendios y algunas

zonas como el Desierto de los Leones, presentaban además problemas graves de sequía (Torres, 2004).

Considero que los programas de recuperación de los bosques deben determinar sitios de atención prioritaria no sólo en base a las cifras de deforestación sino de los problemas de deterioro que presentan tales como sequía, plagas y enfermedades, incendios forestales, etc.

El procedimiento utilizado en este estudio para conocer el nivel de deforestación podría aplicarse en otras regiones del país. Tomando en consideración el esfuerzo que demanda este tipo de estudios (entrenamiento, costo, tiempo) es necesario seleccionar áreas prioritarias de estudio, utilizando criterios como aquellos bosques cercanos a grandes centros de población ó bosques que protegen cabeceras hídricas y en general aquellos sitios en los que la destrucción de la vegetación conlleve al incremento de riesgos de derrumbes, inundaciones o erosión del suelo. Además creo que es importante evaluar no sólo el bosque sino también otros tipos de cobertura vegetal como herbáceas y matorrales que coadyuvan a la captación de agua de lluvia, sobre todo en aquellas zonas donde los bosques sean escasos debido al clima o al deterioro del hábitat.

## 1.6 Conclusiones

Los resultados muestran un nivel de deforestación de 18 % en los últimos 29 años, reflejando un problema acelerado de conversión de uso de la tierra. Las zonas de bosques, matorrales y cultivos están siendo reemplazadas rápidamente por asentamientos urbanos, por lo que es necesario tomar acciones inmediatas para mitigar este acelerado cambio de uso de la tierra. Los resultados obtenidos en esta fase del estudio se utilizaron para la evaluación indirecta del impacto de la reducción del bosque sobre la zona de recarga de la cuenca, información que se discute en el capítulo III en el análisis a nivel paisaje. La comparación de las tasas de deforestación aquí obtenidas (0.2, 0.4 y 0.3 %) con las reportadas por Dirzo y García (1992) para las de la zona tropical (4.3%) es otra evidencia de que en México las tasas de deforestación tienden a ser menores en bosques templados que en bosques tropicales (García-Aguirre y Pérez-Villegas, 2002).

Cabe mencionar que el presente estudio sólo indica la pérdida de cobertura forestal en superficie, pero no refleja otros impactos en el bosque observados en el trabajo de campo tales como sequía, ataque de plagas, incendios y contaminación atmosférica. En la evaluación del nivel de deterioro integral de este bosque se debe estudiar con más detalle este tipo de cambios ya que puede incrementar mucho el nivel de impacto sobre el escurrimiento superficial, para lo cual también pueden ser muy útiles la teledetección y los sistemas de información geográfica. Es importante que las autoridades sigan tomando acciones inmediatas de conservación y recuperación de los bosques ubicados al sur y oeste de la ciudad de México porque son muy importantes en el proceso de infiltración de agua y por lo tanto en la alimentación de mantos acuíferos ubicados en las partes bajas de las montañas y en la Sierra del Chichinautzin, al sur de la Ciudad de México.

Finalmente, es importante conocer la dinámica de cambio de la cobertura vegetal para tomar medidas de restauración más adecuadas y quizá también para la elaboración de propuestas nuevas de desarrollo urbano en las que se incluya una superficie mayor de áreas verdes o de zonas de corredores que actúen como zonas de amortiguamiento y se ubiquen en zonas estratégicas dentro de los centros urbanos.

## CAPÍTULO II

### RELACIONES ENTRE CLIMA Y VEGETACIÓN

#### 2. Marco Teórico

El clima es una composición diaria de las condiciones de tiempo atmosférico, descrito en términos de los promedios y su variabilidad (Barradas, 1994). El clima de un lugar es esencialmente variable en las diversas escalas de tiempo, en un día, en una estación y a través de los años; además presenta oscilaciones considerables de un año al otro o de una década a la siguiente. Estas variaciones son impuestas por la situación geográfica o por los sistemas regionales de tiempo atmosférico que llegan de puntos lejanos (como los ciclones, las masas de aire polar o “nortes” y las tormentas tropicales) y por la acción del hombre (Jáuregui, 2000).

La vegetación es un elemento crucial en el mantenimiento y regulación del clima superficial en todas las escalas. A través de su estructura, la vegetación altera la cantidad de radiación solar neta absorbida por el dosel, así como la rugosidad de la superficie y el albedo, afectando así los turbulentos intercambios de energía. La vegetación impacta el clima local a través de cambios en sus propiedades morfológicas y fisiológicas. Muchos estudios han examinado el papel de la vegetación y su impacto a escala amplia sobre el clima pero pocos han determinado la extensión del cambio de cobertura a una resolución espacial fina ni los mecanismos a través de los que estos cambios afectan el clima local (Bounoua *et. al.* 2004).

Las condiciones climáticas forman patrones que cambian continuamente debido al movimiento constante de las masas de aire y la acción de varias fuerzas sobre ellos, a su paso. Los factores que determinan estas condiciones climáticas son bien conocidos; son sus interacciones lo que hace difícil predecir el resultado en un determinado momento y lugar. En ausencia de alteraciones topográficas, los patrones de clima se determinan por movimientos de masas de aire, probabilidad de que se encuentren aire frío y caliente, patrones de convección local y el grado de saturación de humedad del aire. Existe un consenso general en el hecho de que aparte de las fluctuaciones diarias y estacionales, las condiciones de temperatura promedio se pueden relacionar de manera lineal con la altitud (FAO, 1986).

## **2.1 Interrelación del clima con los procesos biológicos**

La temperatura es uno de los elementos esenciales que conforman el clima. La temperatura media se refiere al promedio del calor recibido en un cierto periodo de tiempo, diario, mensual o anual. La amplitud de la variación diurna de temperatura (diferencia entre las temperaturas más alta y más baja del día), se nombra oscilación térmica diaria (García, 1980). Se ha demostrado que la temperatura disminuye con la altura. Esta disminución no es uniforme, sino que depende de la hora del día, estación del año y localización, pero el promedio mundial es de aproximadamente 0.65 °C por cada 100 m de aumento en altitud. La distribución de la temperatura sobre la tierra se muestra por medio de isotermas, que son líneas que conectan lugares con igual temperatura y pueden ser isotermas medias diarias, medias mensuales o medias anuales (García, 1980).

La precipitación es cualquier humedad condensada que cae en la superficie terrestre; está sujeta a variaciones mucho mayores y más irregulares que la temperatura, tanto en periodos de tiempo cortos como prolongados. La intensidad de la precipitación es la cantidad de lluvia que cae en determinado tiempo; se mide en mm/h y es mayor al principio de la tormenta y va disminuyendo a medida que la duración de la lluvia se alarga, a menor duración de la lluvia más intensidad y menos agua acumulada mientras que a mayor duración, menor intensidad y más agua acumulada (Maderey, 1980).

Es principalmente el clima el que forma los patrones básicos de la estructura y función de un ecosistema; por lo que es importante estudiar la interrelación de la atmósfera con los procesos biológicos. La vegetación guarda una estrecha interrelación con el clima global o regional interactuando a través de mecanismos termodinámicos y dinámicos (Barradas, 1990). En particular, el clima es muy importante en la determinación del tipo de vegetación que se desarrolla en un lugar; también existe una relación entre vegetación, clima y suelo; el factor común entre suelo y vegetación es el clima (Griffits, 1985).

Aunque el clima tiene una influencia fundamental en la distribución de la vegetación, por lo general este ha sido estudiado tomando como base sólo dos aspectos: promedio de temperatura y precipitación total; datos con los que se elaboran diagramas que muestran la relación clima-vegetación. Estas variables son las más utilizadas en las clasificaciones climáticas; no obstante, existen otros aspectos que también son importantes como son los extremos de temperatura y el nivel de humedad, ya que podrían restringir la distribución de la vegetación en ciertos sitios (Angulo, 1985).

La observación de la vegetación y el estudio sistemático de las asociaciones vegetales, ha contribuido, en muchos casos (sobre todo en zonas montañosas), a estimar datos de los



principales elementos climáticos en donde faltan por completo estaciones meteorológicas, ya que la vegetación es siempre un reflejo del clima (Fuentes, 1970). Hernández (1985) utilizó mapas de isotermas e isoyetas anuales, para precisar los límites térmicos y pluviométricos del género *Abies* y encontró que la vegetación es un buen indicador de condiciones climáticas particulares. El estudio permitió el ajuste de los mapas climáticos, añadiendo isotermas e isoyetas en algunas áreas que carecían de datos meteorológicos.

Rzedowski (1978) también enfatiza el papel determinante del clima en la distribución de la vegetación y Miranda y Hernández X (1963) consideraron que aunque es evidente la relación entre el clima y la vegetación, para la clasificación de esta última, se debe partir de ella misma.

### **2.1.1 Cambios entre vegetación y régimen de lluvia y temperatura**

Barradas (1994) analiza el efecto de las plantas en la atmósfera e indica que en un lugar sin vegetación incide una mayor cantidad de radiación solar, que calienta más la superficie del suelo y, esto, a su vez, calienta las capas de aire cercanas al mismo; en cambio, en un área con vegetación, la reducción de la incidencia de radiación es evidente y la cantidad de ésta que llega al suelo es menor. La precipitación pluvial que ocurre dentro de una cobertura vegetal (precipitación indirecta) es menor a la que se presenta en una zona desprovista de vegetación. Esto se explica por la capacidad de almacenamiento de la cobertura, ya que las hojas, al mojarse, almacenan una cantidad dada de agua que finalmente no alcanza a llegar al suelo porque se evapora. Este almacenamiento depende de la textura y tamaño de las hojas, así como de la densidad del dosel. Esto es, a mayor índice de área foliar, será menor la cantidad de agua que finalmente alcance el suelo. Así un cedro (*Cupressus spp*) almacena más agua que un Eucalipto (*Eucalyptus spp*) y genera con ello, una menor precipitación pluvial por debajo de él (Barradas, 1994). Es importante enfatizar que por otro lado, la vegetación permite una mayor capacidad de infiltración de agua en un ecosistema.

Se sabe muy bien que el almacenaje de la precipitación y su distribución son afectadas en gran manera por el dosel de los bosques pero la pregunta de si la presencia de los bosques puede ser causa de un incremento en la precipitación, ha generado una fuerte polémica a través de los años, pues varios autores han refutado esta idea. Es muy difícil hacer conclusiones sobre los argumentos que apoyan efectos negativos, positivos o efecto nulo de la cantidad de lluvia, debido principalmente a la gran variabilidad espacial de la lluvia en una distancia corta. Un bosque añade altura efectiva al suelo y provoca un incremento en la precipitación orográfica. (Bruinjinzeel citado por Chang, 2006) menciona que la deforestación tiene un impacto significativo sobre la precipitación en regiones tropicales,

pero la extensión de la deforestación y sus niveles de impacto requieren de mayor estudio. Por otro lado, la circulación vertical del agua transpirada en zonas templadas es quizá insignificante (Chang, 2006). Barradas (1990) hace una revisión sobre el tema e informa sobre estudios de cambios de clima como resultado de la deforestación que han utilizado modelos físico climáticos e hidrológicos. En zonas montañosas la intercepción de neblina puede ser importante en la precipitación total (Kooiman, 1987). Estudios recientes también apoyan la idea de que la deforestación provoca cambios en el régimen de lluvia. Jáuregui (2000) refiere que la tala de la vegetación arbórea ha provocado una alteración gradual del clima de la cuenca de México. También se plantea la hipótesis de que una menor evapotranspiración puede en última instancia reducir el contenido de humedad de la atmósfera disminuyendo por lo tanto la precipitación (Hasler, 2002). Barradas (2005) menciona tendencias hacia un decremento de precipitación en la zona del Pico de Orizaba. Belda y Melia (2000) examinaron la relación entre las condiciones climáticas y la vegetación (medida a través del índice de vegetación normalizado NDVI) en bosques entre 1984 y 1994, para conocer la influencia de los parámetros climáticos en la regeneración de estos bosques que recibieron impacto de incendio. Charney *et al.* (citados por Boulain *et al.*, 2006) demostraron cómo una reducción en la vegetación puede provocar un decremento en la lluvia. La remoción de la vegetación puede reducir la transpiración y el almacenamiento de humedad en el suelo (Hornbeck y Swank, 1992). Jenerette *et al.*, (2006) examinaron la correlación entre patrones de clima, vegetación y asentamientos humanos en la zona metropolitana de Phoenix, E.U.A. que experimentó un incremento de 1.7 °C de temperatura en el siglo pasado. Los autores utilizaron información de imágenes de satélite (de las que obtuvieron datos de temperatura superficial y vegetación), de censo poblacional y un modelo digital de elevación del que derivaron mapas de elevación y pendiente. Además, aplicaron un modelo multivariado y encontraron que los impactos sociales que tienen mayor efecto en la temperatura del suelo son aquellos relacionados con las modificaciones en la cobertura vegetal. Jáuregui (1996) refiere que la temperatura del aire de la ciudad de México se ha elevado 1.5 °C a lo largo de un siglo; menciona que el efecto de la creciente urbanización en esta ciudad sobre la temperatura es evidente en la temperatura media anual del aire de la capital, la cual se elevó de unos 14.5 °C a principios del siglo XX a poco más de 16 °C a finales del mismo siglo.

### **2.1.2 Estudios sobre la relación clima y vegetación en México**

La zonificación climática a escalas 1:1,000,000 ó 1:500,000, ha sido elaborada por varias instituciones tales como la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH), la Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP) y el Instituto de Geografía de la UNAM, entre otras; pero estas escalas sólo nos dan una idea muy general de los tipos climáticos que existen en un país o estado (Aguilar, 1995). Existen estudios sobre clima a nivel local, pero son pocos considerando las dimensiones del país (Cardoso, 1979; Vidal, 1980; Capel y Castillo, 1984; Trejo, 1998; Álvarez, 1992; Ruíz, 2001; Jáuregui, 2000). Más escasos aún, son aquellos estudios que hacen una relación del clima con la vegetación (Orellana, 1978; Angulo, 1985, Hernández, 1985, Soto, 1985). Sin embargo, existen regiones muy bien estudiadas, como es el caso del estado de Veracruz que cuenta con un sistema especializado de información geográfica, que fue diseñado para conocer las condiciones climáticas de los sitios donde se encuentran las plantas de este estado. El sistema se basa en la sobreposición de una serie de mapas, lo que permite extraer información climática, así como encontrar zonas que cumplan con ciertas características climáticas. Toda esta información se correlaciona con puntos específicos donde se han colectado las especies de plantas. Un aspecto interesante de este sistema es que además de la temperatura media anual y de la precipitación total anual, se consideraron otros meteoros (temperaturas máxima y mínima extrema, heladas, neblina, número de días con precipitación inapreciables) cuyas implicaciones ecológicas son importantes (Soto *et al.*, 1996).

### **2.1.3 Análisis del clima a nivel paisaje**

Este método fue desarrollado por la Food and Agriculture Organization (FAO, 1986) con el fin de utilizarlo en regiones que sólo cuentan con datos de clima escasos; situación muy común en países en desarrollo. El método consiste en graficar los puntos de las estaciones climáticas y sus datos sobre las imágenes de satélite y la visión global del paisaje permite analizar los valores de los datos de cada estación y entender la relación entre los gradientes de paisaje y los gradientes climáticos. Es decir, se utilizan características del paisaje para extrapolar las condiciones climáticas, conduciendo a una mejor exactitud espacial y geográfica que con otros métodos. La forma más precisa de comunicar los vacíos entre datos puntuales es la interpolación utilizando mapas topográficos. El estudio se probó con éxito en Kenya. Este método es alternativo a otros procedimientos tales como el método de Thiessen (Griffiths, 1985) o el de isoyetas (Griffiths, 1985), donde no es fácil estimar el impacto de la topografía en el clima a partir de estas líneas, particularmente a escalas de reconocimiento

(FAO, 1986). Los polígonos de Thiessen utilizan bisectores perpendiculares y las líneas que unen las estaciones, delimitan las secciones y cada una con una precipitación supuesta equivalen a la correspondiente del pluviómetro dentro de cada sección. La filosofía fundamental de este método es la de considerar que la lluvia en cualquier punto de la cuenca es igual a la del pluviómetro más cercano (Griffiths, 1985).

Las imágenes de satélite permiten apreciar más fácilmente gradientes de paisaje, ya que muestran características topográficas que son causa de gran parte de la variación climática local. Por otro lado, la vegetación y uso de la tierra son determinados en gran medida por las variaciones climáticas. El patrón de vegetación en particular, tiene un valor indicativo muy alto. Las diferencias del paisaje en estos gradientes permiten entender la variación espacial en las condiciones climáticas. Además, las imágenes son útiles para evaluar la representatividad de las estaciones climáticas (ver Figuras 14, 16 y 17) y son la mejor herramienta para integrar los mapas climáticos con algún otro dato geográfico (suelo, vegetación, mapas de uso de la tierra, etc.), así como para crear bases de datos geográficas (FAO, 1986).

## **2.2 Clima en la Cuenca de México**

El clima de la cuenca de México es tropical (por su situación geográfica), pero es atemperado por la altitud a la que se ubica en el centro del país. Las lluvias son de verano, abundantes en el piedemonte por el ascenso orográfico, aumenta a un máximo en el parteaguas de las montañas al oeste, sur y sureste, donde caen, en promedio entre 700 y 1200 mm de lluvia al año. El régimen pluviométrico de la cuenca de México es básicamente el mismo que en tiempos de la colonia (en mayo empiezan las lluvias y terminan en septiembre), ya que está regido por grandes corrientes atmosféricas que invaden alternadamente el centro de México: los alisios húmedos (de mayo a octubre) y los vientos secos del oeste provenientes de Norteamérica durante el resto del año. En general la lluvia anual osciló en el siglo XIX en intervalos que son semejantes aunque algo menores que los observados en el siglo XX (Jáuregui, 2000).

Por su posición geográfica, en la región intertropical, el Valle de México se encuentra afectado por sistemas de circulación atmosférica que separan claramente la época húmeda de la seca; asimismo determinan la precipitación que cae en el transcurso del año. La época húmeda en el Valle de México se inicia cuando, debido al desplazamiento de la zona intertropical de convergencia hacia el norte del ecuador, se restablece, en la mayor parte del territorio mexicano, el flujo de los vientos alisios que procedentes del mar, introducen

humedad al país y, por lo tanto, a esta zona (Meza, 1980, Maderey, 1980). Esto sucede comúnmente en el mes de junio; sin embargo, las primeras lluvias de esta época se presentan desde mayo y en algunas ocasiones desde abril. Los patrones de flujo del aire superficial en la cuenca de México resultan de la interacción de los vientos regionales y sinópticos y vientos locales originados por la topografía. Los primeros, vientos alisios, invaden a la ciudad de México en los meses cálidos (mayo a octubre) con características de cielos nubosos y fuertes tormentas por la tarde (Matías y Vázquez, 1999).

Las precipitaciones producidas por la entrada de los vientos alisios se intensifican durante los meses de julio, agosto y septiembre y se prolongan hasta octubre por la influencia de las ondas del este y de los ciclones tropicales. Durante los meses de invierno, en México imperan condiciones de sequía; sin embargo, por el predominio de los vientos del oeste, el territorio mexicano queda expuesto a la influencia de las perturbaciones propias de las latitudes medias, así como a la invasión de masas de aire polar, situaciones que dan lugar a precipitaciones en la zona de estudio; no obstante, en la mayor parte de la región, éstas no llegan a constituir el 5% del total anual. Es decir, la época húmeda comprende seis meses, de mayo a octubre; mientras que en el norte del Valle de México hay precipitaciones menores de 400 mm, en la parte oeste y sureste son superiores a los 1,200 mm (Maderey, 1980).

Meza (1980) describe las características de la dinámica atmosférica en el año, a partir del análisis de los climogramas elaborados para las estaciones situadas dentro de la cuenca; menciona que esta circulación se inicia en la cuenca desde el mes de abril y se manifiesta por una reducción térmica y un aumento de la precipitación, fenómenos que se acentúan plenamente en los meses de junio, julio y agosto. A principios del otoño en la Sierra de las Cruces, da inicio, de forma progresiva, la circulación de los vientos del oeste que causan las primeras heladas de la cuenca.

Las mayores precipitaciones totales se registran en los macizos montañosos, aumentando gradualmente desde la parte baja hasta cierto límite no determinado aún, pero que bien podría corresponder con la franja donde se localizan los bosques de oyamel. Asimismo, la niebla y el rocío son más frecuentes y persistentes en las áreas boscosas Madrigal (1967).

### 2.3 Método

[1] Se obtuvo información climática de precipitación y temperatura a partir de datos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional de 17 estaciones meteorológicas ubicadas dentro de la zona de estudio para el periodo 1965-2000, con un promedio de observación de 27 años para datos de precipitación y de 21 años para datos de temperatura. También se obtuvo información sobre clima de García (2004). Se omiten en el estudio otras 56 estaciones localizadas en la Ciudad de México, ya que aún cuando son muy cercanas, existen grandes diferencias entre las condiciones climáticas de zonas urbanas (tales como fenómenos de islas de calor) y las zonas forestales.

[2] Se elaboró un mapa de distribución de estaciones utilizando el GIS Arc View 3.2. Asimismo, se hizo un análisis de zonas de influencia (denominada buffer en GIS) con el fin de determinar si la distribución de estaciones en la zona de estudio cumplía con la norma de densidad propuesta por la Organización Meteorológica Mundial (Mendoza, 2002). Esta función “buffer” permite trazar una superficie determinada alrededor de cada estación climatológica; es decir, se le indica al GIS que marque un círculo, en este caso de 100 km<sup>2</sup> alrededor de cada estación climatológica, para lo cual se le pide utilice un radio de 5.7 km para el cálculo del área de los círculos (Figura 15).

[3] El mapa de distribución de estaciones se sobrepuso con el de vegetación para determinar los tipos de vegetación que cuentan con información climática. Después, se elaboraron mapas de isotermas e isoyetas a través del método de interpolación inversa con el programa Matlab 7.0. Las isotermas anuales son líneas que unen lugares de igual temperatura anual y muestran la distribución horizontal de la misma; representan el promedio de las temperaturas medias mensuales de un periodo largo. Las isoyetas son líneas que representan valores similares de precipitación (Soto, 1985). Se han propuesto varios esquemas de interpolación para la estimación de la lluvia, los más simples y familiares son el método de polígonos de Thiessen (Griffiths, 1985) y el método de isoyetas (este último se basa comúnmente en interpolación lineal simple). Los métodos estadísticos para la predicción de los patrones de lluvia se propusieron desde la década de los 60. Actualmente, estos métodos requieren primero un examen de la estructura de correlación espacial de los datos tales como el análisis del semivariograma para el método de Kriging, pero se necesita un número grande de estaciones climatológicas lo que restringe la aplicación de este método (Meijerink *et al.*, 1994).

[4] Se hizo un análisis estadístico descriptivo de los datos de precipitación y de temperatura considerando los datos de las 17 estaciones climatológicas. Se elaboraron gráficas de temperatura y precipitación para el periodo estudiado y se hizo un análisis de series de tiempo. Para determinar la relación entre precipitación pluvial y temperatura superficial se llevó a cabo un análisis de correlación de Pearson.

## **2.4 Resultados**

### **2.4.1 Cantidad y calidad de los datos climáticos**

El Cuadro 5 muestra las características de las estaciones climatológicas utilizadas en este estudio así como la temperatura y precipitación promedio anual ó total. Se observa que cinco estaciones se localizan entre 2,200 a 2,300 m snm, aunque existe al menos una estación a cada 100 m de altitud a partir de los 2,100 m hasta los 3,200. Esto significa que para el intervalo de 3,300 a 3,900 m no existen datos climáticos, lo cual era de esperarse, ya que rara vez se coloca un pluviómetro en la superficie del bosque y grandes áreas de montaña permanecen sin registro de precipitación. Sin embargo, es posible estimar la precipitación anual a través del cálculo de balances de energía y agua combinados (Miller 1997). Los bosques presentan grandes cambios en las características del suelo, estructura de la vegetación y condiciones climáticas en distancias horizontales y altitudinales muy cortas. El terreno accidentado irregular produce heterogeneidad en el bosque, lo cual aunado a la estructura del dosel y la variación en la inclinación de la pendiente y orientación, resulta en diferencias drásticas en el flujo de energía solar (Motzer, 2005). El Cuadro 6 muestra la disponibilidad de datos de temperatura y precipitación a través el tiempo. La mayoría de las estaciones tienen un registro de entre 27 a 39 años y sólo la estación de Huixquilucan tiene datos para la década de 1920 a 1930. El registro de esta estación se interrumpe y aparece otra vez de manera continua a partir de 1955.



Cuadro 5. Características generales de las estaciones climatológicas

Núm	Nombre	Clave	Latitud	Longitud	Altitud m	Años de registro Precip	Años de registro Temp	Precip total mm	Temp Media
1	Tajo de Tequixquiac	15221	19 25'	99 22'	2,560	39	19	726	15.3
2	Huixquilucan	15033	19 22'	99 21'	2,732	45	35	1,161	13.5
3	Cuajimalpa	9016	19 21'	99 18'	2,283	28	18	1193	12.9
4	Atarasquillo, Lerma	15011	19 19'	99 28'	2,500	29	29	907	14.5
5	La Marquesa	15045	19 19'	99 19'	3,030	34	34	1,407	9.7
6	Desierto de los Leones	9019	19 18'	99 18'	2,220	37	37	1,266	10.3
7	Desv. Alta Pedregal	9020	19 16'	99 15'	2,918	52	34	910	14.7
8	Presa Anzaldo	9037	19 17'	99 13'	2,299	36	36	876	15.4
9	San Pedro Atlapulco	15242	19 14'	99 23'	2,950	14	14	1,050	11.5
10	Magdalena Chichicalpa	15053	19 15'	99 19'	2,675	27	0	1,088	s/d
11	Campo Berros	15265	19 15'	99 18'	2,150	8	8	615	10.5
12	Monte Alegre, Contreras	9067	19 13'	99 17'	2,420	12	12	1,335	8.1
13	Ajusco	9002	19 13'	99 12'	2,837	27	26	1,227	11.2
14	El Capulín, Jalatlaco	15354	19 9'	99 18'	3,160	12	3	839	16.6
15	Km 39.5 a Cuernavaca	9022	19 08'	99 11'	2,240	36	32	1,304	9
16	El Guarda	15026	19 07'	99 10'	2,810	11	11	1,164	9.6
17	Lagunilla Ocuilan	15228	19 05'	99 24'	2,775	9	8	914	11.3

Cuadro 6. Disponibilidad de datos de temperatura y precipitación

Clave	Nombre	Periodo de registro de precipitación	Años de registro	Periodo de Registro de temperatura	Años de registro
E1	Tajo de Tequixquiac	1948 – 1986	39	1967-1985	19
E2	Huixquilucan *	1921-1931		1921-1931	
		1955-1988	45	1965-1988	35
E3	Cuajimalpa	1967-1987	18	1968-1987	18
E4	Atarasquillo, Lerma	1961-1989	29	1961-1989	29
E5	La Marquesa	1966-1978		1966-1970	
		1980-1991		1972-1978	
		1993-2002	35	1980-2002	34
E6	Desierto de los Leones	1951-1988	35	1951–1988	34
E7	Desv. Alta Pedregal	1949-2000	52	1967– 2000	34
E8	Presa Anzaldo	1954-1989	36	1954-1989	36
E9	San Pedro Atlapulco	1978-1991	14	1978-1991	14
E10	Magdalena	1961-1987	27		0
	Chichicalpa				
E11	Campo Berros	1981-1988	8	1981-1988	8
E12	Monte Alegre, Contreras	1976-1987	12	1976 – 1987	12
E13	Ajusco	1967-1987	21	1962–1988 *	27
E14	El Capulín, Jalatlaco	1982-1992	11	1983-1994	4
E15	Km 39.5 a Cuernavaca	1961-2000	36	1965-2000	33
E16	El Guarda	1976 -1986	11	1976 -1986	11
E17	Lagunilla Ocuilán	1978-1986	8	1978-1986	8

(\*) esta estación no presenta datos continuos.

La Figura 14 muestra la distribución espacial de las estaciones climatológicas analizadas. Se puede observar que existe mayor información climática en la zona media y baja de las montañas, principalmente hacia la vertiente orientada a la ciudad de México. Las estaciones son escasas hacia el oeste, incluso en las zonas bajas, hacia el estado de México. Nueve estaciones se localizan en zonas de bosque, cinco en zonas de cultivo y tres en la periferia de zonas urbanas.

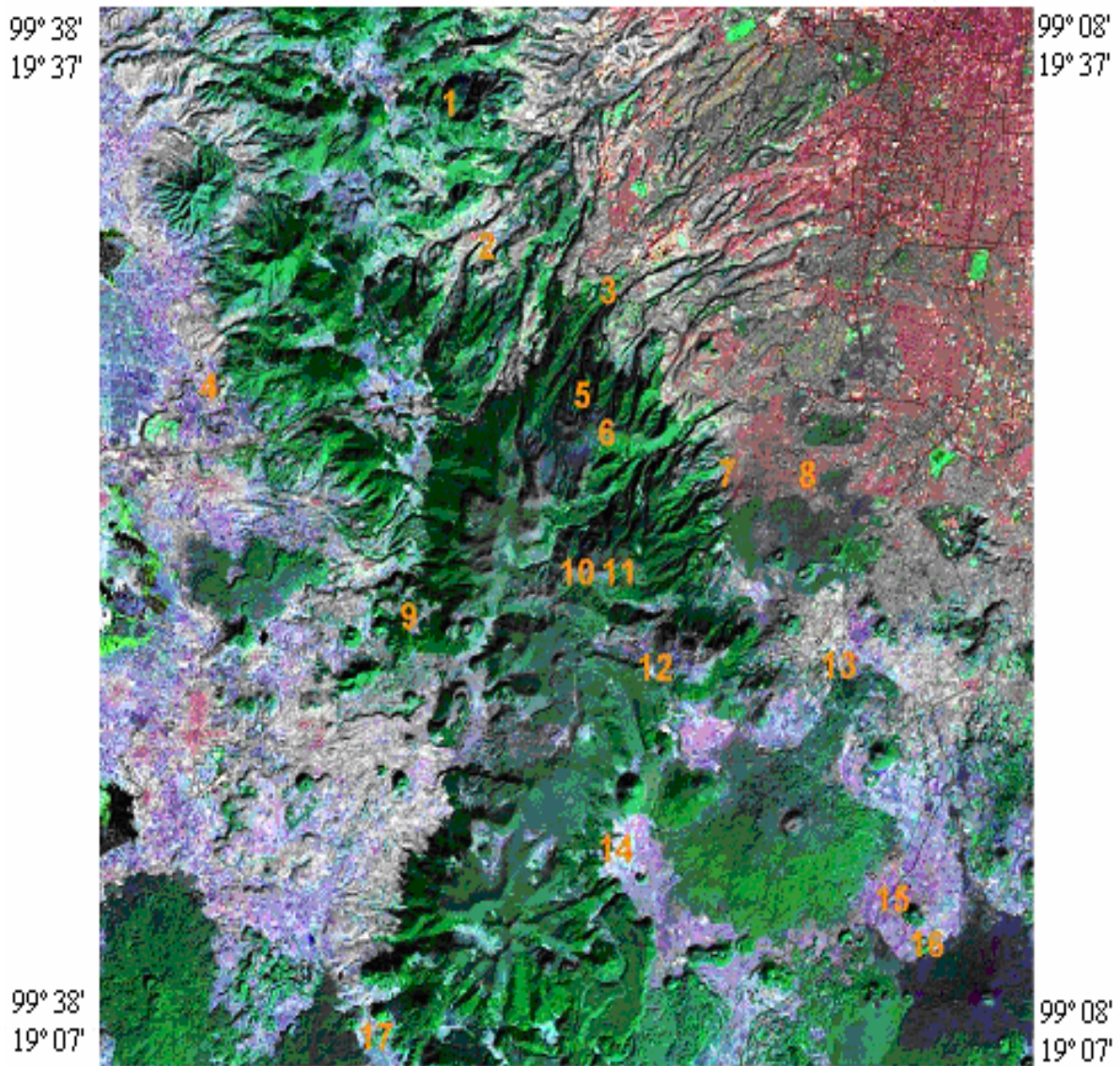


Figura 14 Distribución de las estaciones climatológicas en la zona de estudio

La Figura 15 muestra el análisis espacial denominado de influencia ó buffer realizado en las 17 estaciones. Aún cuando existe una densidad de estaciones que cumple con la norma de la OMM, el patrón de distribución de las estaciones que se utilizaron no es homogéneo, ya que está más concentrada hacia el centro de la zona de estudio, que corresponde a la zona de montaña (en la parte baja y media) y en el este (hacia el estado de México), además, existen algunas estaciones con registros de menos de 15 años.

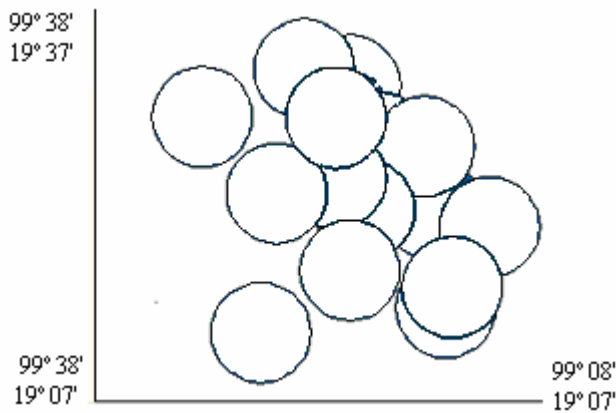


Figura 15 Análisis de zonas de influencia (ó buffer) que dibujó círculos con un radio de 5.7 km alrededor de cada estación climatológica. La gráfica indica que existe una densidad de estaciones suficiente aunque existen zonas de ausencia de datos (estaciones) hacia el oeste y sur de la zona de estudio

## 2.4.2 Análisis de los datos climatológicos

### 2.4.2.1 Análisis descriptivo de temperatura y precipitación

El Cuadro 7 muestra las medidas de tendencia central y de variabilidad de los datos de temperatura. La estación 15053 no cuenta con datos de temperatura, aún cuando sí existen para precipitación. El promedio varía de los 9.5 a los 15.6 °C. Los valores de la mediana son muy semejantes a la media, lo cual muestra la simetría en la distribución de datos. La diferencia entre el tercer y primer cuartil está entre 0.5 y 1.6, es decir, existe una alta concentración de los valores de temperatura alrededor de su media, lo cual es coherente con los valores bajos de desviación estandar y coeficiente de variación (CV) de las estaciones de la cuenca; por lo que no existe gran variabilidad de la temperatura media en la cuenca.

En el Cuadro 8 se indica que el promedio de precipitación va de los 689 a los 1,339 mm. La diferencia entre el tercer y primer cuartil de precipitación anual va de 168 a 342 (es una medida de concentración de la precipitación alrededor de su media; cuanto menor es, tanto mejor es la concentración).

Cuadro 7.- Análisis descriptivo de datos de temperatura (°C). Las columnas denominadas 0.75% y 0.25% representan el tercer y primer cuartil respectivamente y en la columna siguiente se indica la diferencia entre ambas.

Clave	Años	Prom	Mediana	0.75%	0.25%	75-25%	Desv. St	Varianza	Max	Mín	Coef Variac
15221	19	15.5	15.4	15.8	15.2	0.6	0.34	0.114	16.2	15	0.02
15033	35	13.7	13.7	14.1	13.4	0.7	0.41	0.168	14.5	12.8	0.03
9016	18	13.1	13.2	13.4	13	0.4	0.41	0.164	13.8	12.1	0.03
15011	28	13.8	13.3	14.5	12.9	1.6	1.48	2.2	17.4	11.4	0.01
15045	34	10.2	9.8	10.7	9.5	1.2	0.94	0.88	12.1	9	0.09
9019	36	10.9	10.9	11.4	10.6	0.8	0.67	0.44	12	8.6	0.06
9020	34	15.4	15.2	16	15	1	0.73	0.54	17	14	0.05
9037	36	15.6	15.7	16	15	1	0.64	0.42	17	14	0.04
15053	No hay Datos										
9002	25	11.3	11.4	11.6	11	0.6	0.59	0.35	13	10.4	0.05
9022	32	9.5	9.5	9.8	8.9	0.9	0.80	0.41	11.5	8	0.08

Cuadro 8.- Análisis descriptivo de datos de precipitación (mm/año). Las columnas denominadas 0.75% y 0.25% representan el tercer y primer cuartil respectivamente y en la columna siguiente se indica la diferencia entre ambas.

Clave	Años	Prom	Mediana	0.75%	0.25%	75-25%	Desv. St	Varianza	Max	Mín	Coef Variac
15221	39	689	673	790	569	221	146	21,171	1,110	422	21.2
15033	45	1,113	1,110	1,243	1,017	226	204	41,442	1,604	525	18.3
9016	28	1,126	1,127	1,747	1,018	229	235	55,037	1,641	504	20.9
15011	29	888	876	986	818	168	132	17,407	1,187	592	14.9
15045	34	1,281	1,302	1,394	1,139	255	191	36,309	1,750	935	14.9
9019	37	1,339	1,303	1,517	1,175	342	217	47,183	1,838	1006	16.2
9020	52	974	987	1,099	864	235	211	44,540	1,436	199	21.7
9037	36	920	889	1,041	820	221	161	25,936	1,224	627	17.5
15053	26	1,090	1,052	1,219	981	238	152	23,096	1,424	761	13.9
9002	26	1,153	1,186	1,303	1,113	190	204	41,448	1,448	563	17.7
9022	34	1,322	1,171	1,374	1,093	281	503	25,337	2,873	52	38.1

Las Figuras 16 y 17 muestran la distribución de los valores de temperatura y precipitación media anual de las 17 estaciones meteorológicas analizadas en este estudio, las cuales se representaron sobre mapas de pisos altitudinales de la región. Se observa que las temperaturas más altas (de 12.9 a 15.4 ° C) se presentan principalmente en las partes más bajas (2,430 a

2,600), mientras que las temperatura más bajas (8.1 a 11.5° C) corresponden a mayores altitudes (3,200 a 3,900). Esta relación con la altitud también se observa con la precipitación, los valores más bajos (726 a 1050 mm) se registran a altitudes de 2,540 a 3,000 m snm, en tanto que las mayores precipitaciones (1,200 a 1,400 mm) se registran entre los 3,300 a 3,900 m snm. Se comprueba el efecto orográfico en la cantidad de precipitación, pues a mayor altitud ocurre mayor precipitación y esa mayor altitud está representada precisamente por las sierras con las que topan (Las Cruces, Monte Alto y La Nevada) y por las que ascienden las masas de aire húmedo que llegan al Valle de México (Maderrey, 1980)

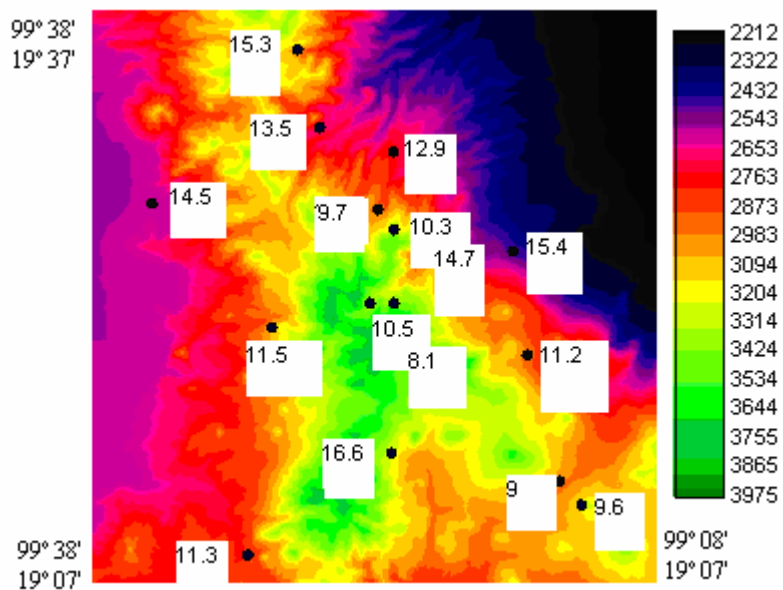


Figura 16.- Datos de temperatura de las 17 estaciones meteorológicas representadas sobre el mapa de pisos altitudinales (la leyenda del mapa indica los diferentes valores de altitud en m snm) con intervalos de amplitud aproximada de 100 m.

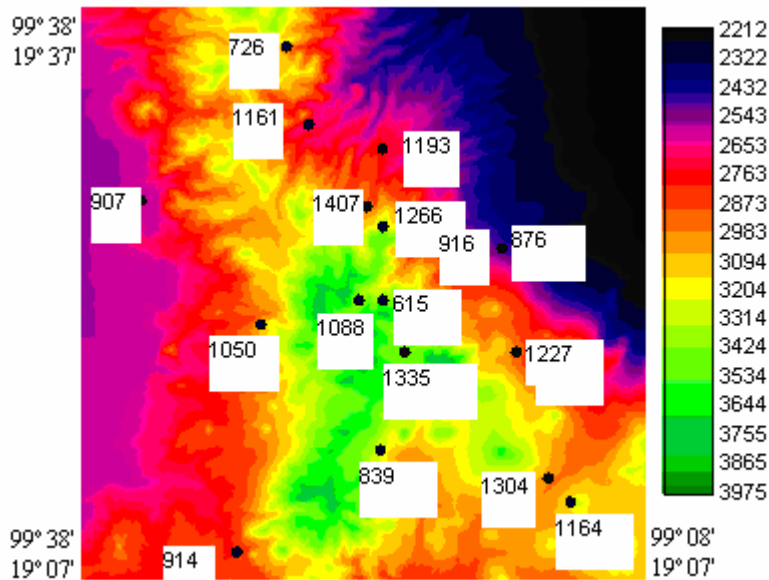


Figura 17.- Datos de precipitación de las 17 estaciones meteorológicas representadas sobre el mapa de pisos altitudinales (la leyenda del mapa indica los diferentes valores de altitud en m snm) con intervalos de amplitud aproximada de 100 m.

Las Figuras 18 a 25 muestran las gráficas de temperatura y precipitación media mensual de algunas de las estaciones consideradas en este estudio, que corresponden al periodo de 1921 a 2002. Se les asignó una nueva clave a cada una de las estaciones (E1 a E17) con el fin de facilitar la descripción de las mismas (Cuadro 6). La estación de Tajo de Tequisquiac (E1), Desviación Alta al Pedregal (E7) y Presa Anzaldo (E8), presentan temperaturas más altas para los meses de mayo a junio. La segunda alcanza altitudes de 2,900 m snm por lo que podría estar indicando un efecto de isla de calor ya que esta estación se ubica dentro de la ciudad, muy cerca de la zona de bosques. También se observa que la estación El Guarda (E16) presenta un cambio brusco de temperatura en el mes de abril situación que no se ve reflejada en los datos de temperatura media anual (Cuadro 5). García (1998) en su estudio de la Sierra de Las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo, encuentra que la distribución de la precipitación a lo largo del año se caracteriza por un fuerte contraste estacional, diferenciándose de forma evidente, una estación lluviosa (entre mayo y octubre) y otra seca (entre noviembre y abril). Este patrón también se observa en las gráficas de precipitación (Figuras 22 a 25).

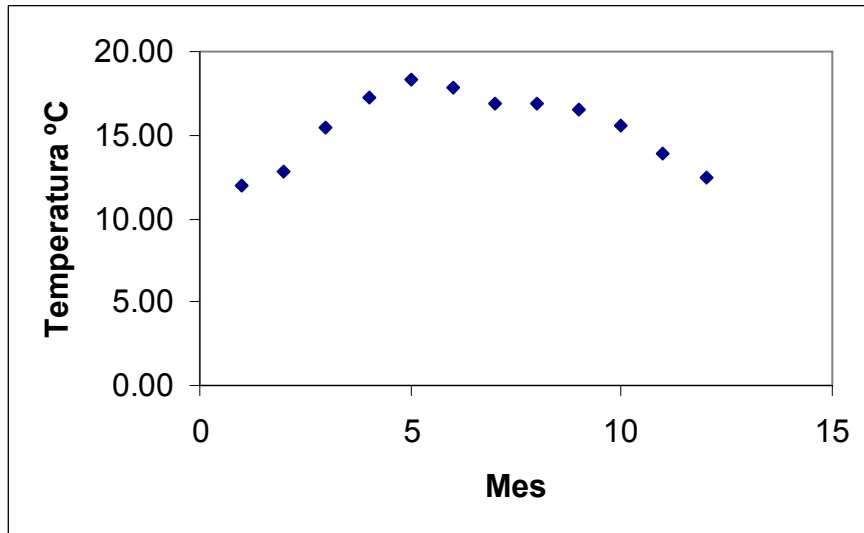


Figura 18. Temperatura media de Tajo Tequixquiac (E1)

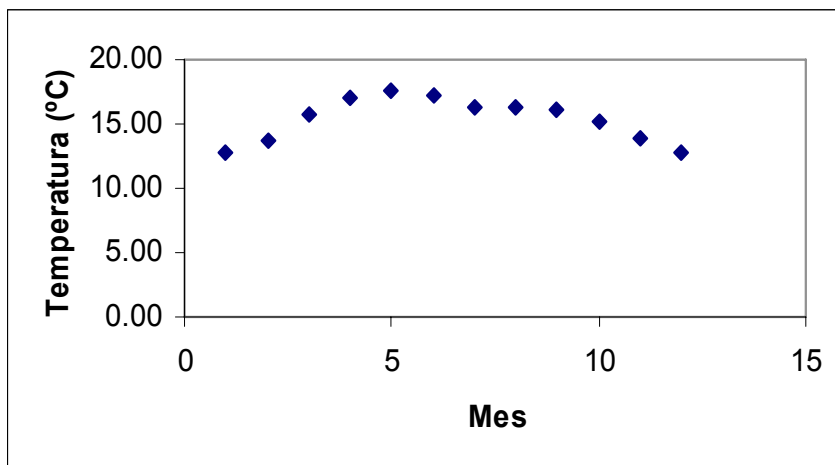


Figura 19. Temperatura media de Desviación alta al Pedregal (E7)



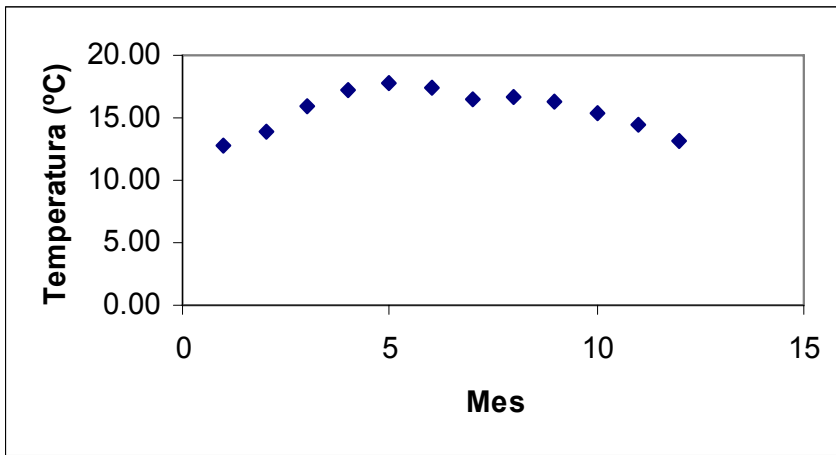


Figura 20. Temperatura media de Presa Anzaldo (E8)

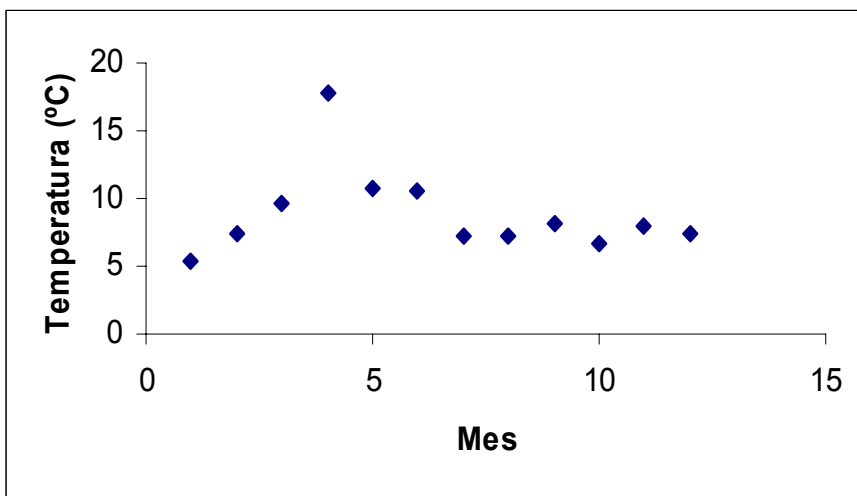


Figura 21. Temperatura media de El Guarda (E16)

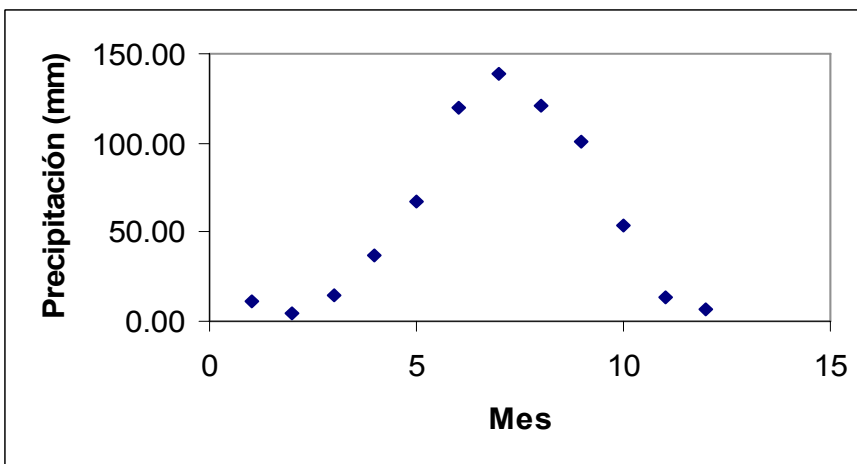


Figura 22. Precipitación de Tajo Tequixquiac (E1)

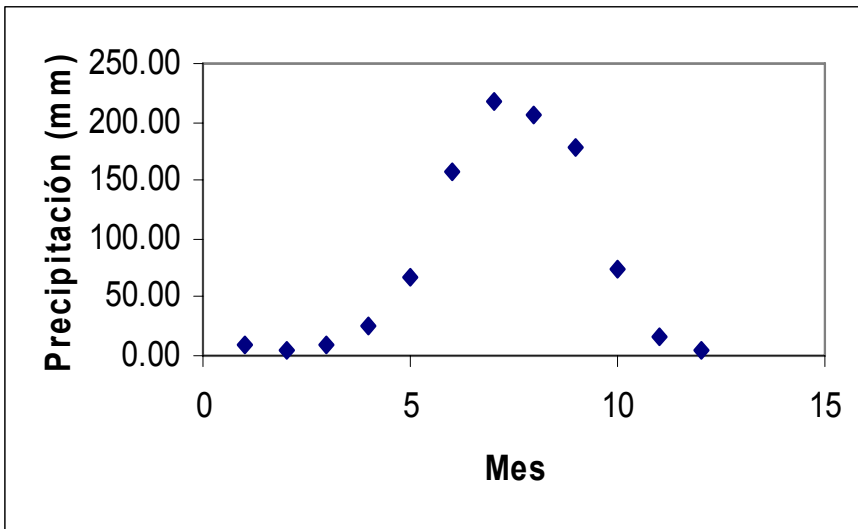


Figura 23. Precipitación de Desviación alta al Pedregal (E7)

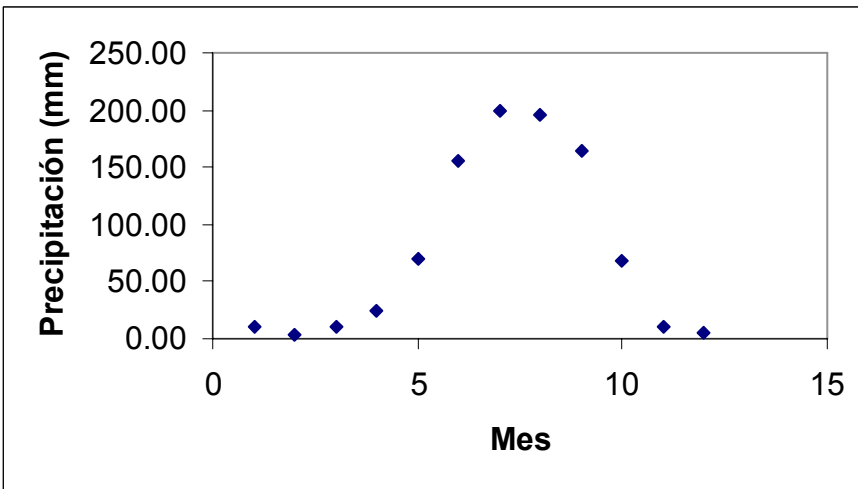


Figura 24. Precipitación de Presa Anzaldo (E8)

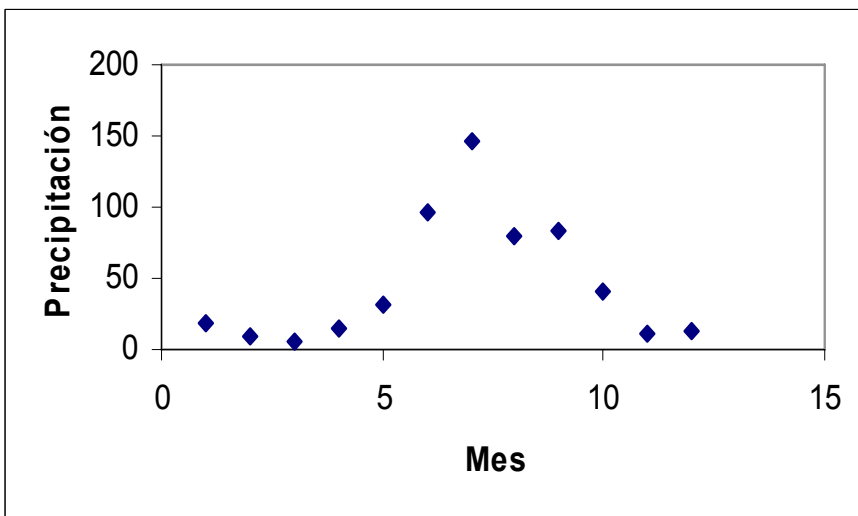


Figura 25. Precipitación de El Guarda (E16)

#### 2.4.2.2 Análisis de series de tiempo

Las condiciones del clima siguen ciertos patrones generales, con fluctuaciones tanto en el tiempo como en la intensidad (Trejo, 1998). Las Figuras 26 a 36 muestran las gráficas de temperatura y precipitación a través del tiempo; con el fin de diferenciarlas de las gráficas de temperatura y precipitación mensual, se sustituyó la letra E por la letra S de la clave de las estaciones. El análisis de correlación entre cada uno de las variables y el tiempo no indica tendencia alguna para los datos (Cuadro 9), excepto para la precipitación de la estación Cuajimalpa (el coeficiente de correlación es de 0.57 indicando una relación moderadamente fuerte entre las variables) lo cual concuerda con la tendencia de incremento de la precipitación a través del tiempo, mientras que para la temperatura sólo la estación Ajusco indica una relación negativa a través del tiempo, con un coeficiente de correlación de -0.68 (Figuras 28 y 35). Es interesante notar que la mayoría de las estaciones analizadas muestran decrementos notables de precipitación para el período 1980 a 1985. La temperatura oscila constantemente y se observan decrementos para los años 1969, 1976 y 1985 en las estaciones S1 a S3, S7 y S8.

En un análisis de datos diarios de clima de 305 estaciones de clima en China (1955 a 2000) se encontró que las temperaturas de aire superficial se incrementaron con una tendencia acelerada después de 1990 (Liu *et al.*, 2004). Sin embargo, Griffiths (1985) sugiere que los cambios en periodos de uno a 100 años deben tratarse como fluctuaciones climáticas, reservando el término de “cambio de clima” únicamente para periodos más largos.

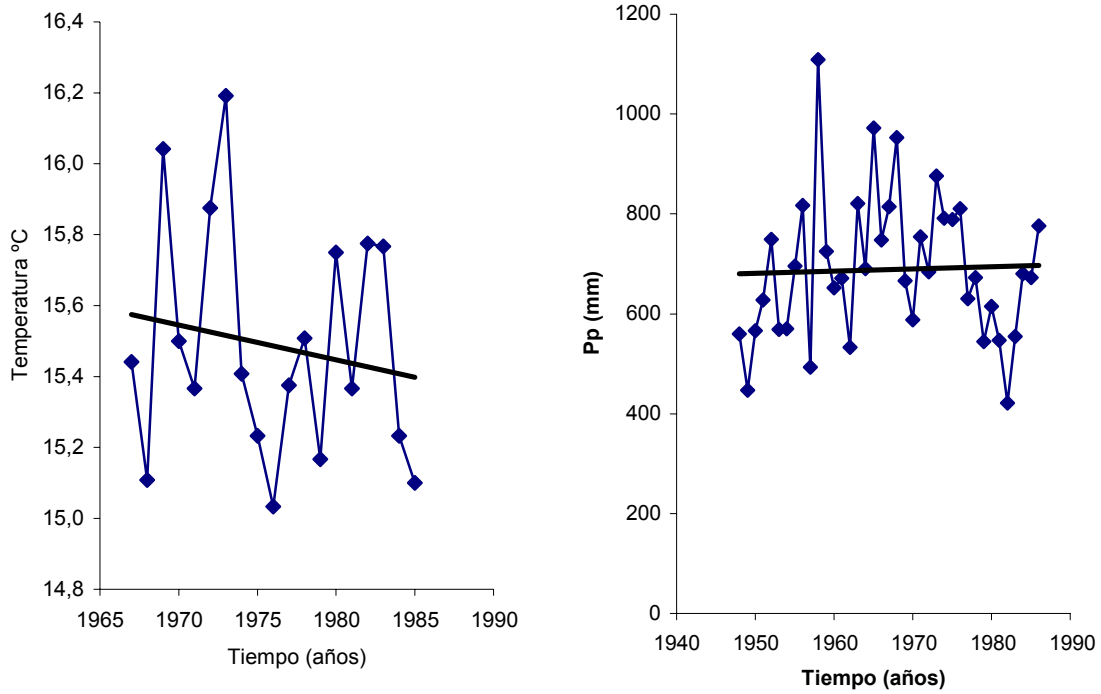


Figura 26. Temperatura media y precipitación total de Tajo de Tequixquiac (S1) a través del tiempo.

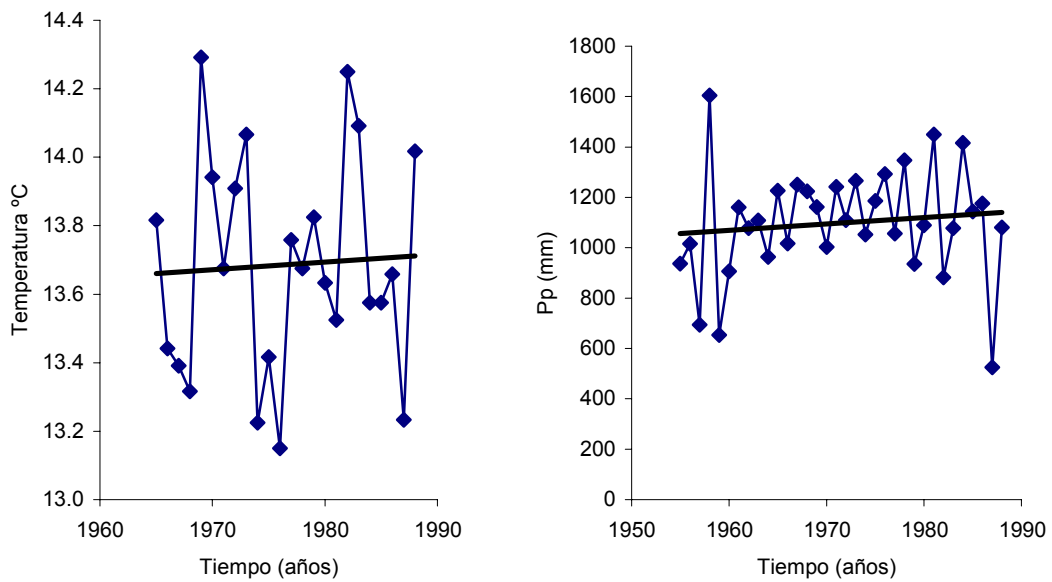


Figura 27. Temperatura media y precipitación total de Huixquilucan (S2) a través del tiempo.

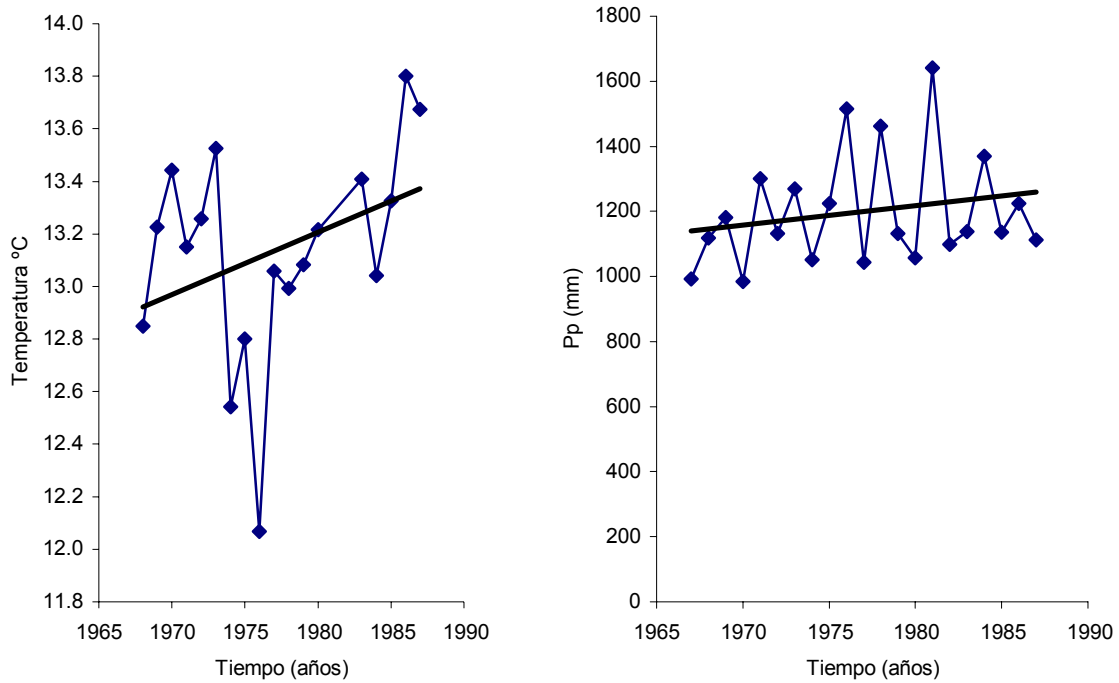


Figura 28. Temperatura media y precipitación total de Cuajimalpa (S3) a través del tiempo.

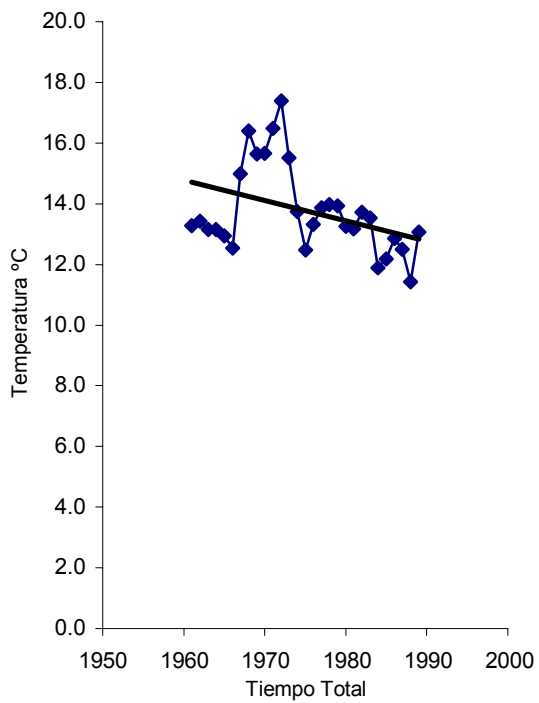


Figura 29. Temperatura media de Atarascillo, Lerma (S4) a través del tiempo.

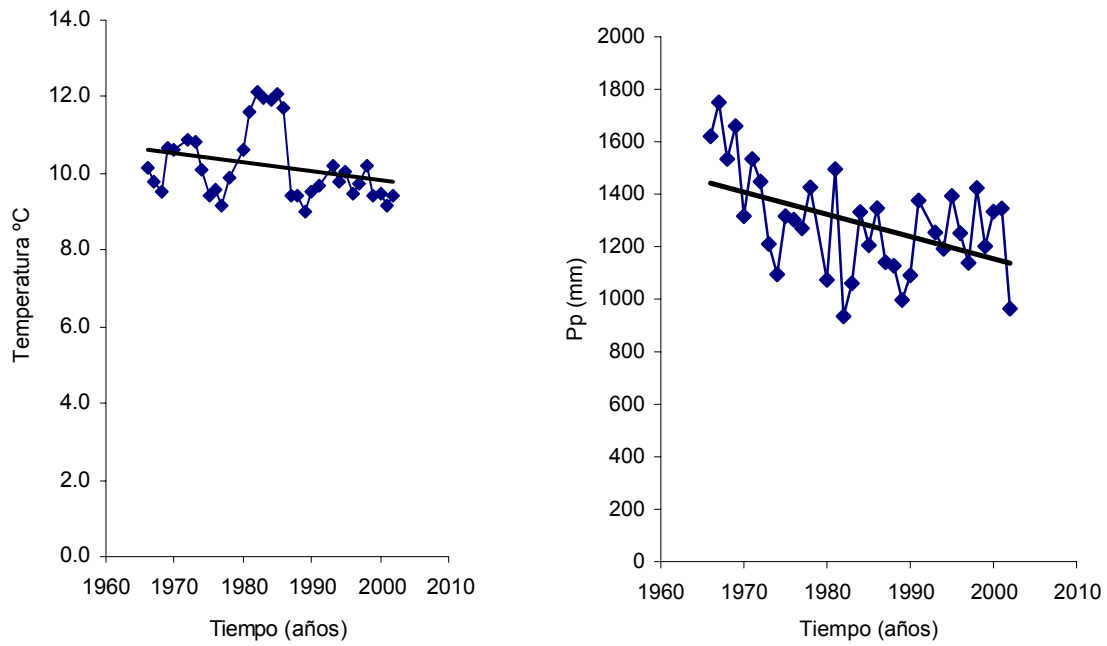


Figura 30. Temperatura media y precipitación total de La Marquesa (S5) a través del tiempo.

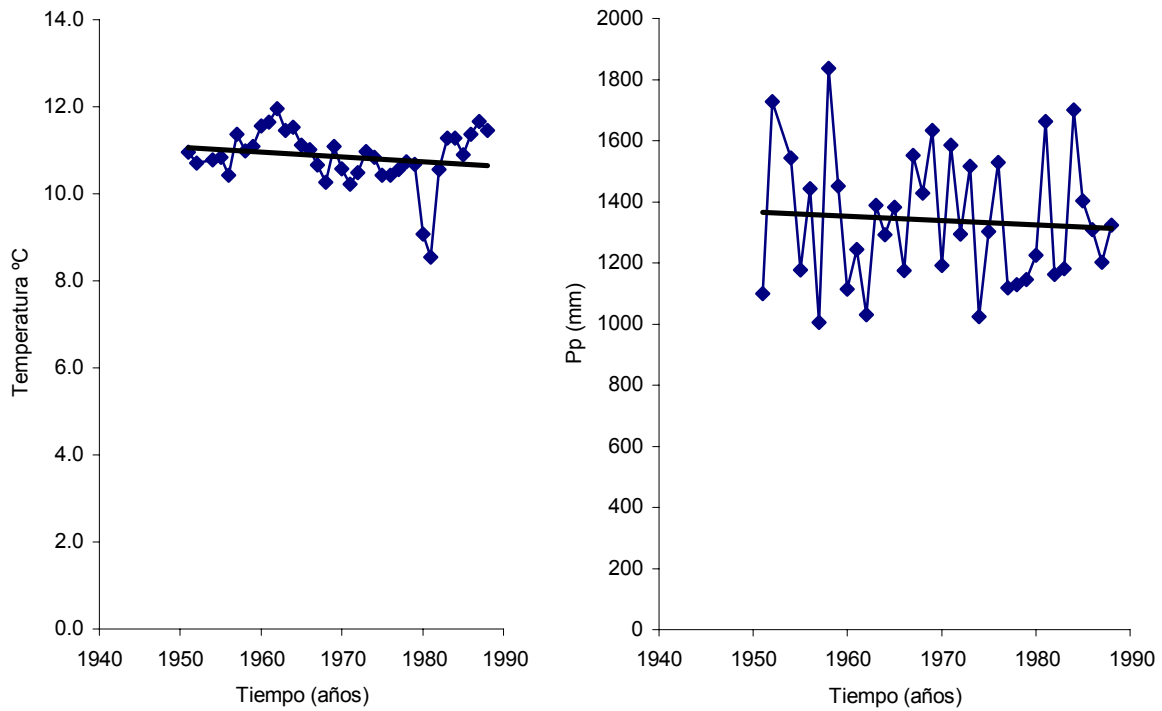


Figura 31. Temperatura media y precipitación total del Desierto de los Leones (S6) a través del tiempo.

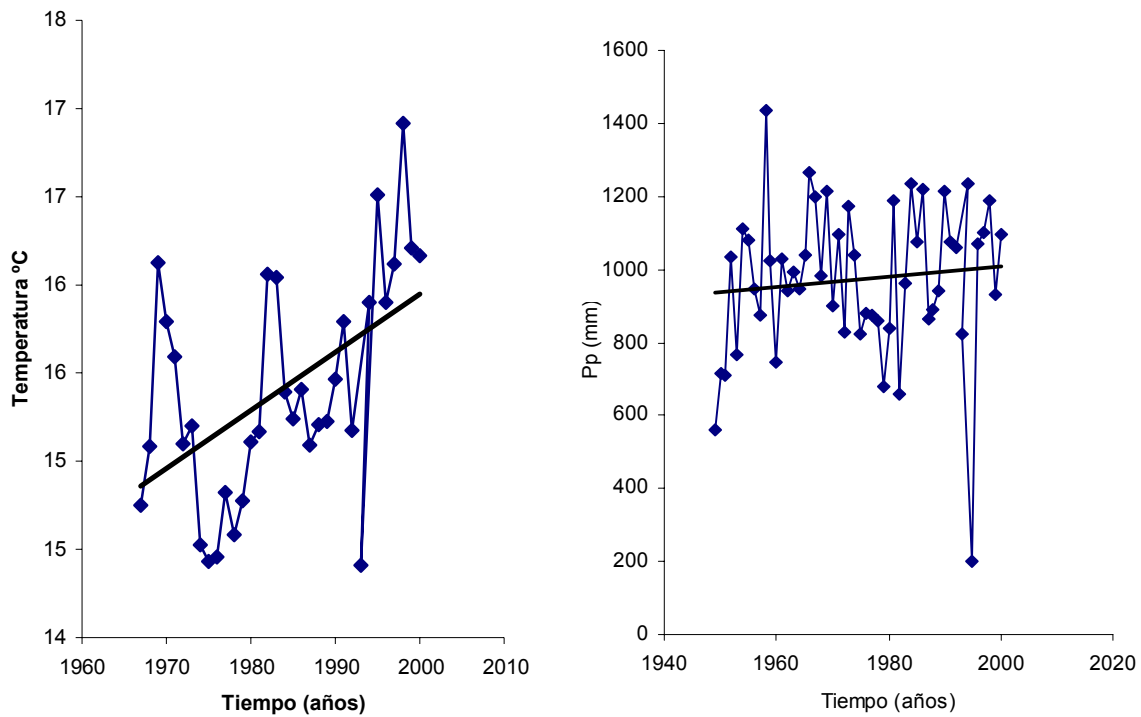


Figura 32. Temperatura media y precipitación total de Desviación Alta al Pedregal (S7) a través del tiempo.

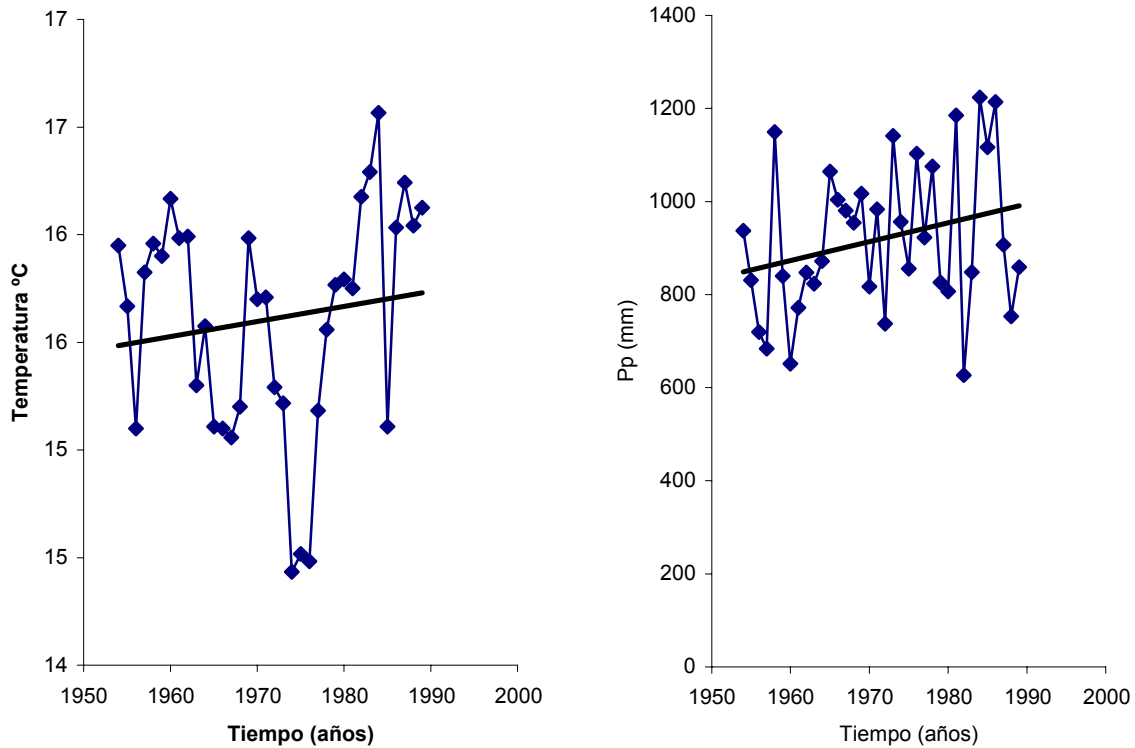


Figura 33. Temperatura media y precipitación total de Presa Anzaldo (S8) a través del tiempo.

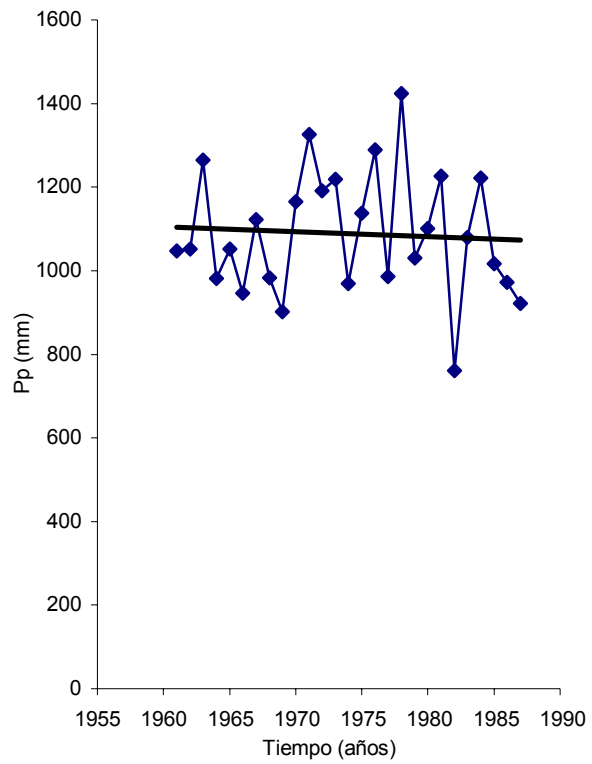


Figura 34. Precipitación total de Magdalena Chichicalpa (S10) a través del tiempo.

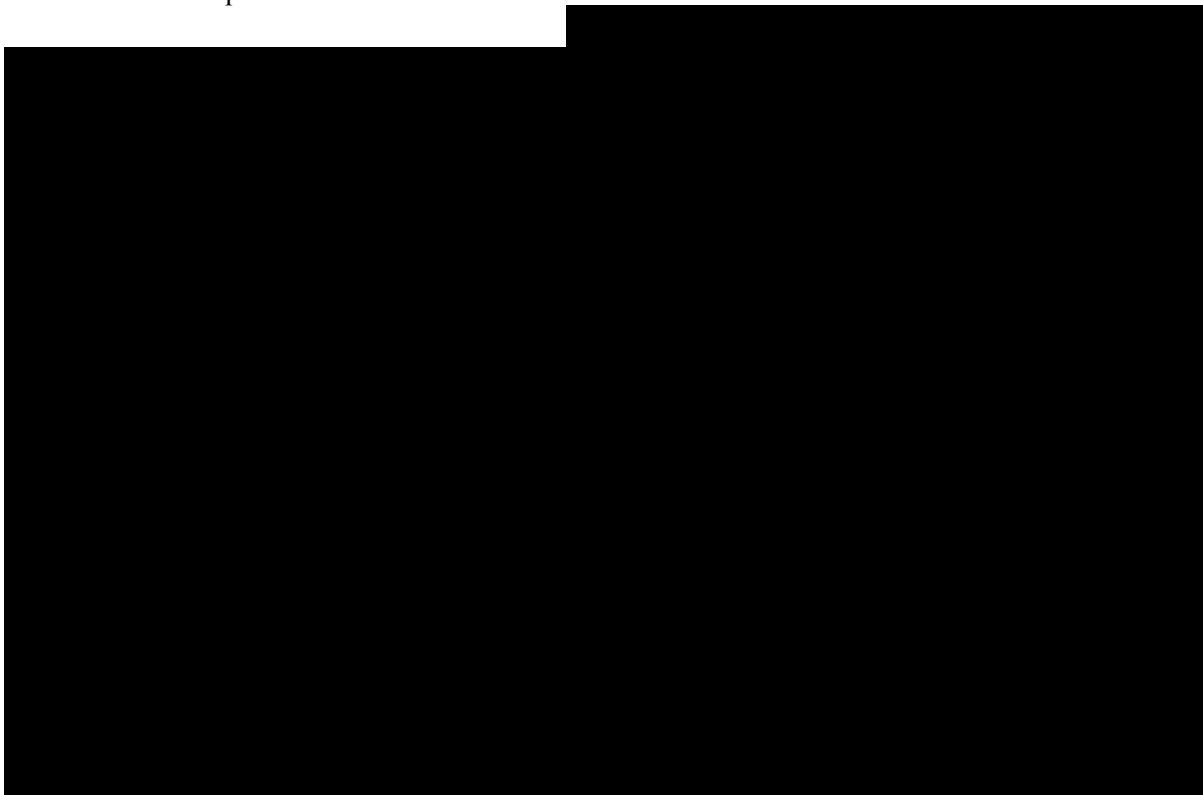


Figura 35. Temperatura media y precipitación total de Ajusco (S13) a través del tiempo.



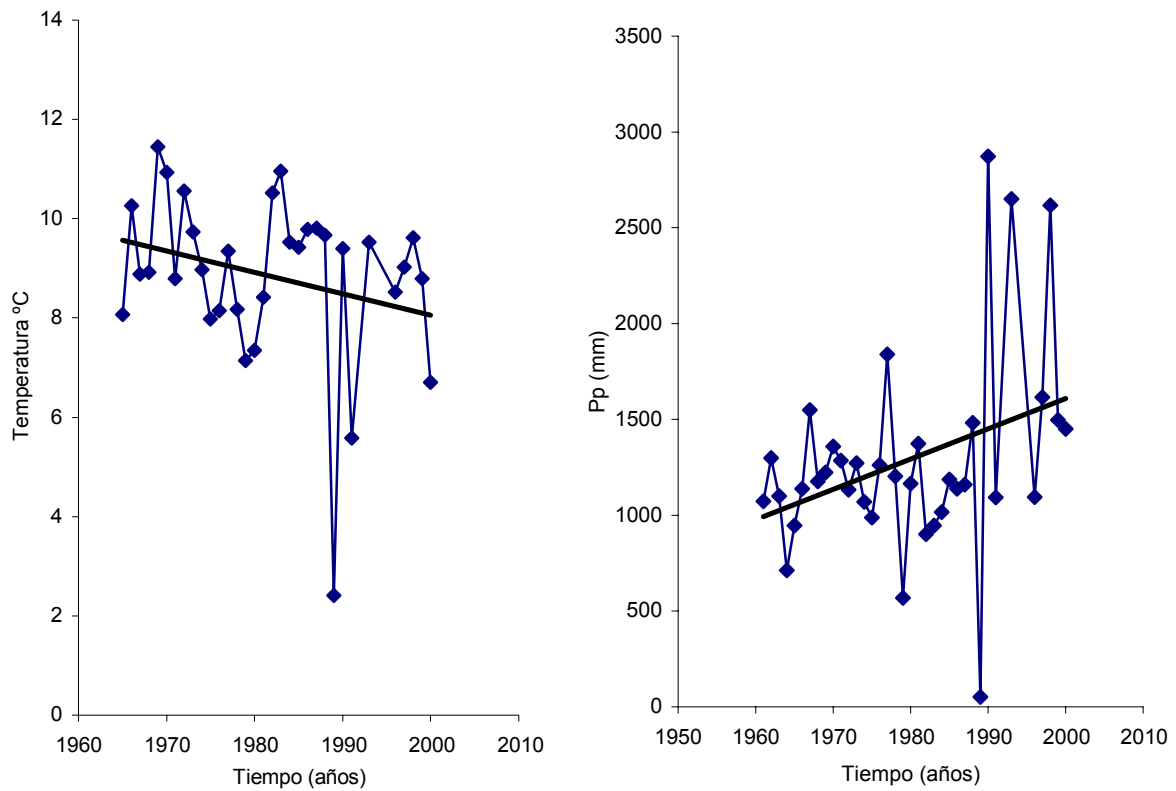


Figura 36. Temperatura media y precipitación total de km. 39.5 a Cuernavaca (S15) a través del tiempo.

Cuadro 9.- Análisis de correlación entre temperatura-tiempo y precipitación-tiempo para las estaciones que contaban con registros de más de 15 años.

Nombre Estación	Símbolo	Correlación Temperatura-tiempo	Correlación Precipitación-tiempo
Tajo de Tequisquiac	S1	- 0.13	0.03
Huixquilucan	S2	- 0.01	- 0.07
Cuajimalpa	S3	0.34	<b>0.57</b>
Atarasquillo, Lerma	S4	- 0.42	- 0.24
La Marquesa	S5	- 0.26	- 0.43
Desierto de los Leones	S6	- 0.17	- 0.07
Desviación alta al Pedregal	S7	0.38	0.10
Presa Anzaldo	S8	0.08	0.27
Magdalena Chichicarpa	S10	s/d (*)	- 0.09
Ajusco	S13	<b>- 0.68</b>	0.32
km 39.5 a Cuernavaca	S15		

(\*) sin datos

#### **2.4.2.3 Patrón espacial de temperatura.**

El mapa de isotermas (Figura 37) elaborado a través de la interpolación, muestra que los valores de temperatura tienden a disminuir conforme aumenta la altitud, lo que se puede comprobar en la Figura 38. Sin embargo, este gradiente no es muy claro en la parte inferior izquierda de la región, lo cual puede ser resultado de la menor densidad de estaciones climatológicas en esta zona. García (1998) encontró un marcado control de temperaturas en la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo como lo mostró el mapa de isotermas medias anuales que obtuvo, el cual presentó líneas más o menos paralelas entre sí y perpendiculares a la línea de mayor pendiente; encontró medias anuales superiores a los 16° por debajo de la cota de 2,300 m snm (en el enlace de la rampa con el fondo de la cuenca), mientras que en la mayor parte del piedemonte oscilan entre los 16° y los 14° (alrededor de los 2,600 m snm). En la parte alta de la rampa y en las laderas montañosas inferiores encontró un descenso de temperatura (12° a los 14°) a 3,000 m snm aproximadamente. Encontró que la temperatura desciende con rapidez en las laderas altas, encontrándose valores de 8° a los 3,500 m snm y calculó que la temperatura media del año se encuentra entre los 5° y los 8° en las áreas de mayor altitud. Este autor también menciona algunas anomalías en el ritmo de disminución de la temperatura a lo largo de la vertiente las cuales están relacionadas con la deforestación, la ocupación urbana en los sectores bajos de esta región y por ende en el uso del suelo. Estas anomalías consisten en el registro de medias anuales más elevadas de lo esperado en estaciones situadas en estos sectores inferiores.

#### **2.4.2.4 Patrón espacial de precipitación.**

La amplitud de la precipitación va de 689 a 1,339 mm. El gradiente de precipitación de la zona de estudio es un poco más claro, ya que la estación Atarasquillo, Lerma que está ubicada a 2,500 m snm, presenta un promedio de precipitación de 888 mm, mientras que la estación Ajusco ubicada a 2,837 m snm tiene un promedio de precipitación de 1,153 (Cuadro 5). La Figura 39 muestra el mapa de isoyetas de la zona realizado con interpolación. Si se comparan los mapas de isoyetas e isotermas se puede observar que los gradientes son congruentes, es decir, zonas de mayor precipitación presentan temperaturas más bajas y viceversa. Al igual que Matías y Vázquez (1999), se observa que el área de mayor precipitación se localizó sobre la Sierra de las Cruces (1,100 a 1,300 mm) que limita a la ciudad al oeste donde se observan los efectos de “la sombra de lluvia”. La distribución y el volumen de las precipitaciones en la zona de estudio se definen en base a la orografía, son más intensas hacia las partes medias y altas de la vertiente (García, 1998). Este autor también

observó en el mapa de isoyetas de la región que los volúmenes medios de agua precipitada aumentaban conforme a la altitud, disponiéndose las líneas más o menos paralelas entre sí y perpendiculares a la línea de mayor pendiente. La parte inferior de la rampa de enlace (debajo de la cota de 2,400 m snm) es el área menos lluviosa, con una pluviosidad menor a 800 mm al año, es decir, algo más de la mitad de lo que llueve en las montañas. La isoyeta de 1000 mm la ubicó en torno a la cota de 2,700 m snm (enlace de la rampa con las laderas de los macizos montañosos). La pluviosidad aumenta, superándose los 1,200 mm anuales a 3,000 m snm y los 1,300 mm a 3,200 m snm. En las partes más altas de la sierra, por encima de los 3,300 a 3,500 m snm el gradiente se reduce al mínimo e incluso parece invertirse.

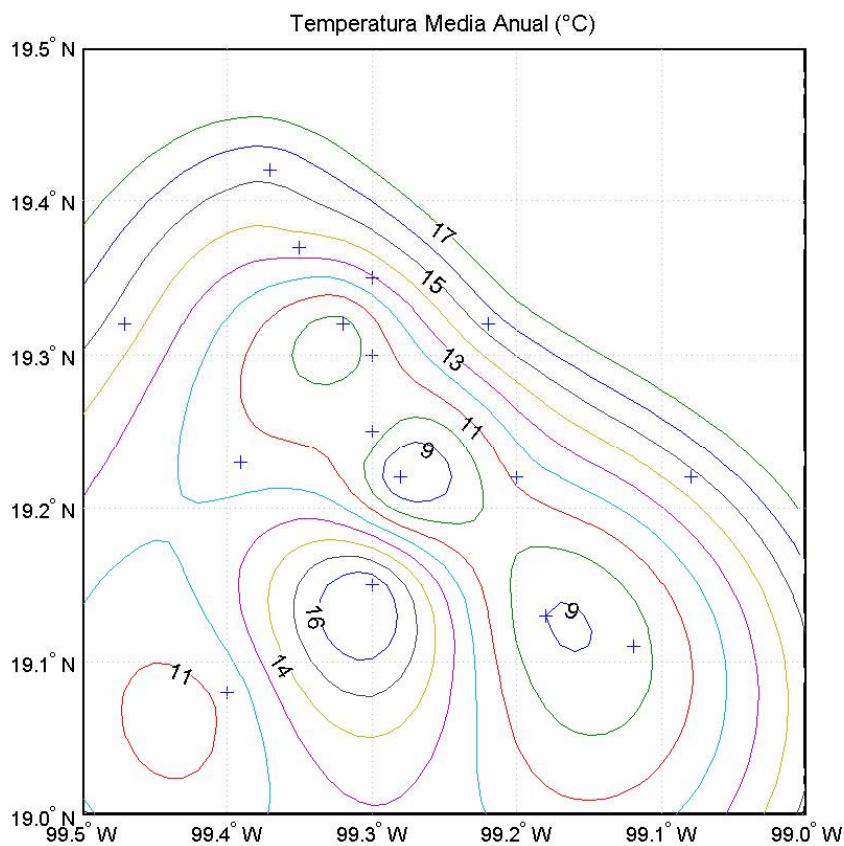


Fig. 37 Mapa de isotermas obtenida con datos de ca. de 20 años de 17 estaciones climatológicas .

+ = Estaciones meteorológicas

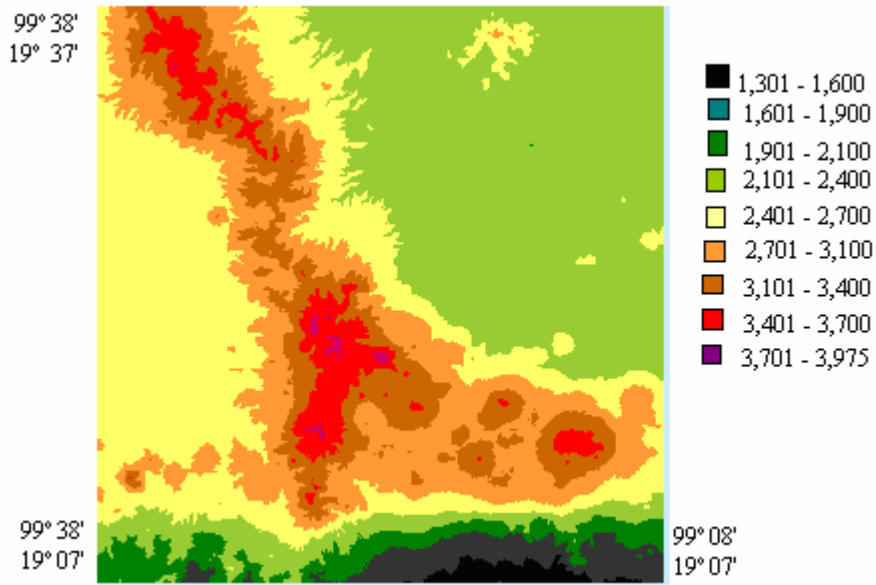


Figura 38. Mapa de pisos altitudinales (m snm)

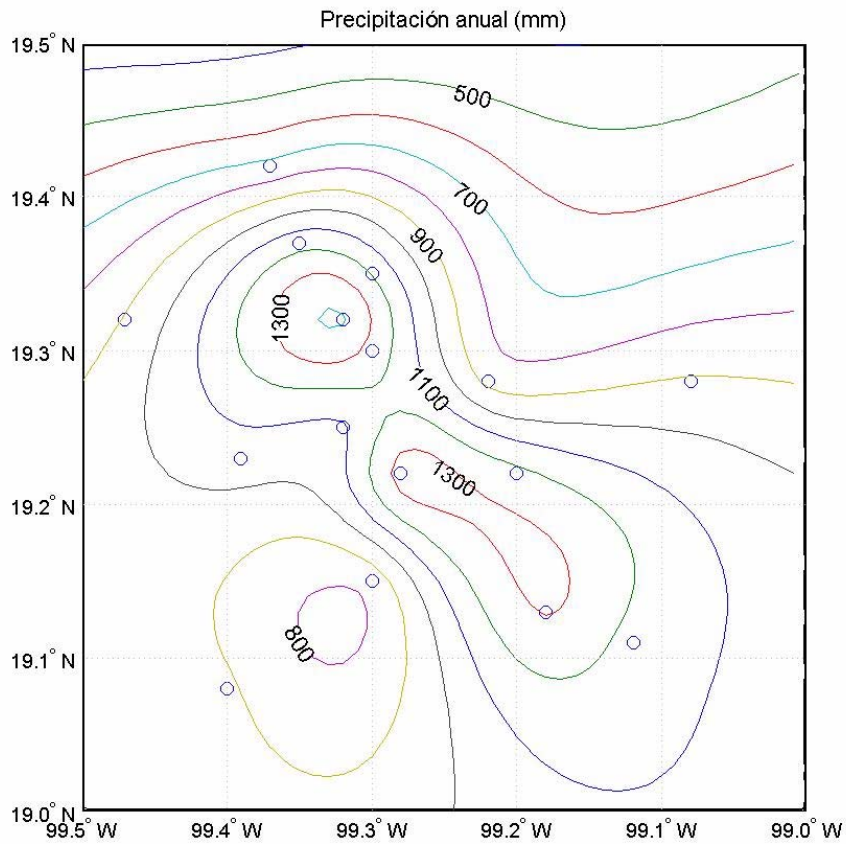


Fig. 39 Mapa de isoyetas obtenida con datos de ca. de 20 años de 17 estaciones climatológicas

o = Estaciones meteorológicas

#### **2.4.2.5 Análisis de correlación de Pearson.**

La alta asociación inversa entre precipitación y temperatura se comprueba con el alto coeficiente de correlación de -0.92 que se obtuvo. Este resultado coincide con lo referido en los mapas de isoyetas e isotermas (Figuras 37 y 39), es decir, zonas de mayor precipitación presentan temperaturas más bajas y viceversa.

#### **2.4.2.6 Pisos térmicos**

Los resultados obtenidos de la interpolación de precipitación y temperatura concuerdan en gran medida, con los pisos térmicos definidos por Meza (1980), en función de la variación de la temperatura con la altura: la zona semiseca ubicada desde la parte baja de la cuenca hasta una altitud de 2,500 m snm tiene una temperatura media predominante de 12° C con precipitación menor a 975 mm. Las estaciones Desierto de los Leones, Monte Alegre, Caujimalpa y km 39.5 a Cuernavaca, presentan precipitaciones mayores a 1,000 mm, es decir, caen en la zona que Meza (1980) denomina semi-fría y que se ubica entre los 2,500 y los 2,750 m snm; su temperatura media está entre 14 y 15 °C y las precipitaciones entre 900 y 1,161 mm. La zona fría sub-húmeda se localiza desde los 2,750 hasta las cimas de la cuenca, con temperaturas menores de 12 °C y lluvias superiores a los 1,200 mm. Finalmente, la zona fría húmeda se localiza entre los 2,750 y los 3,000 m snm; la temperatura media de 11 °C y la precipitación es de 1152 mm en promedio. Las tres estaciones ubicadas en este piso altitudinal (Cuadro 8), presentan valores semejantes, sin embargo, la de Desviación alta al Pedregal tiene en promedio 910 mm de precipitación y 14.7 °C de temperatura. Es posible que las discrepancias de esta última estación tengan relación con fenómenos locales (isla de calor, etc.), ya que está ubicada en una zona límite entre la ciudad y el bosque. Es importante recordar que los datos de clima están disponibles a una altura máxima de 3,160 m snm (estación de El Capulín Jalatlaco).

## 2.5 Discusión

La pregunta sobre ¿Cuáles son las características y variaciones de clima en el periodo de tiempo estudiado? se planteo en la introducción de este estudio con el objeto de indagar si habían ocurrido grandes cambios en la temperatura y precipitación en la región estudiada lo cual podría estar relacionado con cambios en la cantidad de escurrimiento superficial. Se encontró que aún cuando no existen grandes diferencias en estas variables a lo largo del tiempo, si se presentaron fluctuaciones importantes como decrementos notables de precipitación para el lapso entre 1980 y 1985.

La distribución anual de la precipitación en la Cuenca de México, presenta dos máximos a lo largo del año, uno en el mes de julio, decreciendo en agosto y otro máximo en septiembre y octubre, por lo que en estos meses ocurren inundaciones severas en esta zona (Jáuregui citado por Matías y Vázquez, 1999). En las gráficas elaboradas en esta tesis (Figuras 22 a 25) se observa el mismo patrón para la zona estudiada pero el segundo máximo ocurre más bien en el mes de septiembre, ya que en octubre, en general, disminuye la precipitación. La estación El Guarda (E16) presenta un comportamiento un tanto diferente en el sentido de que en septiembre presenta valores bajos de precipitación; sin embargo, esto se puede deber al hecho de que sólo se cuenta con once años de datos de precipitación.

El análisis realizado en este estudio reconoce la estrecha interrelación entre el clima y la vegetación. La combinación de las imágenes de satélite clasificadas digitalmente con mapas de orientación y pendiente indicaron una mayor dominancia de los bosques de *Abies* en pendientes orientadas hacia el norte las cuales presentan mayor humedad que otras direcciones de pendiente (Figura7). A diferencia de lo que se observa en el noroeste de Norteamérica y en algunas otras partes del mundo, los abetos mexicanos no alcanzan el límite altitudinal de la vegetación arbórea y generalmente forman un piso por debajo del piso superior (bosque de *Pinus hartwegii*). Esta circunstancia tiene su probable causa en las condiciones térmicas que prevalecen en México, a altitudes superiores de 3,600 m, que no parecen ser favorables para la existencia de especies del género *Abies* (Hernández, 1985). *A. religiosa*, es más frecuente en el centro de México, donde forma bosques relativamente extensos y muchas veces puros. La especie abarca las zonas montañosas del Distrito Federal, México, Morelos y otros estados, en zonas de precipitación de 800 a 1,200 mm al año. La presencia de los abetos está condicionada, sobre todo, por la alta humedad más que por la temperatura. La tolerancia de esta comunidad con respecto a la temperatura es mucho más grande de lo que podría parecer a primera vista y casi siempre es más bien la distribución regional de las zonas de humedad la que determina los límites altitudinales del bosque. Así,

por ejemplo, como lo señala Madrigal (1967), en la vertiente meridional, más seca, de la Sierra de Pachuca, la comunidad de *A. religiosa* desciende hasta 2,750 m, mientras que del lado septentrional del mismo macizo montañoso baja hasta 2,400. Su límite superior en el valle de México se ubica generalmente entre 3,300 y 3,500 m de altitud, coincidiendo con el nivel usual del techo de la nubosidad. Los bosques de *Abies* ocupan un piso altitudinal definido en las montañas, que abarca las zonas térmicas semifrías y templadas de México, aun cuando su presencia esté condicionada a precipitaciones del orden de 800 a 1,200 mm y a valores de P/T (cociente de Lang) entre 66.7 y 83.3. La tolerancia de algunas especies con respecto a la temperatura ocasiona una distribución local a menor altitud (Hernández, 1985).

Los estudios de clima a largo plazo, permitirán comprender si la deforestación puede provocar disminución de la precipitación pluvial. Además de los casos ya indicados, se han observado cambios en el régimen pluvial en San Luis Potosí, estado que presenta un alto grado de deforestación (Reyes *et al.*, 2005). Estos autores construyeron mapas de precipitación y temperatura (mediante un análisis histórico de clima), los cuales fueron superpuestos a mapas de cambios de cobertura del suelo y observaron un aumento en la temperatura y una marcada disminución en la precipitación, en la parte norte del área estudiada.

Por otro lado, Mendoza (2002) no encontró cambios significativos en la precipitación ni un aumento significativo en la temperatura en un periodo de 70 años. Los análisis a largo plazo también ayudarán a corroborar tesis como las de Wallen (citado por Miller, 1997) quien refirió los siguientes cambios cíclicos en la cuenca de México: “a principios del siglo XIX hubo una tendencia de disminución en los valores de precipitación; mientras que en 1929 la tendencia era hacia un incremento en los valores”. Recientemente ocurrió otra tendencia de disminución en los datos. La amplitud de estos cambios fue de ca. de 150 mm anuales. Jáuregui (1996) reporta que la temperatura del aire de la capital se ha elevado 1.5 °C a lo largo de un siglo; menciona que el efecto de la creciente urbanización de la ciudad de México sobre la temperatura es evidente en la temperatura media anual del aire de la capital la cual se ha elevado de unos 14.5 °C a principios del presente siglo a porco más de 16 °C. Asimismo, menciona anomalías de precipitación urbana para la ciudad de México, pero el fenómeno no se detecta en los mapas de isoyetas mensuales que muestran un gradiente creciente de lluvia de NE (400 mm) a SW (1 100 mm anuales).

Existe poco acuerdo sobre el impacto del cambio de cobertura en el clima regional o global. Los resultados de estos estudios han señalado la sensibilidad del clima a los cambios en la vegetación pero son inconclusos y en algunos casos contradictorios (Bounoua *et al.*, 2004).

Al final, es conveniente enfatizar que existen muy pocos estudios en México sobre vegetación y clima a nivel regional y local. Es necesario estudiar estos dos factores del paisaje de una manera conjunta a fin de generar un conocimiento más sólido sobre sus características y relaciones ya que actúan de manera conjunta en el proceso hidrológico.



## 2.6 Conclusiones

El análisis de datos de clima en un periodo aproximado de 35 años indica que el promedio de temperatura varía de 9.5 a los 15.6 °C mientras que la precipitación fluctúa entre 689 a 1339 mm. El gradiente de precipitación de la zona de estudio es un poco más claro que el de la temperatura. Esta confusión en la temperatura se debe quizás a que no existe una buena cobertura de estaciones climatológicas hacia el lado oeste y sur de la región. No obstante, si se comparan los mapas de isoyetas e isotermas se puede observar que los gradientes son congruentes, es decir, zonas de mayor precipitación presentan temperaturas más bajas y viceversa. La mayoría de las estaciones presentan temperaturas más altas para los meses de mayo y junio.

El análisis de series de tiempo, sin embargo, no indicó tendencia alguna para los datos, excepto para la precipitación de la estación Cuajimalpa (S3) en la que se obtuvo un coeficiente de correlación de 0.57 indicando una relación positiva moderada a través del tiempo y para la temperatura de la estación Ajusco (S13) donde el coeficiente de correlación es de -0.68, indicando una disminución de la temperatura a través del tiempo (Figuras 28 y 35), aunque como lo menciona Griffiths (1985) deben considerarse solamente como fluctuaciones climáticas, ya que un cambio en el clima es aquel que ocurre sistemáticamente por un periodo de al menos 100 años. Una fluctuación climática interesante fueron los decrementos notables de precipitación para el período 1980 a 1985 en la mayoría de las estaciones. También se observó un patrón de oscilación en la temperatura a través que los años con decrementos de temperatura para los años 1969, 1976 y 1985 en cinco estaciones climatológicas (S1 a S3, S7 y S8).

La calidad y cantidad de los datos de precipitación y temperatura analizados permitió caracterizar, de manera general, el comportamiento de estas dos variables a través del tiempo. Estos datos de precipitación son muy importantes para la estimación del balance hídrico ya que la zona de mayor precipitación coinciden con la época de mayor recarga de los acuíferos. La disponibilidad de los datos de clima en formato digital hace cada vez más fácil el estudio del clima. Es importante hacer uso de esta información, pues existen muy pocos informes sobre la relación clima-vegetación a nivel nacional, sobre todo a escala regional y local. Los sistemas de información geográfica y el programa Matlab 7.0 permitieron estimar valores de clima a través de interpolación espacial. Asimismo el análisis del clima utilizando las propiedades del paisaje propuestas por FAO (1986) resultó ser un método eficiente y de fácil aplicación.

## CAPITULO III

### ANALISIS A NIVEL PAISAJE

#### 3. Marco Teórico

##### 3.1 Ecología del paisaje y análisis espacial

El paisaje está conformado por elementos físicos, biológicos, sociales y económicos estrechamente relacionados. Su desarrollo es controlado, en gran medida, por el clima, geoformas, vegetación y suelo, aunque alguno de estos factores o una combinación de ellos, sea el factor dominante en una región determinada. Las geoformas proporcionan información sobre las condiciones actuales del terreno y su desarrollo a través del tiempo. La vegetación es indicadora de condiciones ambientales en intervalos de tiempo más cortos. De manera conjunta, sintetizan una serie de características importantes del paisaje. Por ejemplo, la vegetación es un buen indicador de las condiciones del clima y del suelo, ya que refleja la influencia de factores ambientales tales como disponibilidad de agua, clima, gradientes ambientales, efectos de sombra orográfica local, disturbios naturales y antropógenas (Howard y Mitchel, 1985).

Los estudios formales de ecología del paisaje fueron desarrollados a principios del siglo XX. Algunos autores (Zonneveld, 1995) han demostrado que los estudios integrados del paisaje permiten obtener por ejemplo una visión más fidedigna a situaciones que se analizan. La teledetección y los sistemas de información geográfica (GIS por sus siglas en inglés), han facilitado este tipo de estudios, ya que permiten el análisis simultáneo de una gran cantidad de información a través de lo que se ha denominado análisis espacial (García y Álvarez, 1994; Basnyat *et al.*, 2000; Kangas *et al.*, 2000).

Se ha demostrado la utilidad de los GIS en el análisis del paisaje a través del modelado cartográfico. Sin embargo, estos sistemas y sus modelos se encuentran en constante desarrollo e investigación. La mayoría de los GIS tienen integrados bases de datos de tipo relacional; recientemente se ha puesto mayor atención en el desarrollo del modelo de base de datos orientada a objetos considerado como más adecuado al análisis espacial; sin embargo, Goodchild (1990) señala que también hay problemas con este método, ya que muchas ideas geográficas tienen una incertidumbre implícita y los objetos espaciales que requerimos que modelen nuestras bases de datos suelen ser el producto de generalizaciones o

interpretaciones; por lo que, es difícil representar el paisaje natural como objetos limitados de forma rígida.

Recientemente, los GIS se han ligado a modelos hidrológicos a través de interfases con objeto de realizar estudios de gestión de cuencas, de erosión hídrica y de calidad del agua (Jeton y Smith, 1993; Rodda *et al.*, 1999; Srinivas *et al.*, 1999; Bonta y Muller, 1999; Jain y Kothtary, 2000). Los GIS se utilizan en estudios hidrológicos para determinar las características de la cuenca o subcuenca, la pendiente promedio con base en las curvas de nivel en formato digital y la longitud de la trayectoria de la corriente.

La información de cambio de cobertura a través del tiempo generada por un método de detección digital de cambio combinada con información temática existente se puede almacenar y manejar en un GIS de forma eficiente. Un GIS relaciona diferentes temas (capas) de información usando información de posición; además es una herramienta poderosa de análisis, que permite la identificación de relaciones espaciales entre diferentes mapas, a través de la conexión de los datos espaciales con sus atributos (Belda y Melia, 2000, Basnyat *et al.*, 2000, Coppin *et al.*, 2004).

El manejo de ecosistemas requiere estudiarlos en una gran variedad de escalas espaciales, desde nivel local hasta la escala de paisaje. El conocimiento de los procesos a nivel paisaje y su dinámica son imperativos en el manejo efectivo de los recursos terrestres (Luque, 2000). Existe una gran demanda de información temática espacial de buena calidad a varias escalas y la teledetección y los GIS son herramientas poderosas que puede proporcionarla a nivel paisaje (Gulink *et al.*, 2000); aun cuando es común que se presenten problemas durante la integración de datos de diversas fuentes en el GIS (Tinker *et al.*, 1998). La teledetección se considera una herramienta heurística para desarrollar modelos de paisaje y para probar hipótesis tales como los efectos de la migración o de la fragmentación. En ecología, es común el interés sobre modelos de hábitat a nivel paisaje y modelos de conectividad. En resumen, la información a nivel paisaje es muy importante para desarrollar políticas adecuadas para planificación ambiental y conservación de la naturaleza (Gulink *et al.*, 2000).

Ochoa (2001), realizó un estudio a nivel paisaje en la zona de Tehuacan-Cuicatlán y utilizó el método de integración geomorfológica, es decir, primero definió unidades del relieve en función de la geología, la morfometría y las geoformas. De esta manera, le fue más fácil integrar a estas unidades otros factores (climáticos, hidrológicos, de vegetación y suelo). Casals-Carrasco *et al.* (2000) también elaboraron un análisis geomorfológico con el fin de establecer la relación entre cobertura del suelo, geoformas y suelos a través del uso de unidades cartográficas del terreno definidas por interpretación visual del par estereoscópico

SPOT-PAN y una imagen compuesta en falso color del sensor mapeador temático (TM). Martínez (2002) elaboró mapas de unidades ambientales de una subcuenca en el estado de Morelos, mientras que Jujnovsky (2003) realizó un análisis integral de la cuenca del río Magdalena, como base preliminar de planificación ambiental de la zona. García (1991) estudió la influencia de la dinámica del relieve en la estructura del paisaje y su relación con comunidades vegetales en la Cuenca del Río Zapotitlán, Puebla. García (1998) aborda el estudio de los paisajes naturales de la vertiente oriental de la Sierra de la Cruces, Monte Alto y Monte Bajo. En un análisis reciente García *et al.* (2007) definen relaciones entre geoformas y vegetación en el volcán Ajusco.

### **3.2 Aplicación del análisis a nivel paisaje en estudios hidrológicos**

El estudio de las características del paisaje y su interrelación con los procesos hidrológicos, se puede hacer, en gran medida, a través de foto-interpretación, de preferencia de forma conjunta con métodos hidrológicos apropiados basados en datos existentes de clima y escurrimiento. Esto permite estudiar áreas grandes en un tiempo relativamente corto de tiempo. Es común utilizar información espacial (imágenes de satélite y fotos aéreas) en la evaluación de los recursos acuíferos en sitios con datos hidrológicos escasos. Debido a que ni la precipitación, ni la escorrentía o las cantidades de agua subsuperficial se pueden determinar a partir de las fotos aéreas, la interpretación hidrológica se hace a través del estudio de la interrelación entre las características del paisaje y los procesos hidrológicos; con base en el tipo de datos hidrológicos que se pueden derivar de las características del paisaje. Esta evaluación de los recursos de agua debe considerar principalmente el componente escurrimiento superficial y el de flujo subterráneo o almacenamiento (Meijerink, 1974).

La determinación de parámetros hidrológicos involucra el análisis de características del terreno y de la cobertura y uso del suelo (Saghafian, 1996). El tratamiento de los datos hidrológicos existentes, la verificación de campo de las interpretaciones y la colección de datos hidrológicos de campo son parte esencial del estudio. Estos estudios fotohidrológicos deben ser multidisciplinarios e incorporar los efectos de geología, geomorfología, suelo y asociaciones vegetales (en ese orden). La interpretación hidrológica depende de hecho de la interpretación geológica y geomorfológica y también utiliza información de unidades grandes de suelo (Meijerink, 1974).

El análisis de patrones de drenaje puede proporcionar información sobre las características estructurales del relieve y del tipo de material. Los índices de la textura de drenaje han llamado la atención de muchos fotointérpretes para utilizarse como una posible indicación del

escurrimiento o de la permeabilidad. La teoría Hortoniana de flujo en la parte superior del terreno (overland flow) se utiliza a menudo para explicar por qué la textura del drenaje es un buen indicador. Los índices morfométricos de la red hidrológica, también se han utilizado en hidrología aplicada como parámetros en modelos de correlación o de regresión múltiple (Meijerink, 1974).

### **3.2.1 Modelos empíricos**

La descripción de la textura del drenaje parece ser una garantía para la interpretación hidrológica en zonas con datos escasos. Sin embargo, se requiere una teoría física que relacione los parámetros de las redes de ríos a las características del flujo y otras condiciones hidrológicas. En ingeniería agrícola, se han desarrollado ciertos métodos empíricos para la estimación de características hidrológicas tales como el del escurrimiento máximo (Meijerink, 1974).

La aplicación exitosa de las técnicas de regresión múltiple para relacionar flujos máximos con factores de precipitación, climatológicos y de cuenca ha sido demostrada por varios autores. Es asombroso que índices tan simples como área de cuenca, pendiente de la cuenca, densidad de drenaje etc. apoyen esta prueba, cuando en las primeras etapas, los parámetros significativos son seleccionados por procedimientos de ensayo y error (Meijerink, 1974).

### **3.2.2 Modelos conceptuales**

Los modelos conceptuales definen en términos cualitativos los diversos procesos físicos que se sabe intuitivamente están involucrados en la respuesta hidrológica de una cuenca particular cuando ocurre una tormenta determinada. Mapas que consideran de manera conjunta información sobre geomorfología, suelo y cobertura del suelo permiten de generar información concisa y sistemática de geoformas, procesos geomofológicos, estructura y composición de suelos y dinámica de vegetación (Zonneveld, 1995), lo que conlleva a la caracterización de las condiciones hidrológicas de una región dada (Verstappen, 1988). Las fotografías aéreas pueden proporcionar información útil sobre redes de drenaje, suelos, vegetación etc. Esta información se puede transformar para adaptarse a los requerimientos de datos de entrada en modelos hidrológicos. La evaluación de las características del paisaje como control de los procesos hidrológicos requiere de la selección de criterios específicos para el análisis del paisaje (Meijerink, 1974). La geomorfología enriquece el modelado hidrológico al segmentar el terreno considerando la pendiente y características del terreno. El modelado integrado representa una opción para comprender los procesos hidrológicos

(Mendoza *et al.*, 2002). El surgimiento de la teledetección como una herramienta para proveer información hidrológica no solo a nivel espacial sino a través del tiempo es costeable y efectiva. Rao y Chakraborti, (2000) elaboraron un mapa de uso del suelo y tipos hidrológicos de grupos de suelos hidrológicos y de hidrogeología, utilizando imágenes de satélite y GIS.

Díaz (2005) identificó áreas de recarga de acuíferos a partir de la densidad de fracturamiento y grado de alteración en las rocas, entre otros. Utilizó imágenes de satélite y un modelo de elevación digital (MDE) para determinar tipo de estructuras, densidad, espaciamiento, longitud, anchura, profundidad, orientación, relieve de las estructuras, litología y parámetros hidrológicos. Además estimó parámetros e índices tectónico-geomorfológicos e hidrológicos y los integró a un GIS con el fin de identificar las zonas en donde se tiene mayor infiltración por fracturamiento y las posibles áreas con mayor capacidad para la recarga de los acuíferos. Encontró que las zonas medias de las partes altas de la sierra, con densidad de fracturamiento moderada, son las áreas más probables y viables para producir la recarga. Aun cuando las zonas altas de las montañas presentan una densidad de fracturamiento alta, son muy poco propensas para generar recarga.

### **3.2.3 Modelo de elevación digital**

El análisis de procesos hidrológicos requiere información completa de la topografía, la cual se puede derivar de un modelo digital de elevación (MDE). Los MDE son datos de elevación en un formato digital. Estos datos se manejan en un sistema de información geográfica para realizar la extracción automática de la red de drenaje y de otros datos de las cuencas, así como para obtener mapas de gradiente y dirección de pendientes (Garbrecht y Martz, 1993, Martz y Garbrecht, 1993, Ogden *et al.*, 1994, Wu *et al.*, 1994). Los MDE son muy valiosos para comprender las propiedades del terreno (pendiente, orientación, curvatura, acumulación de flujo, orden de flujos etc.); además pueden proporcionar mucha información sobre las propiedades geomorfológicas e hidrológicas de un sitio. El GIS facilita la generación del MDE para comprender la variación en elevación en el terreno y su efecto en el régimen de agua subterránea (Saraf *et al.*, 2004).

Existen dos formas de extracción de información de un MDE: una es a través de visualización y otra a través del análisis cuantitativo de los datos digitales del terreno. La pendiente, la orientación, la curvatura, la dirección y acumulación del flujo, la delineación de la red de drenaje y de la cuenca y el orden de las corrientes son variables derivadas del MDE que son valiosas para el análisis de agua subterránea (Saraf *et al.*, 2004). La pendiente

comprende dos componentes llamados gradiente - la tasa máxima de cambio - y la orientación - la dirección de esta tasa máxima de cambio - (Burrough, 1986).

Todas las celdas con valor mayor a un cierto límite formarán una red de drenaje conectada siempre que el modelo no tenga “hoyos” o depresiones sin salida. Un MDE sin depresiones se crea a partir de un análisis de vecindad. La dirección de flujo es la dirección en la que el agua fluye fuera de los píxeles individuales (Meijerink *et al.*, 1994). Saraf *et al.* (2004) probaron varios métodos de interpolación (la lineal, inversa, distancia ponderada y spline) y encontraron que la interpolación por spline dió mejores resultados sólo en aquellas áreas donde había alta densidad de curvas de nivel, presentando errores en aquellas áreas donde la densidad de muestreo era bajo.

### 3.3 Método

El análisis de paisaje se hizo con objeto de describir las características de la región de una forma integral, por lo que se realizó lo siguiente:

[1] Se digitizaron las cartas topográfica, geológica, edafológica y de uso del suelo y vegetación “Ciudad de México” escalas 1:250,000 (E14-2) de INEGI.

[2 ] Se utilizó además el mapa geomorfológico digital: INE\_IG (2003): Sistema clasificatorio del relieve de México. Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT, Instituto de Geografía, UNAM. Escala 1:250,000, México.

[3] Se llevaron a cabo diversas combinaciones de los mapas temáticos digitales (modelado cartográfico) en un sistema de información geográfica, con objeto de definir las características principales de los elementos del paisaje y sus relaciones. La información obtenida sirvió de base para el análisis hidrológico de la zona. La base de datos consistió de un conjunto de capas (layers) de GIS con una resolución espacial (tamaño de la celda) de 500 m por 500 m.

[4] La secuencia seguida en las combinaciones fue primero entre el mapa geológico y el de suelo. El resultado obtenido se reclasificó con objeto de incluir en unidades apropiadas a las clases muy pequeñas. Esta imagen se combinó con el mapa geomorfológico. A esta combinación de tres mapas se le denominó mapa de unidades geográficas (UGE).

[5] Al mapa de UGE se le agregó el mapa de vegetación para obtener un mapa de unidades de paisaje. El resultado de este proceso fue un mapa de unidades de paisaje (UP), al que se le agregó el mapa hidrológico, sólo con fines de visualización. El clima se analizó también de manera conjunta con el mapa de unidades de paisaje (que incluye a la vegetación), poniendo especial atención a las características de pendiente (grado y orientación) y de altitud sobre el nivel del mar derivadas de un modelo de elevación digital.

[4] El modelo digital de elevación del terreno (MDE) a 3” de arco (aproximadamente 90 m) de INEGI, aunado a programas adecuados, permitió derivar automáticamente, características de pendiente (grado y orientación), de altitud sobre el nivel del mar y trayectorias de flujo.



A partir del MDE se obtuvo un mapa de relieve de sombreado para facilitar la percepción visual de las características del terreno. Asimismo, este modelo contribuyó a la separación de las clases obtenidas en la clasificación supervisada, a través de su comparación con los mapas altimétricos, de orientación y gradiente de pendientes. Es decir, se obtuvieron los patrones entre la vegetación, la altitud y la pendiente.

[5] Los mapas de unidades geográficas y de unidades ambientales se utilizaron para el análisis de la hidrología de la zona a través de un modelo conceptual.

[6] Al final se discute la importancia de este análisis a nivel paisaje en el estudio de la hidrología de la zona. Las características de la vegetación y las hidrológicas constituyen la parte dinámica del esquema de investigación, ya que presentan una gran variabilidad en periodos relativamente cortos de tiempo.

### 3.4 Resultados

#### 3.4.1 Relieve

El relieve montañoso y la zona de planicie de la zona de estudio se pueden apreciar muy claramente en la Figura 40, que representa el modelo de relieve sombreado derivado del MDE creado a partir del mapa de curvas de nivel en el programa PCI. La región del Chichinautzin ubicada hacia el sur de la zona, es muy importante desde el punto de vista hidrológico, ya que es una zona predominantemente de infiltración de agua (Palma, 1999).

Las fuertes pendientes de montaña también se pueden identificar en el mapa de curvas de nivel generado a partir del MDE con intervalos de 100 m de altitud (Figura 41). Finalmente, en la figura 42 se observa un mapa de pisos altitudinales agrupado en cinco zonas desde los 2,250 m hasta los 3,950 m snm.

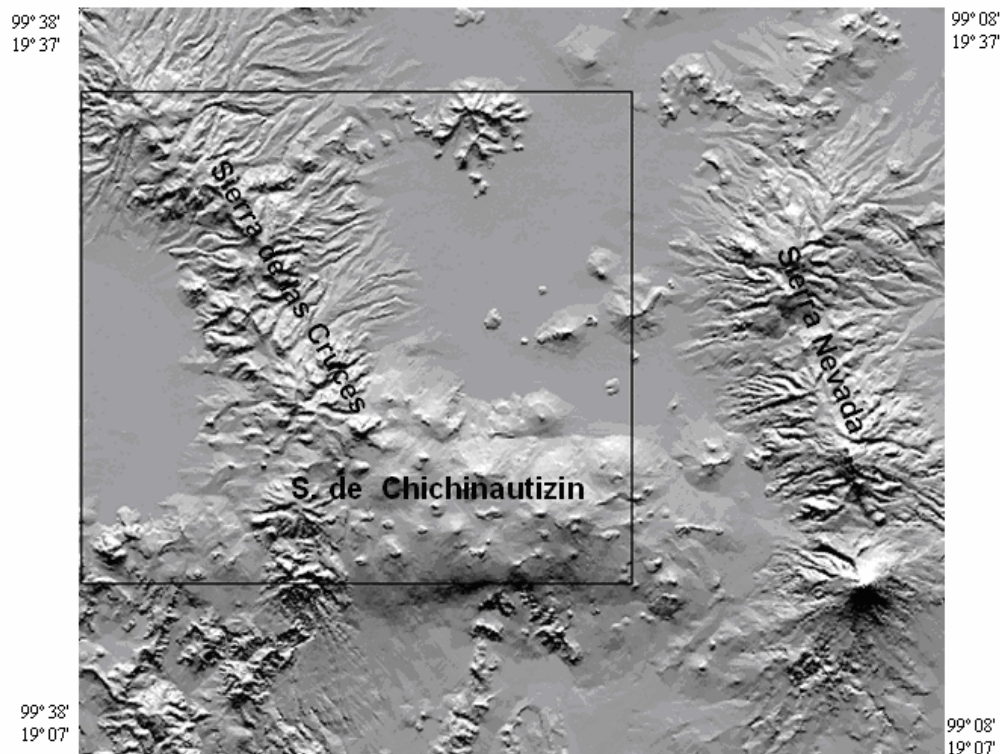


Figura 40.- Modelo sombreado de relieve derivado del MDE. El cuadro interior corresponde a la zona de estudio. Nótese que incluye gran parte de la Sierra del Chichinautzin (al sur de la zona). Hacia el este se localiza la Sierra Nevada.

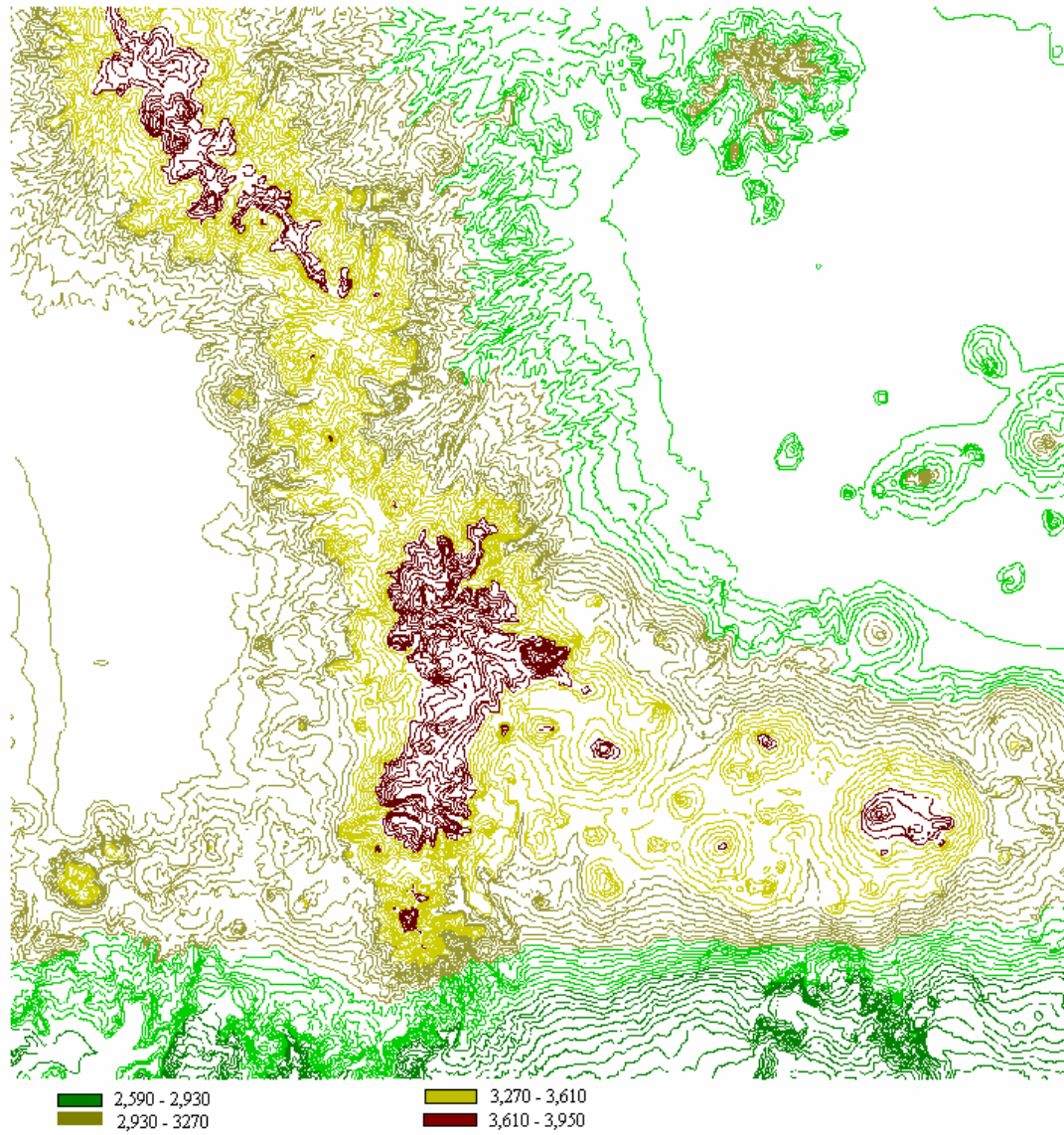


Figura 41.- Mapa de curvas de nivel de la zona generado a partir del MDE. La leyenda indica intervalos de altitud en m snm. La distancia entre curvas es de 100 m.

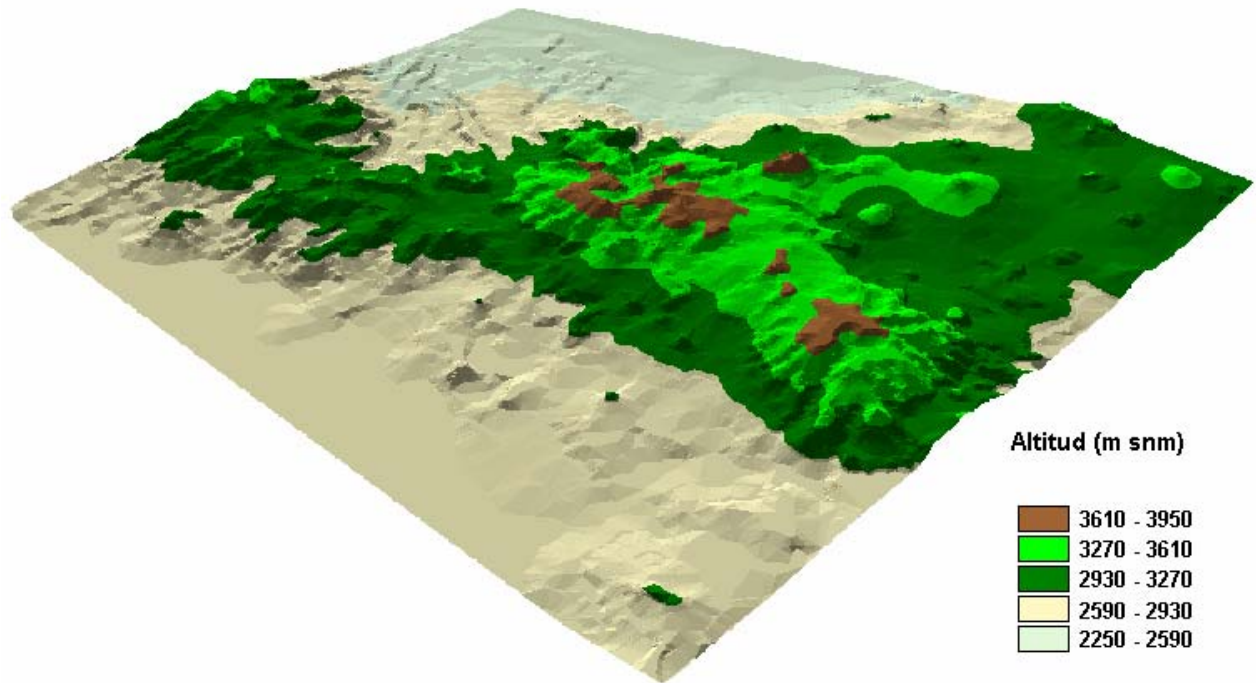


Figura 42. Pisos altitudinales de la zona de estudio.

La Sierra de Las Cruces y el Monte Alto ofrecen el aspecto de una cadena montañosa alargada y bastante uniforme. Su cresta mantiene altitudes cercanas a 3,400 m. Las sierras de Monte Bajo y de Calpulalpan son en realidad prolongaciones hacia el norte del Monte Alto y de la Sierra Nevada respectivamente; sus cumbres más altas sobrepasan un poco la cota de los 3,000 m (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

El relieve de la vertiente oriental de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo, está conformado por 4 unidades geomorfológicas principales: montaña, piedemonte superior, piedemonte inferior y relieves montañosos menores. La orientación N-S de es esta región, así como su gran desnivel topográfico (superior a los 1,500 m), unido al carácter accidentado que le confiere la alta densidad de valles y barrancos que la disecan, son los aspectos más representativos de su morfología. Se distinguen dos franjas altitudinales principales que corresponden a los sectores superior o de montaña e inferior o de rampa de piedemonte; el enlace entre estas dos partes es generalmente suave y sin grandes rupturas de pendiente. En esta rampa de piedemonte existe una gran expansión urbana en toda la sierra (García, 1998). En la sierra del Ajusco (llamada a veces Sierra de Chichinautzin) sobresale notablemente por su altura y por sus pendientes pronunciadas el Cerro Ajusco, cuya cumbre alcanza la altitud

de 3,929 m. Las demás montañas de este conjunto con declive hacia el Valle de México presentan en general pendientes suavemente inclinadas, coronadas a menudo por un crater relativamente pequeño en forma de cono truncado (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

La base de la Sierra de las Cruces, del Monte Alto y del Monte Bajo contienen un gran número de barrancas y cañadas de diferentes profundidades y alturas. La red fluvial presenta un denso conjunto de valles paralelos con la misma orientación de las fracturas (SW-NE) que corresponden al patrón tectónico. Algunas de estas cañadas, probablemente las más jóvenes, tienen sólo unos cuantos metros de anchura y en muchos sitios, las paredes son perfectamente verticales. En contraste con ello, los lomeríos ubicados en la base de la Sierra del Ajusco, están formados en su mayoría por derrames de roca basáltica, en los cuales el sistema de drenaje superficial está pobremente desarrollado. La única garganta de cierta magnitud existente en el Valle de México es la Cañada de Contreras, ubicada en la Sierra de las Cruces; le siguen en importancia algunas barrancas que descienden del macizo del Ixtaccíhuatl (Rzedowski y Rzedowski, 1979). En la cuenca del río Magdalena son frecuentes las paredes verticales e inestables, cubiertas con bosques pero frágiles y por lo tanto sujetas a modelados intensos por fenómenos de gravedad (García, 1998).

Todas las rocas que afloran en la superficie del Valle de México derivan directa o indirectamente de la actividad volcánica. Las andesitas y los basaltos son los constituyentes litológicos de los cuerpos montañosos más frecuentes en el área, aunque los basaltos cubren también extensiones importantes en forma de corrientes de lava poco intemperizada como es el caso del Pedregal de San Angel. Las andesitas abundan a lo largo de todo el Valle, mientras que los basaltos son mucho más comunes en la parte sur, dominando en amplios sectores de la Sierra del Ajusco. Rocas menos frecuentes, a menudo localizadas en zonas pequeñas son las dacitas y las riolitas. Los depósitos piroclásticos (materiales de origen volcánico transportados por el aire o por el agua) de diversos tipos, afloran en amplias superficies de la región y frecuentemente se intercalan entre rocas provenientes directamente de los derrames lávicos, pero por otra parte cubren grandes áreas en forma de abanicos ubicados al pie de muchas sierras. Tales depósitos están constituidos principalmente por tobas y brechas (Rzedowski y Rzedowski, 1979). Sobre capas de piroclastos, principalmente de cenizas, se desarrollaron los suelos en los que crecen bosques coníferas y de encinos. Como consecuencia de la alta capacidad de retención y percolación de algunos materiales piroclásticos, la red de corrientes superficiales presenta densidades comparativamente bajas de entre 4 y 8 km/ km<sup>2</sup> (García, 1998).

Las Figuras 43 y 44 muestran los mapas geológico y edafológico de la región digitizados a partir de los mapas impresos de INEGI (escala 1:250,000) y reagrupados en IDRISI Andes, en donde se observa que la andesita y el basalto son dominantes en el área y por lo mismo también abundan los andosoles y litosoles. Lugo (1984) refiere que la zona sur de la cuenca de México es una de las porciones del país con mayor concentración de volcanes jóvenes (de fines del Pleistoceno y del Holoceno), lo cual también se puede apreciar en las figuras mencionadas.

El mapa geomorfológico (Figura 45) muestra cómo las laderas modeladas y los flujos de lava son las geformas más abundantes; no hay vulcanismo reciente, sólo al pie de la sierra. La región tiene un piedemonte muy importante, prácticamente la mitad del espacio es declives al pie de montaña y la otra mitad es relieve de montaña (Mario Arturo Ortiz com. pers.). Las extensas coladas de lava y otras menores, del tipo de mesetas, constituídas por lavas más viscosas muestran el extraordinario desarrollo del vulcanismo cuaternario en esta zona. En la Sierra de las Cruces abundan las laderas montañosas volcánico-erosivas, en especial en su vertiente oriental, es decir, la que corresponde a la cuenca de México. Son laderas de material volcánico, lavas y piroclastos, originalmente con una pendiente de 12 grados; pero actualmente están cortadas por una densa red de barrancos (cañadas) profundos que dejan entre sí superficies estrechas de parte aguas. En estas laderas el proceso erosivo-fluvial, tanto vertical como lateral ha tenido un amplio desarrollo (Lugo, 1984).

La mayoría de las corrientes de las montañas de la zona son de tipo torrencial. En la Sierra de las Cruces se encuentran los manantiales del Desierto de los Leones; los ríos de la Magdalena y de Eslava en la Cañada de Contreras; los ríos Huixquilucan y de los Remedios cerca de las poblaciones del mismo nombre, y en la Sierra de Monte Alto el río de Tlalnepantla, que nace cerca de San Luis Acayucan. De la Sierra de Monte Bajo nacen los ríos de Cuautitlán, una parte del Tepotzotlán y el río del Oro, teniendo los dos primeros una salida artificial a la cuenca del río Pánuco a través del Tajo de Nochistongo. La mayoría de las corrientes anteriores nacen arriba del límite altitudinal de los bosques de oyamel (Madrigal, 1967).

Las únicas corrientes permanentes de agua, se localizan en las regiones montañosas, principalmente en el Monte Alto, en la Sierra de las Cruces y en la Sierra Nevada. El río Cuautitlán es el más caudaloso, que recoge las aguas del Monte Alto y se comunica con el Tajo de Nochistongo para el desague de sus avenidas (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Los ríos Cuautitlán, Tlalnepantla y Hondo sobrepasan cada uno los 100 km<sup>2</sup> de extensión. El primero tiene una longitud de 42 km. Las cuencas de los ríos Tlalnepantla y Hondo (ambos de 27 km de longitud) son más pequeñas con 107 y 146 km<sup>2</sup> de superficie respectivamente,

pero los procesos de incisión fluvial en ellos son más intensos por lo que dominan los paisajes agrestes. El río Tlalnepantla nace en el macizo de Las Cruces y drena las laderas septentrionales de éste y parte de la rampa centro-norte; el río Hondo, por su parte tiene su cabecera en el área intermedia entre el macizo de las Cruces y el de San Miguel. En ambas cuencas los cursos principales corren a lo largo de importantes fracturas orientadas al noreste (García, 1998).

La parte sur de la zona de estudio (sierra de Chichinautzin) es diferente a la Sierra de las Cruces y la Sierra Nevada, ya que presenta escurrimiento subterráneo. El Chichinautzin es andesito-basáltico. Ahí no escurre ni el 1% todo se infiltra, por lo que es zona de recarga (Mario Arturo Ortiz com. pers.).

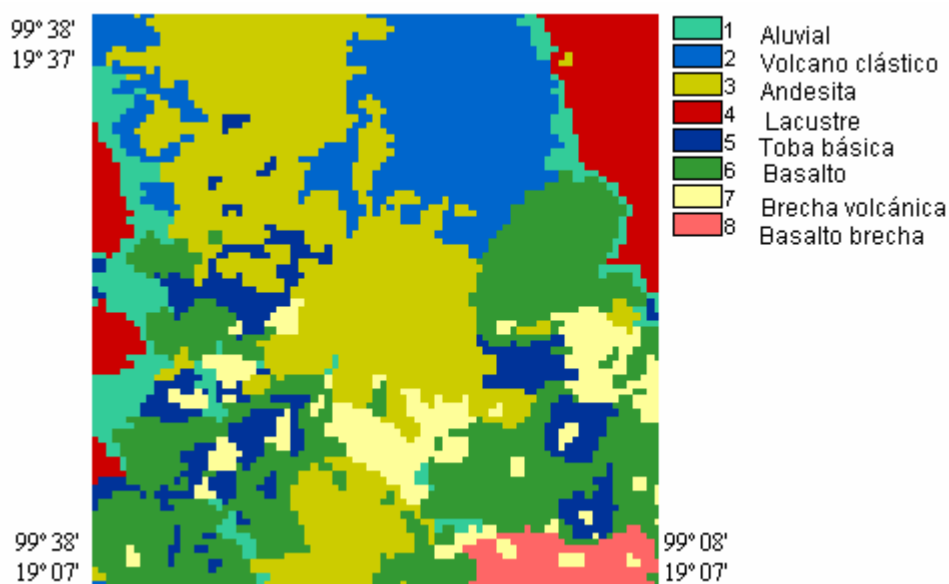


Figura 43. Mapa geológico. La andesita y el basalto son el material litológico dominante. Observe la gran abundancia de volcanes jóvenes (áreas más pequeñas) con material de toba básica y brecha volcánica.

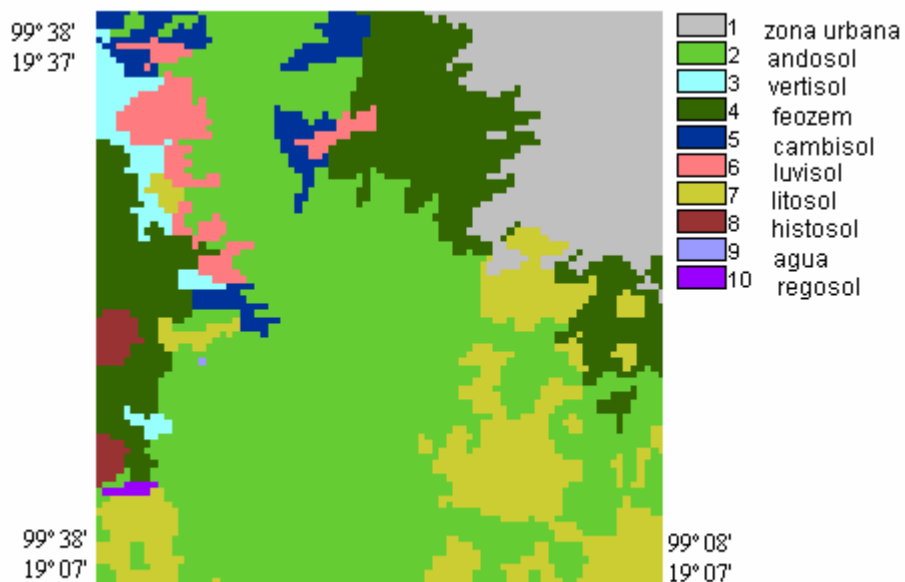


Figura 44. Mapa de suelos. Dominan los andosoles. En las zonas de feozem abundan los cultivos.

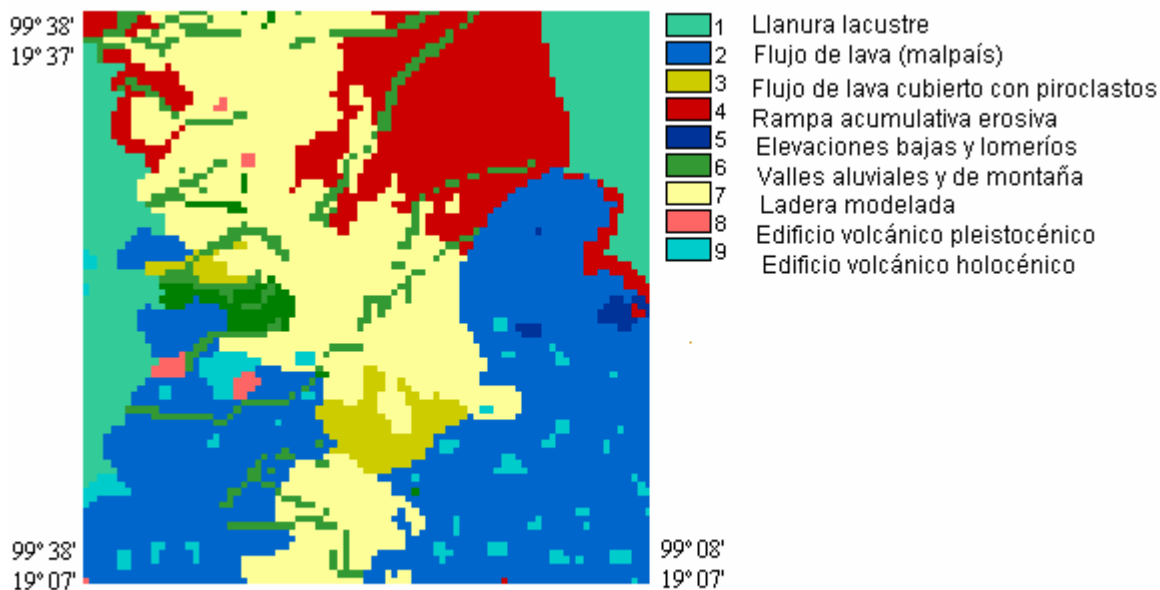


Figura 45. Mapa geomorfológico. Las laderas modeladas y los flujos de lava son las geoformas más abundantes.



### 3.4.2 Mapa de unidades Geográficas

El resultado del cruce de los mapas geológico, geomorfológico y de suelos (en ese orden) se muestra en la Figura 46. Este mapa denominado de unidades geográficas (UGE) comprende 32 unidades de litología/geoforma/suelo que se describen en el Cuadro 10. Cabe aclarar que aquellas clases menores a 1,000 has, se agruparon en las clases más parecidas utilizando la instrucción “reclasificación” de IDRISI Andes.

La unidad 7, que corresponde a laderas modeladas de andesitas con andosoles, es la que ocupa mayor superficie (33,800 has) y comprende gran parte de las montañas hacia el norte y centro de la región. La segunda unidad (29) con mayor superficie (15,100 has) corresponde a basalto – malpais – y suelo muy delgado (litosol). Es interesante observar que incluye por completo al volcán Pelado. La unidad 31 presenta una pequeña variación con esta unidad (basalto brecha) y está representada en el mapa en color amarillo. Cerca de 5 mil has de flujo de lava (malpaís) está ocupada por zona urbana y se ubica hacia el NE de la región. Sin embargo, la gran mayoría de los asentamientos humanos se localiza sobre llanura lacustre (2). Otra unidad importante es la de basalto (malpaís) con andosol hacia el sur de la zona (11). Hacia las faldas de las montañas abunda una unidad compuesta por toba básica (malpaís) y andosol (8). La unidad 27, constituida por andesita, ladera modelada y cambisol también se ubica en zonas de piedemonte, principalmente hacia la parte norte de la región (en color ocre). Sobresalen gran cantidad de edificios volcánicos holocénicos y cubiertos con andosol y litosol, que son representados por pocos pixeles, pero dispersos en toda la zona montañosa (16, 30 en color rosa y azul claro). Hacia el este de la zona abundan las formas lacustres (18, 19, 20 y 32). Al final se observa que las unidades 15 y 25 se ubican en sitios muy específicos. La primera corresponde a brecha volcánica – flujo de lava más piroclastos y andosol (al oeste del volcán Pelado). La unidad 25 corresponde a elevaciones y lomeríos de material volcano clástico, cubiertos con feozem.

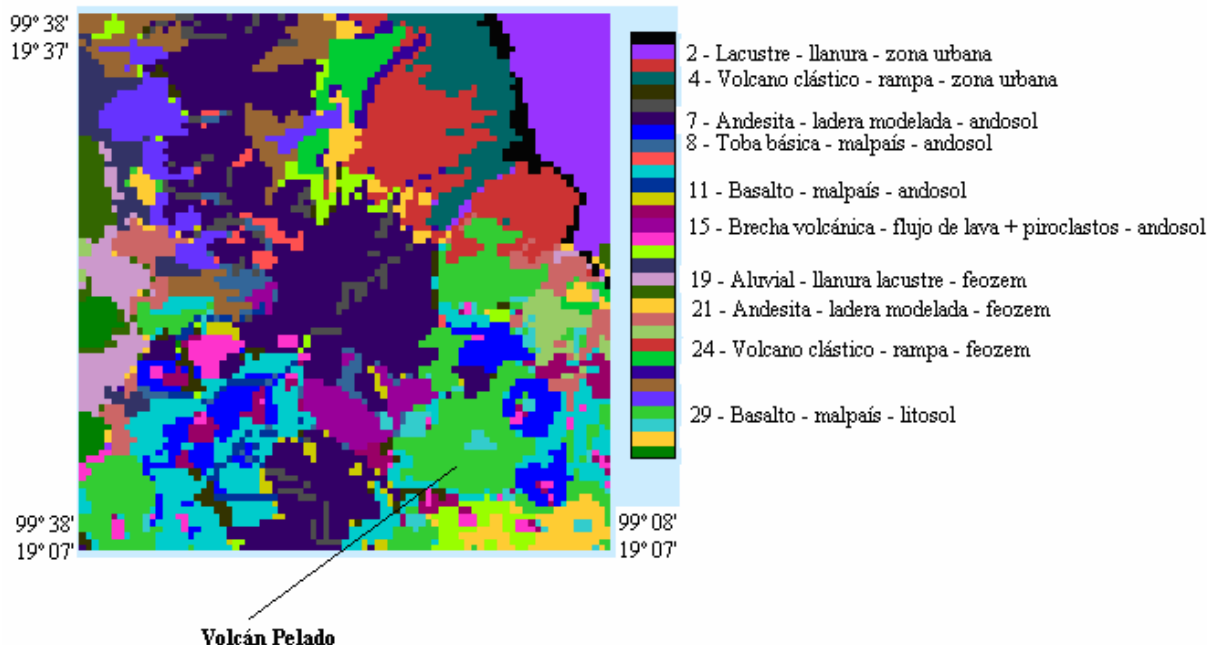


Figura 46.- Mapa de unidades geográficas (UGE).

Cuadro 10.- Leyenda del mapa de unidades geográficas (UGE).

	<b>Geoforma</b>	<b>Suelo/uso del suelo</b>	<b>Superficie (has)</b>	<b>Categoría</b>
Aluvial	Llanura lacustre	Vertisol	2,325	18
	“ “	Feozem	4,175	19
	Rampa acumulativa	Zona urbana	1,875	1
Lacustre	Llanura lacustre	Zona urbana	9,850	2
	“ “	Feozem	2,525	20
	“ “	Histosol	1,550	32
Basalto	Flujo de lava (malpaís)	Zona urbana	4,425	3
	“ “	andosol	13,825	11
	“ “	feozem	3,900	22
	“ “	litosol	15,100	29
	Valles aluviales y de montaña	andosol	1,425	12
	Ladera de montaña	andosol	1,325	13

Basalto- Brecha	Flujo de lava (malpaís)	Andosol	1,750	17
	“ “	Litosol	2,600	31
Brecha volcánica	Flujo de lava (malpaís)	Andosol	3,400	14
	“ “	feozem	1,875	23
	Flujo de lava + piroclastos	andosol	3,525	15
	Edificio Volcánico holocénico	litosol	1,125	30
Volcano clástico	“ “	andosol	2,800	16
	Rampa acum- erosiva	Zona urbana	6,050	4
	“ “	Feozem	8,375	24
	Elevaciones y lomerios	Feozem	3,225	25
Andesita	Valles aluviales y de montaña	Feozem	1,075	26
	Flujo de lava (malpaís)	Andosol	1,875	5
	Valles aluviales y de montaña	Andosol	3,500	6
	Ladera modelada	Andosol	33,800	7
	“ “	Feozem	4,175	21
	“ “	Cambisol	2,925	27
Toba básica	“ “	Luvisol	2,250	28
	Flujo de lava (malpaís)	Andosol	7,550	8
	Flujo de lava + piroclastos	Andosol	1,450	9
	Ladera modelada	Andosol	1,175	10

### **3.4.2.1. Relieve erosivo-fluvial**

El mayor desarrollo de la red fluvial se presenta en las elevaciones montañosas y el piedemonte de las sierras de las Cruces, en las que predominan redes paralelas-puniformes que cortan transversalmente a los conjuntos montañosos. Se aprecia una mayor antigüedad de la red de la Sierra de Las Cruces por una mayor disección de las estructuras volcánicas y es además uno de los sistemas fluviales más activos de la Cuenca de México. Consiste de una fuerte concentración de valles montañosos (cañadas) profundos, en promedio del orden de 80 a 120 m y en algunos casos llegan a superar los 300 m. Entre sus cañadas principales destacan la del Silencio con un corte vertical de más de 400 m, las de San Francisco y San Juan con una profundidad de más de 200 m y cabeceras amplias; ambas son afluentes del río Hondo. Una de las cañadas mayores nace en las faldas del Cerro de San Miguel y posee un circo de erosión de gran amplitud. En la misma zona nacen las cañadas de las Ventanas y los Pericos, cuyos arroyos son afluentes del río La Magdalena, que escurre por el contacto de las rocas terciarias de la Sierra de las Cruces y las lavas recientes (cuaternario) de la Sierra Chichinautzin. Muchas de estas cañadas poseen corrientes permanentes por una buena alimentación hídrica resultado de fuertes precipitaciones medias anuales superiores a los 900 m (Lugo, 1984).

En el piedemonte, la red fluvial, aunque es continuación de la Sierra, tiene características distintas. Algunas son continuación de las que nacen en las partes altas de las vertientes, pero otras sólo llegan con su cabecera a la parte superior del piedemonte, como producto de un desarrollo por erosión remontante. En el piedemonte predomina la erosión vertical y, paralelamente, entre las formas erosivas se extienden superficies estrechas de parteaguas que se han aprovechado para el trazo de avenidas. Los barrancos se extienden menos de 10 km y se pueden considerar como formas transicionales a la categoría de valles montañosos o cañadas (Lugo, 1984).

En la Sierra Chichinautzin, prácticamente no existen sistemas hidrológicos bien definidos, la red fluvial no ha alcanzado un desarrollo que defina cuencas fluviales amplias. Predomina el fenómeno de infiltración; las corrientes temporales son de órdenes menores, en su mayoría de primer y segundo orden y se presentan en redes radiales y paralelas; la profundidad de erosión es débil, generalmente menor de 10 m y de corta extensión longitudinal, menor de 5 km. Se da también el caso de corrientes aisladas de poca longitud, con una profundidad de hasta 5 m dispuestas en el contacto entre derrames lávicos, comunes en las coladas de lava jóvenes, como las de los volcanes Chichinautzin, Pelado, Papagayo, etc. Estas corrientes se deben no tanto a un proceso de erosión fluvial, sino que se trata de corrientes temporales

controladas por las grietas de las coladas de lava. Las grietas fijan temporalmente el escurrimiento cuando hay fuertes precipitaciones, ya que, por otro lado, se trata de estructuras con gran permeabilidad, por lo que el agua pasa en mayor cantidad a la infiltración que al escurrimiento (Lugo, 1984). Martín del Pozzo (1980) reconoció dacitas predominando sobre las andesitas y los basaltos en la Sierra Chichinautzin.

Desde la segunda mitad del siglo XX existe una explotación a gran escala de los recursos hídricos de la sierra. Desde entonces se ha construido una red de aproximadamente 100 km de acueductos y canales que transportan el agua captada por sus ríos, arroyos y manantiales lo que ha afectado el funcionamiento hidrológico de varias cuencas de la región, sobre todo las de los ríos que drenan los macizos de Las Cruces y San Miguel y las rampas que se extienden a sus pies. En esa época se construyeron la mayor parte de las 21 presas existentes en la Sierra de las Cruces, Monte Bajo y Monte Alto, para proveer reservorios para el abastecimiento de agua a la capital y controlar las avenidas que anualmente afectaban el sector occidental de la misma. La vertiente oriental de esta región no cuenta con una red adecuada de estaciones de aforo, ya que sólo 11 de las 23 cuencas hidrográficas que existen en su territorio tienen este tipo de instalaciones de control (García, 1998).

#### **3.4.2.2 Relieve acumulativo lacustre**

La planicie lacustre de la cuenca de México ocupa una porción significativa de la cuenca de México, sobre todo el sur de esta, donde es receptora de las corrientes montañosas que en el pasado originaron mantos acumulativos. Actualmente, este proceso se ha alterado artificialmente, hacia el occidente de la ciudad de México por la urbanización. Sólo quedan residuos de los lagos antiguos, reconocibles en la temporada de lluvias en Zumpango y Texcoco; un gran lago tuvo desarrollo en tiempos históricos, desde el pie de la Sierra Chichinautzin hasta las proximidades de Zumpango, estado de México, en la porción noroccidental de la cuenca; sin embargo, ha sido alterado en un lapso de tiempo muy breve, interrumpiendo bruscamente la evolución natural del relieve. La planicie que ocupa la ciudad de México se encuentra cubierta por una plancha de asfalto, con áreas verdes que son pequeñas superficies aisladas (Lugo, 1984).

#### **3.4.2.3 Relaciones hidrológicas**

El agua es el principal agente modelador de la superficie terrestre, que disecta el relieve original a través de las corrientes temporales y permanentes. El rasgo geomorfológico más representativo de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo es la alta densidad de la

red hidrográfica, que en algunos sitios llega a 10 km de longitud de cauce /km<sup>2</sup> de superficie. Los procesos relacionados con el escurrimiento del agua no actúan ni tienen las mismas consecuencias en los macizos montañosos que en la rampa de piedemonte, debido a la influencia del marco morfoestructural y del clima (García, 1998). Lugo y Martínez (1980) explican la relación de los valores de disección con los factores litológicos, tectónicos y geomorfológicos; presentan una carta morfométrica que señala las zonas de mayor a menor desarrollo de la red fluvial; asimismo presentan una evaluación sobre la intensidad de la erosión. Analizaron el proceso desde dos puntos de vista: primero con la densidad de la disección del relieve, o disección en plano horizontal; el segundo punto de vista considera la profundidad y corte por la acción erosiva. Los autores encontraron valores más altos de densidad de disección (>3.5) en el frente oriental de la Sierra de las Cruces, en una parte intermedia entre el pie de la cadena montañosa y la divisoria continental, al norte de Cuajimalpa, entre las cotas de 2,500 y 2,600 m, con pendientes de las laderas de 6°. Valores de 2.5 a 4.0 ocurren en el frente occidental de la Sierra de las Cruces, en una porción intermedia entre la divisoria y la planicie acumulativa de Toluca. La densidad de 2.0 a 2.5 se presenta formando franjas extendidas paralelamente a las estructuras orográficas principales: en los frentes oriental y occidental de la Sierra de las Cruces. La densidad de la disección cuyos valores fluctúan entre 1.5 y 2.0 forman una franja estrecha que sigue las orientaciones de las estructuras orográficas; en las zonas de las divisorias de las Sierra de las Cruces. Una densidad débil de 0.5 a 1.5 se presenta en franjas que bordean las principales estructuras montañosas, en la Sierra de Chichinautzin, donde la débil disección se debe a la extrema juventud de las rocas y a su alto grado de permeabilidad. Los barrancos más profundos en las Sierra de las Cruces se han desarrollado a lo largo de fracturas. La pendiente controla la velocidad del escurrimiento. Los valores más altos de profundidad de la disección se reconocen en las proximidades de la divisoria de las cadenas montañosas y se va reduciendo gradualmente hacia la planicie nivel de base. La Sierra del Chichinautzin se aprecia como una zona de erosión incipiente, donde la infiltración de las precipitaciones pluviales supera considerablemente al escurrimiento (Lugo y Martínez, 1980).

#### **3.4.2.4 Mapa de unidades de paisaje**

El resultado de la sobreposición del mapa de unidades geográficas (UGE) con el mapa vegetación y uso de la tierra (Figura 47) se denominó mapa de unidades del paisaje (UP), el cual se puede observar en la Figura 48. En principio se generaron más de 100 unidades pero se reagruparon aquellas clases menores a 500 has, con objeto de hacer más legible el mapa.

El resultado fue un mapa con 48 unidades de paisaje (UP) que se describen en el Cuadro 11. Aún cuando la clave es diferente al mapa de UGE se trata de la misma clasificación pero con más subdivisiones derivadas de las diferencias en vegetación y uso de la tierra. Es decir la leyenda de los dos mapas se mantiene igual en las columnas geología, geoforma, suelo, pero cuando a la leyenda del mapa de unidades de paisaje (UP) se le añade el tipo de cobertura, en general se generan más unidades; por ejemplo las unidades geológicas aluvial y lacustre permanecen iguales pero la de basalto incrementa el número de categorías de 6 en la leyenda de UGE a 11 en la leyenda de UP (cuadros 10 y 11). Se observa que las laderas modeladas de andesitas con andosoles se subdividen en dos clases: la primera contiene bosques de abeto y la segunda, bosques de pino. Hacia el este de la zona abundan las formas lacustres (UP39, UP40 y UP2), con agricultura y pastizal y asentamientos humanos con un total de casi 28 mil has. Cerca de 5,000 has de flujo de lava (malpaís) está ocupada por zona urbana (UP3) y se ubica hacia el NE de la región. Sin embargo, la gran mayoría de los asentamientos humanos se concentran sobre llanura lacustre (UP2). Otras unidades importantes son la de basalto (malpaís) con andosol hacia el sur de la zona (UP29, UP33 y UP5), cubiertas por bosque de abeto, bosque de pino y agricultura y pastizal. Las unidades UP37 y UP22, constituidas por andesita, ladera modelada y cambisol, también se ubican en zonas de piedemonte, principalmente hacia la parte norte de la región. Están cubiertas por bosques de encino y cultivo y pastizal. Una gran cantidad de edificios volcánicos holocénicos, cubiertos con andosol y litosol, están dispersos en toda la zona montañosa (UP4, UP14, UP15 y UP30). Sobre ellos hay bosque de pino, oyamel y también pastizales. Las unidades UP47 y UP44 son flujos de lava que presentan suelo de tipo feozem en donde abundan pastizales, cultivos y asentamientos humanos.

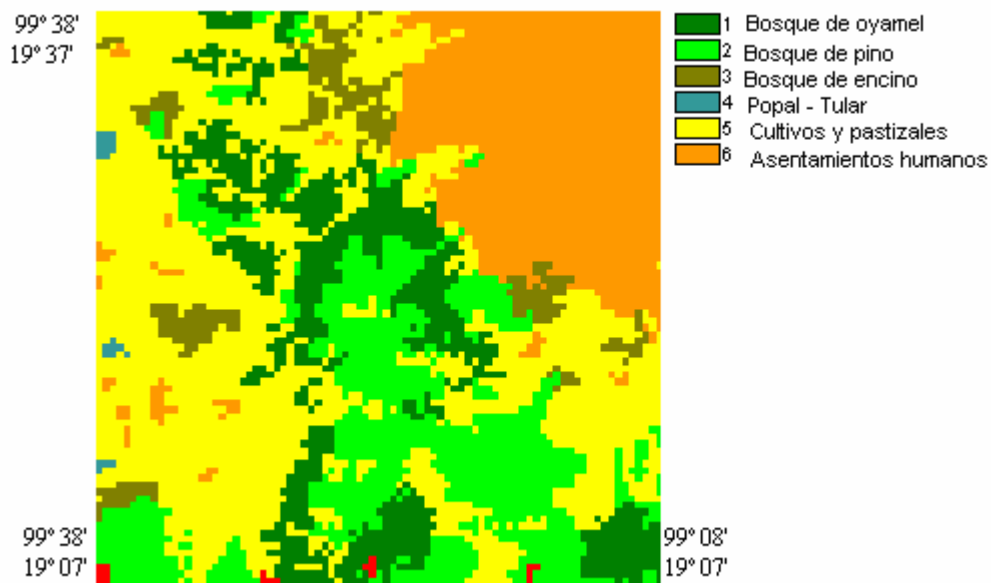


Figura 47 Mapa de vegetación y uso de la tierra agrupado

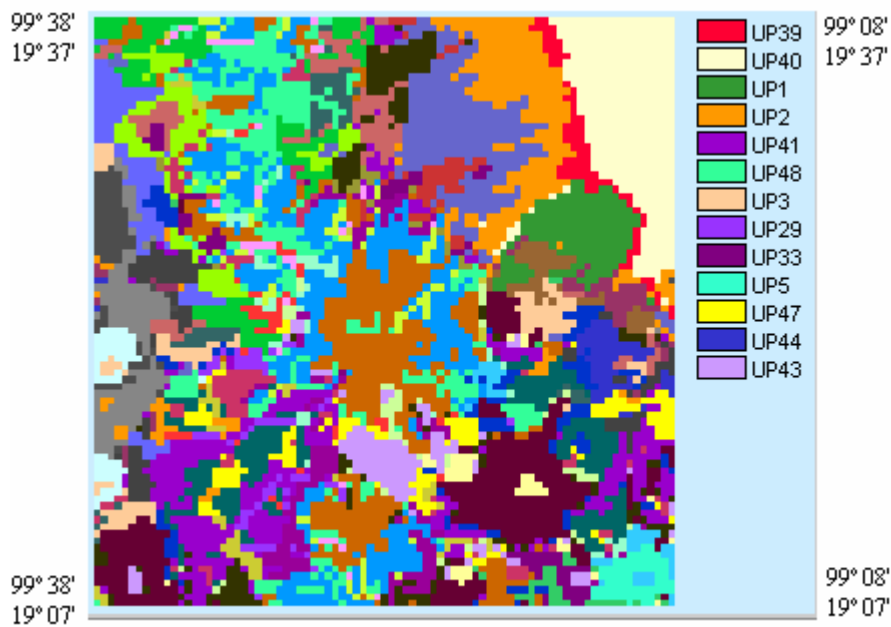


Figura 48.- Mapa del paisaje (UP) con 48 unidades diferentes. Sólo se representan en la leyenda aquellas unidades con más de 3,500 has de superficie; las características de cada una de ellas se especifican en el Cuadro 11.



Cuadro 11.- Leyenda del mapa de unidades del paisaje (UP).

	<b>Geoforma</b>	<b>Suelo</b>	<b>Tipo de cobertura</b>	<b>Superficie Has</b>	<b>Categoría</b>
Aluvial	Llanura lacustre	vertisol	Agr - past	3,391	UP39
	" "	Feozem	Agr - past	3,965	UP40
	Rampa acumulativa	Zona urbana	Asent - hum	2,095	UP1
Lacustre	Llanura lacustre	Zona urbana	Asent- hum	10,448	UP2
	" "	Feozem	Agr - past	2,120	UP41
	" "	Histosol	Agr - past	1,496	UP48
Basalto	Flujo de lava (malpaís)	Zona urbana	Asent- hum	4,364	UP3
	" "	andosol	Oyamel	3,865	UP29 *
	" "	" "	Pino	2,718	UP33
	" "	" "	Agr - past	8,877	UP5
	" "	feozem	Agr - past	2,942	UP47
	" "	" "	Asent- hum	1,621	UP44
	" "	litosol	Agr - past	3,516	UP43
	" "	" "	Asent- hum	1,496	UP46
	" "	" "	Pino	10,224	UP34
	" "	" "	Encino	3,017	UP7
	Valles aluviales y de montaña	andosol	Agr - past	1,696	UP8
Basalto-Brecha	Flujo de lava (malpaís)	Andosol	Pino	2,169	UP9
	" "	" "	Agr - past	1,945	UP38
	" "	Litosol	Abeto	1,571	UP10
	" "	" "	Pino	973	UP35
	Flujo de lava (malpaís)	andosol	Agr - past	3,591	UP11
	" "	feozem	Agr - past	1,820	UP12
	Flujo de lava				

Brecha volcánica	+ piroclastos	andosol	Pino	3,366	UP13
	Edificio Volcánico holocénico	litosol	Pino	1,147	UP14
	" "	" "	Abeto	1,172	UP30
	" "	andosol	Agr - past	1,970	UP15
Volcano clástico	Rampa acumulativa	Zona urbana	Asent- hum	8,602	UP4
	" "	Feozem	Agr - past	1,496	UP16
	" "	Feozem	Asent- hum	7,930	UP45
	Elevaciones y lomeríos	Feozem	Agr - past	2,494	UP17
Andesita	Flujo de lava (malpaís)	Andosol	Agr - past	1,596	UP18
	Valles aluviales y de montaña	Andosol	Abeto	1,920	UP27
	" "	" "	Agr - past	1,022	UP19
	Ladera modelada	Feozem	Abeto	574 ¿?	UP21
	" "	" "	Agr - past	1,122	UP42
	" "	Cambisol	Encino	3,516	UP37
	" "	" "	Agr - past	4,563	UP22
	" "	Luvisol	Abeto	1,022	UP23
	" "	" "	Agr - past	3,566	UP24
	" "	Andosol	Encino	1,795	UP36
	" "	" "	Agr - past	10,224	UP6
" "	" "	Abeto	13,390	UP20	
" "	" "	Pino	11,321	UP32	
	Flujo de lava (malpaís)	Andosol	Agr - past	6,458	UP25
	Flujo de				

	lava + piroclastos	Andosol	Pino	1,222	UP31
Toba básica	“ “	“ “	Agr - past	1,147	UP26
	Ladera modelada	“ “	Abeto	1,297	UP28

### 3.4.2.5 Modelo conceptual

El análisis conjunto de las características a nivel paisaje en la zona del presente estudio (sintetizadas en la Figura 48), permitieron realizar un análisis de modelado conceptual sobre las relaciones hidrológicas en la zona (Figura 49). La zona de mayor recarga es la Sierra de Chichinautzin, (andesítica-basáltica), que contiene lavas fracturadas muy recientes, donde las grietas fijan temporalmente a las escorrentías cuando hay fuertes precipitaciones, ya que, por otro lado, se trata de estructuras con gran permeabilidad, por lo que el agua pasa en mayor cantidad a la infiltración que al escurrimiento (Lugo, 1984, Mario Arturo Ortiz com.pers.).

Las zonas con vulcanismo reciente se caracterizan por poseer una alta permeabilidad por sus características físicas (estructura y textura de las rocas). La influencia regulatoria de las rocas volcánicas viejas va de buena a moderada debido a que se van sellando con arcilla. Por otro lado, las margas arcillosas y lutitas tienen una influencia regulatoria pobre. En la interacción de los suelos y la geomorfología, el factor litología influye en la escorrentía máxima de cuencas relativamente pequeñas, es decir, menores a 500 km<sup>2</sup> (Meijerink, 1985, Mendoza *et al.*, 2002). Las partes bajas de la Sierra de las Cruces también son importantes sitios de recarga como lo indica el predominio de rocas volcánicas jóvenes, así como los elevados valores de disección de 2.5 a 3.5 (Figura 50). Esta Sierra es cortada por una red densa de barrancos y cañadas con cortes profundos, de 40 a 100 m en promedio. Además, debido a la gran cantidad de fracturas que contiene, tiene una influencia regulatoria moderada, es decir, permite infiltración, es zona de recarga, interviene en hidrogramas pero no es definitiva.

Cabe señalar la función tan importante que tienen los bosques de abetos y de pinos en estas montañas que controlan la velocidad del escurrimiento superficial permitiendo además la acumulación de agua en el piedemonte. La remoción de la vegetación puede disminuir la capacidad de infiltración y generar grandes cantidades de escurrimiento, donde antes el proceso era una lenta percolación subsuperficial (Dunne y Leopold, 1978). Desde mediados del siglo XX, las faldas orientales de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo han

sido alcanzadas por los suburbios urbanos lo que ha acelerado los cambios de uso del suelo y ahora son evidentes las modificaciones en el paisaje de la vertiente. Incluso las laderas más altas y áreas de cumbres muestran ya una perturbación incipiente en la estabilidad natural (García, 1998). También es importante tomar en cuenta la existencia de sistemas singulares de recarga, como el del Valle de Monte Alegre, localizado cerca del volcán Ajusco (Figura 1) que probablemente se deban a la condensación de humedad atmosférica (niebla y/o rocío), relacionada con cambios de temperatura y contenido de humedad relativa en el ambiente, más que a la precipitación (Morales, 1998).

Las partes bajas de la Sierra de las Cruces (Figura 50) correspondientes a flujos de lava (malpaís), flujos de lava cubiertos con piroclastos, rampas acumulativas erosivas y lomeríos, son las que han recibido un mayor impacto por la urbanización, que impermeabiliza el suelo con asfalto, impidiendo la infiltración del agua proveniente de las partes altas de la montaña. Por otro lado el daño infringido al bosque en casi tres décadas (particularmente en la imagen de satélite de 2002 se observaron zonas alteradas entre las montañas, en la clase denominada bosque mixto), permite suponer un aumento de escurrimiento que no está siendo capturada por el subsuelo y, por lo tanto, no llega a los mantos acuíferos. Este escurrimiento acelerado constituye un factor de riesgo para la erosión hídrica y para el incremento de inundaciones en la ciudad de México (Figura 51).

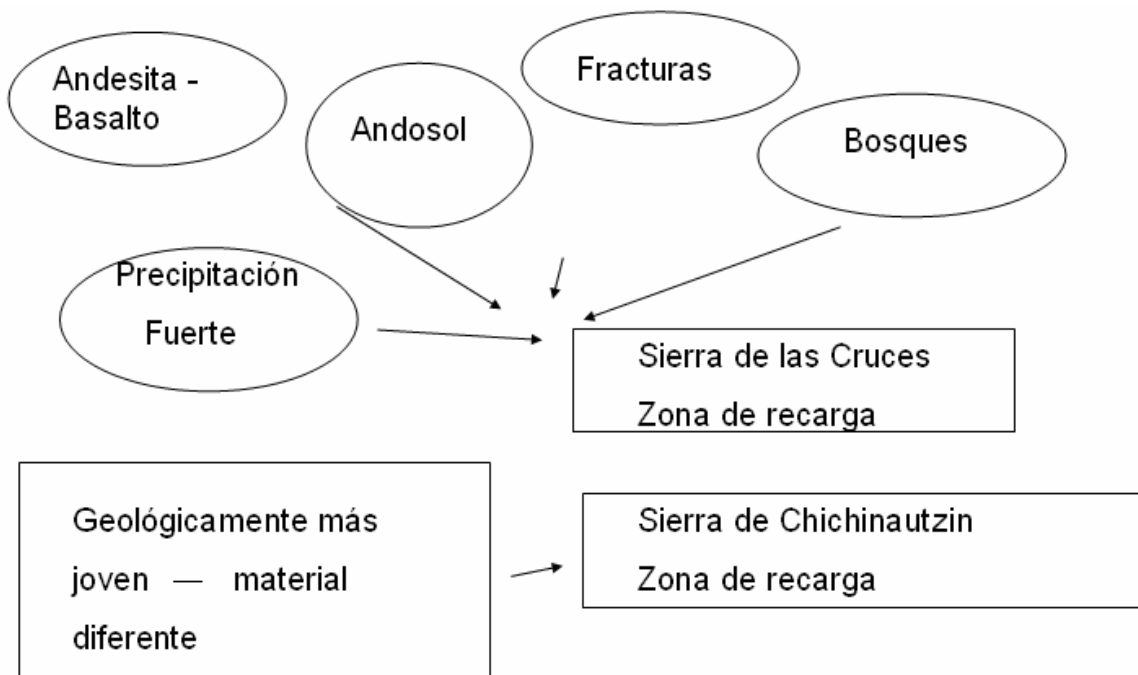


Figura 49. Modelo conceptual que muestra las relaciones de hidrología y vegetación en la zona de estudio.

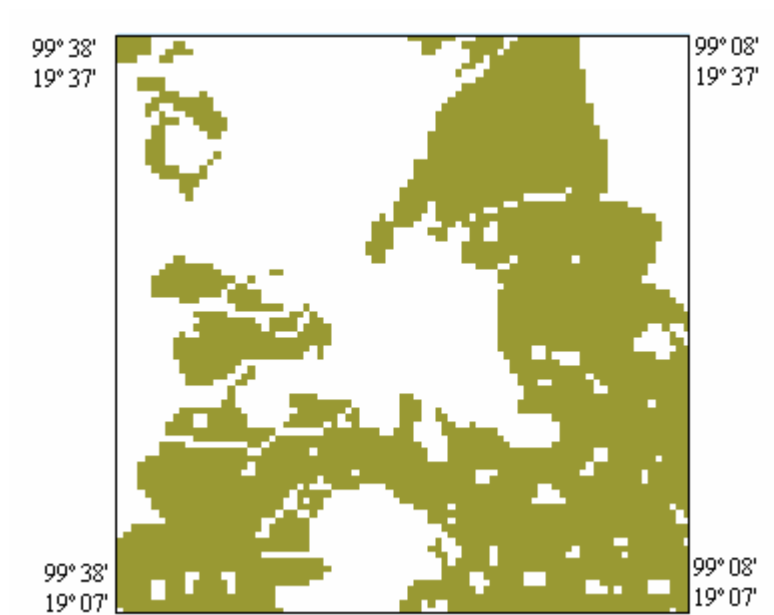


Figura 50. Zonas de infiltración (en color verde) del la región en estudio, que corresponden a flujos de lava (malpaís), flujos de lava cubiertos con piroclastos y rampas acumulativas erosivas.

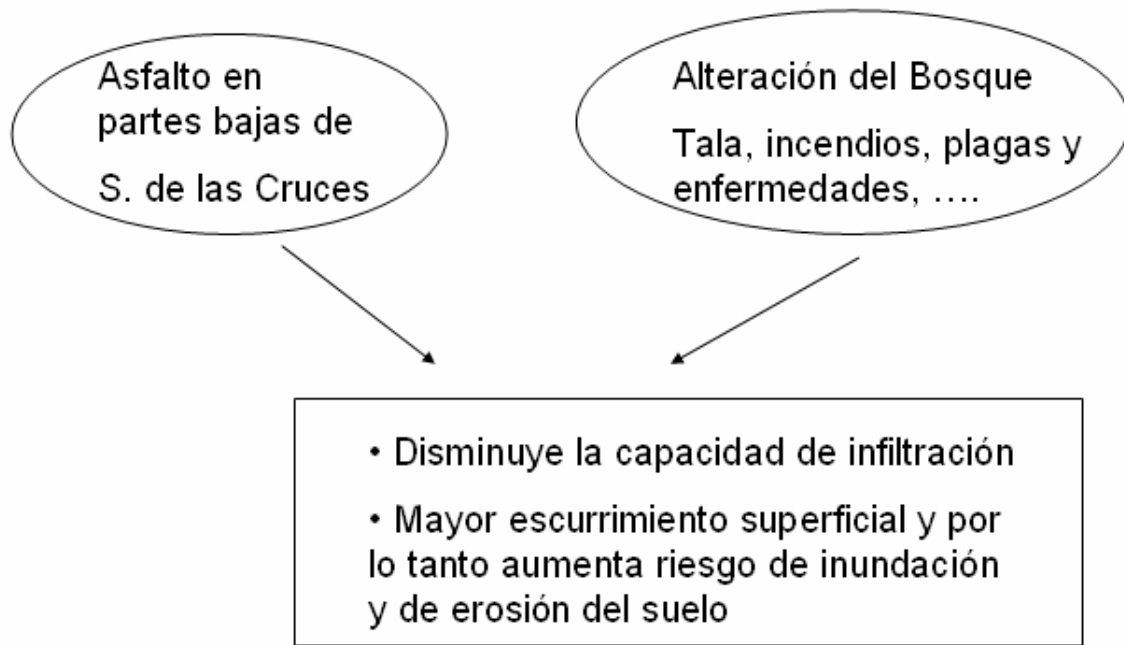


Figura 51. Factores que ocasionan problemas de inundación y de erosión del suelo.

### 3.5 Discusión

El análisis del paisaje se realizó con el fin de obtener información sobre ¿Qué proporción de agua de lluvia corre como flujo superficial y cuanta se acumula en acuíferos? ¿Cuáles son los cambios en la humedad del suelo? ¿Cómo influye la cobertura vegetal en la infiltración del agua?. Para conocer estas relaciones se utilizaron modelos cualitativos de tipo conceptual y cartográfico.

Desde un principio se planteó hacer el análisis de manera conceptual y general debido principalmente a la gran extensión del área de estudio. Además, muchos de los factores que intervienen en el ciclo hidrológico son difíciles de medir; tal es el caso del escurrimiento de agua subterránea que sólo se estima en cartas hidrológicas o el de la evapotranspiración que es deducida de ecuaciones y mediciones dispersas.

Los resultados obtenidos permitieron reconocer que la remoción de la vegetación aumenta el escurrimiento superficial. También se pudo determinar que la abundancia de fracturas y el material geológico de la Sierra de Chichinautzin la convierten en la zona de infiltración más importante de la región; pero, las partes bajas de la Sierra de las Cruces también son sitios importantes de recarga.

Los modelos basados en sistemas de paisaje o ecoregiones dentro de un GIS, son una integración compleja de información espacial edafo-geomórfica y de procesos con la cobertura del suelo, estos modelos son generalmente descriptivos y posiblemente explicativos pero no son dinámicos ni predictivos. Sin embargo, es muy importante utilizarlos antes de pasar a otro tipo de análisis donde estas relaciones son cuantificados a través de coeficientes predictivos.

La visión regional del paisaje del presente estudio, además de constituir un marco de referencia primordial para el análisis posterior de los fenómenos hidrológicos en la cuenca de la Magdalena Contreras (ver capítulo IV), también permitió definir de una manera relativamente rápida, sitios que se deben conservar, como son las zonas de basalto (malpaís) en las partes bajas, que actúan como esponjas de agua (Figura 50) y que sin embargo, están siendo constantemente ocupadas por asentamientos humanos. El impacto negativo de los asentamientos humanos ocurre principalmente a través de la pavimentación que impide la capacidad de infiltración del suelo, alterando considerablemente el ciclo hidrológico regional.

Una de las características más notorias y de mayor trascendencia geoecológica de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo es la altísima capacidad de infiltración de los materiales que forman el subsuelo, sobre todo en la rampa de piedemonte. En las montañas, la

infiltración se produce casi exclusivamente a través de las fisuras mayores debidas a la fracturación tectónica (García, 1998).

El estudio también reconoce definitivamente a la zona del Chichinautzin como una zona de recarga prioritaria en la que no deben permitirse ningún tipo de asentamientos humanos que impermeabilice el suelo. Por otro lado, el análisis a nivel paisaje también permitió conocer las áreas de distribución natural de la vegetación lo cual puede ser una guía muy útil en los programas de repoblación natural o artificial de la región (García-Aguirre *et al.*, 2007).

Es importante reconocer que existen variaciones en la capacidad de infiltración del agua que están relacionadas con el tipo de cobertura vegetal. Este tipo de información se debe tomar en cuenta en los programas de restauración ecológica de la región, es decir, se deben de considerar los conceptos básicos propuestos en la teoría de la sucesión ecológica. Así por ejemplo, en sitios donde no sea posible plantar árboles debido a que cambios en las condiciones del suelo o de algún otro factor (agua, microclima, ...) no lo permitan, se puede explorar la posibilidad (por ejemplo) de proteger el suelo con plantas herbáceas (de preferencia nativas) de la región. Esto, permitirá no sólo la supervivencia de las especies plantadas, sino que conllevaría al mantenimiento o restauración de la vegetación original de la región. Es muy importante definir con cuidado las plantas a utilizar ya que cuando no se seleccionan los árboles adecuados o cuando se usan tratamientos silvícolas inadecuados, puede ocurrir una influencia negativa del bosque. En una plantación densa de árboles de eucalipto altos sin una cubierta de suelo, el suelo se puede compactar por el goteo del follaje. Una capa de hojarasca demasiado gruesa y no mineralizada puede impedir la infiltración del agua del piso del bosque al suelo. Este fenómeno puede ocurrir en plantaciones densas de especies de coníferas exóticas. El sistema de raíces superficiales denso en un bosque enano, puede impedir una adecuada infiltración del agua de las capas más superficiales a las más bajas (Smit, 1985). Cambios en la cobertura vegetal han ocasionado impacto fuerte en el ciclo hidrológico. Muchos estudios han mostrado que la evapotranspiración en cuencas cubiertas por bosque es mayor que en las deforestadas. La deforestación causa reducción en evapotranspiración actual y el agua se convierte en escurrimiento que no se infiltra en mantos acuíferos y puede causar tanto inundaciones como erosión de suelo (Chang, 2006).



### 3.6 Conclusiones

El análisis conjunto de las características físicas y bióticas de la región indicó que las laderas modeladas de andesitas con suelos tipo andosol cubiertas con bosques de pino y de abetos, son las más abundantes en la zona de montaña. Se observó una tendencia en predominio de bosque abetos en las laderas norte y de pinos en las laderas orientadas al sur en la Sierra de las Cruces (Figura 7), lo cual puede ocurrir porque en general las primeras presentan más humedad que las laderas sur y como varios autores sugieren, el bosque de abeto es favorecido por lo general, en los sitios protegidos y húmedos (Madrigal, 1967, Hernández, 1985, García *et al.*, 2007). Hacia el sur (zona del volcán Pelado y alrededores) no se observa esta tendencia y predomina el bosque de pino, pero el material geológico es diferente (basalto-malpaís), con suelo muy somero y la altitud del relieve es menor. Estudios más detallados sobre vegetación permitirán entender a que se deben estas diferencias.

Los remanentes de encino que quedan en la región (se presume que este bosque ha sido el más afectado por la transformación de uso de la tierra en asentamientos humanos, cultivos y pastizales), se restringen a la unidad UP7, caracterizada por basalto, flujo de lava (malpaís) y suelo tipo litosol. Su sobrevivencia en esa zona quizá se deba a que es un sitio poco apto para el desarrollo de cultivos o pastizales.

Las zonas agrícolas y de pastizales son más abundantes en la zona lacustre (hacia el este de la región) así como zonas de planicie al oeste de la Sierra de las Cruces. También abundan en zonas de toba básica y en zonas de basalto – malpaís pero en aquellas que tienen como tipo de suelo el andosol. Son abundantes en una zona de lomeríos de material volcano clástico y tipo de suelo más propicio (feozem) para su desarrollo. La población humana se localiza principalmente hacia el noreste de la región, en la zona lacustre aunque también se observan cerca de 5 mil has de flujos de lava – malpaís, que están ocupados por asentamientos humanos.

El uso de la teledetección y los sistemas de información geográfica, permitió analizar de manera conjunta las características geológicas, geomorfológicas, edafológicas, de clima y de vegetación de la región al sur y oeste de la Ciudad de México. Este procedimiento permitió obtener una idea a nivel cualitativo de las propiedades de infiltración y escurrimiento de la región así como sus posibles relaciones.

El modelo conceptual permitió concluir que los cambios de cobertura que están ocurriendo en la región, afectan significativamente los procesos hidrológicos, principalmente por el incremento de la cantidad y velocidad del escurrimiento superficial (debido a la disminución de la infiltración) y por lo tanto aumentan la probabilidad de erosión hídrica y de

inundaciones. El impacto mayor de la remoción de la vegetación es que disminuye la capacidad de recarga de los mantos acuíferos en una región densamente poblada. Santoyo *et al.*, (2005) consideran que a través de la pavimentación se impide la infiltración natural pluvial, lo cual genera avenidas de agua torrenciales que descienden por las calles en cascadas a la planicie e inundan las vías de comunicación. El control de tales avenidas se logra en este momento sólo a través de la rápida recarga hidrológica artificial de estas aguas pluviales.

El análisis realizado a través del modelado conceptual de la relación entre los cambios de cobertura forestal y los fenómenos hidrológicos (en particular el escurrimiento superficial) en la región de estudio (a escala 1:250,000), permite concluir que el efecto principal de la remoción de los bosques ubicados en los alrededores de la Ciudad de México está provocando una disminución en la capacidad de infiltración de agua de los suelos, lo cual redundará en forma directa en un incremento de la probabilidad de riesgo por inundaciones y en la disminución a largo plazo del nivel de recarga de los mantos acuíferos de la zona. Es posible que este impacto sea mayor en el futuro, considerando el estado de deterioro extremo de algunos bosques como el del Desierto de los Leones; por lo que es necesario iniciar un programa de recuperación de los bosques más afectados de la zona.

### RELACIONES ENTRE BOSQUES E HIDROLOGÍA

#### 4. Marco Teórico

El fundamento de la hidrometeorología es el ciclo hidrológico, el cual surge de los procesos de intercambio del agua y del vapor de agua entre la tierra, la atmósfera y los mares. El ciclo del agua podría considerarse como un equilibrio entre la cantidad de agua de entrada al sistema, asociada con los procesos de precipitación y los flujos de salida de agua asociados con la evapotranspiración, infiltración, escorrentía y percolación (Hasler, *et al.* 2002). Factores esenciales del ciclo hidrológico son la temperatura (que influye en la evaporación del agua), la presión atmosférica (interviene en la condensación del vapor de agua y por ende precipitación), el viento (en la distribución de la precipitación y también ayuda a la evapotranspiración) y las propiedades físicas del suelo. El agua precipitada puede llegar de forma rápida a un almacenamiento o destino final o nunca llegar, ya que muchos suelos tienen la capacidad de guardar grandes cantidades de agua debido a su textura (suelos pesados), mientras que otros de textura gruesa (suelos arenosos), no retienen nada (Arcadia, 2002).

El ciclo hidrológico está relacionado a procesos naturales pero también es influenciado fuertemente por actividades humanas, particularmente por los cambios en el uso de la tierra. Como la evapotranspiración es muy dependiente de las características de la vegetación y la estructura del paisaje, se espera que cambios en el uso de la tierra tengan un efecto significativo sobre las tasas de evapotranspiración. Así, por ejemplo, Hasler *et al.* (2002) demostraron que cambios en la estructura del paisaje pueden causar un impacto significativo en el régimen de humedad de zonas áridas.

Muchos de los factores que intervienen en el ciclo hidrológico son difíciles de medir; tal es el caso del escurrimiento de agua subterránea que sólo se estima en cartas hidrológicas o el de la evapotranspiración que es deducida de ecuaciones y mediciones dispersas. Sin embargo, para determinar el mejor uso que se puede dar al agua en muchos lugares donde escasea y donde sólo se puede obtener durante cierta época del año, se requiere de una mejor comprensión de los patrones de precipitación. Es obvio que todas las corrientes fluviales proceden de la precipitación, por lo que sería imposible realizar trabajos de investigación de carácter hidrológico en cuencas o corrientes, sin tener conocimiento previo acerca de este elemento climático (Griffiths, 1985). Cuando se estudia una zona amplia con precipitación uniforme,

basta disponer de una red de puntos de observación espaciados con el objeto de establecer una buena correlación entre el caudal del río y los valores que se obtienen de la precipitación. Sin embargo, en la mayoría de las investigaciones realizadas en periodos cortos, en áreas pequeñas y con patrones de precipitación no homogéneos, conviene tener una red de estaciones más densa, es decir, de menor distancia entre cada una de ellas, ó se puede usar el método de isoyetas (usando las medias de los pluviómetros para interpolar entre pluviómetros adyacentes) ya que además permite incorporar la influencia orográfica (Griffiths, 1985).

El buen manejo de los recursos hídricos subterráneos requiere de una comprensión integral de todo el sistema y de su respuesta a la recarga. Una estimación adecuada de la disponibilidad de agua almacenada en una cuenca requiere de un balance hídrico, el cual ayuda a evaluar los recursos de agua netos tanto superficiales como subsuperficiales y a estimar el impacto del patrón de uso de agua existente (Flores *et al.*, 1992, Rao y Chakraborti, 2000, Díaz, 2005). Los flujos subterráneos de las zonas montañosas aledañas al Distrito Federal, representan alternativas de abastecimiento de agua potable a bajo costo, por lo que su caracterización es necesaria para su mejor aprovechamiento. La formación de estos almacenamientos tarda mucho tiempo, por lo que son difíciles de renovar, sin embargo, son fáciles de explotar. Los estudios del agua subterránea son instrumentos útiles en el control y manejo del agua de estas formaciones naturales (Morales, 1998).

#### **4.1 Características de la cuenca hidrológica**

Una cuenca es una zona de la superficie terrestre en donde (si fuera impermeable) las gotas de lluvia que caen sobre ella tienden a ser drenadas por el sistema de corrientes hacia un mismo punto de salida (Aparicio, 1994). La superficie de una cuenca, es la extensión comprendida dentro de la divisoria topográfica o parte aguas, que determina el área de la cual se deriva el escurrimiento superficial. El área de drenaje es la superficie, en proyección horizontal, delimitada por la divisoria de las aguas, que es la línea imaginaria que pasa por los puntos de mayor nivel topográfico y que separa la cuenca de estudio de otras cuencas vecinas (Nanía, 2003).

Las características físicas de una cuenca dependen de la geología, la geomorfología (forma, relieve, red de drenaje, etc.), los tipos de suelo, la cubierta vegetal, los usos de la tierra, etc. Estas características influyen de manera decisiva en la respuesta hidrológica de la cuenca. Las cuencas pequeñas observan un comportamiento distinto a las cuencas grandes, en cuanto a escurrimiento se refiere. Las primeras son más sensibles a algunos factores que afectan el

escurrimiento, como son las precipitaciones de gran intensidad. En el presente estudio se simuló el escurrimiento superficial en la cuenca del río Magdalena, la cual pertenece a la clase denominada “cuenca pequeñas” ya que tiene una superficie aproximada de 3 km<sup>2</sup>.

Es difícil hacer una descripción real del sistema hidrológico de una cuenca, ya que muy pocas partes del sistema operan de manera independiente unas de otras. Es decir, las interacciones y la no linealidad de la respuesta hidrológica de la cuenca, producto de variaciones temporales y espaciales son las razones principales de estas dificultades, por lo que los métodos cuantitativos o modelos que se seleccionen deben probarse, considerando las condiciones específicas de la cuenca y los problemas particulares bajo investigación (Meijerink, 1996).

Cuando se analizan los factores fisiográficos de la cuenca (número de orden de cauce, densidad de drenaje, longitud de flujo de superficial, forma de la cuenca, pendiente del cauce principal, pendiente del terreno, elevación del área), se puede tener una idea del tiempo que tarda el escurrimiento para alcanzar un máximo, así como el volumen del escurrimiento directo (Rodríguez, 1982). Cuando el escurrimiento que proviene de una pendiente llega a un canal dentro de un día después de la lluvia, alcanza grandes tasas de descarga en el canal y se le llama comúnmente escurrimiento de tormenta o escurrimiento directo (Dunne y Leopold, 1978).

#### **4.1.1 Forma de la cuenca**

La forma de la cuenca tiene relación con el tiempo que tarda el escurrimiento para llegar a la salida de la cuenca; dos cuencas que tengan la misma área, podrán tener respuestas hidrológicas completamente diferentes en función de su forma, ya que esta condicionará el tiempo de concentración. En general, en cuencas alargadas los volúmenes escurridos son más uniformes a lo largo del tiempo. En cuencas compactas o redondeadas, con un patrón de drenaje dendrítico, el agua de escurrimiento tarda menos para llegar a la salida de la cuenca y el volumen escurrido (descarga), se concentra en un tiempo relativamente corto.

Desde el punto de vista de su salida, existen fundamentalmente dos tipos de cuencas: endorreicas, cuando el punto de salida está dentro de los límites de la cuenca y exorreicas, cuando el punto de salida se encuentra en los límites de la cuenca y en otra corriente o el mar (Aparicio, 1994).

#### **4.1.2 Pendiente de la cuenca**

La topografía tiene un papel importante en la respuesta hidrológica de una cuenca a la precipitación por lo que es muy importante describir la variabilidad espacial de los procesos hidrológicos de manera simple y real. La pendiente media de la cuenca tiene gran influencia en el escurrimiento superficial, ya que es un factor dominante en la determinación de la forma del hidrograma (representación gráfica del escurrimiento directo) y del tiempo de concentración de las aguas superficiales a los puntos de control. La pendiente del cauce es otra característica que influye en el escurrimiento superficial y en la velocidad del flujo, y tiene un papel importante en la forma del hidrograma (Oropeza, 1980).

#### **4.1.3 Patrón y densidad de drenaje**

El patrón del drenaje se puede clasificar de acuerdo al orden de las corrientes usando el sistema de Horton. Los segmentos más pequeños de las corrientes se clasifican como corrientes de orden 1. Dos corrientes de orden 1 formarán en su confluencia una corriente de orden 2 y dos corrientes de orden 2 forman una corriente de orden 3, etc. Una corriente de orden 3 no cambia si se le unen uno o más corrientes de orden 1 o 2. Se puede estimar el número de corrientes de un orden determinado (orden  $u$ : 1, 2, 3, etc), así como la longitud total de las corrientes de orden  $u$  utilizando un mapa topográfico.

La densidad de drenaje de una cuenca (es la suma de la longitud de todas las corrientes entre el área de la cuenca expresada en  $\text{km km}^{-2}$ ) también puede influir en la distribución del escurrimiento. Esta relación determina la longitud de canales por unidad de área y tiene gran influencia en la forma de concentración de las aguas (Oropeza, 1980).

La densidad de drenaje es uno de los parámetros más importantes en geomorfología y es influenciado por muchos factores de cuenca como litología, relieve, evolución geomórfica, suelo e historia de la vegetación, precipitación efectiva, etc. Estos factores también influyen en los procesos de escurrimiento; por ejemplo, cuando la densidad de drenaje es baja, la velocidad promedio será baja (Meijerink, 1985). Flores *et al* (1992) utilizaron la densidad de drenaje para regionalizar el Valle de la Paz, lo que permitió reconocer zonas con potencial de recarga o almacenamiento de agua subterránea, así como determinar posibles controles estructurales o litológicos sobre el flujo subterráneo. Los autores consideran que este método es útil, sencillo y adecuado (como un paso previo a estudios de mayor detalle), para conocer e inferir características de interés del subsuelo, en relación con el agua subterránea.

## **4.2 Principales fenómenos del ciclo hidrológico**

Los principales fenómenos del ciclo hidrológico son: precipitación, interceptación, evapotranspiración, infiltración, escurrimiento superficial y recarga de acuíferos

### **4.2.1 Precipitación**

La precipitación en forma de lluvia o nieve es la entrada mayor de un sistema hidrológico de cuencas. Su ocurrencia, distribución, cantidad, intensidad y duración afectan al escurrimiento, a la humedad del suelo, a la erosión del suelo, a la pérdida de nutrientes y a la distribución de las plantas. La intensidad de la precipitación, expresada en lluvia por unidad de tiempo, se puede medir en una estación climatológica. Algunos estudios hidrológicos se concentran en intensidades máximas de una hora (la mayor cantidad de lluvia en un 60 minutos consecutivos durante el periodo completo de la tormenta), o de media hora u otras intensidades en centímetros por hora (Chang, 2006). La época en que ocurre la intensidad es importante, ya que altas intensidades al inicio de la tormenta, generan menos escurrimientos que intensidades altas al final de la tormenta, especialmente cuando la velocidad de infiltración del agua en el suelo se reduce (Rodríguez, 1982).

### **4.2.2 Interceptación**

La interceptación es la colección de la precipitación en la superficie vegetal, es un fenómeno muy mal conocido y difícil de estudiar. El dosel del bosque sirve de barrera para la entrada de la precipitación al piso. Una parte de agua es interceptada por el dosel, otra parte fluye a lo largo del tronco hasta llegar a la superficie del suelo (flujo de tronco), el agua también gotea desde el follaje y las ramas o es después interceptada por hojarasca del bosque (Chang, 2006). Los efectos de la interceptación son el retener un cierto volumen de agua, que luego se transforma en evaporación y el de modificar la intensidad de la precipitación en función del tiempo.

La interceptación de la precipitación por un follaje y un piso de bosque denso puede ser de 100% para una lluvia ligera o llovizna. En el momento en que se satura el follaje inicia el escurrimiento en el tronco y el goteo. La pérdida de agua por interceptación, evaporación de agua del follaje durante y después de la lluvia, es considerada por algunos autores de manera conjunta con la evaporación de agua interceptada por el piso forestal. Otros autores consideran la pérdida por interceptación como parte de la evapotranspiración total. La pérdida por interceptación depende del tipo de cobertura vegetal (composición de especies, edad, densidad, sotobosque, etc.) y del tipo de precipitación. Algunos ejemplos son intensidad y

duración de lluvia o nieve y otros factores climáticos como viento, humedad relativa y temperatura. En general la pérdida de agua por intercepción para coníferas (pino 30-35%) es mayor que para las especies caducifolias como la Haya (15%-20%). Los modelos de estimación de la intercepción comunes usan 2 tipos de parámetros, uno está relacionado con las condiciones meteorológicas durante evento de lluvias y otro con la estructura de la vegetación, es decir con parámetros de dosel estándar.

Llorens and Gallart (2000), muestran una forma simplificada y directa para medir la capacidad de almacenamiento del agua del dosel. Miden el agua retenida en hojas, tallos y ramas utilizando la determinación de elementos superficiales del dosel a partir de fotos verticales tomadas desde el piso. Varios autores postulan que el agua interceptada por los árboles es el mayor determinante de la diferencia en balance hídrico entre bosque y cobertura de vegetación más baja, por lo que los modelos hidrológicos que estudian el impacto de cambio de cobertura terrestre deben incorporar de forma adecuada submodelos de lluvia e intercepción parametrizados de manera adecuada.

#### **4.2.3 Evapotranspiración (ET)**

La evapotranspiración es una de las fases más importantes del ciclo hidrológico y esta constituida por la combinación de evaporación (transformación del estado líquido al vapor; es la pérdida de agua de la vegetación y suelo húmedo) y la transpiración (la pérdida de agua debido a procesos fisiológicos dentro de la planta).. La evapotranspiración de las superficies vegetales es el resultado de varios procesos como los intercambios de radiación, el transporte de vapor y el crecimiento biológico. La evapotranspiración de las superficies con vegetación, junto con la precipitación determinan en gran medida, la cantidad de escurrimiento de una cuenca hidrológica. La evapotranspiración (ET) tiene una influencia principal como factor de control en todos los procesos hidrológicos; relaciona el equilibrio de la energía y el balance de agua en la superficie terrestre (Moran y Jackson, 1991). La evapotranspiración también tienen una función primordial en el ciclo hidrológico global, en los mismos procesos de las plantas y en la modificación del clima (Shuttleworth citado por Su, 2000). La evapotranspiración solo se puede medir bajo condiciones controladas aunque comúnmente se utilizan observaciones indirectas o modelos empíricos y teóricos para estimarla (Chang, 2006).

La evaporación tiene una influencia fuerte en la circulación atmosférica, las características hidrológicas de las cuencas y además regula la pérdida de agua y la toma de CO<sub>2</sub> de los estomas en las hojas individuales de las plantas. Los valores de evaporación son



influenciados por las características de la cobertura vegetal, los suelos y la profundidad del manto freático (Shiklomanov y Krestovsky, 1988). La transpiración de las plantas es un proceso dinámico complejo influenciado por la planta y por factores de clima y suelos. La temperatura de la hoja y conducción de estomas son factores importantes que dependen mucho de las condiciones de orientación o exposición.

La evapotranspiración potencial (PE, por sus siglas en inglés) es la evaporación no restringida y la transpiración para una cierta temperatura y otras condiciones climáticas como viento, humedad relativa, etc.; es el límite más alto en un clima dado y no puede exceder la evaporación libre de agua. Este concepto se usa generalmente para estimar las pérdidas de evapotranspiración (ET). En la práctica  $PE = ET$  si la provisión de agua a las plantas es ilimitada o si la PE mensual es menor que la precipitación mensual. La cobertura del suelo tiene un efecto muy importante en los valores de ET; por ejemplo, influye en el microclima.

La PE se puede calcular con fórmulas empíricas como por ejemplo el índice de calor de Thornthwaite, la transferencia de vapor de Penman o la temperatura biológica de Holdrige. La PE se puede medir con un evaporímetro o relacionarse con la evaporación en un recipiente de agua. El concepto de PE es muy utilizado en estudios geográficos, clasificaciones climáticas, y en estudios de planificación y manejo de recursos hídricos. Sin embargo, el concepto es cuestionable cuando se aplica a cuencas forestales pequeñas (Chang, 2006).

Cuando el abasto de agua para la vaporización es deficiente o la humedad de suelo se encuentra por debajo de la capacidad de campo, entonces la vaporización no puede proceder a nivel de potencial y se da la evapotranspiración actual (AE, por sus siglas en inglés). La evapotranspiración actual AE se estima de forma indirecta midiendo las diferencias entre precipitación y escurrimiento; aparentemente la estimación es válida sólo para un intervalo de tiempo lo suficientemente grande para asegurar que esos cambios en el almacenamiento de la humedad del suelo sean negligibles. La AE se puede estimar teóricamente, por el método de equilibrio hídrico de Thornthwaite de forma diaria o mensual (30 días). También se puede estimar con un lisímetro, pero sólo para árboles pequeños debido a problemas técnicos y prácticos. La AE de vegetación forestal puede ser estimada indirectamente a través de las medidas de escurrimiento de experimentos en cuencas apareadas. La vegetación de pantano y vegetación ribereña puede tener una evaporación actual muy alta (Saxton y McGuinness, 1982, Chang, 2006).

La vegetación afecta (en cierta medida) la cantidad de agua que llega a las corrientes subterráneas (Magid *et al.*, 1994). Se observó una reducción del escurrimiento como resultado de la transpiración de la vegetación en las cuencas del oeste de EUA (Loupshinsky,

1980). También se sabe que el nivel del manto freático puede disminuir debido a los árboles plantados. Se ha probado experimentalmente que el escurrimiento se incrementa o el nivel de manto freático se eleva cuando se corta el bosque. Algunos autores creen que las cuencas con bosques consumen más agua y producen menos que áreas parcialmente forestadas o sin árboles y atribuyen el hecho a que en las cuencas con bosques densos el agua se infiltra rápidamente en los suelos más permeables de estos sitios, y parte del escurrimiento llega a los acuíferos y no llegan a los canales de cuencas aforadas (Shiklomanov and Krestvosly, 1988).

#### **4.2.4 Infiltración**

La infiltración es el movimiento del agua dentro del perfil del suelo. El agua que se infiltra se transforma en humedad del suelo. El flujo subsuperficial es el que se produce como flujo no saturado a través del suelo. El flujo subterráneo es el que se produce como flujo saturado a través de los estratos del suelo o roca. Los estratos de suelo y roca que permiten la circulación del flujo a través de ellos se denomina medio poroso. El flujo es no saturado cuando el medio poroso tiene sus huecos ocupados por aire y es saturado cuando los huecos están completamente ocupados por agua. El proceso de paso de agua a capas más profundas se denomina percolación (Chang, 2006).

El nivel freático, es la superficie donde el agua en el medio poroso saturado se encuentra a presión atmosférica. Por debajo del nivel freático, el agua está a una presión mayor que la atmosférica. El flujo subsuperficial y el subterráneo bajo ciertas condiciones, pueden salir a la superficie transformándose en escurrimiento, como un manantial, o puede fluir directamente a un río.

Los factores que controlan la infiltración son el tipo de suelo, el nivel de espesor de la superficie, la estación del año, las condiciones de humedad antecedente (cantidad de humedad presente al inicio de un evento de tormenta), la distribución de intensidad de la lluvia y las condiciones subsuperficiales de humedad.

La textura del suelo, la estructura, el contenido de materia orgánica, profundidad, compactación, número de horizontes, contenido de agua, manto freático y tipo de raíces son factores influyen en la capacidad de almacenamiento de agua del suelo (tasa máxima a la que un suelo puede absorber agua) y en la habilidad de movimiento del agua.

La infiltración en un bosque puede ser muchas veces mayor que la del suelo desnudo (Chang, 2006). El fenómeno de la infiltración no tiene relación con el volumen de lluvia, sino más bien con la intensidad de la lluvia; no es lo mismo que un cierto volumen de lluvia anual se precipite y sea distribuido más o menos uniformemente a lo largo de varios meses, a que el

mismo volumen ocurra en unos cuantos días o semanas. El agua que se infiltra y después percola en agua subterránea no es muy importante para la predicción del escurrimiento superficial; generalmente se considera como una abstracción de la precipitación. Aun cuando es generalmente ignorada por los modelos hidrológicos de escurrimiento superficial, es un factor muy importante si lo que interesa es predecir el volumen de agua disponible de mantos acuíferos. Para muchas cuencas la infiltración es un elemento determinante de la forma y características del hidrograma.

Los componentes exactos de infiltración son esenciales para los modelos hidrológicos basados en procesos o para los modelos de erosión de suelo. Muchos de los modelos hidrológicos utilizan alguna forma de la ecuación Green-Ampt para repartir la lluvia entre escurrimiento e infiltración (Risse *et al.*, 1995). Aún cuando pudiera estimarse con precisión, el volumen de infiltración no corresponde exactamente a la recarga de un acuífero, pues una parte de él es retenida por la formación que se encuentra arriba del nivel freático o piezométrico.

#### **4.2.5 Escurrimiento**

El escurrimiento es un componente del ciclo hidrológico que se define como el agua proveniente de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie terrestre y que llega a una corriente, para finalmente ser drenada hasta la salida de la cuenca (Aparicio, 1994).

El escurrimiento superficial es la porción de la precipitación que no se infiltra ni se acumula en la superficie en el suelo, sino que fluye agua abajo como flujo laminar o concentrado (Chow *et al.*, 1988). El conocimiento sobre la generación de escurrimiento puede ser útil para la planificación ambiental que permite reconocer sitios del paisaje que pueden ser contribuyentes principales de escurrimiento de tormenta o de recarga de mantos acuíferos. Las zonas que permiten la recarga subterránea y que por lo tanto proporcionan agua corriente durante la época seca del año se deben conservar y no se deben pavimentar ni contaminar. La remoción de la vegetación puede disminuir la capacidad de infiltración y generar grandes cantidades de escurrimiento, donde antes el proceso era una lenta percolación subsuperficial (Dunne y Leopold, 1978).

El agua proveniente de la precipitación que llega hasta la superficie terrestre (una vez que una parte ha sido interceptada o evaporada) puede tomar cualquiera de las formas siguientes hasta llegar a la salida de la cuenca: escurrimiento superficial, escurrimiento subsuperficial y escurrimiento subterráneo; el último de los cuales es el más importante desde el punto de vista hidrológico (Griffiths, 1985, Aparicio, 1994).

El escurrimiento superficial es el que llega más rápido a la salida de la cuenca y está relacionado directamente con una tormenta particular; por lo que constituye el escurrimiento directo (Dunne y Leopold, 1978). El volumen del escurrimiento superficial, es menor en los suelos permeables y con excepción de las áreas urbanas, sólo llega a ser un factor importante cuando el escurrimiento de la corriente es producido por lluvias continuas o de alta intensidad. El escurrimiento subterráneo o flujo interno, es el agua que se infiltra en el suelo y se desplaza lateralmente hasta llegar a un canal de desagüe. Debido a su menor velocidad, llega a las corrientes mucho después del escurrimiento superficial. En los suelos uniformemente permeables, la percolación produce poco escurrimiento de este tipo, pero en suelos someros que se hallan sobre superficies impermeables el volumen puede llegar a ser considerable (Griffiths, 1985). El flujo subterráneo ocurre en capas de suelo con permeabilidades diferentes tales como roca o arena gruesa y grava. El escurrimiento subterráneo es el único que alimenta a las corrientes cuando no hay lluvias, por eso se dice que forma el escurrimiento base (Aparicio, 1994). El escurrimiento de agua freática también se llama flujo base o flujo de tiempo de secas. Su fluidez es menor que la de otros tipos de escurrimiento, debido a que proviene de la precipitación filtrada hasta el nivel freático, a veces siguiendo rutas desviadas y desplazándose a velocidades bajas, por ejemplo; en algunas regiones se tarda más de dos años en acrecentar el manto freático y descargar alguna corriente. El escurrimiento básico y el directo forman el escurrimiento total.

Comúnmente se dice que las zonas montañosas, donde las precipitaciones son más abundantes y los fenómenos hidrometeorológicos tienen mayor incidencia, son los sitios de recarga de los acuíferos regionales (Díaz, 2005), pero también puede ocurrir que las aguas captadas en pequeñas cuencas montañosas únicamente pertenezcan a un sistema de flujo local (Tóth, citado por Morales, 1998) como ocurre en el valle de Monte Alegre, Ajusco. En este valle, la dirección de flujo subterráneo está determinada por las diaclasas (fracturamiento de las rocas sin corrimiento relativo de los bordes), que tienen una dirección dominante NW-SE. El sistema de flujo existente en la zona es local, característica que se debe tomar en cuenta al realizar los balances hídricos para el valle de México y para el cuidado de la zona de recarga (Morales, 1998). Otra característica de este valle es la existencia de un sistema singular de recarga, que probablemente se deba a la condensación de humedad atmosférica (niebla o rocío) relacionada con cambios de temperatura y contenido de humedad relativa en el ambiente, más que a la precipitación.

La zona del Ajusco presenta una red hidrográfica escasa y escurrimientos superficiales de corto desarrollo como lo demuestra el orden del cauce cuyo valor es de dos. Esto se debe a la

alta permeabilidad de los suelos que forman el lecho de los cauces. Es común que las diaclasas principales controlen su sistema de drenaje, ya que son aprovechadas por el flujo de agua que llega a formar su cauce sobre ellas. Es por este control que son de gran importancia dentro de la hidrogeología de una zona, ya que a través de ellas puede existir movimiento de líquidos (Morales, 1980). en la zona de la Sierra del Ajusco, la altura sobre el nivel del mar del nivel freático es de aproximadamente 2,500 m (Ortega citado por Morales, 1998).

Jáuregui (1959) señala que la distribución anual de la precipitación en la Cuenca de México, presenta dos máximos a lo largo del año, uno en el mes de julio, decreciendo en agosto y otro máximo en septiembre y octubre, por lo que en estos meses ocurren inundaciones severas en la Cuenca de México. Las precipitaciones máximas en julio pueden ser suficientes para la recarga de los mantos acuíferos. Algunas veces pueden causar inundaciones como el aguaceros ocurrido en julio de 1931 cuando se desbordó el río Magdalena e inundó las colonias de San Angel, Mixcoac, Coyoacán y General Anaya (Matías y Vázquez, 1999).

#### **4.2.5.1 Factores que afectan el escurrimiento**

Los factores que afectan el escurrimiento pueden ser climáticos, fisiográficos y bióticos. Los primeros determinan la cantidad de agua precipitada y consecuentemente la destinada al escurrimiento; entre estos podemos citar a la precipitación (forma, tipo y su distribución en el tiempo); la temperatura, humedad relativa y horas de sol, que pueden variar dentro de la cuenca (microclima). La precipitación dentro de una cuenca puede variar con la altura topográfica y la orientación de las pendientes (en relación con la dirección del viento). El escurrimiento también es influido por factores bióticos, principalmente por la vegetación y, por lo tanto, por los fenómenos de evapotranspiración actual y de interceptación: un valor de evapotranspiración actual alto en un bosque puede disminuir el nivel de agua subterránea durante la estación seca. La repoblación natural o artificial y protección de la vegetación conducen a una reducción del escurrimiento total, pero a su vez, pueden permitir una mayor infiltración y alimentación de los mantos acuíferos, dependiendo del grado de infiltración del suelo, del tipo de vegetación y de la roca subyacente.

La principal influencia positiva de la cubierta vegetal sobre las características hidrológicas de un sitio es que el escurrimiento se distribuye de manera mas uniforme a lo largo del año con un menor peligro de inundaciones mientras que la calidad del agua es mejor sí la erosión se reduce a un mínimo; además de la mayor humedad de suelo almacenada y una mejor infiltración combinada con una recarga más rápida comparada con zonas sin vegetación en el

mismo tipo de suelo. Por otro lado, el bosque y el piso forestal impiden que se seque el suelo superficial y el suelo se compacta menos como resultado de impacto de las gotas de lluvia. La tasa de infiltración de un suelo seco y compacto, es menor que la de un suelo húmedo y suelto. El mayor tiempo de goteo de un follaje saturado y el almacenamiento de agua por el microrelieve de la hojarasca del suelo forestal provocan un tiempo de infiltración relativamente mayor que el de lluvias cortas pero intensas. Asimismo, se puede obtener un mejor almacenamiento de humedad del suelo a través de un mayor contenido de humus (retención) y una mejor aireación del suelo debido a las raíces y a la fauna del bosque así como por la permeabilidad y por percolación del suelo (USDA Forest Service, 1990).

Boulain *et al.*, (2006) encontraron que el uso de la tierra resultó ser más importante que la precipitación para el escurrimiento superficial y producción de biomasa en su zona de estudio.

Se sabe que la deforestación en regiones montañosas con una alta precipitación produce resultados fatales tales como inundación, falta de agua en época seca, erosión, sedimentación de reservorios y pérdida de la capacidad de generación de energía hidroeléctrica. Sin embargo, existe una gran controversia sobre el efecto del derribo de bosques en el escurrimiento (Chang, 2006). Con valores conocidos de lluvia y otros datos de campo se puede determinar la cantidad de agua en tiempo y espacio modelando el movimiento desde que la lluvia cae al terreno y se transforma en flujo de agua utilizando conceptos físicos y matemáticos. Para realizar estos estudios se requiere considerar tiempo e infiltración. Es muy importante considerar como elementos clave el conocimiento de la cuenca a través de fotointerpretación y el trabajo hidrológico (Meijerink, 1996). En general, los trabajos que analizan el comportamiento hidrológico en función de cambios de cobertura, se realizan en cuencas experimentales y aforadas utilizando el enfoque de cuencas apareadas y con modelos hidrológicos agregados, donde es posible calibrar y validar los modelos espacialmente distribuidos (Mendoza, 2002).

### **4.3 Estimación del escurrimiento superficial**

El escurrimiento superficial puede ocurrir (con lluvias intensas o prolongadas), sí la precipitación dentro de un cierto límite de tiempo es mayor que la pérdida por interceptación y la infiltración (Meijerink, 1985). El volumen del escurrimiento superficial es función de la cantidad de precipitación, la cubierta vegetal y el tipo de suelo, principalmente; se debe considerar en particular la capacidad de almacenamiento del suelo, la intensidad de la lluvia y la infiltración de agua en el suelo (Rodríguez, 1982). El escurrimiento también es influido

por la evapotranspiración actual, la interceptación, la pérdida del suelo y el cambio en la humedad del suelo. La cantidad de escurrimiento producido por una tormenta depende de 1) la deficiencia de humedad de la cuenca al inicio de la lluvia y, 2) de las características de la tormenta, tales como la cantidad de precipitación, intensidad y duración (Meijerink, 1985). El escurrimiento se mide directamente en estaciones aforadas o es estimado mediante coeficientes de escurrimiento y la evaporación real se estima mediante la aplicación de fórmulas empíricas como la de Turc (Arcadia, 2002). La estimación del escurrimiento superficial por métodos indirectos implica el uso de modelos basados en las características físicas de la cuenca (roca, suelos, relieve, cobertura vegetal), que determinan la tasa y tipo de ocurrencia de los procesos hidrológicos (Mendoza *et al.*, 2002). Cuando se determina la relación entre las características biofísicas de la cuenca y la respuesta hidrológica, el componente hidrológico de la cuenca puede ser predicho de manera razonable sin la medición directa del proceso (Meijerink *et al.*, 1996).

Entre los modelos de estimación de componentes del Balance Hídrico basados en propiedades físicas y pocos datos meteorológicos se encuentran el de balance hídrico de Thornwaite y Matter, (citado por Dunne y Leopold, 1978) y la curva numérica (USDA, 1986). Aun cuando han sido criticados por su carácter empírico, son herramientas valiosas para estimar componentes del balance hídrico donde sólo existen registros de precipitación y temperatura (Mendoza, 2002). La construcción de modelos de balance hídrico para cuencas pobremente aforadas y no aforadas, implica una selección rigurosa de los parámetros físicos de la cuenca: además, es conveniente utilizar el menor número posible de éstos ya que un número reducido de parámetros facilita la construcción y replicabilidad de los modelos. La construcción de modelos mensuales de precipitación escurrimiento y balance hídrico son herramientas para el manejo del agua. Estos modelos son útiles en la predicción y generación de series de escurrimiento a largo plazo; también, pueden ser útiles para la estimación de periodos de retorno de eventos hidrológicos poco frecuentes, tales como sequías o inundaciones (Xu y Vandewiele citados por Mendoza *et al.*, 2002).

Actualmente se utilizan datos satelitales para obtener información sobre el clima necesarios para los análisis hidrológicos (Park *et al.*, 2005; Yunhao *et al.*, 2005). Jury (1998) analizó las respuestas hidrológicas a las variaciones del clima utilizando datos de entrada de agua a una presa y datos satelitales de vegetación. Granados *et al.*, (2004) encontraron una correlación positiva muy alta ( $> 0.86$ ) entre el índice de vegetación obtenido a partir de imágenes AVHRR y la precipitación.

### 4.3.1 Hidrogramas

La representación gráfica del escurrimiento directo se conoce como hidrograma. Es una gráfica de la distribución o la tasa a la que el agua corre en la superficie como una función del tiempo desde el inicio de la tormenta. Se obtiene al graficar los valores de gasto contra el tiempo y muestra la tasa del flujo (descarga) en el tiempo para un punto, canal o colina. Se expresa comúnmente en términos de volumen por unidad de tiempo (i.e. metros cúbicos por segundo). El hidrograma tiene una forma característica; la parte elevada (joroba) indica el periodo anterior al máximo es más abrupta que la parte de la curva que cae, es decir, la que indica el periodo posterior al flujo máximo (Dunne y Leopold, 1978).

La descarga en las estaciones hidrométricas se mide a través de la altura del agua; a través de una curva; la altura del agua registrada se convierte en descarga en  $\text{m}^3/\text{s}^{-1}$ . El tiempo entre el centro de masa y el tiempo máximo se considera como el “tiempo de concentración” ( $T_c$ ) que es el tiempo que requiere el agua para viajar de la zona más remota en la cuenca, hasta la salida. Como a menudo no se conoce este centro de masa, el tiempo desde el inicio de la lluvia también se toma como el tiempo de concentración. Si este volumen por unidad de tiempo se divide entre el área de la cuenca en las unidades apropiadas, el escurrimiento se puede explicar como profundidad por unidad de tiempo ( $\text{cm hr}^{-1}$ ), lo cual es conveniente para su comparación con tasas de precipitación, infiltración y evaporación (Dunne y Leopold, 1978).

El gasto se define como el volumen de escurrimiento por unidad de tiempo que pasa de manera continua durante todo un año por una determinada sección transversal de un río (aforar una corriente significa determinar a través de mediciones el gasto que pasa por una sección dada). Cada cuenca tiene hidrogramas característicos y solo después de un largo periodo de tiempo de mediciones de escurrimiento se pueden hacer predicciones sobre la influencia de cambios en la vegetación sobre el escurrimiento. Una cuenca no produce siempre los mismos hidrogramas; debido a que la lluvia varía en cantidad, intensidad y distribución en el tiempo. El nivel de contenido de humedad de los suelos al inicio de la lluvia es también de gran importancia en la forma del hidrograma al igual que la evapotranspiración durante el periodo anterior a la tormenta. Sin embargo, durante una estación dada, una cuenca determinada producirá hidrogramas muy semejantes de lluvia. El hidrograma fue y aun es una herramienta útil para estimar la cantidad de escorrentía de la lluvia y la altura del flujo máximo. En la práctica hidrológica es gradualmente reemplazado por modelos de simulación matemática (Meijerink, 1985).



#### 4.3.2 Método Número de Curva (SCS)

La serie de modelos hidrológicos desarrollados por el Servicio de Conservación de Suelos (SCS), hoy NRCS por sus siglas en inglés, Servicio de Conservación de los Recursos Naturales de Estados Unidos, son muy utilizados en la planificación de recursos hídricos; representan una aproximación empírica para determinar el escurrimiento. Aunque su objetivo original fue la agricultura, su campo se ha expandido y también pueden utilizarse en áreas urbanas y suburbanas (Ragan y Jackson, 1980). Estos métodos fueron desarrollados para estimar el escurrimiento como una función del uso de la tierra y clima y no tanto para predecir el gasto de una corriente natural (Mendoza, 2002).

El método directo de estimación de escurrimiento superficial por el método de Número de Curva integra la intercepción, infiltración y almacenamiento en pequeñas depresiones (excepto la evapotranspiración potencial) en una sola abstracción. Es un método que inicia con la precipitación total de un evento de tormenta y traduce esa precipitación, utilizando análisis de correlación múltiple a un volumen de escurrimiento; toma en cuenta los efectos de la precipitación total, una abstracción de lluvia inicial (combinación de intercepción, infiltración antes de que ocurra el escurrimiento y el volumen de superficie de retención), una tasa de infiltración variable en el tiempo y la humedad de suelo antecedente; se basa en un número de curva de escurrimiento que cuantifica el efecto del suelo y cobertura vegetal en el proceso de precipitación y escurrimiento.

La evaluación del volumen de agua de una cuenca al final de un periodo determinado por métodos indirectos (como el de la curva numérica), implica el uso de modelos basados en las características de la cuenca (roca, suelos, relieve, cobertura vegetal), las cuales determinan la tasa y tipo de ocurrencia de los procesos hidrológicos. Este método establece que la relación lluvia-escurrimiento es una función del tipo de suelo, uso del suelo y de las condiciones hidrológicas y se basa en la utilización de unos coeficientes tabulados (Número de Curva) que definen el comportamiento del complejo hidrológico suelo-vegetación, en relación con los aguaceros. Es decir, determinan la capacidad que posee la cuenca vertiente, de producir escurrimiento para un aguacero determinado (Chow *et al.*, 1988; Hori-Ochoa y Lozano, 2005).

Cada tipo o clase de suelo es asignado a un grupo hidrológico en base a su capacidad de infiltración (Chow *et al.*, 1988, USDA, 1986). Los grupos hidrológicos se basan fundamentalmente en la capacidad de infiltración, la cual puede relacionarse con la

conductividad hidráulica saturada de la superficie del suelo (Mendoza, 2002). Estos grupos son:

A - capacidad de infiltración rápida y bajo escurrimiento, arenas profundas y agregados de limos.

B - capacidad de infiltración moderada, suelos de textura moderadamente fina a moderadamente gruesa, tales como los limo arenosos.

C - capacidad de infiltración lenta, con bajo contenido de materia orgánica, suelos de textura fina, tales como los limo-arcillosos, arcillas arenosas, proco profundos.

D - capacidad de infiltración muy lenta, suelos que se expanden significativamente cuando se mojan, arcillas altamente plásticas y algunos suelos salinos.

Una vez que se ha delineado la cuenca a partir de un mapa topográfico, se define el suelo en términos de su potencial de escurrimiento (con el tipo de suelo se asigna el tipo hidrológico a partir de tablas).

El modelo es atractivo porque sus parámetros de entrada principales están definidos en términos de uso y tipo de suelo, por lo que los usuarios pueden experimentar con formas alternativas de uso del suelo y determinar cuales son los impactos que puede tener (Ragan y Jackson, 1980).

El primer paso para aplicar este modelo es estimar el volumen de esorrentía directo  $Q_t$ :

$$Q_t = \frac{(P_t - 0.2 S_t)^2}{P_t + 0.8 S_t}$$

Donde:

$Q_t$  = escurrimiento medio del día  $t$  (mm)

$P_t$  = precipitación del día  $t$  (mm)

$S_t$  = parámetro de retención de humedad del día  $t$  (mm)

La ecuación utiliza un sólo parámetro ( $S_t$ ) que es función de la humedad antecedente y del tipo, uso y manejo del suelo en consideración (Torres-Benites *et al.*, 2005). El valor de  $S_t$  varía entre cero y un valor indeterminado, que en principio puede ser muy grande y suele cambiarse por otro parámetro adimensional y estandarizado, CN, que varía entre cero (cuando  $S_t$  es muy grande) y 100 (cuando  $S_t$  es cero), de acuerdo con la relación:

$$CN = \frac{25400}{S_t + 254}$$

En la práctica un número de curva (CN) se define en términos de la cobertura de la cuenca y de los tipos de suelo hidrológicos y se utiliza como una transformación de  $S_t$  (Ragan y Jackson, 1980). Los valores de número de curva (CN) para los diferentes tipos de uso de

suelo se pueden identificar a partir de tablas establecidas previamente. Estos valores se asignan en función de la condición hidrológica del área de drenaje, el cual es un indicador de la cubierta vegetal y su variación depende de la densidad de dicha cobertura. Además, dichos valores de CN están asociados a cada tipo de suelo a través de su grupo hidrológico, el cual se basa fundamentalmente en su capacidad de infiltración del agua (Hori-Ochoa y Lozano, 2005). Los números de curva presentados por el Servicio de Conservación de Suelos (SCS) no son coeficientes precisos, más bien representan “los mejores ajustes” a los datos de precipitación y escurrimientos de cuencas pequeñas en que se basó el modelo (Ragan y Jackson, 1980). Los números de curva se han calibrado y evaluado para muchos conjuntos de datos de escurrimiento y se ha demostrado que son confiables en una gran variedad de condiciones geográficas de suelo y de manejo del terreno. El método de número de curva es una tecnología aceptada; es utilizado en Estados Unidos para el diseño de estructuras hidráulicas y para evaluar procesos hidrológicos en cuencas urbanas. También se ha utilizado mucho en varios modelos hidrológicos, de erosión y de calidad de agua. Los suelos se clasifican en cuatro tipos hidrológicos de suelo designados A, B, C o D según su potencial de escurrimiento donde A, tiene el potencial de escurrimiento más bajo y D el mayor. Los “grupos hidrológicos de suelos” se pueden derivar de un mapa de suelo. Estos grupos se definen por el escurrimiento potencial (determinado en base a la tasa de infiltración y drenaje) de las diferentes unidades de suelo. La sobreposición del mapa de uso de la tierra con el mapa de tipos hidrológicos de suelo produce un mapa que muestra la distribución de áreas con un número de curva uniforme. Se puede estimar un número de curva compuesto para una cuenca con más de un uso de la tierra, tratamiento o tipo de suelo, asignando pesos a cada número de curva según su área, utilizando una función de agregación (Meijerink *et al.*, 1994).

#### **4.3.3 Método del balance hídrico**

El balance hídrico más utilizado es el método de Thornwaite & Mather (Meijerink, 1985). El término balance hídrico fue utilizado en 1944 por el meteorólogo C. Warren Thornwaite para referirse al equilibrio entre la entrada de agua de la precipitación y de la nieve derretida y la salida de agua por evapotranspiración, recarga de agua subterránea y el escurrimiento. Se puede utilizar tanto en un perfil de suelo como en una cuenca. Este método permite estimar la humedad del suelo, la evapotranspiración, la recarga de agua subterránea y escurrimiento a partir de un registro meteorológico y algunas mediciones en el suelo y en la vegetación. El método supone que el escurrimiento se produce a partir del exceso de agua que se genera en

toda la cuenca y considera que el escurrimiento se almacena temporalmente en el suelo, acuíferos o cauces naturales para contribuir al escurrimiento del mes siguiente. También presupone que la cobertura vegetal y la velocidad de infiltración se mantienen constantes a lo largo del año. En este método el escurrimiento es una función de la precipitación, textura del suelo, velocidad de infiltración, cobertura y uso del suelo y pendiente del terreno (Dunne y Leopold, 1978).

El balance hídrico es un término utilizado para mostrar el estado de las reservas de agua en la cuenca al final de un periodo determinado, usualmente un año; es una herramienta muy útil en una primera evaluación de la disponibilidad de los recursos hídricos, la recarga de los niveles de agua subterránea, la ocurrencia del escurrimiento, etc. (Arcadia, 2002). También es útil para predecir algunos de los impactos del hombre (modificación o cambios de vegetación) en el ciclo hidrológico. Aunque estas predicciones pueden ser aproximadas, tienen un respaldo teórico hidrológico suficiente. Sin embargo, se deben examinar las condiciones hidrogeológicas de un área antes de utilizar el balance hídrico para predecir el escurrimiento. Las estimaciones de balance hídrico se hacen generalmente con datos climáticos de largos periodos de tiempo, para obtener una idea del patrón estacional de lluvia, evapotranspiración, humedad del suelo, necesidad de riego y escurrimiento; sin embargo, estos promedios de datos de largos periodos de tiempo tienden a subestimar déficits y excesos extremos (Dunne y Leopold, 1978).

El uso más obvio del balance hídrico es una descripción básica de la hidrología de un lugar o región. Se pueden elaborar mapas de déficits o excesos anuales extremos o de la necesidad anual de irrigación o del escurrimiento subterráneo. La evapotranspiración actual que se calcula del balance hídrico está correlacionada con la productividad primaria de la vegetación y también con pastizales o cultivos. También se pueden crear mapas estadísticos de déficit de humedad para indicar probabilidad de sequía con base en cuánta agua se mantiene en el suelo más que en el total de precipitación (Dunne y Leopold, 1978).

La ecuación del balance hídrico se puede resumir como: Entradas (de agua a un sistema durante un periodo de tiempo considerado en un área determinada) = Salidas (de agua en el sistema durante el periodo considerado que incluye: la evaporación, transpiración y salidas por escurrimiento y corrientes superficiales del área analizada) más o menos la variación en el almacenamiento (retención, depresión e intercepción). El método de Thornthwaite utiliza la temperatura del aire como un índice de la energía disponible para la evapotranspiración y la precipitación mensual, con ambas variables calcula todos los parámetros. Es un modelo que integra el escurrimiento superficial, la hidrometeorología y las características físicas de

una cuenca; se refiere a la estimación del ingreso de agua y la salida así como la energía en una cuenca. Su fórmula es:

$$P = I + ETA + Q + HS + A + FMS$$

Donde P = precipitación

I = intercepción

ETA = evapotranspiración

Q = escurrimiento

HS = cambio en la humedad del suelo

A = cambio en el acuífero y

FMS = flujo subterráneo

La entrada principal es la precipitación y la salida se refiere a los flujos de agua producidos por evapotranspiración, recarga de agua subterránea y escurrimiento. El método permite la estimación de un registro continuo de humedad del suelo, evaporación actual, escurrimiento y recarga subterránea a partir de registros meteorológicos y pocas observaciones del suelo y vegetación. Si las estimaciones se hacen anualmente, se supone que no hay cambio neto de humedad del suelo o almacenamiento de agua subterránea en el año y la ecuación arriba indicada se reduce a la suma de intercepción, evapotranspiración y escurrimiento (Dunne y Leopold, 1978).

#### **4.3.3.1 Estudios de Balance Hídrico a nivel regional**

Meza (1980) utilizó un método analítico para hacer estudios mesoclimáticos y de balance hídrico adaptado para cuencas fluviales pequeñas, donde existen datos de mala calidad e insuficientes integrando datos cualitativos y cuantitativos. Analizó la cuenca del río Tlalnepantla que se ubica en la vertiente noroeste de la cuenca de México, sobre la Sierra de Monte Alto. La presa Madín tiene como propósito fundamental controlar las fuertes avenidas del río Tlalnepantla, contribuyendo así a reducir el riesgo de inundaciones en la zona noroeste de la ciudad de México y, además permite utilizar el vaso como fuente de aprovechamiento de agua para uso doméstico e industrial, instalando, para ello, una planta potabilizadora. El método consiste en un análisis ponderado y funcional de orden geoecosistémico que hace un estudio sinóptico de los elementos meteorológicos, para elaborar una carta mesoclimática que de una idea del comportamiento dinámico de la atmósfera inferior; además se hace un análisis de balance hídrico en el que se pone énfasis no tanto al agua que sale de la cuenca, sino fundamentalmente al comportamiento que esta tiene en las vertientes tanto en sus formas

de escurrimiento libre, como en pérdidas por evapotranspiración potencial, por infiltración, o por el uso humano que de ella se hace. En todo caso, si existen mediciones, siempre deberán correlacionarse con el tipo, cantidad y frecuencia de la lluvia; si no es el caso deberán estimarse a partir del análisis de la pendiente, de la litología y de la morfometría, por secciones. En este aspecto, la evaluación de la evapotranspiración potencial o de la infiltración o de ambas, puede ser muy importante en la estimación de los volúmenes de escurrimiento. Rao y Chakraborti (2000) desarrollaron un modelo de balance hídrico semi-empírico y lo validaron utilizando información objetiva derivada de imágenes de satélite y el modelo validado lo utilizaron para predecir el manto freático en condiciones de lluvia normales.

#### **4.4 Recarga de agua subterránea**

La mejor forma de estimar la recarga de agua subterránea es registrando los niveles de agua en el campo. Una elevación en el manto freático de un acuífero no confinado usualmente resulta de agua infiltrada y percolada (Meijerink, 1985). Arcadia (2002) cuantificó los recursos hidráulicos superficiales y subterráneos de la zona oriente del Valle de México, empleando balances de agua. La mayoría de las teorías de flujo superficial sostienen que la velocidad y profundidad del escurrimiento se incrementa con la distancia pendiente abajo y relaciona estos factores con la capacidad de carga del escurrimiento. Las gráficas de escurrimiento (hidrogramas) tenderán a subestimar el flujo superficial y la carga de sedimentos. Es costoso y tardado medir la influencia de la cubierta vegetal para cierta pendiente y cierto tipo de suelo sobre el escurrimiento, el peligro de inundación y la carga de sedimentos; se han hecho experimentos locales sobre escurrimiento pero han sido criticados porque a pesar de lo perfecto que sea el diseño, los resultados no pueden extrapolarse a la cuenca como datos absolutos (Díaz, 2005, Hori-Ochoa y Lozano, 2005).

#### **4.5 Modelos hidrológicos**

Los hidrólogos han elaborado modelos de cuencas de ríos y humedales para comprender su funcionamiento, de forma que los eventos pasados se puedan explicar y los futuros se puedan predecir. Un modelo hidrológico se puede definir como una simplificación o abstracción de un sistema natural, como flujos de agua y sus componentes sobre una parte del terreno. Se puede representar de forma matemática el flujo del agua y sus componentes sobre una parte de la superficie terrestre o de la parte subsuperficial (Mendoza *et al.*, 2002, Maidment, 1994). El objetivo de un modelo hidrológico es determinar con eficiencia y precisión, los

componentes del ciclo hidrológico en una cuenca y estimar el comportamiento y la magnitud (abundancia y carencia) del agua en los fenómenos de frecuencia rara (Fernandez, 1996). Los modelos hidrológicos han podido manejar la variación temporal.

La mayoría de los modelos hidrológicos están dirigidos a resolver problemas de control de contaminantes, de uso de agua para diferentes actividades y el control de inundación.

Los modelos requieren datos de entrada (cobertura del suelo, topografía, profundidad de raíces, permeabilidad de suelos, índice foliar y lluvia), los de calibración y los de validación. Los datos de calibración y validación son frecuentemente, el flujo y almacenamiento de agua.

La estimación del escurrimiento y el balance hídrico se puede realizar a través de dos tipos de modelos con distintas necesidades de información, los modelos agregados y los modelos espacialmente distribuidos (dependiendo del esquema de discretización de las características de la cuenca). Los primeros son abstracciones en las que la cuenca se considera como una unidad caracterizada por un cierto número de variables y parámetros, cuyos promedios se pueden derivar de forma física o empírica (Mendoza *et al.*, 2002); los parámetros y las variables representan valores promedios de las propiedades de toda la cuenca: es decir, la consideran como una unidad (Dunne y Leopold, 1978; Chow *et al.*, 1988, Brooks *et al.*, 1992) Un modelo distribuido considera la variación espacial en cada parámetro y variable de cada punto de la cuenca y permite una simulación simultánea de todos los puntos dentro de la cuenca. Entre los modelos hidrológicos de parámetros agrupados se encuentran: USLE, RUSLE y EPIC; mientras que ANSWERS y WEPP son modelos de escurrimiento distribuidos. Estos últimos son aún difíciles de aplicar debido a la gran cantidad de datos y de parámetros que se necesitan para su implementación.

Los modelos agrupados son los más usados. En este caso cada parámetro y variable representa valores promedio de cada una de las propiedades de la cuenca (pendiente, suelo y cobertura del suelo, entre otras) sin considerar la topología de la cuenca y su red hidrológica). El modelo distribuido difiere del modelo agrupado en su habilidad para incluir las variaciones espaciales en los parámetros de entrada, permitiendo por lo tanto una mayor exactitud del sistema hidrológico y del transporte de contaminantes. Estos modelos consideran la variabilidad espacial y temporal de ciertos parámetros como son la precipitación, suelos, vegetación o pendiente del relieve. Las características principales de los modelos distribuidos se describen en Srinivasan (1992), Rewerts (1992) y Mendoza *et al.* (2002).

Para aplicar modelos espacialmente distribuidos, la cuenca se divide en unidades de respuesta hidrológica (URH), subcuencas o pendientes representativas (Mendoza *et al.*, 2002). En los

modelos de parámetros distribuidos el relieve de la cuenca es representada por medio de áreas unitarias, dentro de las cuales se puede suponer uniformidad de los parámetros considerados (Pimentel, 1989).

Aunque el modelado distribuido tiene varias ventajas sobre el método agregado, hay aún muchas cuestiones por resolver como por ejemplo la ausencia de datos de precipitación precisos de la cuenca (Quimpo, 1993). En general, son más intensivos computacionalmente que el método de modelado agregado y se requiere el manejo de parámetros de entrada voluminosos, así como definir la resolución de la estructura de datos que captura la variabilidad espacial esencial de la cuenca (Vieux, 1993, Vieux and Gauer, 1994).

La tecnología de GIS es especialmente útil en el modelado hidrológico ya que ofrece el potencial de incrementar el grado de definición de las subunidades espaciales y ayuda a integrar varias fuentes de información y a crear información nueva como resultado de rutinas de manipulación (De Pinto *et al.*, 1994). Una gran cantidad de referencias indican que las ventajas de utilizar GIS en análisis de cuencas, compensa el costo y el tiempo que requiere la creación de la base de datos, ya que los GIS ayudan a analizar datos hidrometeorológicos (cuantitativos) y datos temáticos (roca, geoformas, suelo y cobertura vegetal).

Mientras que los modelos de parámetros agrupados deben apoyarse en diferentes niveles de agregación antes de su uso, los modelos de parámetros distribuidos pueden tomar ventaja completa de las capacidades de operación de los GIS para un análisis más exacto, que proporciona resultados significativos y verificables tales como escurrimiento, profundidad superficial y concentración de sedimentos. Sin embargo la variación temporal de los procesos hidrológicos debe recibir mayor atención (Saghafian, 1996).

El análisis y modelado de datos hidrológicos utilizando sistemas de información geográfica está creciendo rápidamente en importancia y refinamiento. Los datos espaciales originales se pueden transformar en un mapa que muestre la distribución de una variable hidrológica útil en un análisis posterior o como información de entrada de un modelo distribuido. Se puede utilizar interpolación para derivar curvas de área-profundidad. Una operación simple pero efectiva es la creación de distancias alrededor de puntos o líneas tales como la red de corrientes. Esta zonación puede ser útil para conocer producción de agua en pozos en áreas con rocas duras, como una función de la distancia de los lineamientos, para análisis de red. El mapa de flujo se basa en la dirección de las pendientes (Meijerink *et al.*, 1994).



#### **4.5.1 Modelando procesos hidrológicos en un sistema de información geográfica**

La preocupación mayor en el análisis de cuencas es el manejo de grandes volúmenes de datos, así como de la variabilidad espacial de las cuencas. El uso de modelos de parámetros distribuidos requiere que la cuenca sea caracterizada espacialmente en subáreas homogéneas (Zhang et al. 1990, Tim y Jolly, 1994). La restricción en el uso de los modelos distribuidos debido a la gran demanda de datos se ha superado gracias al uso de sistemas de información geográfica (GIS), ya que esta tecnología proporciona herramientas para el análisis de los datos y su distribución espacial.

El modelado hidrológico depende de la representación de las zonas donde fluye el agua (superficie, subsuperficie). Los GIS permiten determinar el área de la cuenca y subdividirla en elementos computacionales más pequeños que la cuenca, con objeto de que sea posible llevar a cabo el cálculo en los modelos distribuidos. La superficie del terreno se representa en modelos digitales de elevación – MDE - (De Pinto *et al.*, 1994). El análisis de terreno automático y el uso del MDE han permitido cuantificar los atributos topográficos del paisaje (Moore, 1996), ya que conducen a la construcción de mapas de gradiente de pendiente, longitud de pendiente y de orientación. Las características de la pendiente controlan la tasa y dirección del escurrimiento. Se utilizan modelos digitales de elevación (a diferentes resoluciones espaciales), para delimitar el parteaguas, la red de drenaje y las direcciones de escurrimiento, lo cual es muy importante para caracterizar los procesos hidrológicos. Un MDE contiene información suficiente para definir variables hidrológicas como la red de drenaje superficial y la extensión de la cuenca de captación. Asimismo, la pendiente del terreno y las áreas tributarias son otras variables que se pueden obtener de este modelo y que tienen aplicación directa en la modelación hidrológica. Cuatro niveles de datos (matriz de elevación, matriz de dirección de flujo, matriz de elevación ordenada y matriz de flujo de acumulación), son esenciales en la extracción automática de las propiedades hidrológicas de una cuenca a partir de los MDE. La dirección de flujo de una celda es la dirección en que el flujo de agua sale de la celda. La delimitación de la red de drenaje y la ordenación automática de canales son de uso limitado debido a ciertos problemas. El límite a aplicar a la matriz de acumulación de flujos es subjetivo mientras que la matriz de acumulación de flujo depende de la limitada exactitud del MDE y no en información hidrológica o geomorfológica. El modelado espacial en GIS permite estimar y generar la distribución espacial de los parámetros hidrológicos (tales como gradiente, forma y orientación de la pendiente) utilizando diferentes técnicas de interpolación como krigging, análisis de tendencia superficial, promedio móvil, entre otros (Mendoza *et al.*, 2002). El área específica de la

cuenca junto con otros atributos como pendiente, son útiles para definir distribución espacial de zona de saturación superficial, contenido de agua, escurrimiento, evapotranspiración y erosión (Moore, 1996). El GIS se puede utilizar como herramienta para visualizar los resultados de los modelos, para manejar datos y además puede incorporar funciones de modelado; además, los GIS proporcionan flexibilidad para trabajar en escalas diferentes y condiciones de sitios en un periodo de tiempo relativamente corto. La integración de modelos hidrológicos y datos espaciales analizados en GIS permite el modelado de datos en un entorno espacial que facilita el entendimiento de las condiciones hidrológicas de las cuencas (Mendoza *et al.*, 2002); como las capas de GIS contienen parámetros de los modelos distribuidos, el desarrollo de las bases de datos para simulación es más eficiente (Mitchel *et al.*, 1993). Estos sistemas son particularmente útiles en la actualización de variables interrelacionadas cuando se realiza análisis de sensibilidad (Srinivasan, 1992).

El modelado (basado en computadora), de los procesos geomorfológicos e hidrológicos en un espacio tridimensional y multitemporal, requiere conocer las características del escurrimiento, el cual genera los primeros mecanismos para el transporte de sedimento (López-Blanco *et al.*, 1996). El modelado de procesos hidrológicos en GIS incluye: análisis de terreno (definir cuenca y red hidrológica a partir del MDE), descripción de cobertura superficial (suelos, vegetación, uso del suelo, ciudades, carreteras), descripción subsuperficial (descripción hidrogeológica de los acuíferos), datos hidrológicos (ubicación de estaciones hidrométricas y análisis de sus datos), balance hídrico: flujo de agua (su movimiento en ríos y acuíferos); transporte (sedimentos y contaminantes) e impacto de uso del agua. En resumen, involucra la descripción de los patrones espaciales y temporales de características de la cuenca y la simulación del balance hídrico en unidades espaciales, flujo de agua y transportación de elementos así como el efecto de su uso antropógeno (Maidement citado por Mendoza *et al.*, 2002).

En el modelado hidrológico superficial se supone que cualquier precipitación que ocurra fluirá sobre la superficie, eso significa que no hay pérdida hacia el agua subterránea o hacia la atmósfera (Saraf *et al.*, 2004). Fernández (1996) aplicó el modelo de simulación hidrológica SWRRB (Simulator for Water Resources in Rural Basins), para estimar a nivel diario y por un periodo de 5 años, la producción de escurrimientos superficiales y sedimentos de la cuenca que cubre la estación hidrométrica “El Tejocote”. El objetivo principal del modelo es predecir el efecto del manejo del suelo y la vegetación, sobre la producción de agua y sedimentos con precisión razonable, en cuencas rurales no instrumentadas. Es útil en predicciones hidrológicas que no requieren de hidrogramas muy precisos o bien, para

simulaciones de largos periodos con numerosas propuestas de manejo. La simulación fue hecha con base en datos de precipitación, temperaturas máxima y mínima, radiación solar, características físicas y de uso del suelo en la cuenca. Sus resultados se compararon con los datos de escurrimiento y sedimentos diarios registrados en la estación hidrométrica, mismos que permitieron determinar la bondad del modelo.

La estimación del escurrimiento en el modelo SWRRB, se basa en la técnica de las curvas numéricas, la cual es considerada entre las más eficientes, es eficiente desde el punto de vista computacional, la información que necesita es fácil de adquirir y además relaciona el escurrimiento con el tipo de suelo, uso de la tierra, prácticas de manejo y contenido de humedad; además se ha probado en varias partes del mundo.

Los GIS se han integrado exitosamente con el método de “fuente no puntual (NPS)” y el Soil and Water Assessment Tool (SWAT) para modelar el comportamiento hidrológico de 18 ríos importantes en E.U.A. (Srinivasan *et al.*, 1996). El modelo SWAT, es un modelo matemático para el estudio de cauces, ríos y cuencas hidrográficas, desarrollado para evaluar el impacto que tienen las prácticas de manejo del suelo, agua, vegetación y cultivos y sus insumos sobre la producción de agua y sedimentos en cuencas grandes y complejas, con diversas estrategias de manejo, durante periodos de tiempo largos. El SWAT divide la cuenca en subcuencas, con lo que el modelo puede reflejar diferencias en evapotranspiración de varios cultivos y suelos; predice el escurrimiento en forma separada, por unidad de respuesta hidrológica (URH) y lo concentra para obtener el escurrimiento total de la cuenca. El SWAT está constituido por un conjunto de modelos, los cuales se emplean para simular distintos procesos hidrológicos. El modelo hidrológico está basado en la ecuación general del balance hídrico y permite la simulación del balance hidrológico de manera diaria, mensual o anual (Torres-Benites *et al.*, 2004). Estos autores calibraron el modelo de simulación SWAT para el balance hídrico en la cuenca “El Tejocote” Atlacomulco y evaluaron su capacidad predictiva para simular la producción de agua, sedimentos, gastos medios y producción de maíz en la cuenca. El modelo simuló las variables analizadas con precisión razonable. Se obtuvo un coeficiente de precisión de 0.94 y 0.84 para la producción anual tanto de agua, como de sedimentos. El SWAT tiene una mayor capacidad predictiva para producción de agua que para sedimentos; los autores encontraron que subestimó en 18% la producción mensual de agua y en 38% la producción mensual de sedimentos. Este método es una alternativa para evaluar la cantidad y calidad del agua en las cuencas y presas de países como México que no cuentan con suficientes estaciones hidrométricas y de seguimiento. Sin embargo, el modelo requiere datos edafológicos como densidad aparente, conductividad hidráulica, porcentajes de arenas, limos

y arcillas, así como contenidos de materia orgánica (Torres-Benites *et al.*, 2004). En la cuenca del río Lajá, Guanajuato, se hizo un estudio similar en el que se calibró el SWAT para lograr un ajuste satisfactorio entre los escurrimientos medidos y los simulados, mediante un análisis de sensibilidad en los parámetros de modelo, con un periodo de calibración de cinco años de observación. La capacidad predictiva del modelo se analizó mediante regresión lineal. El coeficiente de determinación entre escurrimientos simulados y medidos fueron 0.99 y 0.97, en tanto que para la validación éstos fueron 0.73 y 0.9 y se concluyó que el SWAT es una herramienta valiosa para la simulación del impacto del manejo del suelo y la vegetación en la producción de agua del río Lajá (Torres-Benites *et al.*, 2005)

La calibración de un modelo como SWAT consiste en lograr un ajuste satisfactorio entre los escurrimientos observados y los estimados, mediante el cambio en los valores de los parámetros de mayor influencia, aún de aquellos considerados conocidos. Para validar el modelo se mide su capacidad predictiva mediante la comparación de los escurrimientos estimados y los observados con los parámetros determinados en la fase de calibración, pero en un periodo diferente. Aún cuando el ajuste es menos satisfactorio que el obtenido en la calibración, es más representativo de la exactitud de las predicciones que se hagan con el modelo (Palacios, 1986). La calibración se requiere para la mayoría de los modelos hidrológicos, para tomar en cuenta la variación espacial no considerada en la formulación del modelo o las irregularidades del modelo, las dependencias funcionales entre los parámetros del modelo y para extrapolar las medidas de parámetros en laboratorio para condiciones de campo (Risse *et al.*, 1995).

Torres-Benites (2000) comparó la estimación de la producción de agua con los modelos SWAT y SWRRB y encontró que el primero tiende a subestimar la producción de agua con respecto al segundo. Ambos modelos presentan una dinámica y magnitud similares de producción de agua simulada a la de los datos aforados, lo que indica una buena correlación entre lo observado y lo predicho. Asimismo, observó que esta dinámica y magnitud de la producción de agua simulada está muy relacionada con la de la lámina de lluvia (a mayor lámina de lluvia, mayor producción de agua y viceversa). Otra manera de establecer si un modelo se ajusta o no a los datos, son las distribuciones de frecuencia utilizando las desviaciones estándar, en el caso de los valores de producción de aguas mensuales medidos y simulados ambos modelos presentaron distribuciones de frecuencia similares.

#### **4.5.2 Resolución espacial de los datos**

El tamaño de la celda influye en los resultados del modelo hidrológico de manera significativa, pero es difícil estimar cuál es el tamaño más adecuado antes de aplicar el modelo (Vieux and Gauer, 1994). Varios autores han mencionado que la exactitud de los resultados se puede mejorar si el tamaño de la celda se reduce (Wehde, 1982). Un tamaño de celda de 29 x 29 m fue más adecuado para simular el escurrimiento máxima y la producción de sedimento en cuencas pequeñas en Illinois (Mitchel *et al.*, 1993). No existen muchos estudios que consideren la resolución de los datos ya que entre más pequeño el tamaño de la celda, es mayor el tiempo y el trabajo para aplicar el modelo (Young *et al.*, 1989). Además, hay errores que no pueden ser eliminados con resoluciones más detalladas o con un mejor modelo de elevación (MDE), tales como la incapacidad de distinguir entre zonas planas y lagos (Turcotte *et al.*, 2001). Una alta resolución espacial puede causar desperdicio de tiempo y de almacenamiento de cómputo ya que una resolución menor puede ser suficiente y producir esencialmente los mismos resultados (Baxter *et al.*, 1996). Los límites de resolución de la información espacial son tales que eventualmente debe ocurrir alguna agregación, ya que no se debe sobre-estimar el papel de la información de entrada en la utilidad de la predicción de la escorrentía (Vieux, 1993).

#### **4.5.3 Proceso de modelado hidrológico en GIS**

##### **4.5.3.1 Análisis cartográfico cualitativo**

El análisis cartográfico cualitativo se utiliza en situaciones donde los datos son escasos. Puede ser necesario utilizar criterios sobre la situación hidrológica de una cuenca para indicar prioridades para una investigación posterior o para establecer una red hidrológica mínima; por ejemplo, para determinar la disponibilidad de agua subterránea en una zona semiárida de rocas duras. El primer plano de datos es un mapa que muestra las diferencias entre precipitación y evaporación potencial. El segundo es un mapa de unidades geomorfológicas del terreno donde las unidades se clasificaron de acuerdo a su infiltración estimada y características de retención de agua. Se supone que existe un componente de recarga rápido en unidades que almacenan agua algún tiempo y esto no pasa cuando el agua fluye rápidamente sobre suelos superficiales y relieve abrupto. El tercer plano de datos es un mapa geológico reagrupado en pocas clases según la frecuencia, presencia y naturaleza de acuíferos superficiales, basados en la intemperización, densidad de fracturamiento y proceso de acumulación aluvial. La información de los tres mapas se puede combinar en pocas clases

a una escala según si se espera exista agua subterránea o no. Puede existir sesgo en la interpretación, pues depende de la experiencia del evaluador (Meijerink *et al.* 1994).

#### 4.5.3.2 Análisis semicuantitativo

La combinación de mapas usualmente incluye mapas temáticos relacionados con los suelos y con la cobertura del suelo porque influyen tanto la escorrentía como los balances hídricos. Para ciertas operaciones se puede consultar un cierto parámetro o una combinación de atributos tales como profundidad del suelo y textura. Las unidades cartográficas de ambas categorías se deben transformar en clases hidrológicas o parámetros en los que existe subjetividad. El modelo de conservación de suelo (USDA-SCS) ó el método de número de curva de escurrimiento, comúnmente utilizado, necesita agrupar los suelos en 4 clases hidrológicas de suelos, con base en descripción y experiencia al igual que las condiciones hidrológicas de la vegetación. Esto requiere conocimiento de la respuesta hidrológica de los suelos del área para juzgar la respuesta de las arcillas durante la lluvia y el proceso de infiltración, la naturaleza de las grietas del suelo, presencia de horizontes poco permeables, etc. La combinación de estos mapas resulta en un mapa que contiene el número de curva de cada combinación de suelo y vegetación. Se puede hacer una estimación preliminar de recarga al aplicar un balance hídrico para las diversas combinaciones de suelo y vegetación si se enlaza a un modelo de almacenamiento (Meijerink *et al.*, 1994).

A pesar de la importancia de la dinámica de la vegetación en los procesos hidrológicos, su determinación es aún un reto primordial para el modelado hidrológico de cuencas hidrológicas grandes debido a la diversidad y heterogeneidad de los tipos de vegetación. Las técnicas de percepción remota permiten lidiar con esta variabilidad espacial y temporal. Su (2000) utilizó un sistema de base de datos de GIS de características estáticas y dinámicas para describir la cuenca y proporcionar parámetros para estudios hidrológicos. Es interesante el sistema que propone, ya que clasifica el uso de la tierra de acuerdo con sus implicaciones en los procesos hidrológicos en el modelado: intercepción, evapotranspiración, infiltración, escorrentía superficial y dinámica del suelo.

La combinación de dos o más capas de información en un GIS requiere definir procedimientos, reglas o algoritmos que conducen a una combinación significativa de los datos georeferenciados. La situación más fácil ocurre cuando hay reglas *a priori* bien definidas para las combinaciones de mapa. Se refieren generalmente al caso simple de una aproximación determinística (no al azar), semiagregada (respuesta uniforme sobre una cierta área) y en un estado particular (flujo en equilibrio, índice de flujo, escorrentía mensual, flujo

pico). El modelado de flujo actual en tiempo y espacio se hace generalmente en un modelo hidrológico separado (Meijerink *et al.*, 1994).

#### **4.5.3.3 Integración de modelos hidrológicos y programas de GIS**

La aplicación de GIS en el modelado hidrológico se inició a principios de la década de 1980. Desde entonces, la atención se ha enfocado en la construcción de la base de datos espaciales en la integración de las capas del modelo espacial y en la interfase del modelo (Zhang *et al.*, 1990). El GIS no es un instrumento adecuado para el modelado hidrológico en sentido estricto, debido a su dificultad de manejar el tiempo (no hay una representación explícita del tiempo en su estructura de datos). Por esto es que se recomienda la interacción entre el GIS y los modelos hidrológicos. En general los parámetros de entrada para modelos hidrológicos existentes se preparan en el GIS y se pasan al modelo vía interfase (Maidment, 1993).

El modelo de escurrimiento Penn State es un modelo de simulación de evento simple basado en técnicas del Servicio de Conservación de Suelos de Estados Unidos, para infiltración, método de ondas cinemáticas para escurrimiento superficial y rutinas para almacenamiento. Este modelo se utilizó en conjunción con programas de GIS (ARC/INFO y ERDAS) para generar hidrogramas de escurrimiento y estimar la descarga pico para varios eventos de diferente duración y frecuencia. Con ARC/INFO se llevó a cabo el análisis de vectores y ERDAS para el análisis del MDE, se mejoró la exactitud de la estimación del área de la cuenca, porcentaje de impermeabilidad y el número de curva de escurrimiento (CN) debido a una mejor delimitación de uso de la tierra con GIS que con el método visual tradicional. Jeton y Smith (1993) obtuvieron más fácilmente características de la cuenca y subcuenca en un GIS.

Se han creado diversas interfaces para integrar los modelos hidrológicos y los GIS (Srinivasan, 1992, Rewerts, 1992). Chairat y Delleur (1993) integraron GRASS y TOPMODEL, para la estimación de respuestas de cuenca. Estos sistemas pueden estar acoplados de manera parcial o completa o pueden analizarse de manera separada (Tim y Jolly, 1994). La ventaja de una integración completa de un modelo de simulación y un GIS, es que permite al usuario simular variaciones de parámetros en el espacio, sin necesidad de agruparlos. El uso de GIS facilita en gran medida el análisis y prueba de los modelos. Sin embargo, hay aún muchas dudas respecto al acoplamiento de estos sistemas, tales como el ajuste de escalas espaciales o temporales apropiadas. También hay numerosas aplicaciones de integración de modelos de escurrimiento y GIS para cuencas urbanizadas (Smith y Vidmar, 1994, Zech *et al.*, 1994). Estos últimos autores modelaron la precipitación y la escurrimiento de

cuencas parcialmente urbanizadas. La parte urbanizada de las cuencas dificulta el modelado de lluvia y escurrimiento ya que es necesario tomar en cuenta los sistemas de drenaje que intervienen con la parte de infiltración del equilibrio de agua. La adaptación debe también incluir la colección de agua por los techos de las casas así como el incremento artificial de elevación debido a las casas y edificios. La comparación entre los resultados del modelo y las mediciones mostraron una concordancia excelente, lo que ha alentado la utilización de los GIS en hidrología urbana e hidráulica.

Shahid *et al.*, (2000) desarrollaron un modelo empírico para la evaluación cualitativa del potencial de agua subterránea. Utilizaron un GIS para demarcar una zona potencial de agua subterránea en roca suave con 7 temas hidrológicos; litología, geomorfología, suelo, recarga neta, densidad de drenaje, pendiente y cuerpos de agua superficiales. La ocurrencia y movimiento del agua subterránea se controla principalmente por la porosidad y permeabilidad de la litología superficial y subsuperficial. Esto también ocurre para la misma unidad geomorfológica con litología variable. Características hidrológicas superficiales tales como la topografía, la densidad de drenaje, los cuerpos de agua, etc, tienen un papel importante en la recarga de agua subterránea. Relieve complejo y pendientes fuertes producen una escorrentía mayor mientras que las depresiones ayudan a la infiltración. Un área de alta densidad de drenaje también incrementa el escurrimiento superficial en comparación con un área de baja densidad de drenaje. El agua superficial como ríos, estanques, pueden actuar como zonas de recarga, enfatizando el potencial de agua subterránea (Karnth, 1987).

La determinación de pendiente, orientación, parteaguas y red de drenaje son algunos ejemplos de las tareas de preprocesamiento que se llevan a cabo con los GIS. Saraf *et al.* (2000) encontraron que el uso del suelo, la topografía, y estructuras geológicas son los factores más importantes que afectan la ubicación de un manantial y el estudio de su descarga a través de un GIS fue exitoso. Estos autores elaboraron un MDE utilizando mapas de curvas de nivel del que derivaron características, de pendiente, orientación y mapas de drenaje base para modelado hidrológico.

La mayoría de los algoritmos disponibles extraen automáticamente información topográfica sobre la cuenca, tal como dirección de flujo de celda a celda, segmentos de red de ríos y subcuencas asociadas a partir de un MDE (Turcotte *et al.*, 2001). Primero se estima la dirección de flujo para cada celda permitiendo sólo una dirección de flujo para cada celda. El valor de acumulación de una celda es el número de celdas aguas arriba que fluyen en ella. Se puede ponderar cada celda, si así se desea. A través de valores límite se pueden delinear



redes de drenaje como aquellas celdas cuyos valores de acumulación de flujo exceden el valor límite definido (Gao *et al.*,1996). El programa IDRISI Andes tienen funciones como RUNOFF que estima la acumulación (el número de celdas que se deben acumular antes de que se inicie un canal) utilizando una imagen de elevación. El programa también contiene opciones para insertar imágenes con cambios para alterar la tasa de precipitación, la tasa de infiltración, la duración para precipitación e infiltración y la cantidad de absorción inicial (Eastman, 1999).

#### **4.5.3.4 Evaluación del funcionamiento de los GIS en el modelado hidrológico**

Como los modelos son abstracciones de los procesos naturales, es importante reconocer las limitaciones y el mal uso potencial que se pueda hacer de ellos. Es necesario tomar decisiones sobre la exactitud, el alcance de la representación y el costo y dificultad de la colección de los datos y de los cálculos (Rewerts, 1992; Tim and Jolly, 1994). Los productos de GIS contienen una cantidad significativa de error inherente en la fuente de los datos o en los productos a través de los procesos de captura y manipulación. Stuebe y Johnston (1990) compararon los resultados de la delineación de la cuenca, composición de la cobertura terrestre y estimación de la escurrentía de 6 cuencas, utilizando métodos manuales y de GIS. y encontraron un 16.5% de diferencia promedio entre ambos métodos. Se demostró que el método de GIS funcionó bien en cuencas que carecían relativamente de terreno plano. La variabilidad en el volumen de escurrimiento resultó principalmente de la variación en la interpretación de la cobertura del suelo y de diferencias en el área de la cuenca debido quizá a que datos del MDE no se derivaron del mapa topográfico sino de un programa de mapeo de ortofoto. Los autores concluyeron que el método con GIS es mejor que el manual cuando las áreas a estudiar son grandes o numerosas, cuando se exploran escenarios de cobertura del suelo alternativos o cuando una base de datos digital está disponible para el área de estudio. Jeton y Smith (1993) encontraron simulaciones aceptables de flujo de corrientes observadas de nieve descongelada cuando utilizaron GIS en dos cuencas de la Sierra Nevada. Se encontró una correlación de 0.87 a 0.98 entre la respuesta simulada y la observada, a pesar de las estimaciones gruesas de parámetros de suelo y uso del suelo; pero la concentración de sedimentos fue sobre estimada por un factor de 6 a 7 (Brown and Engel, 1993).

Warwick y Hanes (1994) probaron la eficacia de ARC/INFO para proporcionar información espacial para el modelo hidrológico HEC-1, ya que fue posible realizar cálculos espaciales (área de cuenca, escurrentía promedio, etc.) las cuales son tareas tediosas y tardadas. El funcionamiento del GIS no fue tan bueno cuando se usó la red triangular irregular (TIN) para

estimar exactamente las intensidades promedio de lluvia. Los autores concluyeron que la falta de datos no puede ser superada por la ejecución de programas de cómputo complejos. Una preocupación común es la escasez de estudios sobre la exactitud de datos de elevación, de pendientes y orientaciones derivados de los MDE. Bolstand y Stowe (1994) encontraron altos niveles de exactitud en MDE derivados de USGS y SPOT, pero hubo errores estadísticamente significativos en las pendientes y orientaciones derivados de ellos. Chairat y Delleur (1993) utilizaron el modelo hidrológico TOPMODEL y el GIS GRASS para investigar los efectos de la resolución de los MDE y longitud de las curvas de nivel en la distribución del índice topográfico y su función en la predicción del escurrimiento en una cuenca agrícola en West Lafayette IN, EUA. El índice topográfico depende del tamaño de la celda y la longitud de las curvas de nivel; incluye una serie de parámetros topográficos (elevación, pendiente, orientación, área en la parte alta de la pendiente y longitud del camino de flujo). Se obtuvo principalmente de la distribución espacial de las pendientes y de los patrones de las líneas de flujo. El método de dirección múltiple se utilizó para permitir que el área de pendiente alta acumulada de cualquier celda se distribuyera en ocho direcciones de flujo por proporción ponderada basada en el ángulo de la pendiente y en su orientación. Los cambios en el tamaño de celda condujeron a cambios significativos en la distribución del índice topográfico.

Los modelos hidrológicos distribuidos requieren de una definición detallada de la estructura de drenaje interna de una cuenca. La aproximación convencional de obtener esta estructura de drenaje es utilizar una matriz de dirección de flujo de 8 (D8) que se deriva de un modelo de elevación digital tipo raster: esta técnica se ha incorporado en el módulo GRID de ARC/INFO; sin embargo, este método proporciona una estructura de drenaje muy gruesa cuando se monitorean o cuando se necesita que las estaciones de aforo se localicen exactamente dentro de la cuenca, debido a las limitaciones del D8 en áreas planas y hoyos. Moore (1996) comparó 5 algoritmos diferentes para estimar el área de una cuenca. Los resultados indican que el algoritmo D8 presenta deficiencias significativas que han sido superadas por otros algoritmos, por lo que no se recomienda su uso. Es decir, este sistema no permite diferenciar zonas planas de lagos. Turcotte *et al.*, (2001) proponen un método para incorporar información sobre ríos y lagos al MDE con lo que puede ajustar bien esta red con la estructura de drenaje modelada y además es posible identificar los lagos. El método fue probado con éxito en una cuenca en Canadá.

#### 4.6 Método

La última parte de este estudio se enfocó a simular el escurrimiento de una cuenca pequeña (ca. de 3 km<sup>2</sup>) a través de un análisis cuantitativo utilizando un modelo hidrológico con escenarios diversos. Los datos de infiltración necesarios para el balance se estimaron a través del método de número de curva. La simulación del escurrimiento de la cuenca del río Magdalena se llevó a cabo en el SIG IDRISI Andes. Se seleccionó esta cuenca porque además de que existe un estudio hidrológico previo (Jujnovsky, 2006) también se han realizado en esta zona otros estudios sobre vegetación y suelos (Ávila-Akerberg, 2002, Nava, 2003, COCODER, 1998).

[1] El primer paso de este análisis fue la descripción de la cuenca de la Magdalena Contreras, para lo que se partió de mapas digitales de vegetación y suelo elaborados en formato ILWIS por Jujnovsky (2006). Estos mapas se transformaron a formato IDRISI Andes con objeto de utilizar el programa hidrológico de este programa; el análisis de ellos permitió caracterizar la superficie y forma de la cuenca, el patrón de drenaje, el porcentaje y dirección de pendiente, la fisiografía, así como las características de suelo y de vegetación y uso del suelo. Los mapas del relieve se prepararon a partir de un mapa topográfico digital de la zona escala 1:20,000 (se utilizó esta escala debido al tamaño de la cuenca) elaborado a partir del mapa Ciudad de México clave E14A39D de la Secretaría de Programación y Presupuesto (Edición SIGSA, 1982) con el que se realizó una interpolación con el módulo INTERPOL de IDRISI, con funciones de ajuste de segundo grado. Este procedimiento de estimación calcula para cada píxel, las dos distancias más cortas a las dos curvas de nivel consecutivas más cercanas y después estima el valor de altitud de cada uno de los píxeles del modelo, mediante una relación lineal, obteniendo, con ello, el modelo digital del terreno (MDE).

[2] Se prepararon mapas de pisos altitudinales, pendiente y exposición a partir del MDE, así como un mapa reagrupado de uso del suelo y vegetación y un mapa de grupos hidrológicos del suelo.

[3] Para elaborar el mapa de número de curva se utilizaron los mapas de vegetación y de suelo de la cuenca obtenidos por Jujnovsky (2003) a escala 1:20,000 con una resolución espacial de 20 m en una retícula de 565 columnas por 498 hileras. Estos mapas se exportaron al formato IDRISI Andes y se reagruparon con objeto de obtener más homogeneidad y facilitar el análisis.

[4] Se elaboró un mapa de precipitación a través de interpolación y con el módulo EXTRACT se obtuvo la cantidad media de lluvia.

[5] Para el análisis de la información fue necesario generalizar las clases de vegetación de acuerdo a las necesidades de los modelos hidrológicos utilizados. El número de curva de escurrimiento es una función del tipo y uso de suelo así como de las condiciones hidrológicas. Los coeficientes tabulados (número de curva) definen el comportamiento hidrológico suelo-vegetación, en relación con los aguaceros, determinando la capacidad que posee la cuenca viertiente de producir escurrimiento para un aguacero determinado (Chow *et al.*, 1988; Hori-Ochoa y Lozano, 2005). Cada área de uso de la tierra se asoció con la infiltración del suelo, la cual puede ser estimada a partir de las clases texturales. Se usaron datos de pozos de suelo y sus análisis de laboratorio los cuales fueron elaborados por COCODER (1998). A cada área y conforme a sus características de uso de la tierra, tratamiento y condición hidrológica, se le asignó el número de curva correspondiente. De esta manera se obtuvo un mapa de los grupos hidrológicos del suelo según su clasificación textural. Para facilitar el análisis, a cada grupo hidrológico se le asignó un valor numérico (A=1, B=2, C=3 y D=4). Posteriormente con el módulo CROSSTAB de IDRISI se realizó una tabulación cruzada entre el mapa de uso de la tierra con el de grupos hidrológicos a fin de obtener el mapa de número de curvas.

[6] Se determinó la cantidad de acumulación o escurrimiento en el programa IDRISI. Se llevó a cabo en dos formas: a) utilizando el MDE y el mapa de precipitación interpolada de la cuenca y b) utilizando además de estos dos mapas un mapa de infiltración elaborado a partir del mapa de número de curva.

[7] Se obtuvo información hidrológica de la Comisión Nacional del Agua (CNA). Se utilizaron aforos mensuales de producción de agua (gastos medios y máximos) de la estación hidrométrica Santa Teresa para el periodo 1977 al 2001, que se obtuvieron del Boletín Hidrológico, números 30 a 54 de la Dirección de Aguas Superficiales dependientes de la CNA. Estos datos se compararon con la estimación mensual el resultado de los modelos cartográficos aplicados.

#### **4.7 Análisis de escurrimiento de la cuenca del río Magdalena Contreras utilizando un GIS**

En este apartado se indican los resultados del escurrimiento de la cuenca del río Magdalena (Figura 52) obtenidos de la simulación del comando RUNOFF (escurrimiento) del programa IDRISI (Andes). Este comando permite realizar una modelación similar a la del balance hídrico con la diferencia de que para determinar los valores de infiltración se utilizó el método de número de curva.

##### **4.7.1 Características de la cuenca**

La forma de la cuenca es oblonga con un área de 2,988 has (Figura 52). El suelo más abundante es el andosol humico, aunque también existe andosol mólico y ócrito y litosoles. La textura de estos suelos puede ser franco, franco arcilloso y franco arenoso. La profundidad de suelo dominante va de 40 a 50 cm en la zona media de la cuenca. Jujnovsky (2003) describe tres zonas de manejo ambiental en la cuenca. La baja (2,500-3,000 m snm), que es la más expuesta a la influencia humana, con laderas poco pronunciadas (0-15° y 15-30°) con bosque mixto. En la zona media (3,000 a 3,500 m snm) sobre pendientes muy abruptas (>45°), domina el bosque de *Abies religiosa* que presenta un riesgo alto a la erosión. La zona alta (3,500 a 3,800 m snm) con inclinación de 0 a 15°, presenta bosques de *Pinus hartwegii*, y es menos vulnerable a la erosión, pero más susceptible a los incendios de origen antrópico (Figura 58).

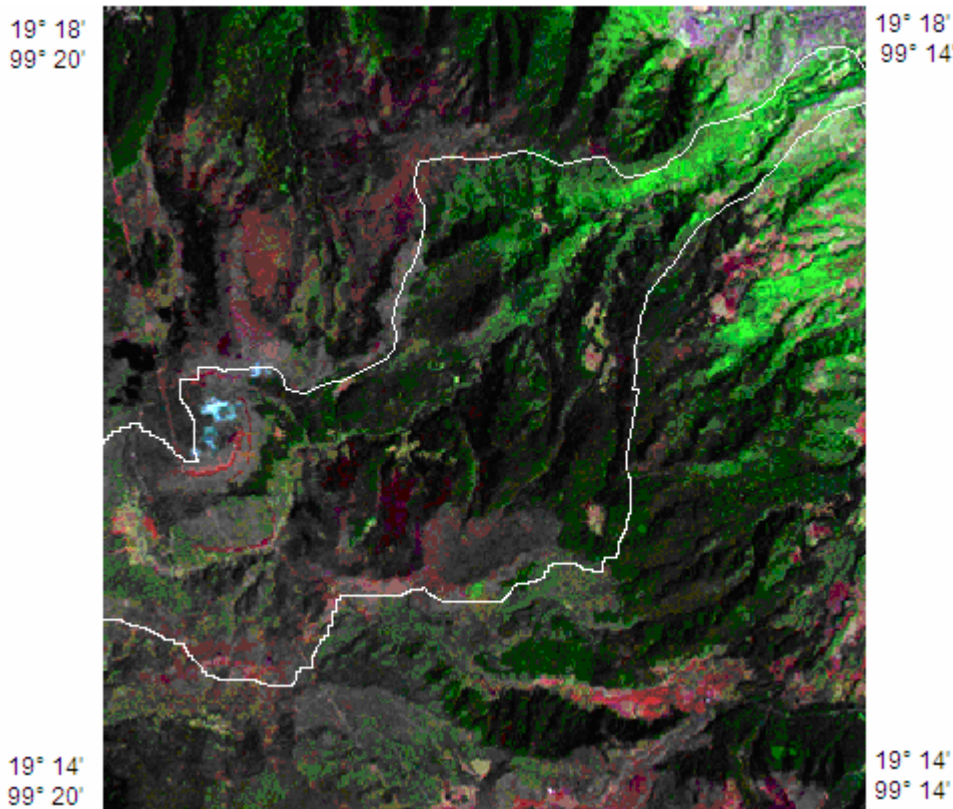


Figura 52. Localización de la cuenca del río Magdalena (delimitada por la línea blanca). Imagen (de satélite) compuesta ETM de 2003, en donde el color verde indica vegetación.

#### 4.7.2 Estación hidrométrica Santa Teresa

En la estación hidrométrica Magdalena, se han medido los escurrimientos del río desde 1977 a la fecha. Según el Boletín Hidrológico No. 54 de la CNA (2001). Las características principales de esta estación son las siguientes:

Zona Hidrológica II (Churubusco)  
 Colector General Río Churubusco  
 Afluente Río Magdalena  
 Corriente Río Magdalena  
 Área de la cuenca 30 km<sup>2</sup>

La estación hidrométrica de Santa Teresa se ubica a 19° 18' 10'' N y 99° 14' 10'' W, 58 m aguas arriba del cruce de la calle Camino Real de Contreras con el río Magdalena. El río se origina en la vertiente oriental de la Sierra del Ajusco, a una altitud de 3,700 m snm. En sus orígenes se conoce con el nombre de Cieneguilla, sigue una dirección hacia el noreste y pasa a la altura del segundo Dínamo, donde recibe por la margen izquierda al arroyo Las Ventanas y adelante por la derecha, al Azuayo a partir de donde se le conoce ya como el río

Magdalena. Aguas abajo, pasa por el poblado de San Nicolás Totolapan, donde confluye con el río Eslava; río abajo la corriente se une con el río Mixcoac, para dar origen al río Churubusco, cuyo cauce se encuentra entubado en esa parte. La cuenca del río Magdalena presenta pendientes fuertes y está cubierta de vegetación abundante, lo que aunado al afloramiento de algunos manantiales, determina que su régimen hidráulico sea de gran importancia.

Los niveles del río Magdalena se observan por lo regular a las 6, 12 y 18 hrs y, con mayor frecuencia en época de lluvias en una escala localizada en la margen izquierda, 4.50 m debajo de la sección de aforos. Los niveles gráficos y continuos de este río se obtienen por medio de un limnigrafo “Rossbach”. El sitio de aforos es operado por la Gerencia Regional de Aguas del Vale de México de la Comisión Nacional del Agua (CNA, 2001). Esta estación empezó a funcionar el 24 de noviembre de 1972.

#### **4.7.3 Estudios hidrológicos previos en la cuenca del río Magdalena**

Jujnovsky (2006) estimó el escurrimiento en tres zonas de esta cuenca utilizando el método de balance hídrico, con datos de temperatura y precipitación de las tres estaciones meteorológicas más cercanas (Monte Alegre, Contreras, Desierto de los Leones y Desviación alta al Pedregal). La autora mencionada encontró que los datos de la estación Desviación alta al Pedregal ubicada cerca del bosque mixto (en la zona más baja de la cuenca), indican que la época de recarga ocurre de mayo a octubre, mientras que para las otras dos estaciones cercanas a la unidad media de bosque de *Abies religiosa* el periodo de recarga es desde abril hasta octubre, que es cuando la precipitación excede a la evapotranspiración. Para el análisis de balance hídrico en la zona donde crece el bosque de *Pinus hartwegii*, estimó los datos de precipitación a través de interpolación y encontró que llueve 1,500 mm al año y que la época de recarga fue de mayo a octubre.

Junnovsky (2006) concluye (a partir de los resultados de escurrimiento obtenidos en cada balance hídrico) que la parte media es la zona con mayor escurrimiento, debido a la extensión que tiene la zona (1469 has), ya que en realidad la parte alta el escurrimiento fue mayor pero su extensión es menor (943 has). Sumando todo el escurrimiento de la cuenca, se estimó que el total de agua que se está generando al año en la zona de estudio fue de 20 millones de m<sup>3</sup>, lo cual equivale a 0.63 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>.

## 4.8 Resultados

### 4.8.1 Relieve de la cuenca

El modelo sombreado de relieve derivado del MDE (Figura 53) muestra la variación de altitudes de la cuenca del río Magdalena. La resolución utilizada para este modelo y para todos los mapas temáticos fue de 20 m.

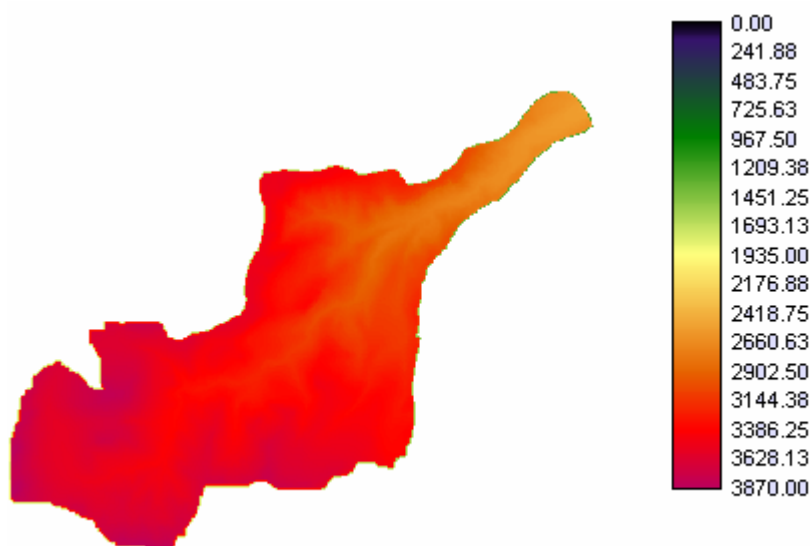


Figura 53. Modelo digital de elevación de la cuenca del río Magdalena (la leyenda indica los valores de altitud en m snm), generado en IDRISI, con base en una resolución de 20 m.

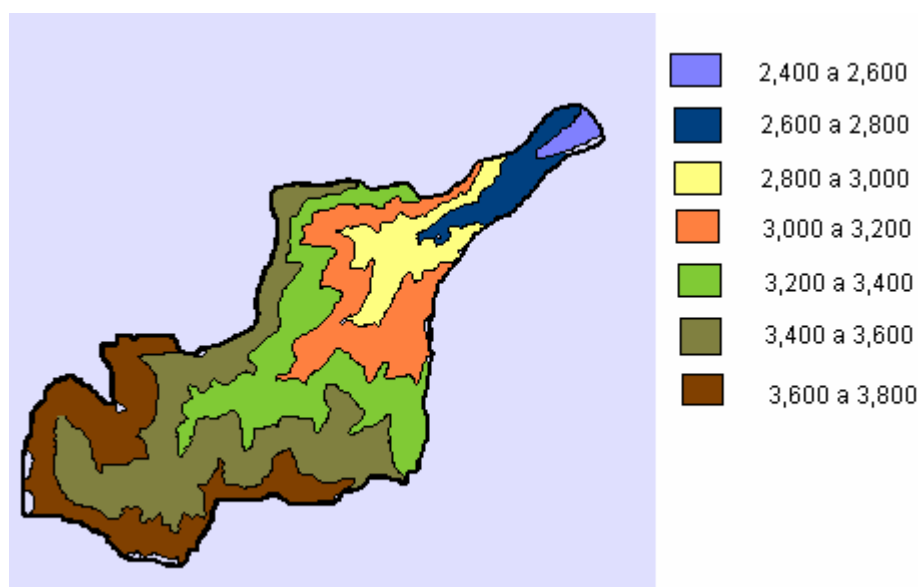


Figura 54. Mapa de pisos altitudinales de la cuenca del río Magdalena (la leyenda indica los valores de altitud en m snm) cada 200 metros sobre el nivel del mar, con base en una resolución de 20 m.



Los pisos altitudinales se aprecian mejor en la figura 54, donde se puede apreciar que la zona más baja se ubica hacia el Noreste y las altitudes mayores (3,810 m snm) en zonas pequeñas hacia el suroeste de la cuenca. La altitud dominante va desde 3,200 a 3,600 m snm.

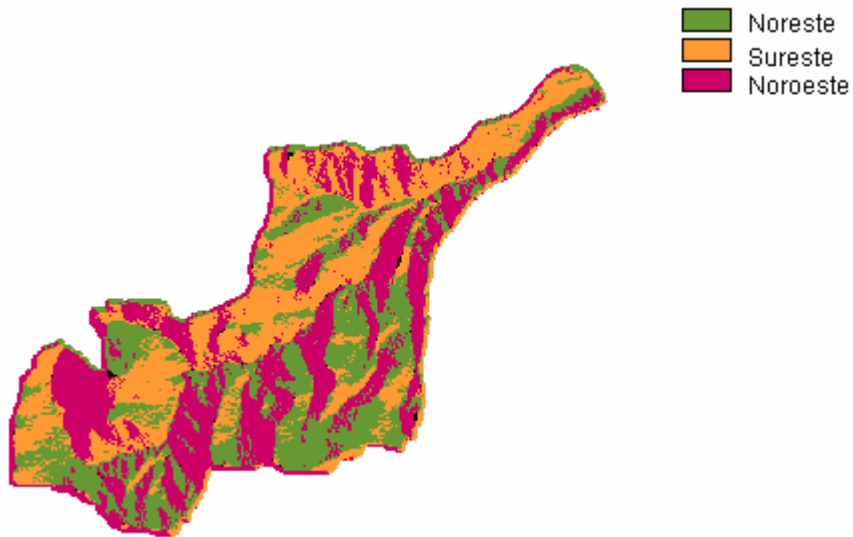


Figura 55. Mapa de orientación generado en IDRISI, con base en una resolución de 20 m.

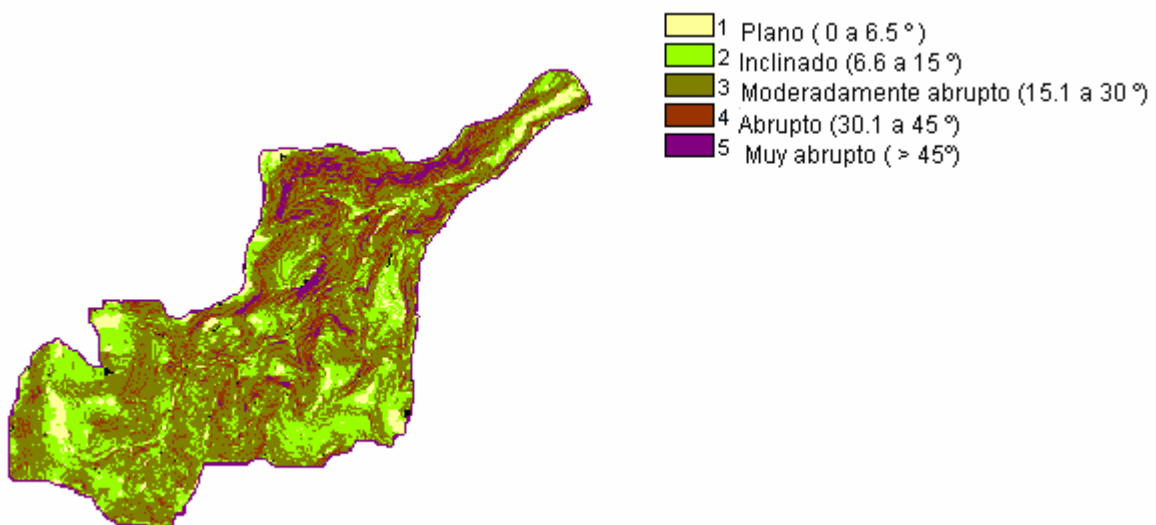


Figura 56. Mapa de inclinación de pendientes, con base en una resolución de 20 m.

Los mapas de orientación e inclinación de pendiente derivados del MDE se muestran en las Figuras 55 y 56. Las clases de inclinación de pendientes más abundantes son las 6.5 a 15 ° C

y las de 16.1 ° C. Las zonas más abruptas tienden a concentrarse hacia Noreste de la cuenca entre los 3,000 a 3,600 m snm.

#### 4.8.2 Análisis hidrológico en IDRISI

El análisis hidrológico de la cuenca utilizó el número de curva (que requiere hacer un análisis de los tipos hidrológicos del suelo) con objeto de obtener un mapa hidrológico de infiltración. El mapa de condición hidrológica del suelo se obtuvo a partir del análisis de las propiedades de textura del suelo (Figura 57). Sólo se encontraron tres tipos el A tiene mayor capacidad de infiltración que el B y el C por lo que en estos dos últimos el escurrimiento es mayor.

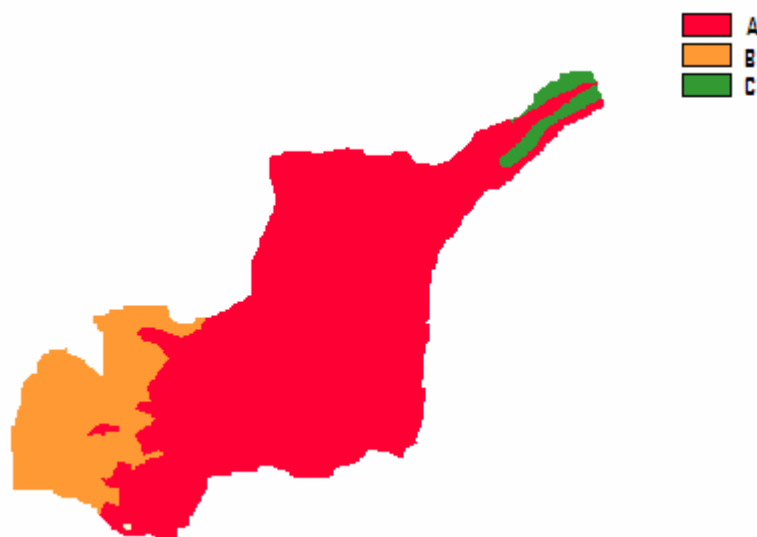


Figura 57. Mapa de tipos hidrológicos del suelo. Condición Hidrológica A, B y C.

El cruce del mapa de tipos hidrológicos del suelo con el de vegetación reagrupado (Figura 58) se observa en la Figura 59. Los números de curva se determinaron considerando la condición hidrológica de la vegetación con el tipo hidrológico del suelo de manera conjunta; así por ejemplo, una zona de oyamel con un grupo hidrológico C alcanzó un valor de número de curva de 70 (Cuadro 12). El análisis de esta información permitió elaborar un mapa de infiltración en donde se observa que aquellas zonas definidas como condición hidrológica A en el mapa de tipos hidrológicos (Figura 57) corresponden a las zonas de mayor capacidad de infiltración (Figura 62).

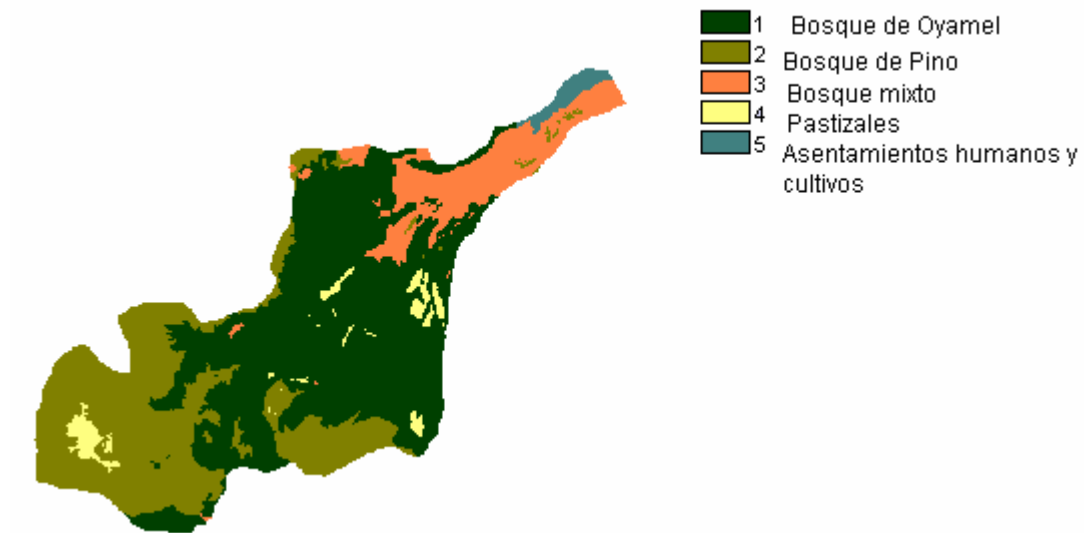


Figura 58. Mapa de tipos de cobertura de la cuenca, con base en una resolución de 20 m.

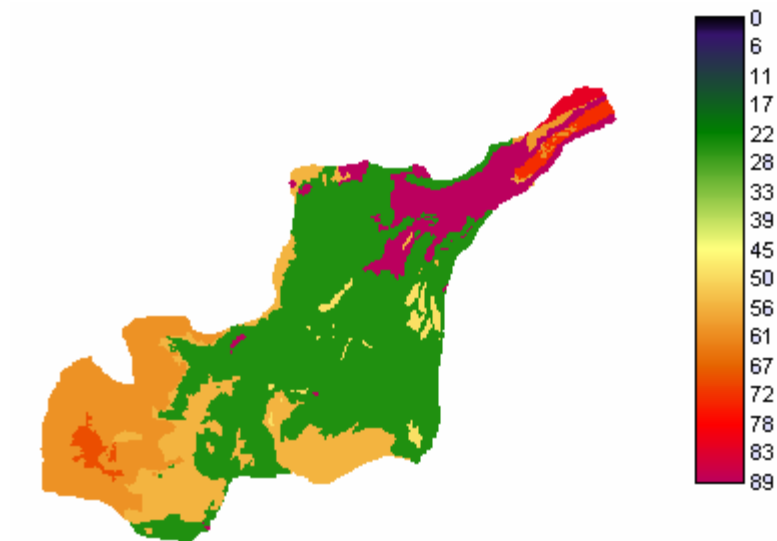


Figura 59. La leyenda indica los valores de número de curvas para la condición media de humedad antecedente, con base en una resolución de 20 m.

Cuadro 12. Reagrupación de la cobertura vegetal y uso de la tierra, condición hidrológica y grupos hidrológicos del suelo, en número de curva.

Cobertura	Condición hidrológica	Grupos hidrológicos de suelos			
		A	B	C	D
Oyamel	Buena	25	55	70	77
Pino	Regular	36	60	73	79
Mixto	Regular	36	60	73	79
Pasto	regular	49	69	79	84
Asentamiento Humano	-	59	74	82	86

El mapa de acumulación (escurrimiento superficial) obtenidos con el MDE y el mapa de precipitación interpolada (Figura 60) se presenta en la Figura 61 mientras que en la Figura 63 se presenta el análisis en el que además de modelo de elevación y precipitación se incluyó un mapa de infiltración (Figura 62) elaborado a partir del mapa de número de curva.

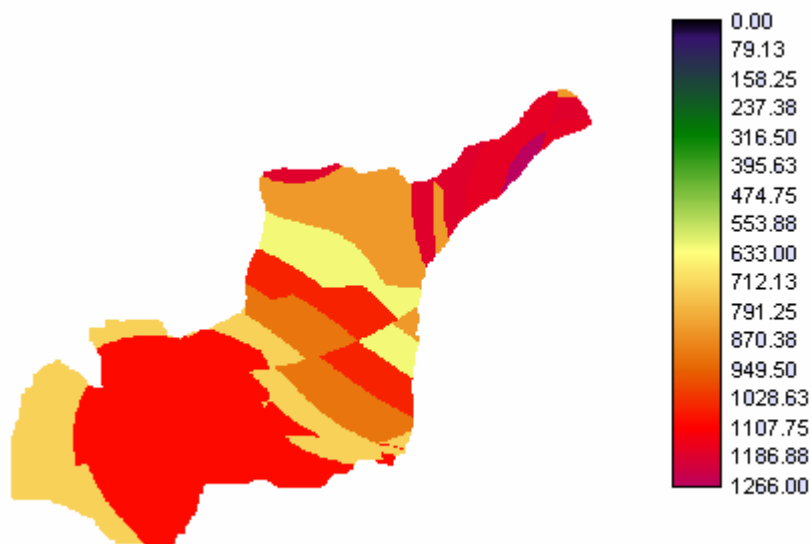


Figura 60. Mapa de precipitación obtenida de interpolación en IDRISI, con base en una resolución de 20 m. Los valores de precipitación de la leyenda están indicados en mm.

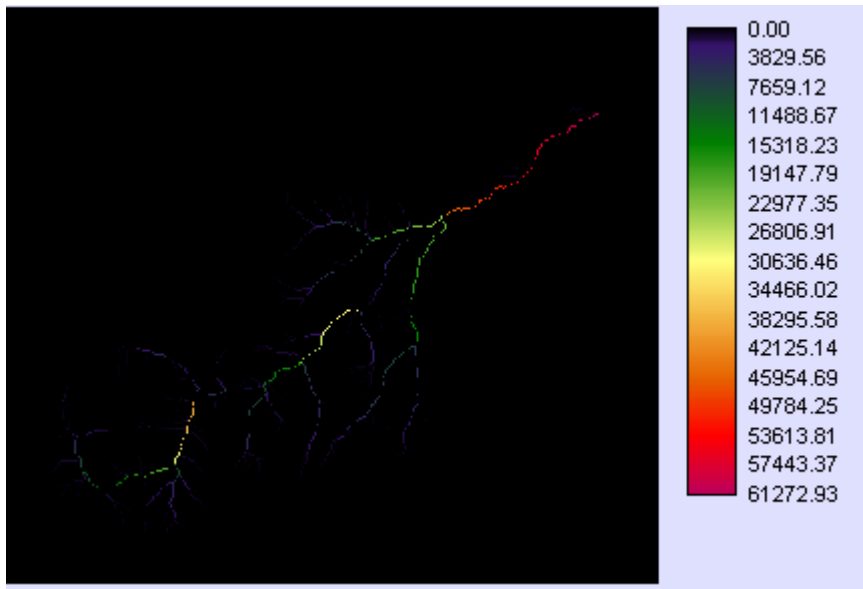


Figura 61 Resultado del análisis acumulación de flujo utilizando los mapas de MDE y de precipitación. La leyenda indica los valores de aumulación de flujo en  $\text{mm m}^2$ , con base en una resolución de 20 m.

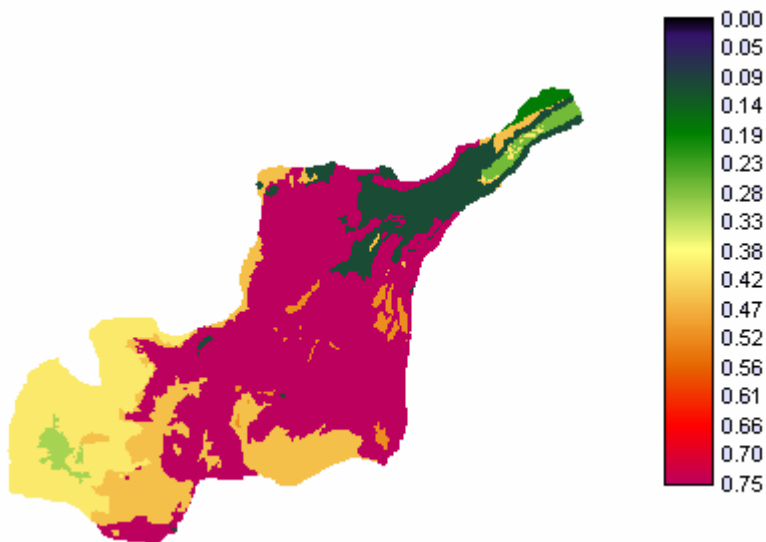


Figura 62. Mapa de infiltración. Los valores más cercanos a la unidad tienen más capacidad de infiltración, es decir, tienen menor humedad antecedente, con base en una resolución de 20 m.

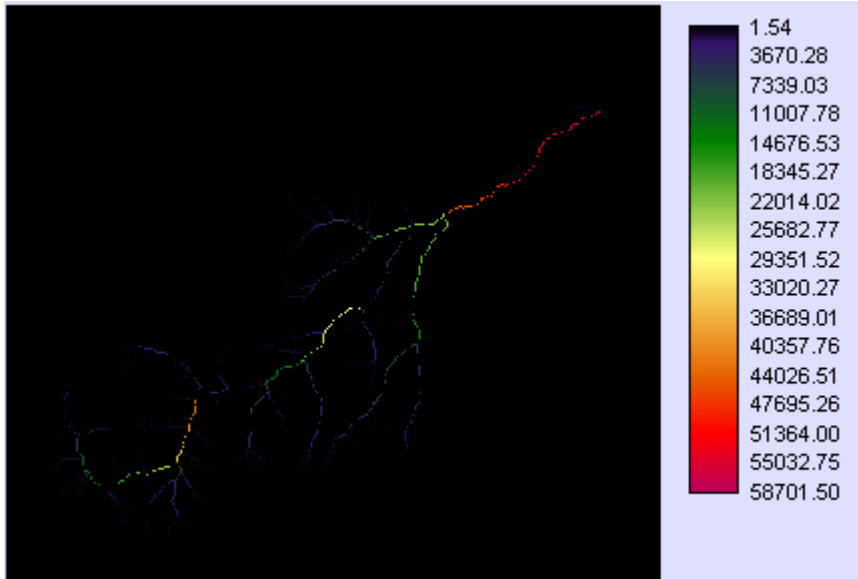


Figura 63 Acumulación del flujo utilizando los mapas de MDE, de precipitación y de infiltración.

El escurrimiento en la salida de la cuenca es de  $61,273 \text{ mm m}^{-2}$  (Figura 61). Se calculó el volumen de agua multiplicando la cantidad convertida a metros por la superficie de la cuenca (2988 has,  $29,880,000 \text{ m}^2$ ); se divide por los 2,592,000 segundos que hay en un mes y se obtuvo un gasto de  $0.7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . El resultado para el segundo caso (Figura 63) es de  $0.68 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Si se comparan con los valores de escurrimiento promedio anual registrados en la estación hidrométrica de Santa Teresa por un periodo de 25 años se observan que son muy semejantes  $0.634 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

### 4.8.3 Análisis de los datos de aforo de la estación hidrométrica

Cuadro 13. Valores de escurrimiento promedio anual registrados en la estación hidrométrica de Santa Teresa.

	Enero	Febrer	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept	Octub	Nov	Dic	
1977	0.246	0.185	0.158	0.167	0.232	0.342	0.485	0.664	0.505	0.253	0.247	0.22	<b>0.309</b>
1978	0.238	0.251	0.239	0.14	0.139	0.54	1.247	1.887	1.054	1.52	0.521	0.378	<b>0.680</b>
1979	0.32	0.325	0.226	0.304	0.272	0.306	0.274	0.505	0.695	0.194	0.113	0.119	<b>0.304</b>
1980	0.13	0.265	0.275	0.337	0.212	0.178	0.229	0.548	1.773	0.468	0.174	0.131	<b>0.393</b>
1981	0.099	0.112	0.091	0.109	0.1	1.398	1.813	3.449	5.355	2.817	0.911	0.204	<b>1.372</b>
1982	0.146	0.1	0.128	0.112	0.126	0.183	0.228	0.236	0.299	0.259	0.252	0.228	<b>0.191</b>
1983	0.129	0.154	0.137	0.119	0.103	0.43	1.056	1.138	1.035	0.523	0.332	0.141	<b>0.441</b>
1984	0.102	0.068	0.068	0.057	0.066	0.212	1	0.953	3.126	0.582	0.261	0.143	<b>0.553</b>
1985	0.106	0.082	0.072	0.099	0.11	0.39	0.885	1.727	1.335	0.891	0.37	0.146	<b>0.518</b>
1986	0.192	0.189	0.176	0.213	0.31	0.938	1.456	1.609	1.125	0.988	0.567	0.426	<b>0.682</b>
1987	0.262	0.224	0.205	0.056	0.048	0.338	1.01	1.012	0.525	0.487	0.27	0.51	<b>0.412</b>
1988	0.036	0.032	0.025	0.021	0.059	0.346	0.911	1.131	0.797	0.617	0.339	0.46	<b>0.398</b>
1989	0.161	0.063	0.058	0.069	0.093	0.037	0	0.487	1.021	0.751	0.74	0.39	<b>0.323</b>
1990	0.235	0.183	0.239	0.236	0.16	0.231	0.934	1.052	1.312	1.235	1.089	0.613	<b>0.627</b>
1991	0.591	0.605	0.549	0.56	0.686	0.791	0.92	0.937	1.023	1.142	0.756	0.623	<b>0.765</b>
1992	0.627	0.701	0.659	0.59	0.658	0.734	0.805	0.963	1.005	0.991	0.885	0.779*	<b>0.761</b>
1993	0.681*	0.63	0.646	0.638	0.603	0.683	0.933	0.956	1.106	1.019	0.862		<b>0.808</b>
1994	0.774	0.691	0.616	0.532	0.529	0.527	0.665	0.775	0.911	0.882	0.817	0.739	<b>0.705</b>
1995	0	0	0	0	0.23	0.814	0.932	1.179	1.167	1.057	0.853	0.829	<b>0.588</b>
1996	0.767	0.695	0.603	0.544	0.588*	0.832	0.887	0.799	0.954	0.877	0.682	0.609	<b>0.750</b>
1997	0.552	0.199	0	0	0.377	0.359	0.78	0.822	0.844	0.734	0.64	0.547	<b>0.488</b>
1998			1.27*	0.479	0.822	0.629	1.487	1.077	1.009	2.408	3.123	2.424	<b>1.495</b>
1999	0.769	0.527	0.521	0.553	0.509	0.602	0.819	1.031	1.118	1.108	0.956	0.77*	<b>0.774</b>
2000	0.705	0.627*	0.624	0.657	0.698	0.887	0.928	1.274	1.188	0.995	0.724	0.645	<b>0.848</b>
2001	0.597	0.591	0.134	0.1	0.463	0.81	1.032	1.038	1.042	0.897	0.637	0.606*	<b>0.667</b>
Prom en 25 años													<b>0.634</b>

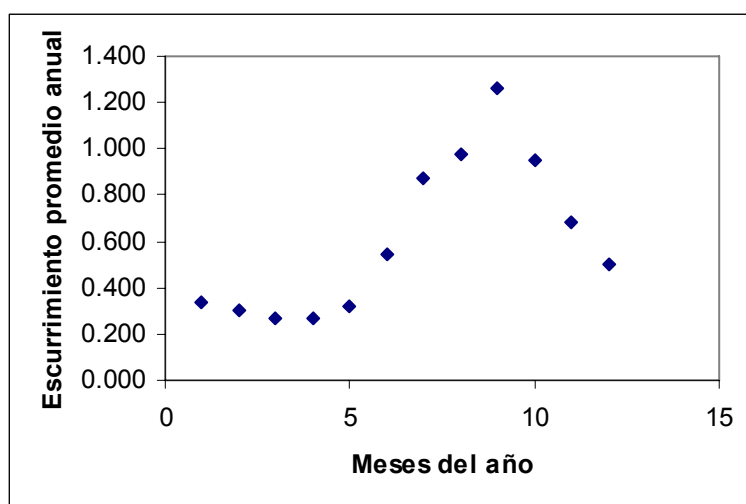


Figura 64. – Hidrograma de la cuenca del río Magdalena para un periodo de 24 años (1977-2001). Observe que los meses de julio a octubre son los de mayor escurrimiento y recarga.

#### 4.9 Discusión

La pregunta sobre ¿Cómo influye la cobertura vegetal en la infiltración? planteada al inicio de este estudio, sólo podía responderse utilizando una cuenca pequeña que contara con información suficiente para este análisis como lo es la cuenca del río Magdalena. El resultado obtenido de la simulación del escurrimiento superficial promedio anual de, en el programa IDRISI, fue muy semejante al obtenido por Jujnovsky (2006). También son similares a los registrados para la estación hidrométrica de Santa Teresa por un periodo de 25 años. La distribución y densidad de estaciones climáticas es generalmente un factor que limita la construcción de modelos climáticos e hidrológicos. Sin embargo, en esta pequeña cuenca se contó con 3 estaciones lo que se presume contribuyó a la coincidencia entre los datos simulados y los observados.

Meijerink *et al.* (1994) consideran que la estimación de la matriz de flujo de acumulación (escurrimiento superficial), depende de la exactitud del MDE y no tanto de información hidrológica y geomorfológico, lo cual explica la semejanza de resultados entre el mapa de acumulación (escurrimiento superficial) obtenido utilizando el MDE y el mapa de precipitación interpolada ( $0.70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) con el mapa de acumulación obtenido utilizando el MDE, el mapa de precipitación y el mapa de infiltración ( $0.68 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

La pregunta sobre la relación entre vegetación y escurrimiento se puede inferir de forma indirecta del Cuadro 15 donde se observa un aumento del escurrimiento después del año 1990 lo cual podría sugerir un decremento en la capacidad de infiltración y por ende alteración en la cobertura vegetal de la cuenca. No obstante, se necesitan estudios más detallados para corroborar esta hipótesis.

Este tipo de análisis se puede realizar en otras cuencas pequeñas o medianas del área como la del Tlalnepantla, lo cual conllevaría al mejor entendimiento del proceso hidrológico de toda la región de estudio. Este conocimiento ayudaría a la administración más adecuada del recurso agua que corre en estas cuencas, por ejemplo se podría desviar agua de zonas con altas descargas hacia zonas que presentan escasez de este líquido.



#### 4.10 Conclusiones

El conocimiento del origen y cantidad de escurrimiento puede ser útil para la planificación por razones diversas, así por ejemplo, permite reconocer sitios del paisaje que aportan de niveles de escurrimiento importantes de tormenta (y por lo tanto pueden ser sitios de riesgo de inundación) o de aquellos sitios de recarga de mantos acuíferos y de zonas que aportan agua corriente durante la época seca del año. Es fundamental conservar zonas de recarga subterránea, por lo que no se debe permitir su pavimentación ni contaminación. La remoción de la vegetación puede disminuir la capacidad de infiltración y generar grandes cantidades de escurrimiento, donde antes el proceso era una lenta percolación (Dunne y Leopold, 1978), lo cual puede aumentar el riesgo de erosión del suelo y de inundación. Madrigal (1967) reconoció la importancia de *Abies religiosa* en las diversas cuencas de captación pues en estos bosques se registran precipitaciones altas lo cual aunado a las características de la cobertura de los diferentes estratos de la comunidad y las propiedades físicas del suelo, permiten una eficiente absorción y retención del agua de lluvia. Rzedowski y Rzedowski (1979) alertan sobre el peligro de erosión del suelo que no está cubierto con vegetación lo cual reduce al mínimo la captación del agua de lluvia, misma que escurre rápidamente causando inundaciones en las partes bajas, al tiempo que se secan los manantiales y los arroyos permanentes se vuelven intermitentes y torrenciales

Existen muy pocos estudios hidrológicos a nivel Nacional. La Comisión Nacional del Agua, SEMARNAT provee una gran cantidad de datos para diversas cuencas en el país que podrían utilizarse para analizar estos fenómenos de escurrimiento superficial utilizando herramientas para análisis hidrológico (incluidas en algunos a los sistemas de información geográfica). El uso del GIS fue muy útil en el presente estudio para integrar información muy diversa y compleja dentro de un solo sistema y sobre todo para obtener información de a nivel de píxel (20 m de resolución).

Sin embargo, no deben utilizarse estos datos de forma mecánica en un modelo hidrológico, sino que es importante estudiar con detalle, cuales fueron los supuestos que se manejaron en la elaboración del modelo a fin de adecuarlos a la zona de estudio y evitar errores de estimación graves. Las interacciones y la no linealidad de la respuesta hidrológica de la cuenca, producto de variaciones temporales y espaciales son las razones principales de la dificultad descripción real del sistema hidrológico de una cuenca, por lo que los métodos cuantitativos o modelos que se seleccionen deben probarse, considerando las condiciones específicas de la cuenca y los problemas particulares bajo investigación (Meijerink, 1996).

## Conclusiones Generales

En el presente estudio se planteó hacer primero un análisis de la zona a nivel más general (regional) a fin de obtener un marco de referencia que permitiera seleccionar de manera más objetiva una zona para estudiarla a detalle. Este tipo de estudios es más fácil realizarlos con los GIS que permiten el análisis simultáneo de variables físicas y biológicas aun cuando es común que se presenten problemas durante la integración de datos de diversas fuentes en el GIS (Tinker *et al.*, 1998).

Aún cuando el análisis de paisaje es más complicado, permite disminuir los costos del estudio ya que la verificación de la clasificación de la imagen de satélite de áreas grandes se puede hacer con mapas existentes de vegetación y uso de la tierra u ortofotos. La dificultad de obtener información de campo suficiente se resuelve con el proceso de análisis estadístico de la imagen que informa sobre regiones homogéneas (permitiendo diseñar muestreo estratificado al azar). La información de campo sólo se puede utilizar como complemento, sobre todo resolver dudas surgidas durante la clasificación digital. Sin embargo, los puntos tomados en campo fueron muy importantes para identificar los principales tipos de uso del suelo y vegetación y permitieron conocer el nivel de degradación del bosque o del tipo de uso de la tierra muestreado.

Considero que los programas de recuperación de los bosques deben determinar sitios de atención prioritaria no sólo en base a las cifras de deforestación sino de los problemas de deterioro que presentan tales como sequía, plagas y enfermedades, incendios forestales, etc. como se observó en el trabajo de campo. Además creo que es importante evaluar no sólo el bosque sino también otros tipos de cobertura vegetal como herbáceas y matorrales que coadyuvan a la captación de agua de lluvia, sobre todo en aquellas zonas donde los bosques sean escasos debido al clima o al deterioro del hábitat.

Por otro lado el análisis del clima a nivel regional permitió obtener la información necesaria para el estudio indirecto del proceso hidrológico de la zona. Así, se observó que las precipitaciones máximas en julio pueden ser suficientes para la recarga de los mantos acuíferos. Algunas veces pueden causar inundaciones como el aguacero ocurrido en julio de 1931 cuando se desbordó el río Magdalena e inundó las colonias de San Angel, Mixcoac, Coyoacán y General Anaya (Matías y Vázquez, 1999).

Finalmente, el análisis de la cuenca del río Magdalena, permitió corroborar que se pueden hacer simulaciones para estimar cantidad de escurrimiento superficial, lo cual es esencial para el uso adecuado del recurso hídrico.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, G. 1995. Diferenciación agroclimática de la región Queréndaro-Morelia, Michoacán, México. *Serie Varia*. 13: 1-70.
- Álvarez, E. 1992. Condiciones de temperatura y precipitación en el SW del D.F. Tesis de Licenciatura. F.F. y L. Colegio de Geografía. UNAM. p. 133
- Álvarez, R., Bonifaz, R. S. Lunetta, C. García, G. Gómez, R. Castro, A. Bernal y A. L. Cabrera. 2003. Multitemporal land cover classification of México using Landsat MSS imagery. *Int. J. Remote Sensing*, 24(12), 2501-2514.
- Angulo, M.J. 1985. Relación clima vegetación en el estado de Guanajuato. Tesis de Licenciatura en Biología. Fac. de Ciencias, UNAM. p.106
- Aparicio, F.J. 1994. Fundamentos de hidrología superficial. Ed. LIMUSA, S.A. de C.V. México, D.F. p. 303
- Arcadia, J.C. 2002. Los recursos hidráulicos de la zona oriente del Valle de México y su aprovechamiento. Tesis de Licenciatura. Irrigación. Universidad Autónoma Chapingo. p. 108
- Ávila-Akerberg. 2002. La vegetación en la cuenca alta del río Magdalena: un enfoque florístico, fitosociológico y estructural. Tesis de licenciatura en Biología, Facultad de Ciencias, UNAM, México, p. 86
- Barradas, V. 1990. El efecto de la vegetación en la predicción del clima con especial énfasis en la República Mexicana. Fac. de Ciencias, UNAM. p. 77
- Barradas, V. 1994. Instrumentación biometeorológica. Fondo de Cultura Económica, S.A. de C.V. p. 113
- Barradas, V. 2005. Disminuyen lluvias por la deforestación en el Cofre de Perote. *Gaceta de la UNAM* del 23 de mayo. p. 9
- Basnyat, P., L.D. Teeter, B.G. Lockaby and K.M. Flynn. 2000. The use of remote sensing and GIS in watershed level analyses of non-point source pollution problems. *Forest Ecology and Management*. 128: 65-73.
- Baxter, E and N. Gauer. 1994. Finite-Element modeling of storm water runoff using GRASS GIS. *Microcomputers in Civil Engineering*. 263-270.
- Belda, F. y J. Melia, 2000. Relationships between climatic parameters and forest vegetation: application to burned area in Alicante (Spain). *Forest Ecology and Management*. 135: 195-204
- Bolstand, P.V. and T. Stowe. 1994. An evaluation of DEM Accuracy: Elevation, Slope and Aspect. *Photogram. Eng. and Remot. Sens.* 60 (11): 1327-1332.

- Bonta, J.V. and M. Müller. 1999. Evaluation of the Gluga method for estimating evapotranspiration and ground water recharge. *Hydrological Science Journal* 44 (5):743-761.
- Boulain, N., B. Cappelaere, L. Séguis, J. Gignoux and C. Peugeot. 2006. Hydrologic and land use impacts on vegetation growth and NPP at the watershed scale in a semiarid environment. *Reg. Environ. Change* 6: 147-156.
- Bounoua L., R.S. DeFries, M.L. Imhoff y M.K. Stelninger. 2004. Land use and local climate: A case study near Santa Cruz, Bolivia. *Meteorol Atmos Phys.* 86:73-85.
- Brooks, K., P.F. Folliott, H.M. Gregersen y J.L. Thammes. 1992. Hydrology and the management of watersheds. Iowa University Press/AMES.
- Brown, S.J. and B.A. Engel. 1993. A comparison of GIS assisted simulated hydrologic response with actual storm event data. Proceedings of the First International Conference on Hydro-Science and Engineering. S.S.Y. Wang (ed.) Advances in Hydro-Science and Engineering. Vol I. Center for Computational Hydroscience and Engineering and School of Engineering. The University of Mississippi. U.S.A.
- Burrough, P.A. 1986. Principles of Geographical Information systems for Land Resources Assessment. Carendon Press, Oxford. p. 194
- Burt, T.P. 2001 Integrated management of sensitive catchment systems. *Catena* 42: 274-290.
- Byrne, G.F., P.F. Crapper y K.K. Mayo. 1980. Monitoring land cover change by principal component analysis of multitemporal Landsat data. *Remote Sens. Environ.* 10: 175-184.
- Capel, J. y J. M. Castillo. 1984. El clima de los Estados Unidos Mexicanos. Instituto de Geografía Aplicada. Almería, España. p. 234
- Cardoso, M.D. 1979. El clima de Chiapas y Tabasco. Instituto de Geografía, UNAM. p. 99
- Casals-Carrasco, P., S.Kubo and B. Babu Madhavan. 2000. Application of spectral mixture analysis for terrain evaluation studies. *Int. J. Remote Sensing*, 21(16):3039-3055.
- Cervantes, M. 1987. Análisis geográfico de recursos vegetales y faunísticos de México. Tesis de doctorado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. p. 250
- Chairat, S. and J.W. Delleur. 1993. Effects of the topographic index distance on predicted runoff using GRASS. *Water Resour. Bull.* 29 (6): 1029-1034.
- Chang, M. 2006. Forest hydrology: An introduction to water and forests. CRC Press. Taylor and Francis Group. Fl, USA. p. 474
- Chávez. 1989. Radiometric Calibration of Landsat Thematic Mapper multispectral images. *Photogram. Eng. and Remot. Sens.* Vol. 55, 1285-1294.

- Chow, V.T., D.R. Maidment y L. W. Mays. 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York
- CNA (Comisión Nacional del Agua).2001. *Boletín hidrológico No. 54*. Datos del valle de México correspondientes al año 2001. SEMARNAT.
- COCODER (Comisión Coordinadora para el Desarrollo Rural). 1987. El saneamiento y la limpia forestal en el Desierto de los Leones.
- COCODER (Comisión Coordinadora para el Desarrollo Rural). 1993. Parque cultural y recreativo Desierto de los Leones. Plan de Manejo. México.
- COCODER (Comisión Coordinadora para el Desarrollo Rural). 1998. Estudio de suelos de parte de la comunidad Magdalena Contreras, Delegación Magdalena Contreras, Subdirección Regional No. 1, D.F. p. 17
- Congalton, R.G. y Green, K. 1999. Assessing the accuracy of remotely sensed data: Principles and Practices. Lewis Publisher, Boca Ratón, Florida, p. 137
- Coppin, P. R. 1991. The change component in multitemporal Landsat TM images.: Its potential for forest inventory and management. Ph. D. Thesis. University of Minnesota, E.U.A. 1991. p. 173
- Coppin, P., I. Jonckheere, K. Nackaerts, B. Muys and E. Lambin. 2004. Digital change detection methods in ecosystem monitoring: A review. *Int. Journal of Remote Sensing*. Vol. 25 No. 9. 1565- 1596.
- Curran, P.J. 1980. Multispectral remote sensing of vegetation amount. *Progress and Physical Geography*. 4:315-341.
- De Pinto, LY, H.W. Calkins, P.J. Densham, LF. Atkinson, W.Guan, J.Lin and P. W. Rodgers. 1994. An approach for integrating GIS and Watershed Analysis Models. *Microcomputers in Civil Engineering* 9: 251-262.
- Díaz, J. 2005. Identificación de áreas de recarga de acuíferos en la margen occidental de la Cuenca San José del Cabo, B.C.S.; uso de Percepción Remota y GIS. Unión Geofísica Mexicana A.C. Boletín Informativo. Epoca II. Vol. 25. No. 1. Reunión anual 2005. UGM, SELPER, AGM. 30 de octubre – 4 de noviembre. p. 50.
- Dirzo, R. y M.C. Garcia. 1992. Rates of deforestation in Los Tuxtlas, a neotropical area in southeast Mexico. *Conservation Biology* 6(1):84-90.
- Dunne, T y Leopold, L. 1978. Water in environmental planning. W.H. Freeman and Company. P. 818 New York.
- Eastman, J.R. y M. Fulk. 1993. Long sequence time series evaluation using standardized principal components. *Photogram. Eng. and Remot. Sens.* 59.(6) :991-996.
- , 1999. IDRISI 32. Guide to GIS and Image Processing. Clark University, USA.

- Ezcurra, E., M. Mazari, I. Pisanty, A. Aguilar. 2006. La Cuenca de México. Fondo de Cultura Económica. 286 p.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). 1986. Landscape Guided Climatic Inventory using Remote Sensing Imagery. Technical Report for Soil Resources, Management and Conservation Service, AGLS and Remote Sensing Centre, AGRT. Rome. p. 49
- Fernández, D.S. 1996. Aplicación del modelo de simulación SWRRB para determinar el balance hidrológico de la cuenca "El Tejocote", Atlacomulco, Estado de México. Tesis de maestría. Programa de Edafología. Colegio de Postgraduado. p. 359
- Flores, E., H. García, R. Pimentel y José Pérez. 1992. La densidad de drenaje del valle de la Paz El Carrizal, Baja California Sur y su relación con la recarga de los sistemas acuíferos. Investigaciones Geográficas. *Boletín del Instituto de Geografía*. No. 24:17-30.
- Fuentes, L. 1970. Los climas estacionales del Estado de Puebla, según la clasificación de C. Troll. *Boletín del Instituto de Geografía*. 3:7-15. UNAM, México.
- Gao, P., C. Zhan and S. Menon. 1996. An overview of cell based modeling with GIS. In: GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues. Goodchild, M., L. Steyoert, B. Parks, C. Johnston, D. Maidment, M. Crane and S. Glendinning. (Eds.) GIS World Inc.p. 325-331.
- Garbrecht, J. and L.W. Martz. 1993. Network and Subwatershed Parameters Extracted from Digital Elevation Models: The Bills Creek Experience. *Water Resourc. Bull.* 29 (6): 909-916.
- García, E. 1980. Apuntes de Climatología. México. D.F. p. 153
- García, F. 1991. Influencia de la dinámica del paisaje en la distribución de las comunidades vegetales en la Cuenca del Río Zapotitlán, Puebla. *Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía*. No. 23: 53-70.
- García, A. 1998. Análisis integrado de paisajes en el occidente de la Cuenca de México (La vertiente oriental de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo) Tesis de Doctorado. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Complutense de Madrid. 543 p.
- García, E. 2004. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Koppen. Serie Libros. Núm. 6 Instituto de Geografía Universidad Nacional Autónoma de México. p. 90
- García, M.C. and Alvarez, R. 1994. TM digital processing of a tropical forest region in southeastern Mexico. *International Journal of Remote Sensing*, 15 (8): 1611-1632.

- García-Aguirre, M.C. y G. Pérez-Villegas, G. 2002. Una visión global del deterioro de los recursos bióticos terrestres en México. *Revista Geográfica. Instituto Panamericano de Geografía e Historia*. No. 131. Enero-junio. 41-77.
- García-Aguirre, M.C., M.A, Ortiz, J.J. Zamorano y Y. Reyes. 2007. Vegetation and landform relationships at Ajusco volcano Mexico, using a geographic information system (GIS). *Forest Ecology and Management* 239: 1-12.
- Gómez-Rodríguez, G. 1997. Patrones de cambio en la zona de la presa Márte R. Gómez, Tamaulipas, México. *Investigaciones Geográficas Boletín*, Núm. 35. 121- 134.
- Granados-Ramírez, R., T. Reyna-Trujillo, G. Gómez- Rodríguez y J. Soria-Ruiz. 2004. Analysis of NOAA-AVHRR-NDVI images for crops monitoring. *Int. J. Remote Sensing*. 25 (9): 1615-1627.
- Griffiths, J.F. 1985. Climatología Aplicada. Publicaciones Cultural, S.A. de C.V. México, D.F. p. 154
- Guerschman, J.P., J.M. Paruelo; C.Di Bella; M.C. Giallorenzi and F. Pacin. 2003. Land cover classification in the Argentine Pampas using multi-temporal Landsat TM data. *Int. J. Remote Sensing*. 24 (17): 3381-3402.
- Gulinck, H., H. Dufourmont, P. Coppin and M. Hermy. 2000. Landscape research, landscape policy and Earth observation. *Int. J. Remote Sensing*. 21(13&14): 2541-2554.
- Hasler, N., I. Iorgulescu, A. Martilli, G.E. Liston and R. Schlaepfer. 2002. Local climate and water availability changes due to landscape modifications. A numerical experiment in Southeastern, Spain. *Climatic Change: Implications for the Hydrological Cycle and for Water Management*, 301-328.
- Hernández, M.E. 1985. Distribución y utilidad de los *Abies* en México. *Boletín del Instituto de Geografía*. Núm. 15: 75-118.
- Hiriart F. y R. J. Marsal. 1969. El hundimiento de la ciudad de México, In: El hundimiento de la ciudad de México. Proy. Texc. Vol. Nabor Carrillo. Secretaría de Hacienda y Crédito Público, México. p. 109-147
- Holben, B.N. 1986. Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *Int. Journal of Remote Sensing*. 7: 417-434.
- Hori-Ochoa, M. C. y Lozano, F. 2005. Estimación del Balance Hídrico de la Cuenca de Burgos a través del método indirecto del Número de Curva. Unión Geofísica Mexicana A.C. Boletín Informativo. Epoca II. Vol. 25. No. 1. Reunión anual 2005. UGM, SELPER, AGM. 30 de octubre – 4 de noviembre. Anexos Libro de resúmenes.
- Hornbeck, J.W. y W.T. Swank. 1992. Watershed ecosystem analysis as a basis for multiple use management of eastern forests. *Ecol. Appl.* 2:238-247.
- Howard, J.A. and C.W. Mitchel. 1985. Phytogeomorphology. John Wiley & Sons. Inc. p. 201

- Howarth, P.J. and G.M. Wickware. 1981. Functional equivalence of spectral vegetation indices. *Remote Sensing of Environment* 14: 169-182.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). 1976. Mapas de uso del suelo y vegetación escala 1:250,000. México.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). 1993. Mapas de uso del suelo y vegetación escala 1:250,000. México.
- Inventario Nacional Forestal 2000. Instituto de Geografía, UNAM.
- Jain, M.K. and V.C. Kothary. 2000. Estimation of soil erosion and sediment yield using GIS (ILWIS). *Hydrological Science Journal* 45 (5): 771-786.
- Jáuregui, E. 1959. Notas sobre la precipitación en Tacubaya para el periodo 1900-1958. Rev. Ingeniería Hidráulica en México 13 (4) 29-36.
- Jáuregui, E. 1996. Algunas alteraciones de largo periodo del clima de la ciudad de México debidas a la urbanización. Revisión y Perspectivas. *Investigaciones Geográficas Boletín*, Núm. 9 – 44.
- Jáuregui, E. 2000. El clima de la ciudad de México. Serie: Temas selectos de Geografía de México. Instituto de Geografía, UNAM. 131p.
- Jenerette, G.D., S. L. Harlan, A. Brazel, N. Jones, L. Larsen and W.L. Stefanov. 2006. Regional relationships between surface temperature, vegetation and human settlement in a rapidly urbanizing ecosystem. *Landscape Ecology* 22:353-365.
- Jeton, A.E. and J.L. Smith. 1993. Development of watershed models for two Sierra Nevada basins using a geographic information systems. *Water Resources Bulletin* 29 (6): 923-932.
- Jujnovsky, J. 2003. Las unidades de paisaje en la cuenca alta del río Magdalena, México, D.F. Base fundamental para la planificación ambiental. Tesis de licenciatura en Biología. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. p. 77
- 2006. Servicios ecosistémicos relacionados con el recurso agua en la Cuenca del Río Magdalena, Distrito Federal, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. p. 70
- Jury, M.R. 1998. Statistical analysis and prediction of KwaZulu-Natal Climate. *Theor. Appli. Climatol.* 60:1-10.
- Kangas, J., R. Store, P. Leskinen, L. Mehtatalo. 2000. Improving the quality of landscape ecological forest planning by utilizing advance decision-support tools. *Forest Ecology and Management* 132: 157-171.
- Karnth, 1987. Groundwater assessment, development and management. Mc Graw Hill, New York.



- Kooiman, A. 1987. Relations between landcover and landuse, and soil erosion for the Upper Komering Catchment, South Sumatra, Indonesia. Ms. Sc. Thesis in Rural and Landecology Survey. International Institute for Aerospace Survey and Earth Science, Enschede, The Netherlands. p. 122
- Lillesand, T.M. and R.W. Keifer. 1979. Remote Sensing and Image Interpretation. Second Edition. John Wiley and Sons.
- Llorens, P. y F. Gallart. 2000. A simplified method for forest water storage capacity measurement. *Journal of Hydrology* 240: 131-144.
- Liu, B., M. Xu, M. Henderson, Y. Qi, Y. Li. 2004. *Journal of Climate American Meteorological Society*. 4453-4462.
- López-Blanco, J.L. Galicia y F. García. 1996. Aplicación de un GIS para la caracterización morfológica y la delimitación de unidades de ladera de una cuenca tropical estacional en Chamela, Jalisco, México. *Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía*. Núm. Especial 4. p. 39-61.
- Lu, D., P. Mausel. E, Brondizio and E. Morán. 2004. Change Detection techniques. *Int. Journal of Remote Sensing*. 25 (12):2365-2407.
- Lugo, H. J. 1984. Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. *Serie Varia* T.1. Núm. 8. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. 95 p.
- Lugo, H. J. y Martínez, V. 1980. La disección del relieve en el sur de la cuenca de México y porciones adyacentes. *Boletín del Instituto de Geografía* No. 10: 55-64, UNAM, México.
- Lunetta, R.S. 1998. Applications, project formulation and analytical approach. In: Lunetta, R.S and C.D. Elvidge (Eds). Remote Sensing Change Detection. Environmental Monitoring Methods and Applications. Ann Arbor Press, p. 1-19.
- , R. Alvarez, C.M. Edmons, J.G. Lyon, C.D. Elvidge, R. Bonifaz and C. García. 2002. NALC/Mexico land-cover mapping results: implications for assessing landscape conditions. *Int. J. Remote Sensing*, 23(16), 3129-3148.
- Luque, S. 2000. The challenge to manage biological integrity of nature reserves: a landscape ecology perspective. *Int. J. Remote Sensing*. 2000, 21(13&14): 2613-2643.
- Lyon, J. G. D. Yuan, R.S. Lunetta and C.D. Elvidge. 1998 A change detection experiment using vegetation indices. *Photogram. Eng. and Remot. Sens.*, 64 (2):143-150.
- Maderey, L. 1980. Intensidad de la precipitación en el valle de México. *Boletín del Instituto de Geografía*, No. 10:7 - 53. UNAM, México.
- Madrigal, S.X. 1967. Contribución al conocimiento de Ecología de los bosques de oyamel (*Abies religiosa* (H.B.K.) Shl et. cham. en el valle de México. *Boletín técnico* No. 18. México D.F.

- Magid, H., N. Christensen and E. Skop. 1994. Vegetation effects on soil solution composition and evapo-transpiration potential impacts of set-aside policies. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 49: 267-278.
- Maidment, D.R. 1993. Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS, Hydrogis: Application of GIS in Hydrology and Water Resources Management. Proceed. Vienna Conference April 1993, IAHS Publ. 211. pp. 181-192.
- Maidment, D.R. 1994. GIS an Hydrologic Modeling. In: Environmental modeling with GIS. Edited by M.F. Goodchild, B.O. Parks and L. T. Steyaert. Magid, H., Christensen N. and E. Skop, 1994. Vegetation effects on soil solution composition and evapo-transpiration potential impacts of set-asides policies. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 49: 267-278.
- Maidment, D.R. 1996. GIS and Hydrologica Modeling – an Assessment of Progress, In *Proceedings Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling*, Santa Fe, NM, Santa Barbara, CA, NCGIA.
- Martínez, F. 2002. Síntesis de las unidades ambientales biofísicas de la subcuenca del río Colotepec, Edo. de Morelos, mediante la aplicación del enfoque geomorfológico y un GIS. Tesis de Maestría en Ciencias (Ecología y Ciencias Ambientales). Fac. de Ciencias, División de Estudios de Posgrado. UNAM. 91p.
- Martín del Pozzo, A. L. 1980. Vulcanología de la Sierra Chichinautzin. Tesis de maestria. Facultad de Ciencias, UNAM. México.
- Martz, L.W. and J. Garbrecht. 1993. Automated extraction of drainage network and watershed data from digital elevation models. *Water Resourc. Bull.* 29 (6): 901-908.
- Mas. J.F. 1999. Monitoring land-cover changes: a comparison of change detection techniques. *Int. J. Remote Sensing*, 20 (1):139-152.
- Mas, J.R. e I. Ramírez. 1996. Mejoramiento de las clasificaciones espectrales de cubiertas de suelo por medio de un sistema de información geográfica. *Investigaciones Geográficas Boletín*, Núm. especial 4:111-122.
- Matías, L. G. y M.T. Vázquez 1999. Análisis de la precipitación del 25 de julio de 1998 y sus efectos en la Ciudad de México. Memorias IX Congreso Nacional de Meteorología. Universidad de Guadalajara, Jalisco. 25-26 de noviembre de 1999. Organizacion Mexicana de Meteorólogos (eds.) p. 125-126.
- Mazari, M., J. Alberro, M. Mazari y S. González. 1996. Agrietamiento de arcillas lacustres y su relación con el uso y reúso del agua. En: *Hacia el Tercer Milenio* (Coordinador: M. Mazari). México. El Colegio Nacional.
- Mazari, M. 2000. Dualidad Población-Agua: Inicio del Tercer Milenio. (ed) El Colegio Nacional, México, D.F., p. 281

- Meijerink, A.M.J. 1974. Photo-hydrological Reconnaissance Surveys. A study of the contribution of Aerial photo-interpretation to the evaluation of local and regional water resources. International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC). Enschede, The Netherlands. 371p.
- 1985. Runoff. International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC) Enschede, The Netherlands. 26 p.
- , de Brouwer, H.A.M., Mannaerts, C.M. and Valenzuela, C.R. 1994. Introduction to the use of geographical information system for practical hydrology. ITC. Publication 23. Enschede: UNESCO, International Hydrology programme and ITC.
- 1996. Remote sensing applications to hydrology, groundwater, *Hydrological Science Journal* 41(4), 549-61.
- Mendoza, M. E. 2002. Implicaciones del cambio de cobertura vegetal y uso del suelo en el balance hídrico a nivel regional. El caso de la cuenca del lago de Cuitzeo. Tesis de Doctorado. Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. p. 188
- , G. Bocco, E. López y M. Bravo. 2002. Spatial predicting Hydrology: status and implications in the estimation of hydrological processes for applied research. *Progress in Physical Geography*. 26(3): 271-290.
- Meza, M. 1980. Análisis morfoclimático de la cuenca del río Tlalnepantla. *Boletín* No. 10, p. 65-104. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Miller, D.H. 1997. Water at the surface of the earth. An Introduction to Ecosystem Hydrodynamics. Academic Press Inc. New York. p. 557
- Milne, 1988. Change detection análisis using landsat imagery. A review of methodology. Proceedings of IGARSS 88 Symposium, Edinburgh, Scotland, 13-16 Sept. 1988. Published by ESA Publications Division, August.
- Miranda F. y E. Hernández, X. 1963. Los tipos de vegetación de México y su clasificación. *Bol. Soc. Bot. Méx.* 28: 29-179.
- Mitchel, J.K., B.A. Engel, R. Srinivasan and S.S.Y. Wang. 1993. Validation of AGNPS for small watersheds using an integrated AGNPS/GIS system. *Water Resour. Bull.* 29(5):833-842.
- Mooser, F. y C. Molina. 1993. Nuevo Modelo Hidrogeológico para la Ciudad de México. *Boletín del Centro de Investigación Sísmica de la Fundación Barros Sierra*. Vol. 3, No. 1, México.
- Motzer, T. 2005. Micrometeorological aspects of a tropical mountain forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 135: 230-240.
- Morales, R. 1998. Estudio geohidrológico del Valle de Monte Alegre, Ajusco, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Colegio de Postgraduados. p. 82

- Moran, M.S. and R.D. Jackson. 1991. Assessing the Spatial Distribution of Evapotranspiration Using Remotely Sensed Inputs. *J Environ. Qual.* 20: 725-737.
- Moore, I. 1996. Hydrologic modeling and GIS In: GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues. Goodchild, M., L. Steyoert, B. Parks, C. Johnston, D. Maidment, M. Crane and S. Glendinning. (Eds.) GIS World Inc. p.143-148.
- Motzer, T. 2005. Micrometeorological aspects of a tropical mountain forest, *Agricultural and Forest Meteorology* 135: 230-240.
- Muchoney, D.M. and B.N. Haack. 1994. Change detection for monitoring forest defoliation. *Photogram. Eng. and Remot. Sens.* 60 (10): 1243-1251.
- Mukai, Y., T. Sugimura, H. Watanabe and K. Wakamori. 1987. Extraction of areas infested by pine bark beetle using Landsat MSS Data. *Photogram. Eng. and Remot. Sens.* 53: 77-81.
- Nanía, L. 2003. La cuenca y los procesos hidrológicos. Apuntes de clase de la asignatura Hidrología superficial y subterránea. Universidad de Granada. p. 62
- Nava, 2003. Los bosques de la cuenca alta del río Magdalena, D.F. México. Un estudio de vegetación y fitodiversidad. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias Universidad Nacional de México (UNAM), México. p. 66
- Ochoa, V. 2001. Geomorfología, clima y vegetación del valle de Tehuacan-Cuicatlán, Pue-Oax. México. Tesis de licenciatura en Biología. Facultad de Ciencias, UNAM. 80 p.
- Odgen F.L., B. Saghaflan and W.F. Krajewski. 1994. GIS-based channel extraction and smoothing algorithm for distributed hydrologic modeling. Proceedings of the 1994 Conference of the Hydraulic Division of the American Society of Civil Engineers. 237-241.
- Orellana, R. A. 1978. Relaciones clima-vegetación en la región Lacandona, Chiapas. Tesis de licenciatura en Biología. Facultad de Ciencias. UNAM. p. 124
- Oropeza, J.L. 1980. Evaluación de la erosión hídrica (sedimentos en suspensión) en las cuencas de los ríos Texcoco y Chapingo. Tesis de Maestría en Ciencias. Colegio de Posgraduados. Chapingo. México.
- Ortiz, D.C. 1996. Migración de compuestos inorgánicos derivados de un canal de aguas residuales de origen urbano e industrial a través de arcillas fracturadas hacia el acuífero subyacente, Chalco-Ixtapaluca, México. Tesis de Maestría en Ingeniería Ambiental. División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM. p. 78
- Osorio, M.L. 1984. Flora y vegetación de la parte superior de la Sierra de Monte Alto en el Valle de México. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 108 p.

- Palacios, O. 1986. El uso de modelos en irrigación y áreas afines. *Terra*. 4: 41-49.
- Palma, M., S. Cram, G. Bocco y A. Velásquez. 1999. Caracterización abiótica de la región de montaña del sur de la Cuenca de México. En: Biodiversidad de la región de montaña del sur de la cuenca de México (eds.) Velásquez y Romero. Universidad Autónoma Metropolitana. Unidad Xochimilco. México.
- Park, S., JJ. Feddema y S.L. Egbert. 2005. MODIS land surface temperature composite data and their relationships with climatic water budget factors in the central Great Plains. *Int. J. Remote Sensing*, 26 (6): 1127-1144.
- Perry, C.R. and L. F. Lautenschlager 1984. Procedures for change detection using Landsat. *Int. J. Remote Sensing*, 2: 277-291.
- Pimentel, J. 1989. Modelo matemático para simular el escurrimiento en una red de cauces. Tesis de maestría. Especialista en Hidrociencias. Colegio de Postgraduados. Montecillo, México. p. 70
- Quimpo, R.G. 1993. Distributed Models of the Watershed. Proceedings of the First International Conference on Hydro-Science and Engineering, held in Washington, D.C., June 7-11, 1993. S.S.Y. Wang (ed.) Advances in Hydro-Sciences and Engineering and School of Engineering. Vol 1 Part A. Center for Computational Hydoscience and Engineering and School of Engineering. The University of Mississippi, USA.
- Ragan, R.M y T.J. Jackson. 1980. Runoff synthesis using landsat and SCS model. *Journal of the Hydraulics Division. ASCE*. Vol. 106. No. HY5 Proc. Paper 15387. May 1980. 667-678.
- Rao, V.V. and A.K. Chakraborti. 2000. Water balance study and conjunctive water use planning in an irrigation canal command area: a remote sensing perspective. *Int. J. Remote Sensing*, 21(17): 3237-3238.
- Rewerts, C. 1992. Answers on GRASS: Integration of a Watershed Simulation with a Geographic Information System. Ph.D. thesis. Purdue University.
- Reyes, H., B. Vázquez, L. Olvera, C. Contreras y G. Galindo. 2005. La transformación de la cobertura arbórea y sus implicaciones en la modificación de los regímenes de precipitación y temperatura en la región Huasteca Potosina. Unión Geofísica Mexicana A.C. Boletín Informativo. Epoca II. Vol. 25. No. 1. Reunión anual 2005. UGM, SELPER, AGM. 30 de octubre – 4 de noviembre.
- Richards, J.A. 1984. Thematic mapping from multitemporal data using the principal components transformation. *Remote Sen. Environ.* 16: 25-46.
- Richards . J.A. 1986. Remote Sensing Digital Image Analysis. An Introduction. Springer-Verlag, Berlín Heidelberg 281p.

- Riordan, C.J. 1981. Change detection for resource inventories using digital remote sensing data. In proceedings of the National Workshop on In-Place Resource Inventories: Principles and Practices, University of Maine Orono, Maine. p. 278-283.
- Risse, L.M. , B.Y. Liu, and M.A. Nearing, M.A.1995. Using curve numbers to determine baseline values of Green-Ampt effective hydraulic conductivities. *Water Resources Bulletin*. 31 (1) 147 - 158.
- Robinove, C. J. 1982. Computation with physical values from Landsat digital data. *Photogram. Eng. and Remot. Sens.* 48: 781-784.
- Rodda, H.J., S. Demuth and V. Shanker. 1999. The application of a GIS based decision support system to predict nitrate leaching groundwater in southern Germany. *Geohydrological Science Journal* 44 (2): 221-261.
- Rodriguez, B. 1982. Predicción de los escurrimientos superficiales en los ecosistemas de la cuenca del río Texcoco. Tesis de Maestría en Ciencias. Colegio de Posgraduados., Chapingo, Edo. de México.
- Ruíz, A. 2001. Clima y cambio climático. Nivola, Madrid. 126 p.
- Rzedowski, J., G.Guzmán, A. Hernández-Corzo y R. Muñiz. 1964. Cartografía de los principales tipos de vegetación de la mitad septentrional del Valle de México. *An. Esc. Nal. Ciencias Biológicas*, México. 13: 31-57.
- Rzedowski, J. 1978. Vegetación de México. Ed. Limusa. S.A. México. p. 432
- Rzedowski, J. y G. Rzedowski. 1979. Flora Fanerogámica del Valle de México. CECOSA, S.A. de C.V. p. 403
- Saghafian, B. 1996. Implementation of a Distributed Hydrologic Model within GRASS. In: GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues. Goodchild, M., L. Steyoert, B. Parks, C. Johnston, D. Maidment, M. Crane and S. Glendinning. (Eds.) GIS World Inc. p. 205-208
- Santoyo, E., E. Ovando-Shelley, F. Mooser y E. León. 2005. Síntesis geotécnica de la cuenca del Valle de México. TGC geotecnia S.A. de C.V.
- Saraf, A.K., V.C. Goyal, A.S. Negi, B. Roy and P.R. Choudhury, 2000. Remote sensing and GIS techniques for the study of springs in a watershed in Garhwal in the Himalayas, India. *Int.J. of Remote Sensing*, 21(12): 2353-2361.
- Saraf, A.K., P.R. Choudhury, B. Roy, B. Sarma, S. Vijay and S. Choudhury. 2004. GIS based surface hydrological modeling in identification of groundwater recharge zones. *Int. J. of Remote Sensing*. 25(24): 5759-5770.
- SARH, 1994a. Plan de Manejo Parque Nacional Desierto de los Leones. México.

- Saxton, K.E. and LL. McGuinness. 1982. Evapotranspiration. In C.T. Haan, H.P. Johnson and D.L. Brakensiek (eds) Hydrologic Modelling of Small Watersheds. ASAE Monograph No. 5. Am. Soc. of Agric. Engineers. p. 533
- Serra, P., X. Pons y D. Souri. 2003. Post classification change detection with data from different sensors: some accuracy considerations. *Int. J. Remote Sensing*, 24(16): 3311 – 3340.
- Shahid, S., S.K. Nath and J. Roy. 2000. Groundwater potential modeling in a soft rock area using a GIS. *Int. J. Remote Sensing*, 21(9): 1919-1924.
- Shiklomanov, I.A. and O.I. and Krestovsky. 1988. The influence of Forests and Forest Reclamation Practice on Streamflow and Water Balance. In: Reynolds E.R.C. and F.B. Thompson (eds). Forests, Climate and Hydrology. Regional Impacts. The United Nations University.
- Singh, A. 1989. Digital change detection techniques using remotely sensed data. *Int. J. Remote Sensing*, 6(6): 883-896.
- and A. Harrison. 1985. Standardized Principal Component. *Int. J. Remote Sensing*, 24(16):3311 – 3340.
- Smit, S. 1985. Introduction to forest hydrology and watershed management. Department of Forestry. International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC) Enschede, The Netherlands. p. 36
- Smith, M.B. and Vidmar, A. 1994. Data Set Derivation for GIS - Based Urban Hydrological Modeling. *Photogram. Eng. and Remot. Sens.* 60 (1): 6776.
- Sosa, A. 1952. Parque Nacional Desierto de los Leones (Los Parques Nacionales de México). Secretaría de Agricultura y Ganadería. Dirección General Forestal y de Caza. México, D.F.
- Soto, M. 1985. Relación clima-planta en el estado de Veracruz. Tesis de Doctorado en Ciencias (Biología) Facultad de Ciencias. UNAM. México, D.F. p. 70.
- Soto, M., L. Giddings and M. Gómez. 1996. Algunos usos de bioclimas: un sistema especializado de información geográfica. *Investigaciones Geográficas Boletín del Instituto de Geografía.* , Núm especial 4: 63-84.
- Srinivas, A., B. Venkatesuara, R.A., V. S Gurunaddaia Rao. 1999. Recharge process and aquifer models of a small watershed. *Hydrological Science Journal* 44 (5): 681-692.
- Srinivasan, R. 1992. Spatial decision support system for assessing agricultural nonpoint source pollution using GIS. Ph.D. Dissertation. Agr. Eng. Dept. Purdue Univ., West Lafayette, IN.
- Srinivasan, R., J. Arnold, W. Rosenthal and R.S. Muttiah. 1996. Hydrologic modeling of Texas Gulf Basin Using GIS. In: GIS and Environmental Modeling: Progress and

- Research Issues. Goodchild, M., L. Steyoert, B. Parks, C. Johnston, D. Maidment, M. Crane and S. Glendinning. (Eds.) GIS World Inc. p. 213-217.
- Star J. L., J.E. Estes and K.C. McGwire. 1997. Integration of Geographic Information Systems and Remote Sensing.
- Stuebe, M.M. and D.M. Johnston. 1990. Runoff volume estimation using GIS techniques. *Water Resour. Bull.* 26 (4): 611-620.
- Su, Z. 2000. Remote sensing of land use and vegetation for mesoscale hydrological studies. *Int. J. Remote Sensing*, 21(2): 213-233.
- Tim, U.S. and R. Jolly. 1994. Evaluating Agricultural Nonpoint-Source Pollution Using Integrated Geographic Information Systems and Hydrologic/ Water Quality Model. *J Environ. Qual.* 23: 25-35.
- Tinker, D.B., C.A.C. Resor, G. P. Beauvais, K.F. Kipfmüller, Ch. I. Fernandes and W.L. Baker. 1998. Watershed analysis of forest fragmentation by clearcuts and roads in a Wyoming forest. *Landscape Ecology* 13:149-165.
- Torres, S. 2004. Deterioro Ambiental en el Parque Nacional Desierto de los Leones, D.F. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), p. 86
- Torres-Benites, E. 2000. Comparación de los modelos de simulación hidrológica SWRBB y SWAT en la cuenca “El Tejocote”, Atlacomulco, Estado de México. Tesis de maestría. Especialidad en Edafología. Colegio de Postgraduados.
- Torres-Benites, E., D.F. Fernández-Reynoso, J.L. Oropeza-Mota y E. Mejía-Sáenz. 2004. Calibración del modelo hidrológico SWAT en la cuenca “El Tejocote”, Atlacomulco, Estado de México. *Terra Latinoamericana* 22: 437-444.
- Torres-Benites, E., E. Mejía-Sáenz, J. Cortés-Becerra, E. Palacios-Vélez y A. Eusebio-García. 2005. Adaptación de un modelo de simulación hidrológica a la cuenca del río Laja, Guanajuato, México. *Agrociencia* 39: 481-490.
- Trejo, I. 1998. Distribución y diversidad de selvas bajas de México: Relaciones con el clima y el suelo. Tesis de Doctorado en Ciencias (Biología). UNAM. 207p. México, D.F.
- Tucker, C.J. 1978. A comparison of satellite sensor bands for vegetation monitoring. *Photogram. Eng. Remot. Sens.* 44: 1369-1380.
- Turcotte, R., J.P. Fortin, A.N. Rousseau, S. Masicotte and J.P. Villeneuve. 2001. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology* 240: 225-242.
- USDA. 1986. Urban hydrology for small watersheds. Conservation Engineering Division. Technical release 55.



- USDA Forest Service. 1990. State of the art Methodology of Forest Inventory: A Symposium Proceedings. USDA Forest Service. Pacific Northwest Research Station. General Technical Report. Syracuse, New York. July 30-August 5, 1989.
- Velásquez, A. 1992. Landscape ecology-vegetation map of Tlaloc and Pelado volcanoes, México. *ITC Journal*, (3): 213-227.
- Velázquez, A. y Romero, F. 1999. Biodiversidad de la región de montaña del sur de la cuenca de México (eds) Universidad Autónoma Metropolitana. Unidad Xochimilco. México. 351 p.
- Verstappen, H.Th. 1988. Remote Sensing in geomorphology. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam. 214 p.
- Vidal, R. 1980. Algunas relaciones clima-cultivos en el estado de Morelos. Tesis de maestría. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. 95p.
- Vieux, B.E. 1993. Distributed Modelling of storm water runoff using digital elevation models and GIS. Proceedings of the First International Conference on Hydro-Science and Engineering. S.S.Y. Wang (ed.) Advances in Hydro-Science and Engineering. Vol 1. Center for Computational Hydroscience and Engineering and School of Engineerign. The University of Mississippi. U.S.A.
- Vieux B.E. and N. Gauer, 1994. Finite-Element Modeling of Storm Water Runoff Using GRASS GIS. *Microcomputers in Civil Engineering* 9: 263-270.
- Warwick, J.J. and S.J. Hanes. 1994. Efficacy of ARC/INFO GIS. Application to Hydrologic Modeling. *Journal of Water Resources Planning and Management*. 120 (3): 366-381.
- Wehde, M. 1982. Grid Cell Size in Relation to Errors in Maps and Inventories Produced by Computerized Map Processing. *Photogram. Eng. and Remot Sens.* 48 (8): 1289-1298.
- Wu, R., L. Yi-Shao and L. Cheng-Hsung. 1994. Combination of an automated channel network extracting system and a distributed watershed model in estimation of rainfall runoff processes. Proceedings of the 1994 ASCE National Conference on Hydraulic Engineering; Buffalo, N.Y., USA; 1994 Aug 1-5.
- Young, R.A., C.A. Onstad, D.D. Bosh and W.P. Anderson. 1989. AGNPS, a Non-Point Source Pollution Model for Evaluating Agricultural Watersheds. *J Soil Water Conserv.* 44:168-173.
- Yuan D., C.D. Elvidge and R.S. Lunetta. 1998. Survey of multispectral methods for landcover change analysis. In: Remote Sensing Change Detection Environmental Monitoring Methods and applications p. 21-39. Ann. Arbor. Press Inc.
- Yunhao, C. L. Xiaobing, L. Jing, S. Peijun and D. Wen. 2005. Estimation of daily evapotranspiration using a two layer remote sensing model. *Int. J. Remote Sensing*, 26 (8) : 1755-1762.

- Zech, Y., X. Sillen, C. Debources and A. van Hauwaert. 1994. Rainfall-Runoff Modeling of Partly Urbanized Watersheds. Comparison between a distributed model using GIS and other model sensitivity analysis. *Wat. Sci. Tech.* 29 (1-2): 163-170.
- Zhang, H., C.T. Haan, D.L. Nofziger. 1990. Hydrologic modeling with GIS: An Overview. *Appl. Eng. Agric.* 6(4):453-457.
- Zonneveld, I.S. 1995. Land Ecology. SPB Academic Publishing, Amsterdam. 90 p.