

MODELACIÓN DEL CICLO TÉRMICO-HIDROLÓGICO DE LA CUENCA  
LERMA-SANTIAGO-PACIFICO.

Gastón Santisteban Martínez.

Agosto 2006.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

1. Datos del alumno

Santisteban  
Martínez  
Gastón  
56612443  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Facultad de Ciencias  
Física  
09757676-5

2. Datos del tutor

Dr.  
Víctor Manuel  
Mendoza  
Castro

3. Datos del sinodal 1

M. en C.  
Manuel René  
Garduño  
López

4. Datos del sinodal 2

Dr.  
Jorge  
Fujioka  
Rojas

5. Datos del sinodal 3

Dra.  
Elsa Elba  
Villanueva  
Urrutia

6. Datos del sinodal 4

Fís.  
Margarita  
Sánchez  
y Sánchez

7. Datos del trabajo escrito.

Modelación del ciclo Térmico-Hidrológico de la cuenca Lerma-Santiago-Pacífico.

41 p.  
2006.

## AGRADECIMIENTOS

El Autor agradece al grupo de Teoría del Clima del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, en particular al Maestro Rene Garduño y al Dr. Víctor Manuel Mendoza por el apoyo incondicional a lo largo de esta tesis, además se agradece el apoyo recibido por SEMARNAT y CONACYT dentro del convenio C01-0150 “Disponibilidad del Agua Superficial y Vulnerabilidad de las Cuencas Hidrológicas Lerma-Santiago-Pacífico y Balsas ante el Cambio Climático” y por último a la Comisión Nacional del Agua y el Servicio Meteorológico Nacional por facilitarnos las bases de datos de los sistemas SICLIM y CLICOM necesarias para la realización de este trabajo.

*“Agua que no corre, es charco.....”*  
*Filósofo de Güemes.*

## INDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	2
1.1 Agua .....	3
1.2 Agua en México .....	4
1.3 Agua en el Mundo .....	5
1.4 Ciclo Hidrológico.....	6
1.5 Zona de estudio .....	8
2. EL MODELO Y EL METODO	
2.1 Base de datos .....	12
2.2 Descripción del Modelo .....	14
2.3 Método de integración .....	20
3. RESULTADOS	
3.1 Validación del Modelo.....	22
3.2 Elementos del Ciclo Hidrológico.....	25
3.3 Sensibilidad Climática.....	29
4. Conclusiones.....	34
Apéndice 1.....	35
Apéndice 2.....	37
BIBLIOGRAFIA.....	39

## 1. INTRODUCCIÓN.

*El agua* es el recurso natural más importante que existe en la naturaleza. En nuestro país, este recurso está distribuido naturalmente de manera muy contrastante, tres cuartas partes de la población (en la parte centro-norte) tienen acceso de una tercera parte del agua disponible, mientras que al sur la cuarta parte restante dispone de lo demás. Para cuestiones de estudio sobre el agua, el país está dividido en regiones hidrológico-administrativas, la zona de estudio de este trabajo es la región Lerma-Santiago-Pacífico, ésta, es una de las regiones más importantes de nuestro país debido a su población y localización; dentro de esta región vive una quinta parte del total nacional, además de ser una de las surtidoras del agua utilizada para el abasto de la zona metropolitana de la Ciudad de México con casi otra quinta parte de la población nacional.

El *ciclo hidrológico* es el principal mecanismo de transporte, destilación y distribución de agua sobre el planeta, además de ser eficaz ya que este es gratuito y a domicilio. Para tener un mejor aprovechamiento de este recurso natural, es importante darnos una idea de cómo es que este mecanismo trabaja; el agua se evapora, se precipita, se infiltra, escurre y se vuelve a evaporar, cuantificar el agua de cada una de estas etapas del *ciclo hidrológico* es, a primera aproximación, lo que buscamos en este trabajo. El clima y la hidrología están íntimamente relacionados; para poder entender mejor como la precipitación y la temperatura afectan a la escorrentía y la evapotranspiración, la modelación por computadora es una herramienta que muchos científicos han empezado a tomar en serio.

En este trabajo se presentan los resultados de la modelación del ciclo térmico-hidrológico para el clima presente (1971-2000), en la Región Hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico para la cual usamos el *Modelo Térmico-Hidrológico del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, (MTH)*. El modelo calcula la temperatura media del suelo así como su humedad, los flujos de calor sensible y latente, la evapotranspiración potencial y la real, la escorrentía superficial y sub-superficial, estos resultados sirven además, para darnos una idea del agua disponible de la región y el índice de aridez.

El MTH fue desarrollado en el Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la UNAM, México, por Mendoza V. M. (Mendoza et al. 1997, 2002)[6][7] como parte del proyecto denominado “Estudio de país: México, México ante el cambio climático”, financiado por la Agencia de Protección del Medio Ambiente de los Estados Unidos en 1997. Éste se utilizó para determinar la vulnerabilidad del país en sus recursos hídricos ante futuros cambios climáticos en precipitación y temperatura del aire. Este modelo no-lineal consiste en dos ecuaciones de balance, una ecuación de conservación de energía térmica o energía almacenada en el suelo, y es utilizada para calcular la temperatura media mensual del suelo en función de su humedad; la otra ecuación es de balance de agua en el suelo y es utilizada para calcular la humedad del suelo en función de su temperatura, de esta manera ambas ecuaciones quedan acopladas.

## *1.1-El agua.*

En la naturaleza existe agua con sales en diferentes grados de concentración, en un extremo, el agua dulce que aunque dulce contiene sales en pequeñas cantidades. El agua pura (H<sub>2</sub>O) no existe en la naturaleza. En el otro extremo esta el agua de mar, especialmente la de algunos mares como el Mar Muerto. El agua dulce está en la atmósfera, en los acuíferos subterráneos y en los mantos freáticos, así como en la superficie continental; la salada puede ser mineral, geotermal y oceánica. Naturalmente el agua no solo se encuentra en la hidrósfera, también forma parte de la criósfera (conjunto de casquetes polares y alpinos) y es componente destacado de la biosfera, la litosfera, etc. Entre todos estos ámbitos el agua circula y se da el ciclo hidrológico, que es un complejo mecanismo de transporte, bombeo y destilación de agua cuyo tema tocaremos mas adelante. Otros procesos naturales que potabilizan el agua son la congelación del mar en los casquetes polares y la filtración a través de la litosfera. La Atmósfera contiene agua en sus tres fases o estados físicos: sólido, líquido y gas. Las formas sólidas son la nieve y el granizo, también los cristales de hielo en las nubes altas; las liquidas son la lluvia, las nubes y la niebla. Finalmente, el vapor de agua es un gas, que aunque invisible, se encuentra en grandes cantidades en la atmósfera.

El agua tiene tres atributos: cantidad, calidad y disponibilidad; la deficiencia en cualquiera de ellos produce problemas. Más que los sistemas artificiales destinados a dar al agua esos atributos, el ciclo hidrológico natural es el mecanismo mas eficiente (y, por consiguiente mas barato) para obtenerlos.

“La lluvia provee gratuitamente agua de calidad aceptable para la mayoría de los usos, especialmente para el agrícola que es el dominante (de temporal directamente y de riego indirectamente); además, su disponibilidad es magnífica, dado que la lleva a domicilio y sin bombeo; finalmente, aunque en general es suficiente y manejable, su irregularidad asociada al clima puede hacerla escasa o torrencial, siendo perjudiciales ambos extremos. Por otro lado, la infiltración a los mantos acuíferos subterráneos suministra agua de alta calidad; su disponibilidad es regular en tanto que no depende del clima tan directamente, pero es baja en tanto que requiere de bombeo” (Garduño, 2004)[9].

En algunos lugares, dada su regular disponibilidad, se olvida el hecho que el agua almacenada en los mantos acuíferos esta relacionada fuertemente con la escorrentía superficial y sub-superficial, haciendo uso de ésta excesivamente, interfiriendo con el ciclo hidrológico natural de la zona.



## 1.2-Agua en México.

México tiene una extensión territorial de 1,959.2 miles de Km<sup>2</sup>, y una población de 104.78 millones de habitantes, la disponibilidad natural media total de agua es de 476,456 hm<sup>3</sup>, el escurrimiento natural medio superficial total de 398,962 hm<sup>3</sup> y una recarga media total de acuíferos de 77,494 hm<sup>3</sup> (Fuente: Estadísticas del agua en México; Semarnat, CNA, 2004)[4]

En el uso de agua, tomada o extraída de los ríos, lagos, acuíferos y manantiales, el adjetivo consuntivo implica consumo. En México los usos consuntivos son, en orden de importancia: agrícola (de riego), público (abastecimiento urbano y domestico), industrial y pecuario, se toma en cuenta también el uso de agua para la generación de energía eléctrica aunque este uso es no consuntivo.

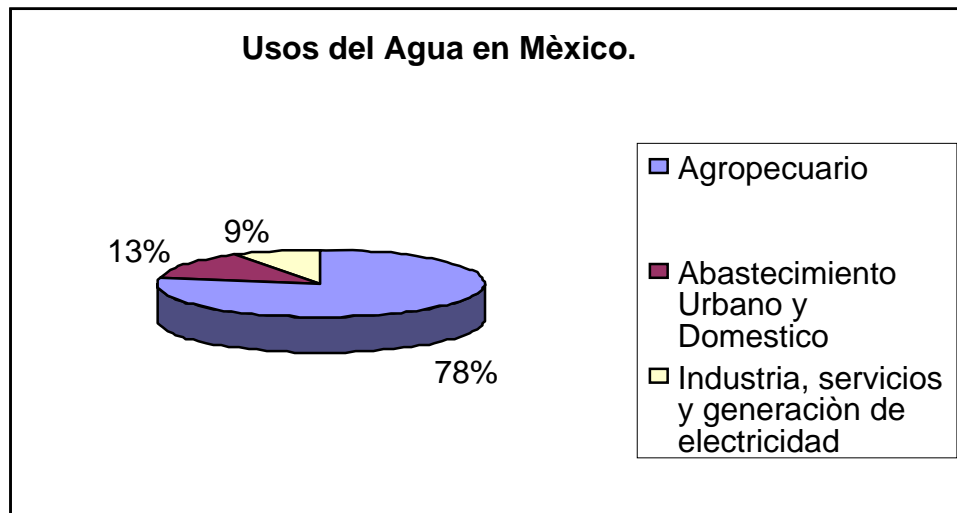


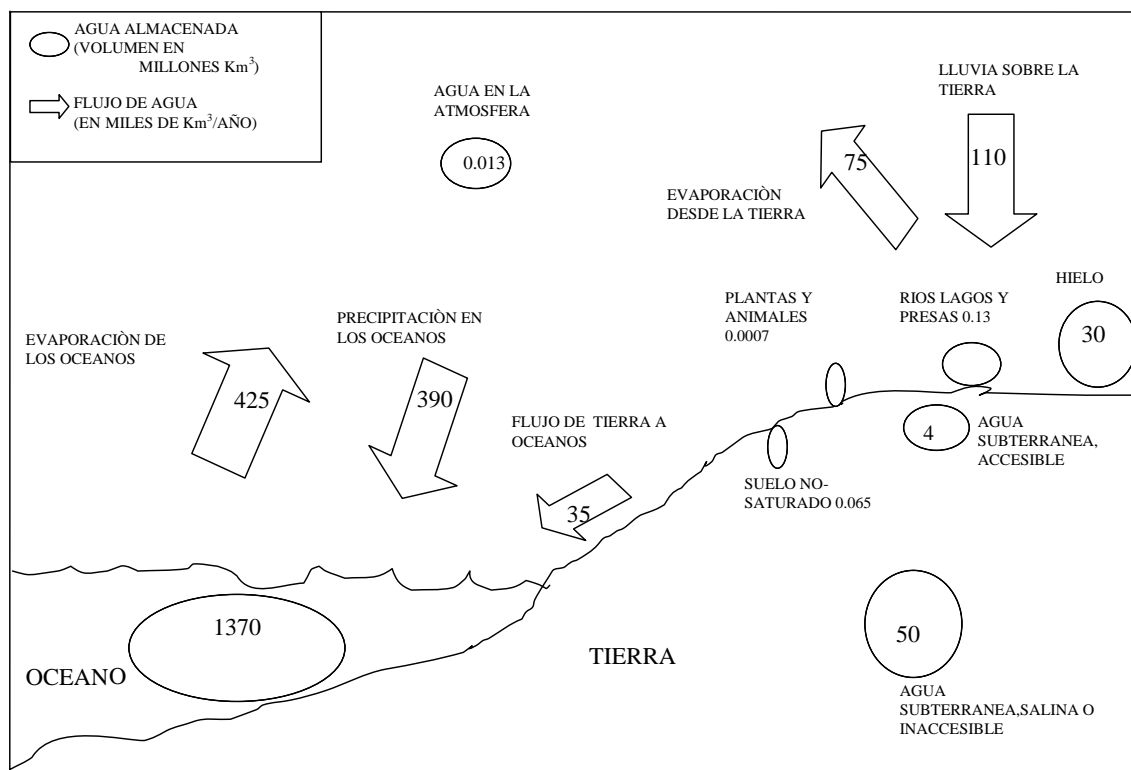
Figura 1. Usos del Agua en México. (R. Garduño, 2004)[8].

El agrícola, como uso consuntivo mayoritario en México es muy ineficiente, pues el sector agrícola consume el 78 por ciento del agua extraída y sólo rinde el 4 por ciento del producto interno bruto (PIB) y ocupa al 8.5 por ciento de la población total. El abastecimiento urbano también es muy defectuoso, dado que se pierde por fugas alrededor de 40 por ciento del agua.

El agua, la población y el Producto Interno Bruto del país están distribuidos de manera muy contrastante. En el centro y norte de México se dispone sólo del 32 por ciento de la escorrentía nacional y en esa porción del territorio vive el 77 por ciento de la población y se genera el 86 % del producto interno bruto; contrariamente, en el sur y oriente se tiene el 68 % de la escorrentía, sólo habita el 23 % y se da el 14 % del PIB. (Fuente: Estadísticas del agua en México; Semarnat, CNA, 2004)[4]

### 1.3-Agua en el Mundo.

Se calcula que en el mundo hay aproximadamente 1400 millones  $\text{Km}^3$  de agua, de esta cantidad el 97.5% es agua salada que se encuentra en los océanos primordialmente. Sólo el 2.5% es agua dulce que puede ser usada por plantas, animales y humanos. Sin embargo, cerca del 90% del agua dulce del mundo se encuentra congelada en los casquetes polares, sobre todo en el Antártico, de tal manera que solo el 0.26% del agua del mundo está disponible para el uso humano y de otros organismos vivientes y solo el 0.013% de ésta aproximadamente, está disponible en ríos, lagos y presas. Para darnos una idea de donde se encuentra el agua del mundo podemos observar la figura 2.



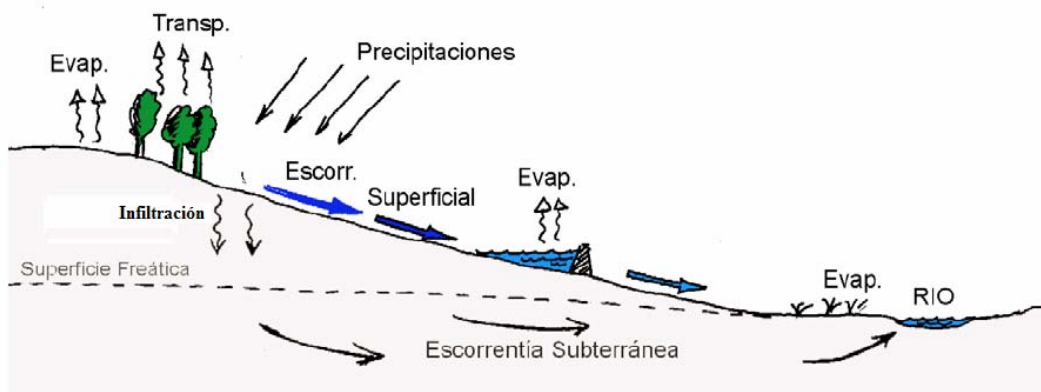
**Figura 2. Almacenamiento y flujos de agua en el mundo. (F. J. Sánchez, 2002)[10].**

#### 1.4- El ciclo hidrológico.

Se le llama ciclo hidrológico al movimiento general del agua, ascendente por evaporación y descendente por precipitación primero, y escorrentía superficial, sub-superficial después.

No es tan simple como que el agua se evapora en los océanos y se precipita en el continente, como se ve en la figura anterior (Figura 2), el agua se evapora y se precipita en los océanos y la tierra, aunque es cierto también que la evaporación predomina en los océanos y la precipitación en el continente.

La escorrentía sub-superficial es más lenta que la superficial, su lentitud (a veces inmovilidad) le da al ciclo hidrológico ciertas características, el retardo que lleva el agua en su curso hacia el mar es el que permite que el río lleve agua aun en época de secas.



**Figura 3. Ciclo hidrológico de una cuenca.**

En la figura anterior (Figura 3.), se muestra un esquema del ciclo hidrológico en una cuenca, dado que es un ciclo podríamos empezar el recorrido en cualquiera de las etapas, pero iniciaremos con la precipitación ya que es la que se antoja de manera intuitiva, mas adelante veremos en los resultados que la precipitación domina fuertemente a los demás componentes del ciclo hidrológico.

**1) Evaporación:** De la lluvia que cae a la superficie una parte se evapora (charcos y superficies que retienen el agua como la vegetación) antes de ser retenida por el suelo.

La parte que es retenida por el suelo, a su vez, puede seguir los siguientes caminos:

a) **Evaporación:** Parte se evapora de la superficie del suelo húmedo directamente.

b) **Transpiración:** Otra parte del agua retenida es absorbida por las raíces de la vegetación, de la cual usan un poco y la mayor parte la transpiran.

A la suma de a) y b) se le llama **Evapotranspiración** y esta es la parte que se reporta en este como en la mayoría de los trabajos sobre el ciclo hidrológico, debido a que es más fácil de cuantificar la suma que cada una de sus componentes por separado y lo que interesa es la cantidad de agua que se pierde a la atmósfera.

**2) Escorrentía Sub-superficial (Subterránea):** Esta es la parte del agua retenida por el suelo que no fue evapotranspirada, y por infiltración alimenta subterráneamente al río, aun en época de secas, se le llama también escorrentía base.

**3) Escorrentía superficial:** Es la parte de la lluvia que no se evaporó y no fue retenida por el suelo, esta escurre superficialmente hasta llegar al mar, aunque antes de eso le puede suceder que sea retenida por presas y lagos, en donde se evapora otra vez.

### 1.5 Zona de estudio.

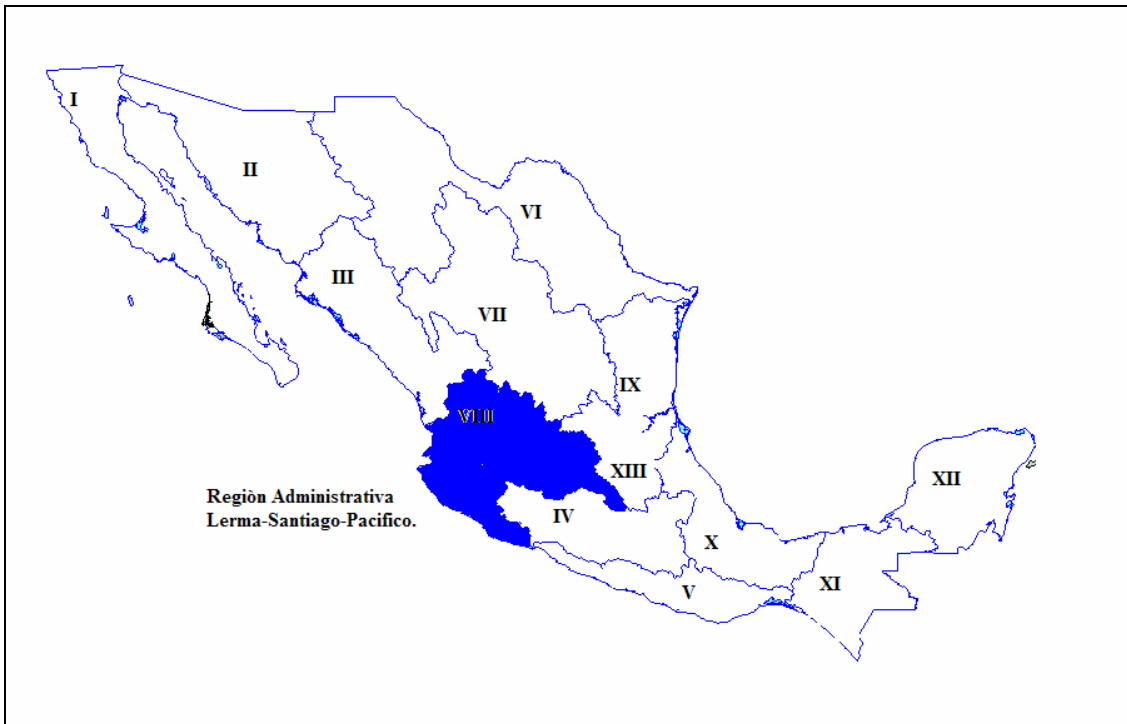
*“Una Región Hidrológica es un área territorial conformada en función de sus características morfológicas, orográficas e hidrológicas, en la cual se considera a la cuenca hidrológica como la unidad básica para la gestión de los recursos hídricos, cuya finalidad es el agrupamiento y sistematización de la información, análisis, diagnóstico, programas y acciones en relación con la ocurrencia del agua en calidad y cantidad, así como su explotación, uso y aprovechamiento. Normalmente una región hidrológica esta integrada por una o mas cuencas hidrológicas, por tanto, los limites de la región hidrológica son en general distintos en relación con la división política por estados, distritos y municipios. Una o más regiones hidrológicas integran una Región Hidrológico-Administrativa.*

*Una Región Hidrológico-Administrativa es el área territorial definida de acuerdo con criterios hidrológicos, integrada por una o más Regiones Hidrológicas, en la cual se considera a la cuenca hidrológica como una unidad básica para la gestión de los recursos hídricos y el municipio representa, como en otros instrumentos jurídicos, la unidad mínima de gestión administrativa en el país.”*

(LEY DE AGUAS NACIONALES)[12].

La zona de estudio de este trabajo es la Región Hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico, la cual está compuesta por todas las cuencas hidrológicas de las regiones hidrológicas 12, 13, 14, 15, 16 y 17 (figura 6) y su área (190,196 Km<sup>2</sup>), es igual al área total de todas estas cuencas. Para esta región hidrológica compuesta, hemos usado el mismo nombre de la Región Hidrológico-Administrativa Lerma-Santiago-Pacífico, cuya extensión territorial continental es de aproximadamente 190,400 Km<sup>2</sup> (Estadísticas del Agua en México, 2004.)[4], algo mayor que el área de la región de estudio Lerma-Santiago-Pacífico. Las regiones hidrológico-administrativas están formadas por las agrupaciones de regiones hidrológicas (en este caso de la 12 a la 17) pero conservando municipios completos, por esta razón el área no corresponde en general al área total de las agrupaciones de regiones hidrológicas en cuestión.

La Región Hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico está localizada en la parte occidente-central de la República Mexicana, entre 99.3-126.67 grados longitud oeste y 17.92-23.47 grados latitud norte, comprende gran parte de la zona del Bajío, Jalisco y el Pacífico Central (Figura 4). Hacia el norte colinda con las Regiones Administrativas Pacífico Norte (III) y Cuencas Centrales del Norte (VII), al este con las Regiones Administrativas Golfo Norte (IX) y Valle de México (XIII), y al sur con la Región Administrativa Balsas (IV). (Figura 4.)



**Figura 4. Regiones Hidrológico-Administrativas de la Republica mexicana (CNA).**

La región se extiende en los estados de Jalisco, Guanajuato, Zacatecas, Michoacán y Nayarit con 40, 14, 14, 13 y 9 % de la zona respectivamente y en menor proporción el estado de México, Aguascalientes, Sinaloa y Colima con el 3% cada uno y Querétaro con el 1%. (CNA, 2002)[4]



**Figura 5. Estados comprendidos dentro de la Región Hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico.**

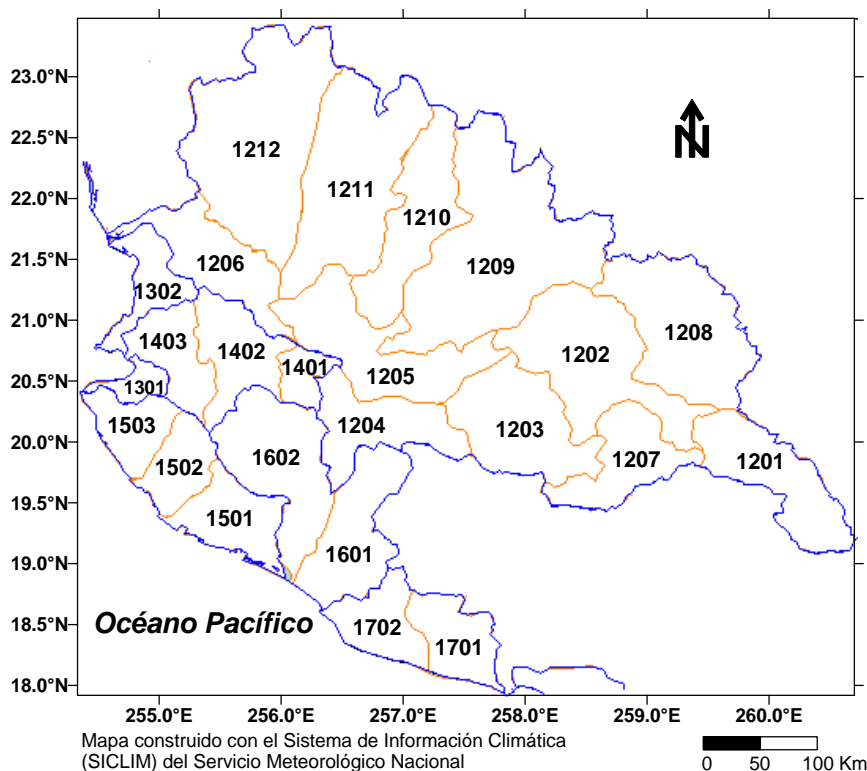
La zona de estudio está integrada por seis regiones hidrológicas (Figura 6.):



**Figura 6. Regiones hidrológicas que comprenden la Región Hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico.**

Las regiones hidrológicas Lerma-Santiago con 69.9%, Huicicila con 2.8%, Ameca 6.4%, Costa de Jalisco con 6.8%, Armeria-Coahuayanas con el 9.3% y Costa de Michoacán con el 4.8% del total (190,196 Km<sup>2</sup>) de la región Lerma-Santiago-Pacífico.

Cada región hidrológica está delimitada topográficamente por zonas altas llamadas comúnmente parte-aguas, existen además de éstos, parte aguas secundarios dentro de la región hidrológica los cuales delimitan zonas interiores llamadas cuencas hidrológicas (en otros trabajos le llaman cuencas a las regiones y sub-cuencas a las cuencas). En total la zona de estudio cuenta con 24 cuencas hidrológicas las cuales se muestran en la figura siguiente (Figura 7).



**Figura 7. Principales cuencas de la Región Hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico.**

En la tabla siguiente se muestran la clave, nombre y extensión de cada una de las 24 cuencas en la zona de estudio:

<b>CLAVE OFICIAL</b>	<b>NOMBRE DE LA CUENCA</b>	<b>EXTENSIÓN (Km<sup>2</sup>)</b>
<b>12</b>	<b>Región Hidrológica Lerma-Santiago</b>	<b>132 916</b>
1201	R. Lerma-Toluca	8 017
1202	R. Lerma-Salamanca	12 335
1203	R. Lerma Chapala	9 569
1204	L. Chapala	6 366
1205	R. Santiago-Guadalajara	9 609
1206	R. Santiago-Aguamilpa	6 844
1207	L. Pátzcuaro-Cuitzeo-Yuriria	6 108
1208	R. Laja	12 156
1209	R. Verde Grande	20 730
1210	R. Juchipila	8 495
1211	R. Bolaños	14 742
1212	R. Huaynamota	17 945
<b>13</b>	<b>Región Hidrológica Huicicila</b>	<b>5 225</b>
1301	R. Caule-Pitillal	1 723
1302	R. Huicicila-San Blas	3 502
<b>14</b>	<b>Región Hidrológica Ameca</b>	<b>12 255</b>
1401	R. La Vega-Cocula	1 946
1402	R. Ameca-Atenguillo	5 755
1403	R. Ameca-Ixtapa	4 554
<b>15</b>	<b>Región Hidrológica Costa de Jalisco</b>	<b>12 967</b>
1501	R. Chapala-Purificación	5 353
1502	R. San Nicolás-Cuitzamala	3 654
1503	R. Tomatlán-Tecuan	3 960
<b>16</b>	<b>Región Hidrológica Armeria Coahuayana</b>	<b>17 628</b>
1601	R. Coahuayana	7 747
1602	R. Armeria	9 881
<b>17</b>	<b>Región Hidrológica Costa de Michoacán</b>	<b>9 205</b>
1701	R. Nexpa y otros	4 483
1702	R. Cachan, Coalcoman y otros	4 722
<b>VIII</b>	<b>Región Hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico*</b>	<b>190 196</b>

TABLA-1. Clave, nombre y extensión territorial en Km<sup>2</sup> de las cuencas y regiones hidrológicas que comprenden la zona de estudio (RH-LSP).

El modelo térmico-hidrológico (MTH) utilizado en este trabajo hace el balance total de toda la zona de estudio, así como el balance de cada una de las cuencas en cuestión.

La región cuenta con una población de 19 millones de habitantes, el 20% del total nacional. De la población total de la región el 75% es urbana y el resto rural.

Las actividades productivas se concentran en la zona conocida como El Bajío, con su producción agrícola y sus industrias que se desarrollan principalmente en las ciudades de Toluca, Querétaro, Aguascalientes y Guadalajara. En contraste, en las cuencas costeras del Pacífico, el desarrollo económico es aún bajo.

Por último es importante señalar que en la zona se destina el 81% del agua extraída para uso agropecuario, el 11% al abastecimiento público y el 8% a la industria autoabastecida. (Agua y Desarrollo en México, 2002)[13].



## 2. EI MODELO Y EL MÉTODO.

### 2.1 Base de datos.

El MTH es aplicado a la Región Hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico\* en el escenario de *Clima Presente*, constituido por variables promediadas en períodos de 30 años de 1971 al 2000.

De acuerdo con la Organización Meteorológica Mundial las normales climatológicas estándar se definen como medias de datos climatológicos, calculados para períodos de 30 años consecutivos; para el caso de que las estaciones no tengan suficientes registros para un periodo de 30 años, las normales climatológicas podrán calcularse siempre y cuando el período considerado sea superior a 10 años.

En nuestro caso logramos constituir una base de datos diarios de temperaturas máxima y mínima (°C) y de precipitación (mm.), para un periodo de 30 años, mencionado arriba, y así contar con un clima con normales climatológicas *casi-estándar*.

Los datos de temperatura y precipitación se obtuvieron del Sistema de Información Climática (SICLIM), del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) y del Sistema de Información Climática Mundial CLICOM, obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Las estaciones meteorológicas se escogieron de tal manera que cubrieran la mayor parte de la región hidrológica, eliminando aquellas estaciones con más del 15% de datos faltantes. De esta manera para el *Clima Presente* se encontraron 61 estaciones en la Región Hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico (Figura 8).

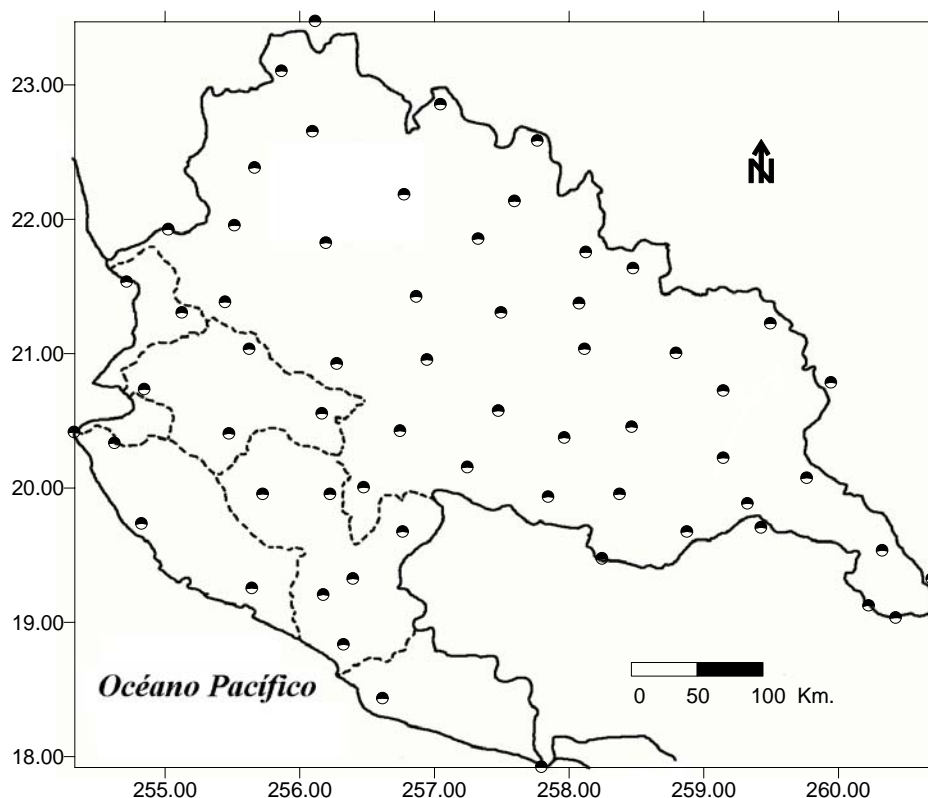


Figura 8. Estaciones Climatológicas utilizadas para generar la base de datos en la Región Lerma-Santiago-Pacífico.

Con el promedio aritmético de la temperatura máxima y mínima diarias se calculó la temperatura media diaria. Dado que el modelo utiliza variables mensuales,

con la temperatura media diaria se calculó la temperatura media mensual del aire en superficie y con la lámina de precipitación diaria se calculó la lámina de precipitación mensual acumulada.

Para generar el ciclo anual de la temperatura y de la humedad del suelo, así como de los flujos de calor y agua, se resuelven las ecuaciones acopladas de balance de energía y agua (ecuaciones (1) y (2) Capítulo 2.2), usando siete variables mensuales de entrada: la temperatura del aire  $T_a$ ; la humedad relativa del aire,  $U_a$ ; y la intensidad del viento  $|V_a|$ , estas tres variables medidas en la superficie; la cubierta fraccional de nubes,  $\varepsilon$ ; la precipitación  $P$ , la radiación global recibida en la superficie del suelo en condiciones de cielo claro,  $R_0$ ; y el albedo de la superficie  $\alpha_s$  en condiciones de suelo seco y húmedo.

Para los valores de las variables climáticas  $U_a$ ,  $|V_a|$  y  $\varepsilon$  usamos los datos del Atlas del Agua de la República Mexicana (1976)[2]. Debido a que los datos del Atlas del Agua de la República Mexicana están dados por estados, se hizo una interpolación de los datos con el software “Surfer 32” usando el método de Krigging con el fin de obtener los valores interpolados en los mismos puntos coordenados en los que están las estaciones seleccionadas del sistema SICLIM, de donde se obtuvieron los valores de Temperatura máxima, mínima y precipitación. Los valores de radiación global recibida en la superficie del suelo en condiciones de cielo claro,  $R_0$  fueron obtenidos de los archivos del Modelo Termodinámico del Clima (Adem, 1964)[1]; mientras que los valores del albedo de la superficie del suelo  $\alpha_s$  fueron obtenidos en CCA. A estos últimos se les aplicó el mismo tratamiento que a los datos obtenidos del Atlas del Agua, con el fin de homogeneizar los puntos coordenados. Todos estos datos después se interpolaron a una malla regular de 550 puntos ( $25 \times 22$  puntos) mostrados en la figura siguiente.

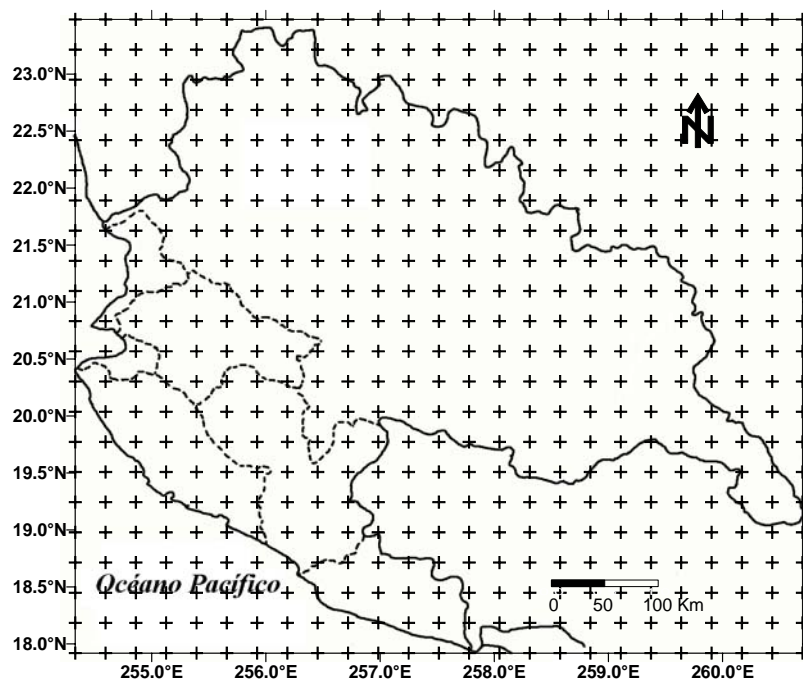


Figura 9. Malla regular de 25 por 22 puntos (550), utilizada por el MTH para la región Lerma-Santiago-Pacífico\*.

La distancia entre puntos es de 27.67 Km., ésta es aproximadamente la distancia que hay entre las dos estaciones climatológicas más cercanas de la figura 8.

## 2.2 Descripción del Modelo.

Las ecuaciones principales del modelo no-lineal de balance mensual de agua MTH son la ecuación de balance energía aplicada a una delgada capa de suelo y la ecuación de balance de agua. Estas dos ecuaciones están acopladas vía la temperatura superficial del suelo y el déficit de humedad del suelo.

La temperatura mensual del suelo se calcula con la ecuación de balance de energía:

$$0 = E_s - G_2 - G_3 - G_s \dots \dots \dots (1)$$

donde  $E_s$  es la radiación neta;  $G_2$  el flujo de calor sensible cedido a la atmósfera por el transporte vertical turbulento;  $G_3$  el flujo de calor latente en la superficie del suelo y  $G_s$  el flujo de calor sensible por conducción en la superficie inferior de la capa delgada de suelo, es decir, el flujo de calor hacia el subsuelo.

El cambio mensual en el déficit de humedad es calculado de la ecuación de balance de agua:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = E + Q - P \dots \dots \dots (2)$$

donde  $D$  es el déficit de humedad de esta capa de suelo,  $E$  es la evapotranspiración en la parte superficial del suelo,  $Q$  es la escorrentía total, y  $P$  es la precipitación.

### **Parametrización de los flujos de calor y agua.**

La radiación neta a la altura de la superficie del suelo (en  $W/m^2$ ), aplicable a promedios climatológicos de las variables, se calcula usando la ecuación citada por Mendoza (2002)[7].

$$E_s = -\delta\sigma T_a^4 [0.254 - 0.0049U_a e_s(T_a)](1 - c\varepsilon) - 4\delta\sigma T_a^3(T_s - T_a) + \alpha_1 I_1 \quad (3)$$

donde  $T_s$  es la temperatura superficial del suelo (en °K),  $\delta = 0.96$  es la emisividad del suelo,  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$  es la constante de Stefan-Boltzmann,  $T_a$  (en °K) y  $U_a$  (en fracciones de unidad), la temperatura del aire y la humedad relativa del aire respectivamente en algún nivel  $Z_a$  (en m) sobre la superficie;  $e_s(T_a)$  es la presión de saturación de vapor en hPa a la temperatura del aire,  $\varepsilon$  es la fracción de cantidad de nubes,  $c = 0.65$  es el coeficiente de nubosidad y  $\alpha_1 I_1$  es la radiación de onda corta (en  $Wm^{-2}$ ) absorbida por la capa superficial de suelo.

Para  $\alpha_1 I_1$  se usó la formula de Berliand-Budyko, (Mendoza, 2002)[7]:

$$\alpha_1 I_1 = R_0 [1 - (a + b\varepsilon)\varepsilon] (1 - \alpha_s) \dots \dots \dots (4)$$

en la cual  $R_0$  es la radiación total recibida por la superficie del suelo con cielo claro (en  $\text{Wm}^{-2}$ ),  $a = 0.35$  y  $b = 0.38$  son constantes que se tomaron del trabajo Mendoza (2002)[7], y  $\alpha_s$  es el albedo de la superficie del suelo (en fracciones de unidad).

Para el flujo de calor sensible (en  $\text{Wm}^{-2}$ ), se usó la siguiente formula:

$$G_2 = \frac{\rho_a c_p}{r_a} (T_s - T_a), \dots \dots \dots (5)$$

donde  $r_a$  es la resistencia aerodinámica al flujo de calor sensible en  $\text{sm}^{-1}$ ;  $\rho_a = 1.225 \text{ kg m}^{-3}$  es la densidad de aire superficial;  $c_p = 1.004 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ , el calor específico del aire a presión constante.

El valor de  $r_a$  se calculó, siguiendo a Mendoza (2002)[7], con la formula:

$$r_a = \frac{1}{k^2 |V_a|} \left[ \ln \left( \frac{Z_a - d}{Z_0} \right) \right]^2 \dots \dots \dots (6)$$

donde  $k = 0.41$  es la constante de von Kàrman,  $|V_a|$  es la velocidad del viento en  $\text{ms}^{-1}$  al nivel  $Z_a > Z_0 + d$ ,  $d$  es el desplazamiento del plano cero y  $Z_0$  es el nivel de la superficie del suelo, ambos en metros.

De la misma manera, el flujo de calor sensible hacia el sub-suelo (en  $\text{Wm}^{-1}$ ) esta dado por:

$$G_s = -\Lambda(T_s - T_l) \dots \dots \dots (7)$$

donde  $\Lambda = \lambda \sqrt{\frac{\pi}{k\tau}}$  es la conductividad aparente (en  $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ ) de la capa de suelo;  $T_l$  es la temperatura a una profundidad  $z_l$ ,  $\lambda$  es la conductividad térmica (en  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), que depende de la conductividad de las partículas del suelo, de la porosidad y de la humedad del suelo;  $\tau$  es el periodo (en  $s$ ) de la variación de la temperatura del suelo, y  $k$  es la difusividad térmica del suelo (en  $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ). Valores típicos de  $k$  y  $\lambda$  para un suelo arcilloso no-saturado son  $0.40 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  y  $1.0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , respectivamente. Para un periodo anual  $\tau = 3.15 \times 10^7 \text{ s}$ ,  $\Lambda = 0.5 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$  y  $z_l = 2\text{m}$ . Se estimó el valor máximo de  $T_s - T_l$  para ciclos generalizados de la temperatura del suelo a varias profundidades para un periodo anual dando 7 K en Julio, por lo tanto  $3.5 \text{ Wm}^{-2}$  es el valor máximo representativo para  $G_s$ . Jáuregui (1978)[5] estimó la radiación neta  $E_s$  para la parte central de México, obteniendo valores de 100 y 137  $\text{Wm}^{-2}$  para Enero y Julio respectivamente. Estos resultados muestran que, basándose en la aproximación anterior, para periodos anuales el flujo de calor sensible hacia el sub-suelo en la ecuación (1) es despreciable y la radiación neta es balanceada principalmente por los flujos de calor latente y sensible.

Para el flujo de calor latente (en  $Wm^{-2}$ ) se usó la siguiente formula:

$$G_3 = \rho_w LE, \dots \dots \dots (8)$$

donde  $\rho_w = 1.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  es la densidad del agua y  $L = 2.45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$  es el calor latente de vaporización de agua y  $E$  es la evapotranspiración.

Asumimos que la evapotranspiración es una fracción de la evaporación que tendría una superficie de agua libre (llamada evapotranspiración potencial  $E_p$ ) cuya temperatura es igual a la temperatura superficial del suelo, esto es:

$$E = \left( \frac{D_{max} - D}{D_{max}} \right) E_p, \quad (9)$$

donde  $D_{max}$  es el valor máximo de  $D$ , este valor es uno de los parámetros del modelo y depende de la capacidad de campo de la zona de estudio, es decir, la cantidad de agua que se puede almacenar en ese lugar. La evaporación  $E$  en cualquier mes es una fracción de la evapotranspiración  $E_p$  que decrece de 1, cuando  $D$  es cero, hasta cero cuando  $D = D_{max}$ . Cuando  $D$  es cero significa que el sistema esta saturado hasta su límite. El termino  $(D_{max} - D) / D_{max}$  en la ecuación (9) es llamado *disponibilidad de humedad*.

Para calcular la evapotranspiración potencial  $E_p$  se aplica la ecuación de balance de energía (1) a una superficie de agua libre tomando  $G_s = 0$  y asumiendo que la resistencia aerodinámica para el flujo de calor latente y sensible es igual y usando la siguiente aproximación:

$$e_s(T_s) = e_s(T_a) + \Delta(T_s - T_a), \quad (10)$$

donde  $e_s(T_s)$  es la presión de saturación de vapor en hPa a la temperatura de la superficie del suelo y  $\Delta$  es la pendiente de la curva de  $e_s$  contra la temperatura del aire.

Partiendo de las expresiones para los flujos de calor latente y sensible:

$$G_3 = \frac{\rho_a L}{r_a} (q_s - q_a), \quad (11)$$

$$G_2 = \frac{\rho_a c_p}{r_a} (T_s - T_a), \quad (12)$$

donde  $q_s$  y  $q_a$  son la humedad del suelo y el aire respectivamente, y cuyas ecuaciones son:

$$q_s = \frac{0.622}{P_a} e_s(T_s) \quad \text{y} \quad q_a = \frac{0.622}{P_a} e_a(T_a), \quad (13)$$

con  $P_a$  la presión atmosférica, de donde:

$$(q_s - q_a) = \frac{0.622}{P_a} (e_s(T_s) - e_a(T_a)), \quad (14)$$

Usando la aproximación de la ecuación (10) tenemos:

$$(q_s - q_a) = \frac{0.622}{P_a} (e_s(T_a) - e_a(T_a) + \Delta(T_s - T_a)), \quad (15)$$

y dado que  $e_a(T_a) = U_a e_s(T_a)$ , llegamos a la expresión para  $G_3$ :

$$G_3 = \frac{0.622}{P_a} \frac{\rho_a L}{r_a} [e_s(T_a) - U_a e_s(T_a)] + \frac{0.622}{P_a} \frac{\rho_a L}{r_a} \Delta(T_s - T_a), \quad (16)$$

sustituyendo la ecuación (12) en esta última, tenemos que:

$$G_3 = \frac{\Delta L \times 0.622}{P_a c_p} G_2 + \frac{\rho_a L \times 0.622}{P_a r_a} (1 - U_a) e_s(T_a), \quad (17)$$

Usando el hecho de que  $G_2 = E_s - G_3$  dado que  $G_s = 0$  (1), obtenemos:

$$G_3 \left( 1 + \frac{L \times 0.622 \times \Delta}{P_a c_p} \right) = \frac{L \times 0.622 \times \Delta}{P_a c_p} E_s + \frac{\rho_a L \times 0.622}{P_a r_a} (1 - U_a) e_s(T_a), \quad (18)$$

por último, definimos  $\gamma^{-1} = \frac{L \times 0.622}{P_a c_p}$  y despejamos para obtener:

$$G_3 = \frac{\Delta E_s + \rho_a c_p (1 - U_a) e_s(T_a) / r_a}{\gamma + \Delta}, \quad (19)$$

y de la ecuación del flujo de calor latente (8)  $G_3 = \rho_w L E_p$ , obtenemos que:

$$E_p = \frac{1}{\rho_w L} \left\{ \frac{\Delta E_s + \rho_a c_p [e_s(T_a) - U_a e_s(T_a)] / r_a}{\Delta + \gamma} \right\}, \quad (20)$$

donde  $r_a$  es la resistencia aerodinámica ejercida por el aire que está cercano a la superficie de agua libre, ésta se calcula con la fórmula (6) tomando  $Z_a = 2$  m,  $d = 0$  y  $Z_0 = 1.0 \times 10^{-4}$  m (Mendoza 2002)[7], y  $\gamma$  la constante psicrométrica. En la fórmula (20), la radiación total  $E_s$  es calculada con la ecuación (3), asumiendo que la emisividad de onda corta de la superficie del agua es igual a la del suelo, y usando el albedo de una superficie libre de agua tomada como 0.08 en la ecuación (4).

La escorrentía (en mm/día) es la suma de las escorrentías superficial  $Q_s$  y sub-superficial  $Q_g$ :

$$Q = Q_s + Q_g, \dots \dots \dots (21)$$

La escorrentía superficial es calculada con una ecuación similar a la usada en el Soil Conservation Service con el método de número de curva:

$$Q_s = \left( \frac{P_x}{P_x - D} \right) P_x, \quad (22)$$

donde  $P_x$  es la precipitación (en mm/día) que contribuye a la escorrentía superficial, la cual según Mendoza (2002)[7] esta dada por:

$$P_x = P - \Theta E - zD, \dots\dots\dots(23)$$

donde  $\Theta \leq 1$  es la porción de  $E$  que debe satisfacer la precipitación  $P$  en el mes antes de que pueda haber escorrentía o retención y  $z \leq 1$  es la porción de  $D$  que debe satisfacer la retención antes de cualquier escorrentía. Si  $P_x$  es positivo, entonces puede haber escorrentía.

Siguiendo a Schaake (1996)[8] asumimos que la escorrentía sub-superficial depende del déficit de humedad de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$Q_g = Q_{g \max} \left( 1 - \frac{D}{D_{\max}} \right), \quad (24)$$

donde  $Q_{g \max}$  es el máximo valor de  $Q_g$  cuando la capacidad del sistema está saturada hasta el limite ( $D = 0$ ), la razón  $Q_{g \max} / D_{\max}$  es una medida de qué tan rápido fluye el agua bajo tierra hacia las corrientes.

Si  $D$  excede  $D_{\max}$ ,  $Q_g$  es cero, es decir, se asume que en este caso el nivel freático está por debajo del lecho del río.

Es importante mencionar que cuando  $D=D_{\max}$ , ello no significa que el suelo se ha secado por completo, sino que la evapotranspiración, dada por (9) y la escorrentía sub-superficial dada por (24) son procesos que ya no pueden darse debido a la poca humedad del suelo.

Un caso interesante de analizar es cuando después de unos días de lluvia tal que el suelo está saturado ( $D = 0$ ), deja de llover por un tiempo largo ( $\approx 120$  días), en este caso la ecuación (2) se puede expresar:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = E + Q_g, \quad (25)$$

usando (9) y (24) esta ecuación se puede expresar como:

$$\frac{\partial D}{\partial t} + aD = b \quad (26)$$

donde  $a = \frac{E_p + Q_{g \max}}{D_{\max}}$  y  $b = E_p + Q_{g \max}$ , la solución de (26) esta dada por:

$$D = \frac{b}{a} (1 - e^{-at}) \quad (27)$$

tomando un valor típico de  $E_p = 4.79$  mm./día, en la figura 10 la grafica muestra un retardo de 60 días aproximadamente para llegar a su déficit de humedad máximo de 53.6 mm., en este momento la evapotranspiración y la esorrentía sub-superficial han cesado.

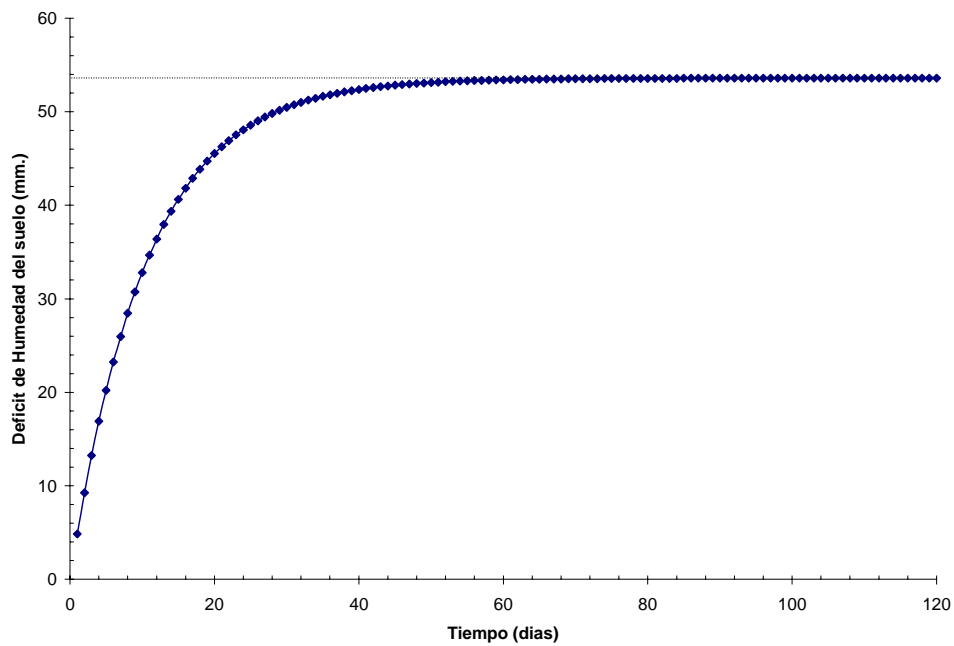


Figura 10. Evolución temporal de la ecuación (27).



### 2.3 Método de Integración.

Las ecuaciones (1) y (2) se aplican a variables promediadas temporalmente cada mes, y para su integración aplicamos una malla regular de 550 puntos distribuidos sobre las 6 regiones hidrológicas que constituyen la zona completa (Región Administrativa Lerma-Santiago-Pacífico), mostrados en la figura 9, las variables fueron obtenidas de los sistemas de información climática SICLIM y CLICOM del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua y del Servicio Meteorológico Nacional respectivamente, además del Atlas del Agua de la República Mexicana 1976[2].

La temperatura superficial del suelo se calcula de la ecuación (1) asumiendo que el flujo de calor sensible hacia dentro de la tierra es despreciable y considerando que la radiación total  $E_s$ , el flujo de calor sensible  $G_2$ , y el flujo de calor latente  $G_3$  dados por (3), (5) y (8) respectivamente, pueden expresarse como:

$$\begin{aligned} E_s &= E_1^* + E_2^*(T_s - T_a) \\ G_2 &= E_3^*(T_s - T_a) \\ G_3 &= E_6^* + E_7^*(T_s - T_a), \end{aligned} \quad (28).$$

donde

$$\begin{aligned} E_1^* &= -\delta\sigma T_a^4 [0.254 - 0.0049U_a e_s(T_a)](1 - c\varepsilon) + \alpha_1 I \\ E_2^* &= -4\delta\sigma T_a^3 \\ E_3^* &= \rho_a c_p C_H |V_a| \\ E_4^* &= \left( \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \right) \frac{[1 - U_a]}{r_a} e_s(T_a) \\ E_6^* &= \left( \frac{D_{\max} - D}{D} \right) \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_{1w}^* + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_4^* \right] \\ E_7^* &= \left( \frac{D_{\max} - D}{D} \right) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_2^* \end{aligned} \quad (29).$$

y donde  $E_{1w}^*$  es calculado como  $E_1^*$  pero usando para  $\alpha I$ , el albedo de una superficie de agua el cual está dado por la ecuación (4).

Usando las expresiones de (28) la ecuación (1) pasa a ser una ecuación lineal respecto a la temperatura de la superficie  $T_s$ , de la siguiente manera:

$$T_s = T_a + \frac{E_6^* - E_1^*}{E_2^* - E_3^* - E_7^*}. \quad (30).$$

De acuerdo con las últimas dos ecuaciones de (29), la temperatura de la superficie del suelo en (30) es función del déficit de humedad del suelo  $D$ .

El término  $\partial D / \partial t$  en la ecuación (2) es remplazado por  $(D - D_p) / \Delta t$ , con  $\Delta t = 30$  días, donde  $D_p$  es el valor de  $D$  en el mes previo, ambos dados en mm; en este caso, la escorrentía ( $Q$ ) y la precipitación ( $P$ ) están dados en mm/día, y el factor  $1 / \rho_w L$  en (20) es multiplicado por  $0.864 \times 10^8$  para obtener la evapotranspiración potencial ( $E_p$ ) y la evapotranspiración ( $E$ ), dada por (9) en mm/día. Hecho esto, la ecuación (2) se puede expresar de la siguiente forma:

$$D = D_p + \Delta t(E + Q - P) \quad (31).$$

En la ecuación (31), la evaporación  $E$  y la escorrentía  $Q$  son función del déficit de humedad  $D$  y de la evaporación potencial  $E_p$ . Por lo tanto, si sustituimos la temperatura del suelo  $T_s$  dada por (30) en la fórmula (20), el problema se reduce a resolver la ecuación no-lineal (31) para el déficit de humedad  $D$ .

Para generar la temperatura superficial del suelo y el déficit de humedad anuales, así como los flujos de calor y agua para cada punto sobre la región administrativa Lerma-Santiago-Pacífico, se resuelve la ecuación (31) por el método de Newton (Apéndice 1), usando las variables climáticas observadas siguientes:  $T_a$  y  $P$ , obtenidas de los sistemas de información climática SICLIM (IMTA) y CLICOM (SMN y CNA),  $U_w$ ,  $|V_w|$ ,  $\varepsilon$ , obtenidas del Atlas de la República Mexicana (1976)[2];  $R_0$ , obtenida de los archivos del Modelo termodinámico de Adem (Adem, 1964)[1] y los valores de  $\alpha_s$  para suelo seco y húmedo fueron obtenidos de mapas del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.

Las condiciones atmosféricas en superficie, la nubosidad, la precipitación, la radiación de onda corta total, y el albedo de la superficie son prescritos mes con mes, por lo que cambian después de cada paso de tiempo (30 días). Los cálculos se empiezan con una temperatura de suelo de 20 °C y un déficit de humedad máximo  $D = D_{max}$  en toda la zona de integración.

Empezando en enero, la integración es llevada a cabo por 10 años, hasta que los valores promedio calculados de la temperatura del suelo y el déficit de humedad para cada uno de los 12 meses, tiene una diferencia menor a 0.001 °C y 0.001 mm. con los correspondientes valores del año previo.

Los valores anuales de Evapotranspiración y Escorrentía deben satisfacer la siguiente ecuación de balance anual:

$$0 = E_A + Q_A - P_A, \quad (32).$$

donde el subíndice A significa valores anuales.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 Validación del Modelo

El modelo tiene 4 parámetros hidrológicos:  $D_{max}$ ,  $Q_{gmax}$ ,  $\Theta$  y  $z$ . El método del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos considera en la ecuación (23) una substracción inicial solamente por retención del 20% ( $z = 0.2$ ), de acuerdo con Mendoza (2002)[7], este valor es demasiado alto comparado con lo observado aun para regiones húmedas y semi-áridas, en este trabajo tomamos un valor de  $z = 0.1$  para todas las zonas. Además se consideró una substracción inicial también por evapotranspiración para todas las zonas de  $\Theta = 0.1$ .

Los parámetros restantes  $D_{max}$  y  $Q_{gmax}$  se ajustaron hasta que los valores de escorrentía superficial y escorrentía sub-superficial correspondían suficientemente bien con sus valores observados\*\*. Encontramos valores de  $D_{max} = 53.6$  y  $Q_{gmax} = 0.284$  los cuales fueron usados en toda la zona.

La Figura 11 muestra los mapas de la escorrentía total anual (escorrentía superficial más sub-superficial) simulada por el modelo (Parte A) y observada\* (Parte B) para la región Lerma-Santiago-Pacífico\*, la comparación entre las dos imágenes muestra buena correlación en la distribución espacial de la escorrentía total excepto en las regiones Río Huicicila, Costa de Jalisco y Costa de Michoacán.

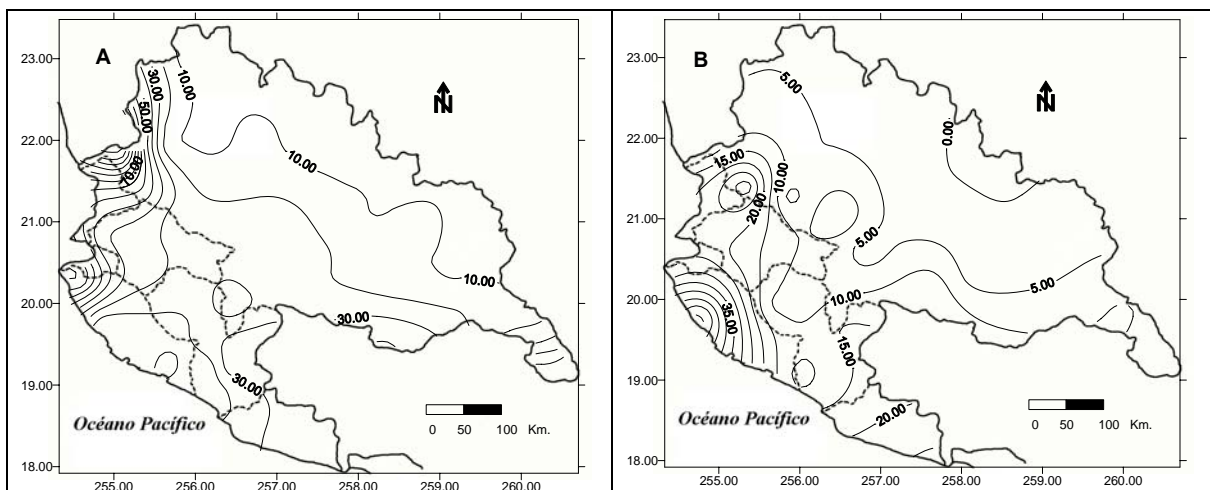


Figura 11. Escorrentía total anual (cm.) simulada por el modelo MTH (parte A) y observada en el 2004 (parte B).

En la Figura 12 se muestra la grafica de los valores observados\*\* contra los calculados de la escorrentía superficial anual para cada región hidrológica, un error NMAE de 38% acota los puntos con error aceptable, las regiones hidrológicas Río Huicicila y Costa de Jalisco y Costa de Michoacán se encuentran fuera de la cota con un error de 79.18%, 45.73% y 52.05% respectivamente, el valor de BIAS muestra un sesgo positivo que aunque pequeño en magnitud indica que el modelo sobreestima la escorrentía superficial anual como se ve en los valores de la Tabla 2 para la región total Lerma-Santiago-Pacífico.

\*Fuente 1: Proyecto Semarnat C01-0150/A1 “Disponibilidad del agua superficial y vulnerabilidad de las cuencas hidrológicas Lerma-Santiago-Pacífico y Balsas ante el cambio climático”.

\*\*Fuente 2: Valores Climáticos (1941-2002) “Estadísticas del agua en México 2004”, Semarnat CNA.

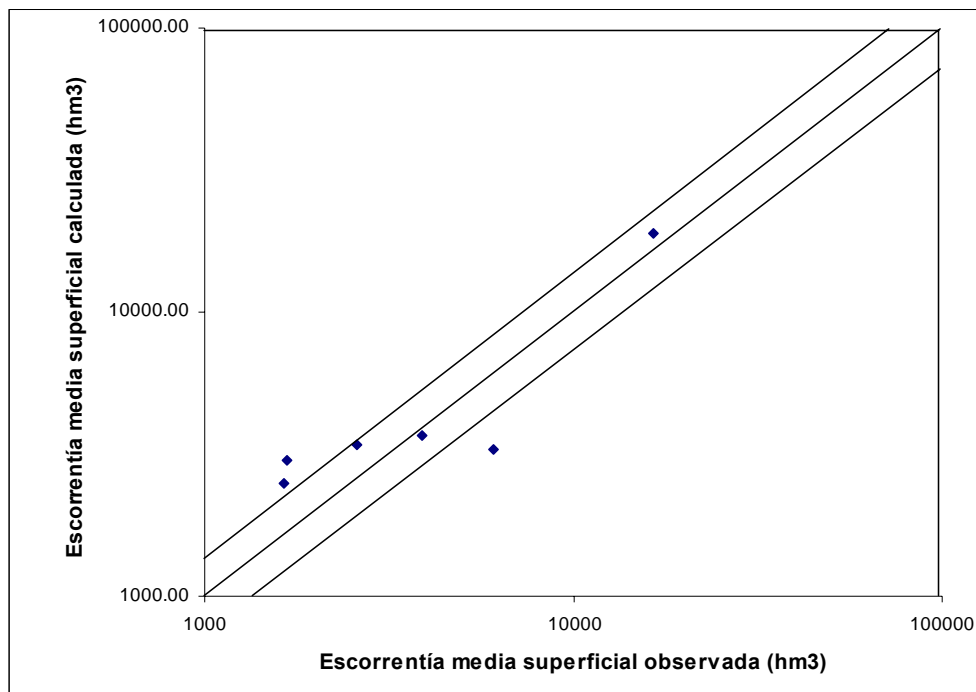


Figura 12. Escorrentía Total Anual Observada vs. Calculada para cada una de las seis regiones hidrológicas. Errores del 38% se muestran en cada lado de la línea identidad.

Región Hidrológica		Escorrentía Superficial Anual (hm3)			
CLAVE	NOMBRE	Observada	Calculada	Qc-Qo	Qo-Qc /Qo (%)
12	Lerma-Santiago	16519	18905.18	2386.18	14.4
13	Río huicicila	1676	3003.11	1327.11	79.2
14	Río Ameca	2579	3397.09	818.09	31.7
15	Costa de Jalisco	6079	3298.59	-2780.41	45.7
16	Armeria-Coahuayanas	3882	3688.53	-193.47	5.0
17	Costa de Michoacan	1635	2486.17	851.17	52.1
<b>VIII</b>	<b>LSP</b>	<b>32370</b>	<b>34779.24</b>	<b>2409.24</b>	<b>7.4</b>

Tabla 2. Valores Observados y Calculados de Escorrentía por región hidrológica.

Es importante tomar en cuenta que los valores observados\*\* de la escorrentía superficial media anual con los que se comparan los valores calculados por el modelo en la tabla 2, son debidos a una Precipitación media anual climática observada\*\* de 802.4 mm., menor a la utilizada en este trabajo de 823.44 mm. correspondiente a la climatología de los años entre 1971-2000, el modelo sobreestima la escorrentía superficial principalmente por esta causa.

Región Hidrológica		Precipitación media anual observada.(hm3)			
CLAVE	NOMBRE	(1941-2002)	(1971-2000)	Pmth-Pcna	Pmth-Pcna /Pcna
12	Lerma-Santiago	95832.43	98132.54	2300.11	2.4
13	Río huicicila	6343.15	7068.59	725.44	11.4
14	Río Ameca	11507.44	12040.09	532.65	4.6
15	Costa de Jalisco	15119.52	12615.06	-2504.46	16.6
16	Armeria-Coahuayanas	14595.98	16502.57	1906.59	13.1
17	Costa de Michoacan	9223.41	10256.69	1033.28	11.2
<b>VIII</b>	<b>LSP</b>	<b>152621.95</b>	<b>156614.99</b>	<b>3993.04</b>	<b>2.6</b>

Tabla 3. Valores observados de Precipitación media anual por CNA (1941-2002) y del CLICOM (1971-2000).

En la Tabla 3 se muestra los valores de la precipitación media anual observada por CNA usados para la calibración y la precipitación media anual observada (CLICOM) en el periodo 1971-2000 usados para la simulación, así como sus diferencias y errores relativos, se puede observar que las regiones con mayor error relativo respecto a su valor observado de escorrentía superficial, son las que tienen mayor error relativo respecto a la precipitación observada por CNA\*\*.

La tabla 2 muestra los valores observados y calculados de la Escorrentía Superficial Anual por región hidrológica, así como la diferencia entre estos y el error relativo al valor observado. De la estadística de estos datos (Ver Apéndice 2) se calculo también la Raíz del Error Medio Cuadrático RMSE, el Error Absoluto Medio MAE, el sesgo BIAS, el Error Absoluto Medio Normalizado NMAE y el índice de ajuste IOA, los valores de estos fueron: RMSE = 1664.17, MAE = 1392.73, BIAS = 401.44, NMAE = 38.02%. Se calculo por ultimo el índice de ajuste o correlación del modelo dando un valor IOA = 0.9772, este valor indica que los valores calculados se ajustan a los observados con suficiente precisión.

Los datos de la tabla 3 tienen un NMAE = 8.8%, se observa que las regiones con mayor error relativo en la escorrentía superficial, también lo tienen con respecto a la precipitación media anual observada por CNA.

### 3.2 Elementos del Ciclo Hidrológico.

En la tabla 4 se muestran el área de la cuenca, los valores medios observados de precipitación y los calculados por el MTH de evaporación y escorrentía total por cuenca hidrológica y de la región hidrológica completa

Clave	Nombre de la Cuenca	Área de la Cuenca (Km <sup>2</sup> )	Precipitación media	Evaporación media	Escorrentía media anual (mm.)	
			Anual (mm.)	Anual (mm.)	Superficial	Sub-Superficial
1201	R. Lerma-Toluca	8017	889.67	623.83	217.11	48.73
1202	R. Lerma-Salamanca	12335	661.07	545.17	80.93	34.97
1203	R. Lerma-Chapala	9569	849.03	607.68	200.12	41.24
1204	L. Chapala	6366	813.49	594.87	175.66	42.95
1205	R. Santiago-Guadalajara	9609	862.79	626.9	196.87	39.02
1206	R. Santiago-Aguamilpas	6844	1241.45	670.4	528.13	42.91
1207	L. Patzcuaro-Cuitzeo-Yuriria	6108	907.74	651.63	214.29	41.82
1208	R. Laja	12156	567.19	499.38	33.45	34.35
1209	R. Verde Grande	20730	597.21	492.81	69	35.39
1210	R. Juchipila	8495	670.79	529.17	104.41	37.21
1211	R. Bolaños	14742	587.84	495.65	58.63	33.55
1212	R. Huaynamota	17945	756.31	567.97	152.28	36.06
1301	R. Caule-Pitillal	1723	1240.24	735.3	460.85	44.09
1302	R. Huicicila-San Blas	3502	1408.24	735.48	627.47	45.29
1401	R. La Vega-Cocula	1946	852.95	617.42	193.13	42.4
1402	R. Ameca-Atenangillo	5755	947.01	643.43	261.49	42.09
1403	R. Ameca-Ixtapa	4554	1082.61	710.23	328.11	44.28
1501	R. Chapala-Purificación	5353	839.09	652.28	149.96	36.86
1502	R. San Nicolas-Cuitzamala	3654	869.96	668.72	160.82	40.42
1503	R. Tomatlán-Tecuan	3960	1248.63	723.21	480.07	45.35
1601	R. Coahuayanas	7747	1009.16	716.47	251.42	41.27
1602	R. Armeria	9881	878.92	658.56	175.21	45.15
1701	R. Nexpa y otros	4483	1155.25	817.82	298.51	38.93
1702	R. Cachan Coalcoman y otros	4722	1075.33	792.8	245.38	37.16
<b>VIII</b>	<b>LSP*</b>	<b>190196</b>	<b>823.44</b>	<b>601.74</b>	<b>182.66</b>	<b>39.04</b>

Tabla 4. Valores climáticos (1971-2000) por cuenca en la región Lerma-Santiago-Pacífico.

En la Tabla 4 se puede ver que en cada cuenca la suma de la evaporación y la escorrentía total es igual a la precipitación anual observada, indicando que el modelo satisface la ecuación de balance anual de agua (32).

En la figura 13 se muestran los mapas de la precipitación media anual observada (cm.) de lado izquierdo y la temperatura media anual del aire superficial (°C), estos datos son los que se utilizaron de entrada para el MTH.

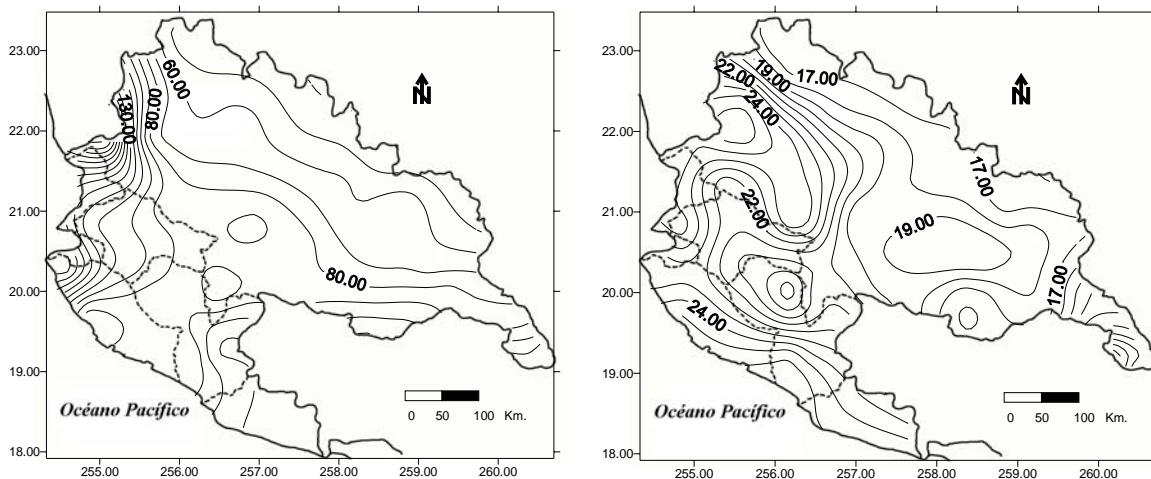


Figura 13. Precipitación media anual (cm.) y Temperatura media del aire superficial (°C) observadas, para el clima presente (1971-2000) en la región hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico.

En las figuras 14, 15 y 16 se muestran los mapas de la evaporación, escorrentía sub-superficial y temperatura de la superficie del suelo medias anuales respectivamente para el clima 1971-2000 en la región Lerma-Santiago-Pacífico.

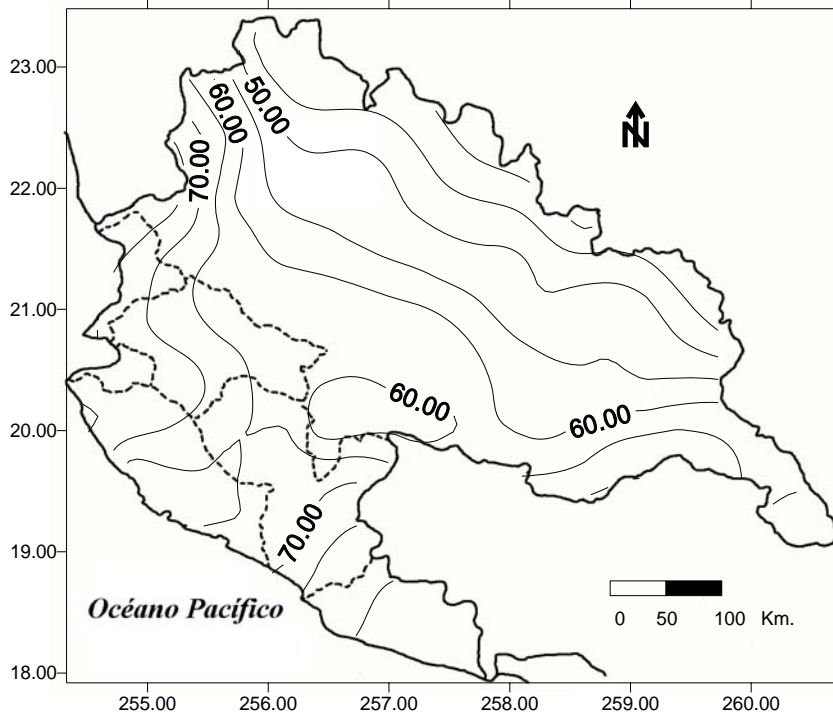


Figura 14. Evaporación media anual (cm.) calculada por el MTH para el clima presente (1971-2000) en la región hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico.

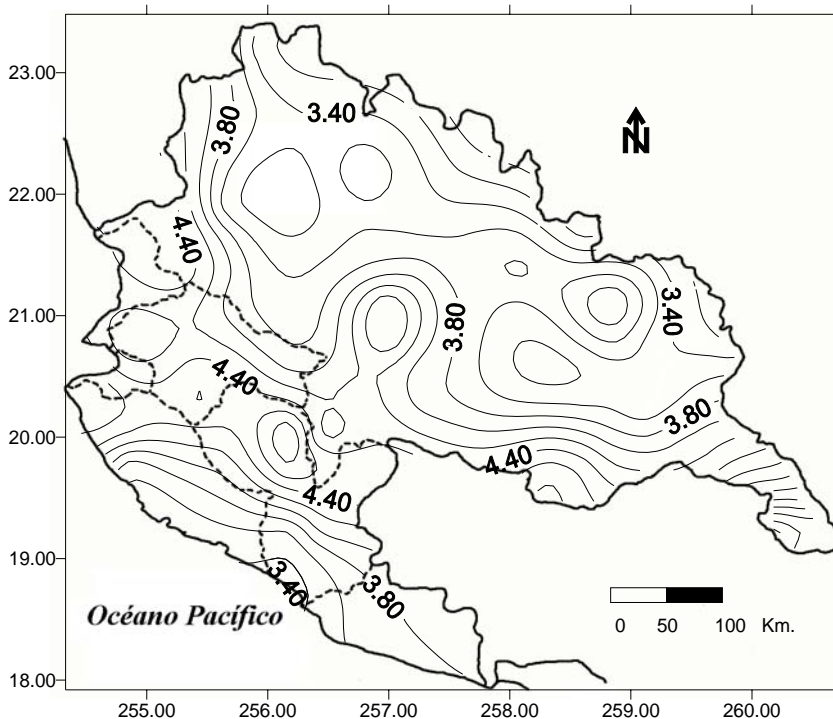


Figura 15. Escorrentía sub superficial media anual (cm.) calculada por el MTH para el clima presente (1971-2000) en la región hidrológica Lerma-Santiago-Pacífico.

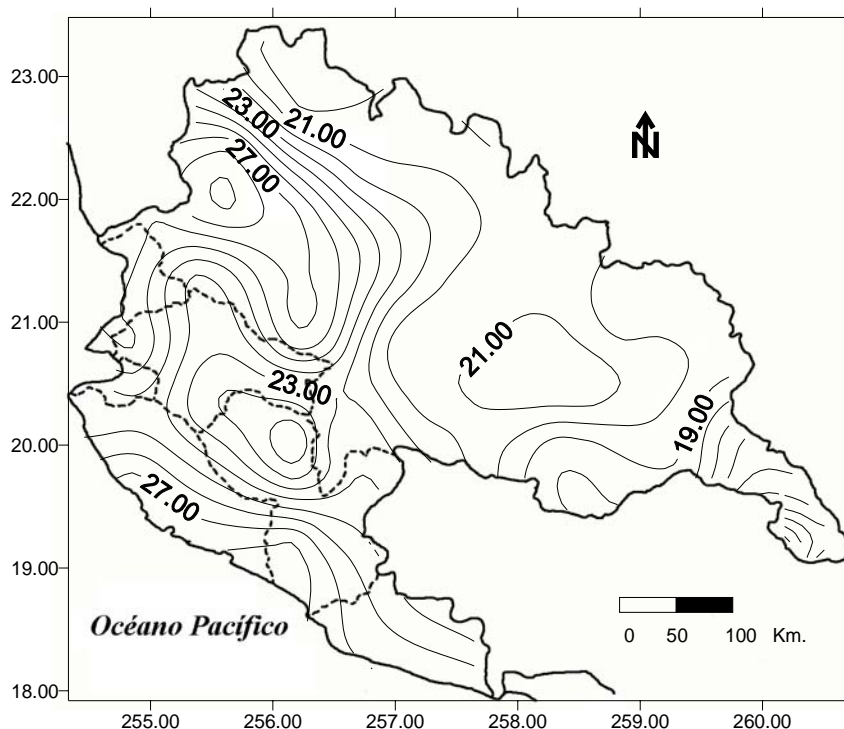


Figura 16. Temperatura media anual de la superficie del suelo (°C) calculada por el MTH para el clima presente (1971-2000) en la región hidrológica Lerma-Santiago-Pacifico.

La tabla 5 muestra los valores resultantes de las razones E/P, Q/P, Qg/Q, y P/EP para cada cuenca hidrológica así como la región hidrológica completa Lerma-Santiago-Pacifico, la evaporación anual calculada por el modelo para toda la zona de estudio es de 601.74 mm. la cual representa el 73% de la precipitación, cabe resaltar el caso de la cuenca R. Laja en donde este porcentaje asciende a 88% y el de las cuencas Lerma-Salamanca, Verde Grande, Juchipila, Bolaños, Chapala-Purificación y San Nicolás-Cuitzamala en donde se evapora arriba del 75% del agua precipitada.

Clave	Nombre de la Cuenca	P	Q	Qg	E	EP	E/P	Q/P	Qg/Q	P/EP
1201	R. Lerma-Toluca	889.67	265.84	48.73	623.83	1439.29	0.7	0.3	0.18	0.62
1202	R. Lerma-Salamanca	661.07	115.9	34.97	545.17	1658.88	0.82	0.18	0.3	0.40
1203	R. Lerma-Chapala	849.03	241.36	41.24	607.68	1654.98	0.72	0.28	0.17	0.51
1204	L. Chapala	813.49	218.62	42.95	594.87	1539.59	0.73	0.27	0.2	0.53
1205	R. Santiago-Guadalajara	862.79	235.89	39.02	626.9	1775.63	0.73	0.27	0.17	0.49
1206	R. Santiago-Aguamilpas	1241.45	571.05	42.91	670.4	1742.28	0.54	0.46	0.08	0.71
1207	L. Patzcuaro-Cuitzeo-Yuriria	907.74	256.11	41.82	651.63	1758.4	0.72	0.28	0.16	0.52
1208	R. Laja	567.19	67.8	34.35	499.38	1556.01	0.88	0.12	0.51	0.36
1209	R. Verde Grande	597.21	104.4	35.39	492.81	1463.38	0.83	0.17	0.34	0.41
1210	R. Juchipila	670.79	141.62	37.21	529.17	1530.63	0.79	0.21	0.26	0.44
1211	R. Bolaños	587.84	92.19	33.55	495.65	1584.64	0.84	0.16	0.36	0.37
1212	R. Huaynamota	756.31	188.34	36.06	567.97	1710.81	0.75	0.25	0.19	0.44
1301	R. Caule-Pitillal	1240.24	504.94	44.09	735.3	1865.88	0.59	0.41	0.09	0.66
1302	R. Huicicila-San Blas	1408.24	672.76	45.29	735.48	1839	0.52	0.48	0.07	0.77
1401	R. La Vega-Cocula	852.95	235.53	42.4	617.42	1623.79	0.72	0.28	0.18	0.53
1402	R. Ameca-Atenangillo	947.01	303.58	42.09	643.43	1661.63	0.68	0.32	0.14	0.57
1403	R. Ameca-Ixtapa	1082.61	372.38	44.28	710.23	1789.29	0.66	0.34	0.12	0.61
1501	R. Chapala-Purificación	839.09	186.81	36.86	652.28	1929.36	0.78	0.22	0.2	0.43
1502	R. San Nicolas-Cuitzamala	869.96	201.25	40.42	668.72	1811.41	0.77	0.23	0.2	0.48
1503	R. Tomatlán-Tecuan	1248.63	525.42	45.35	723.21	1772.59	0.58	0.42	0.09	0.70
1601	R. Coahuayanas	1009.16	292.69	41.27	716.47	1952.86	0.71	0.29	0.14	0.52
1602	R. Armeria	878.92	220.35	45.15	658.56	1639.03	0.75	0.25	0.2	0.54
1701	R. Nexpa y otros	1155.25	337.44	38.93	817.82	2320.84	0.71	0.29	0.12	0.50
1702	R. Cachan Coalcoman y otros	1075.33	282.54	37.16	792.8	2360.27	0.74	0.26	0.13	0.46
<b>VIII</b>	<b>LSP*</b>	<b>823.44</b>	<b>221.7</b>	<b>39.04</b>	<b>601.74</b>	<b>1687.97</b>	<b>0.73</b>	<b>0.27</b>	<b>0.18</b>	<b>0.49</b>

Tabla 5. Valores calculados de escorrentía total Q, escorrentía sub-superficial Qg, evaporación E, evaporación potencial EP todos en mm., así como las razones E/P, Q/P, Qg/Q y P/EP para cada cuenca hidrológica en la región Lerma-Santiago-Pacifico.



La ultima columna de la Tabla 5 muestra la razón  $P/E_p$  la cual es considerada como el índice de humedad de la zona, de acuerdo con la Organización Meteorológica Mundial. Zonas con un índice mayor a 0.5 pueden ser consideradas zonas húmedas, zonas con un índice menor que 0.5 pero mayor que 0.2 se consideran zonas semi-húmedas y zonas con un índice menor a 0.2 son consideradas zonas áridas. Según los resultados la región Lerma-Santiago-Pacífico esta comprendida por cuencas húmedas y semi-húmedas, la cuenca mas húmeda es la Huicicila-San Blas con un índice de 0.77 en donde se evapora el 52% del agua que llueve y la cuenca más seca es la R. Laja con un índice de 0.36 en donde se evapora el 88% del agua que llueve.

De acuerdo con los resultados de la tabla 5 la escorrentía sub-superficial es parte importante de la escorrentía total en las cuencas más secas. En las cuencas Lerma-Salamanca, R. Verde Grande, R. Juchipila y R. Bolaños, todas cuencas semi-húmedas, la escorrentía sub-superficial está alrededor del 30% de la escorrentía total, con el caso extremo de la cuenca R. Laja donde la escorrentía sub-superficial es la mitad de la escorrentía total, cabe mencionar que en estas cuencas se evapora alrededor del 80% del agua precipitada.

Por otro lado, en las cuencas húmedas con un índice  $P/EP$  mayor a 0.5 como Santiago-Aguamilpas, R. Caule-Pitillal, R. Huicicila-San Blas y R. Tomatlan-Tecuan, la escorrentía sub-superficial es alrededor del 10% de la escorrentía total, casi toda el agua que escurre lo hace superficialmente, esto es alrededor del 36% del agua precipitada.

### 3.3 Sensibilidad Climática.

Los estudios de sensibilidad climática tienen el fin de mostrar la elasticidad de la cuenca, es decir, la capacidad que tiene la cuenca según el modelo MTH para resistir forzamientos externos, como el aumento en la precipitación o en la temperatura media.

Para hacer un análisis de la sensibilidad climática del modelo MTH se calculó el balance hidrológico para tres escenarios distintos, en el Escenario 1 hemos considerado un aumento del 20% en la precipitación media climática, en el Escenario 2 hemos hecho el balance hidrológico con un aumento en 2°C en la temperatura media climática del aire superficial y por último en el Escenario 3 se aumentó el 20% de la precipitación media climática y 2°C en la temperatura media climática del aire superficial, las anomalías de estos escenarios se escogieron de manera aleatoria.

En la tabla 6 se muestran los resultados de los balances hidrológicos del clima presente y los 3 escenarios mencionados anteriormente en la región Lerma-Santiago-Pacífico\*. En la sección 1 los elementos del ciclo hidrológico del clima presente (normal) y los de los tres escenarios, en la sección 2 las anomalías respecto al clima presente de los tres escenarios, en la sección 3 las razones de las anomalías y el clima presente de los tres escenarios y en la sección 4 las razones de los elementos del ciclo hidrológico y la precipitación, así como la razón de la escorrentía sub-superficial y la total en el clima presente y los tres escenarios.

CLIMA		P (mm.)	TS (°C)	E (mm.)	QS (mm.)	QG (mm.)	Q (mm.)
SECCIÓN 1	Presente	823.44	22.62	601.63	182.86	38.95	221.81
	Escenario 1	988.13	22.49	655.06	290.6	42.46	333.07
	Escenario 2	823.44	24.6	616.61	169.31	37.52	206.83
	Escenario 3	988.13	24.46	673.87	273.19	41.06	314.26
CLIMA		$\Delta P$ (mm.)	$\Delta TS$ (°C)	$\Delta E$ (mm.)	$\Delta QS$ (mm.)	$\Delta QG$ (mm.)	$\Delta Q$ (mm.)
SECCIÓN 2	Escenario 1	164.69	-0.13	53.43	107.74	3.51	111.26
	Escenario 2	0	1.98	14.98	-13.55	-1.43	-14.98
	Escenario 3	164.69	1.84	72.24	90.33	2.11	92.45
CLIMA		$\Delta P/P$	$\Delta TS/TS$	$\Delta E/E$	$\Delta QS/QS$	$\Delta QG/QG$	$\Delta Q/Q$
SECCIÓN 3	Escenario 1	20.0%	-0.6%	8.9%	58.9%	9.0%	50.2%
	Escenario 2	0.0%	8.8%	2.5%	-7.4%	-3.7%	-6.8%
	Escenario 3	20.0%	8.1%	12.0%	49.4%	5.4%	41.7%
CLIMA		E/P	QS/P	QG/P	Q/P	QS/Q	QG/Q
SECCIÓN 4	Presente	73.1%	22.2%	4.7%	26.9%	82.4%	17.6%
	Escenario 1	66.3%	29.4%	4.3%	33.7%	87.2%	12.7%
	Escenario 2	74.9%	20.6%	4.6%	25.1%	81.9%	18.1%
	Escenario 3	68.2%	27.6%	4.2%	31.8%	86.9%	13.1%

Tabla 6. Elementos del Ciclo Hidrológico para los 3 escenarios en la región Lerma-Santiago-Pacífico.

En la tabla anterior se puede ver que el agua disponible definida como Q (sección 1) sufre cambios positivos ante un aumento en la precipitación (Escenario 1 y 3), ante un aumento en la temperatura (Escenario 2) los cambios son negativos pero en menor magnitud, en este caso, se dice que la cuenca es más elástica ante cambios de temperatura ya que sus anomalías son menores (sección 2).

En la sección 3 en el Escenario 1 (aumento del 20% en precipitación) se muestra que la cuenca sufre un aumento en la escorrentía total del 50.2%, en la evaporación el aumento es sólo del 8.9%, también se observa que la respuesta no-lineal que tiene la escorrentía total ( $Q_s + Q_g$ ) ante el aumento en 20% en precipitación es debida en su mayor parte a la escorrentía superficial  $Q_s$  con un aumento del 58.9%, mientras que la escorrentía sub-superficial  $Q_g$  tiene una respuesta menor con una anomalía de 9.0%.

En la figura 17 se muestra la comparación de los mapas de las anomalías de temperatura media anual de la superficie del suelo ( $^{\circ}\text{C}$ .) para el Escenario 1 con anomalías negativas y Escenarios 2 y 3, con anomalías positivas en ambos casos; dada la mayor cantidad de agua en el Escenario 3, la anomalía es menor; se observa que la temperatura de la superficie del suelo responde más fuertemente ante cambios de temperatura del aire superficial que ante cambios en la precipitación (Escenarios 2 y 1 respectivamente), el enfriamiento que sufre la superficie del suelo por efecto del aumento en 20% de precipitación es pequeño comparado con el calentamiento por aumento en  $2^{\circ}\text{C}$  de la temperatura del aire superficial el cual es un orden de magnitud mayor, el patrón que sigue el mapa del Escenario 2 es el dominante.

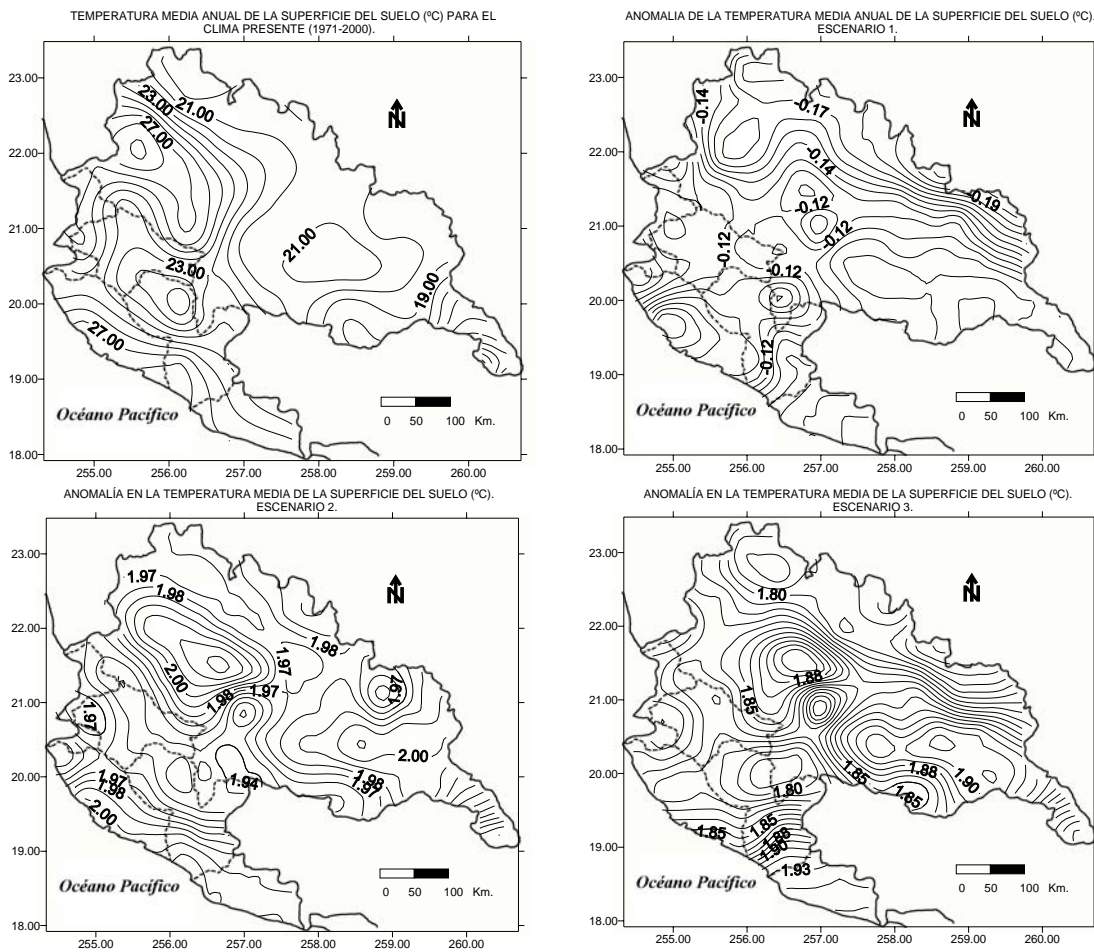


Figura 17. Temperatura media anual de la superficie del suelo ( $^{\circ}\text{C}$ ) para el clima presente y anomalías de los Escenarios 1, 2 y 3 en la región Lerma-Santiago-Pacifico.

En la figura 18 se muestran los mapas de la Evaporación media anual del clima presente y de las anomalías de la evaporación media anual (cm.) para los Escenarios 1, 2 y 3, en los tres escenarios se observan anomalías positivas, en este caso la respuesta que tiene la evaporación ante el cambio fue más notable en el Escenario 1, en el Escenario 3 las anomalías son mayores dadas las condiciones de mayor temperatura y más agua disponible para la evaporación.

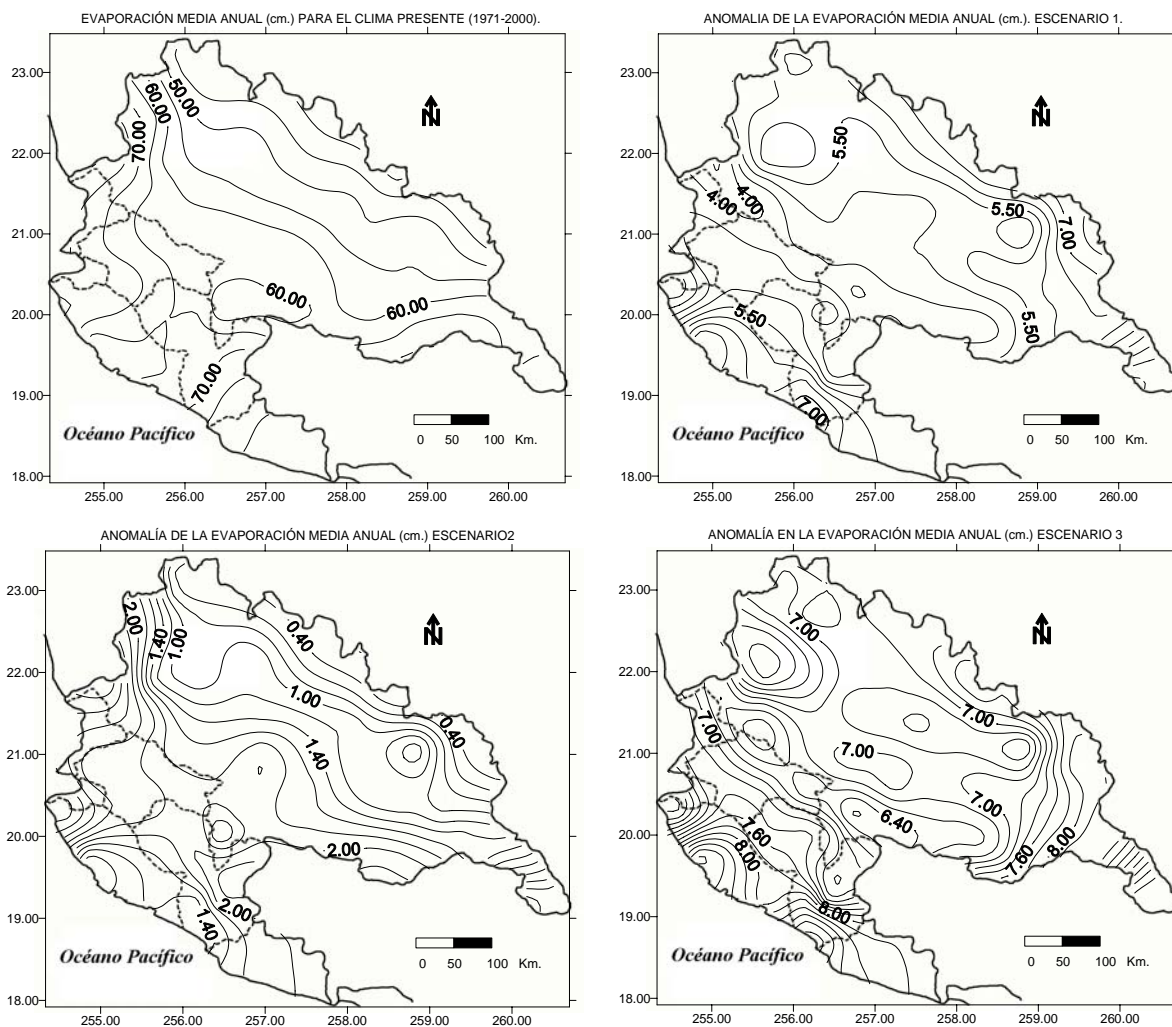


Figura 18. Evaporación media anual (cm.), para el clima presente y anomalías de los Escenario 1, 2 y 3 (cm.), en la región Lerma-Santiago-Pacifico.

La figura 19 es igual que la figura 18 pero para la Escorrentía total media anual. Se observan anomalías negativas en el Escenario 2 donde la temperatura es mayor, sin embargo las anomalías en la Escorrentía total generadas por el aumento en precipitación son mayores, las anomalías siguen siendo positivas en el Escenario 3 aun en presencia del aumento en temperatura.

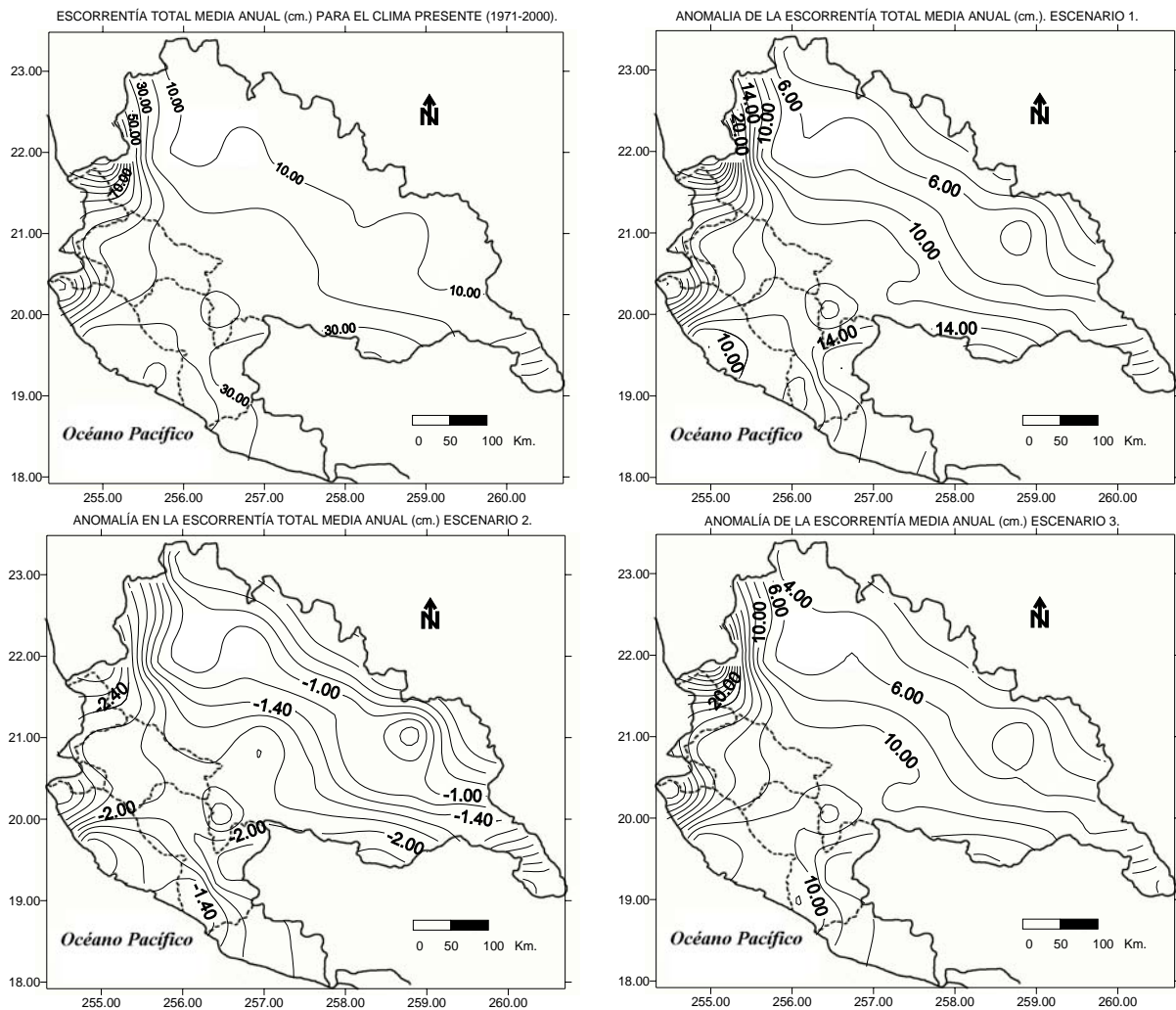


Figura 19. Escorrentía total media anual (cm.), para el clima presente y anomalías de los Escenario 1, 2 y 3 (cm.), en la región Lerma-Santiago-Pacifico.

Por ultimo en la figura 20 se muestran la tabla y gráfica del índice de humedad ( $P/E_p$ ) de cada una de las 24 cuencas de estudio y sus respectivas anomalías en la escorrentía total ( $\Delta Q/Q$ ) en los tres escenarios. Según estos resultados, en los tres escenarios las anomalías en la escorrentía total son mayores (en valor absoluto) para las cuencas que son más áridas, es decir, las cuencas húmedas tienen mayor elasticidad ante forzamientos externos como cambios en precipitación y temperatura.

CUENCA	P/EP (%)		$\Delta Q/Q$ (%)	
	Presente	Escenario1	Escenario2	Escenario3
1	61.81	31.99	-7.83	27.67
2	39.85	40.47	-11.02	35.21
3	51.30	33.94	-7.95	29.85
4	52.84	35.12	-8.96	30.67
5	48.59	34.52	-7.92	30.51
6	71.25	26.57	-3.95	24.17
7	51.62	33.18	-7.39	29.24
8	36.45	41.78	-12.03	35.23
9	40.81	37.58	-10.07	32.13
10	43.82	36.49	-9.42	31.59
11	37.10	39.83	-10.85	34.22
12	44.21	33.33	-7.12	29.29
13	66.47	28.56	-4.71	25.84
14	76.58	26.15	-3.76	23.86
15	52.53	34.79	-8.43	30.59
16	56.99	32.24	-6.87	28.64
17	60.51	30.96	-6.02	27.68
18	43.49	36.02	-8.19	31.84
19	48.03	35.59	-8.30	31.36
20	70.44	27.65	-4.44	25.01
21	51.68	33.99	-7.12	30.28
22	53.62	35.90	-9.09	31.39
23	49.78	34.06	-6.34	30.73
24	45.56	35.29	-6.81	31.78
<b>LSP*</b>	<b>48.78</b>	<b>33.40</b>	<b>-7.24</b>	<b>29.42</b>

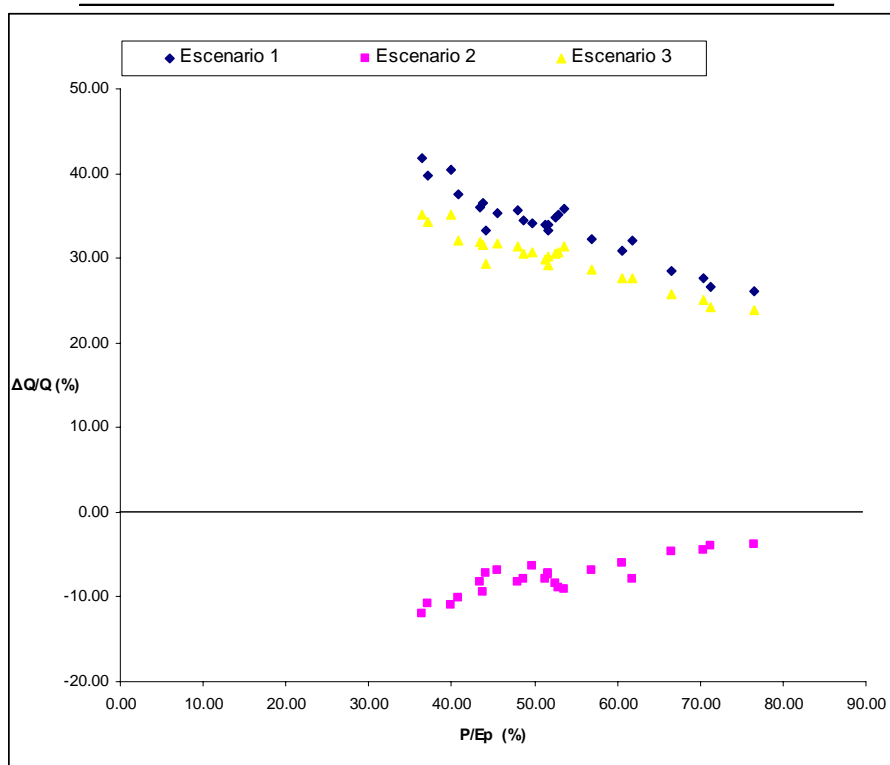


Figura 20. Relación del índice de aridez  $P/E_p$  y las anomalías en escorrentía total  $\Delta Q/Q$  para cada cuenca de la región Lerma-Santiago-Pacífico en los tres escenarios.

## **Conclusiones.**

Basados en el trabajo previo del Dr. Mendoza “Simulación del ciclo térmico-hidrológico anual en México” (Mendoza V. M. et al.,2002), en lugar de calibrar los cuatro parámetros hidrológicos cuenca por cuenca, asignamos valores constantes en dos de los cuatro parámetros en toda la región Lerma-Santiago-Pacífico\*, los dos parámetros restantes fueron ajustados hasta que los valores de escorrentía total e infiltración simulados por el MTH concordaban suficientemente bien con sus valores observados.

La distribución espacial del mapa de la escorrentía total simulada concuerda bastante bien con la observada en toda la región, a excepción de las zonas cercanas a la costa. Los resultados obtenidos muestran que el modelo sobreestima la escorrentía total de toda la región. En la evaluación por regiones hidrológicas, tres de las seis regiones tiene un error menor al 38% respecto a sus valores observados, las regiones R. Huicicila, Costa de Jalisco y Costa de Michoacán tienen errores del 79.2,45.7 y 52.1% respectivamente, estas últimas tres regiones son las que discrepan más en la distribución espacial de los mapas de la escorrentía total simulada y observada. El índice de ajuste calculado IOA = 0.9772, este valor indica que la precisión del modelo es suficientemente buena.

Según los resultados obtenidos, se puede observar que el balance de agua calculado por el modelo en toda la zona, es más preciso que los balances región por región, esta precisión se puede mejorar si se calibran los parámetros hidrológicos en cada región, o mejor aún, en cada cuenca.

En el estudio de sensibilidad climática asumimos que los parámetros hidrológicos permanecen constantes ante los cambios asignados a los tres escenarios. El MTH es un modelo no-lineal, la parte no lineal del modelo se encuentra en la ecuación de balance hidrológico, en particular en la escorrentía superficial ( $Q_s$ ), los resultados obtenidos en materia de agua disponible en la región muestran que la región responde más fuertemente ante cambios en precipitación que ante los cambios en temperatura.

En el análisis de la sensibilidad climática por cuencas, los resultados muestran que las zonas más elásticas son las consideradas zonas húmedas localizadas en la parte central, sur y este de la región Lerma-Santiago-Pacífico, las anomalías resultantes en las zonas semi-húmedas o más áridas en la parte norte y oeste de la región son mayores en magnitud.

Por último, un resultado que salta a la vista es que las anomalías en la disponibilidad de agua generadas en el Escenario 3 son positivas, esto indica, según el MTH, que un aumento en 20% de la precipitación media anual generará un aumento en la cantidad de agua disponible aun cuando la temperatura aumente en 2°C en toda la región.

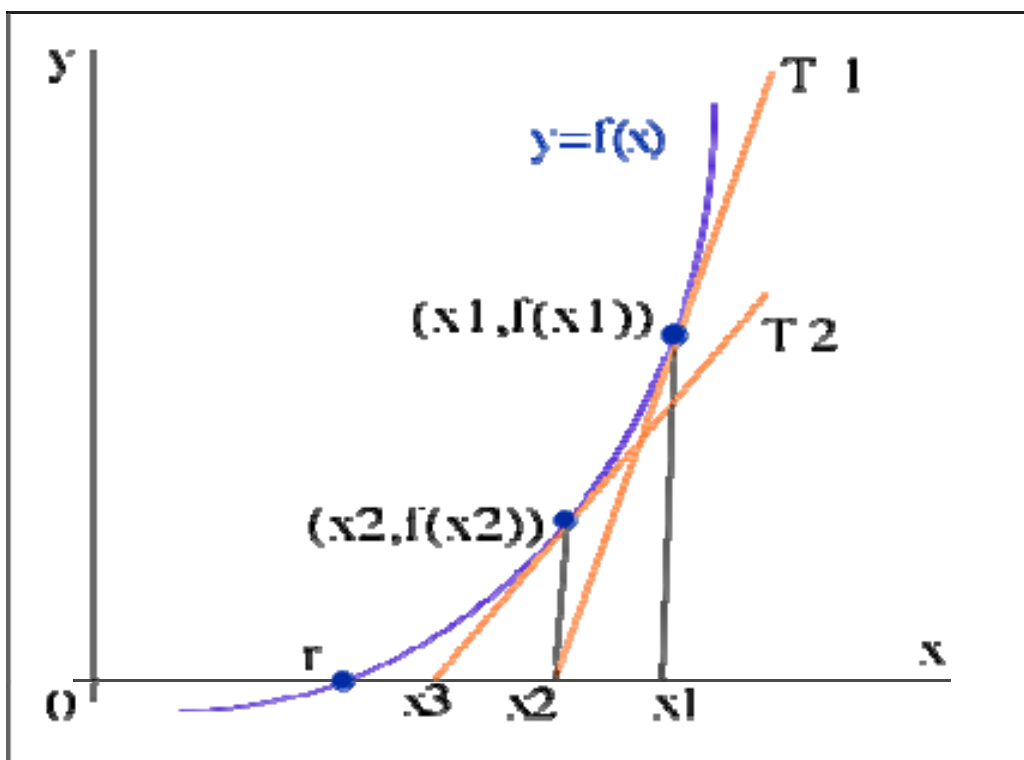
## Apéndice 1.

### “METODO DE NEWTON”.

El Método de Newton es una aplicación del cálculo diferencial que se utiliza para encontrar los ceros de una función derivable de enésimo grado con la precisión deseada. Los procedimientos para hallar las raíces o ceros de funciones lineales y cuadráticas son sencillos y exactos.

*Descripción del Método de Newton:*

Lo que nos proponemos es hallar un  $r \in \mathfrak{R}$  tal que  $f(r) = 0$ .



En la figura se observa un ejemplo de grafica de una curva  $f(x)$ . El punto  $r$  es donde la grafica corta el “eje  $x$ ”.

Para obtener una aproximación de  $r$ , primero tomamos el punto  $x_1$  cercano a  $r$ . Ahora consideren la recta tangente  $T_1$ , de  $f$  en  $(x_1, f(x_1))$ : la abscisa en el origen de  $T_1$  es  $x_2$ . Se toma  $x_2$  como una segunda aproximación de  $r$ .

Repetimos este proceso con la tangente a  $f$ ,  $T_2$ , en el punto  $(x_2, f(x_2))$  la abscisa en el origen es  $x_3$ . Este proceso se continúa hasta que se obtenga el grado de precisión requerido.



En la obtención de las aproximaciones sucesivas de  $x_1, x_2, \dots$  a partir de la primera aproximación  $x_1$ , se utilizan las ecuaciones de las rectas tangentes.

La recta tangente  $T_1$ , que pasa por  $(x_1, f(x_1))$ , tiene como pendiente  $f'(x_1)$ ; la ecuación de esta recta esta dada entonces por:

$$y - f(x_1) = f'(x_1)(x - x_1) \dots\dots\dots(\text{formula punto-pendiente}).$$

La abscisa al origen de  $T_1$  es  $x_2$ , y se halla haciendo  $y = 0$  y  $x = x_2$  :

$$\begin{aligned} 0 - f(x_1) &= f'(x_1)(x_2 - x_1) \\ \Rightarrow -f(x_1) &= f'(x_1)(x_2) - f'(x_1)(x_1) \Leftrightarrow f'(x_1)(x_2) = f'(x_1)(x_1) - f(x_1) \\ \Rightarrow x_2 &= (x_1) - \frac{f(x_1)}{f'(x_1)}, f'(x_1) \neq 0 \end{aligned}$$

La ecuación de  $T_2$ , que pasa por el punto  $(x_2, f(x_2))$  es

$$\begin{aligned} 0 - f(x_2) &= f'(x_2)(x_3 - x_2) \\ \Rightarrow -f(x_2) &= f'(x_2)(x_3) - f'(x_2)(x_2) \Leftrightarrow f'(x_2)(x_3) = f'(x_2)(x_2) - f(x_2) \\ \Rightarrow x_3 &= (x_2) - \frac{f(x_2)}{f'(x_2)}, f'(x_2) \neq 0 \end{aligned}$$

Continuando de esta forma, se deduce la formula general recursiva para la aproximación  $x_{n+1}$ , en términos de la aproximación anterior  $x_n$ :

Sea  $f$  una función derivable y sea  $r$  un cero real de  $f$ . Si  $x_n$  es una aproximación a  $r$ , entonces la siguiente aproximación  $x_{n+1}$  esta dada por:

$$x_{n+1} = x_n - \frac{f(x_n)}{f'(x_n)}, f'(x_n) \neq 0.$$

Para obtener una aproximación con  $k$  cifras decimales, se calculan cada uno de los números  $x_1, x_2, \dots$  con  $k$  cifras decimales.

## Apéndice 2.

### Evaluación del Modelo Térmico-Hidrológico.

Hasta la fecha no se ha desarrollado ningún protocolo de evaluación para este tipo de modelos. En la mayoría de los estudios científicos se hace una evaluación de los resultados cualitativos, y en aquellos donde se cuantifica el análisis se opta por el uso de estadísticas simples como el error cuadrático medio, el error absoluto medio, y el sesgo. Estos permiten medir la precisión de la modelación.

En este trabajo se optó por utilizar el error cuadrático medio (RMSE), el error absoluto medio (MAE), el error absoluto medio normalizado (NMAE) y el sesgo (BIAS).

Por precisión se entiende el promedio del grado de correspondencia entre pares individuales de valores pronosticados y observados. Los valores observados son aquellos obtenidos de las estaciones climatológicas.

Para el cálculo de la precisión se utilizó el error medio cuadrático, definido como:

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(Q_i - Q_{iobs})^2}{N}}$$

donde:

$Q_i$  es el valor calculado para cada región hidrológica  $i$

$Q_{i\text{ obs.}}$  es el valor observado para cada región hidrológica

$N$  es el numero de valores o regiones hidrológicas

El error medio cuadrático nos da la medida de las diferencias en promedio entre los valores observados y calculados. Otro calculo estadístico que nos describe una información similar es el error absoluto medio, definido como:

$$MAE = \sum_{i=1}^N \frac{|Q_i - Q_{iobs}|}{N}$$

Para tener en cuenta el peso del error respecto al valor de la variable medida se normaliza el error absoluto, teniendo el error absoluto medio normalizado definido como:

$$NMAE = \sum_{i=1}^N \frac{\frac{|Q_i - Q_{iobs}|}{Q_{iobs.}}}{N}$$

Por último, el sesgo nos proporciona información sobre la tendencia del modelo a sobreestimar o subestimar una variable, nos cuantifica el error sistemático del modelo:

$$BIAS = \sum_{i=1}^N \frac{(Q_i - Q_{iobs})}{N}$$

Complementando la información que aportan estos calculos estadísticos se ha calculado también el índice de ajuste IOA (index of agreement) este índice aporta información sobre el comportamiento del modelo al comparar los resultados con observaciones(Cort ,1981)[3]:

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i - Q_{iobs})^2}{\sum_{i=1}^N (|Q_i - Q_{media}| + |Q_{iobs} - Q_{media}|)^2}$$

donde:

N es el número de regiones hidrológicas

$Q_i$  son los valores calculados

$Q_{i obs.}$  són los valores observados

$Q_{media}$  es la media de los valores observados.

## BIBLIOGRAFIA

1. Adem, J. 1964. "On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere-ocean-continent system". *Monthly Weather Review*, 92, pp. 91-104.
2. Atlas del Agua de la República Mexicana, 1976. *Secretaría de Recursos Hidráulicos*, México, 125 pp.
3. Cort J. Willmott. "On the validation of models". *Physical Geography*, 1981, 2, pp.184-194
4. Estadísticas del Agua en México, 2004. *Comisión Nacional del Agua, CNA, México*.
5. Jáuregui, E., 1978 " Una primera estimación de la distribución de la radiación global y neta en México". *Recursos Hidráulicos*, VII, 2, 96-106.
6. Mendoza V. M., E.E. Villanueva and J. Adem, 1997. " Vulnerability of basins and watersheds in Mexico to global climate change". *Climate Research*, 9,139-145.
7. Mendoza V. M., E. E. Villanueva y J. Adem, 2002. "Simulation of the annual thermal and hydrological cycle in México". *Geofísica Internacional*, 61, pp. 163-178.
8. Schaake J. C., Koren V. I. y Qing-Yun Duan. "Simple water balance for estimating runoff at different spatial and temporal scales". *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, march 20, 1996, pp. 7461-7469.
9. Rene Garduño L., 2004. *Ciencia y Conciencia del agua, El Futuro del agua en México*, Universidad de Guadalajara; El Colegio de México, pp. 29-44.

### *En Internet:*

10. <http://web.usal.es/~javisan/hidro/temas/T020.pdf>  
"El ciclo hidrológico", F. J. Sánchez, 2002.
11. <http://www.cna.gob.mx/eCNA/Espaniol/publicaciones/PlanRegionalHidraulico/RegionVIII/regionVIII3a.pdf>  
CNA, Publicaciones; El Agua, recurso estratégico y de seguridad nacional, en donde estamos. Programa hidráulico Nacional 2002-2006.

12. <http://info4.juridicas.unam.mx/ijure/fed/15/4.htm?s>  
LEY DE AGUAS NACIONALES, Titulo primero disposiciones preliminares, capitulo único. Artículo 3.
13. [www.pamas.colmex.mx/PAMAS/crisis/Publicacion/03AguaDesarrollo.pdf](http://www.pamas.colmex.mx/PAMAS/crisis/Publicacion/03AguaDesarrollo.pdf)  
Publicación del Foro “Agua para las Américas en el siglo XXI”, 2002; Capitulo 3, Agua y Desarrollo en México, 73-74.