



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“APLICACIÓN DEL MODELO TERMO-HIDROLÓGICO PARA DETERMINAR
EL EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA DISPONIBILIDAD DE AGUA
SUPERFICIAL EN LA CUENCA DEL RÍO MOCTEZUMA”**

T E S I S

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

P R E S E N T A

ANA BERTHA PONCE PACHECO

JURADO EXAMINADOR

- 1) Dr. VÍCTOR MANUEL MENDOZA CASTRO
- 2) Dra. ELBA E. VILLANUEVA URRUTIA
- 3) Dr. BALDEMAR MÉNDEZ ANTONIO
- 4) Dr. CARLOS FUENTES RUÍZ
- 5) Dra. LAURA ALICIA IBÁÑEZ CASTILLO



MÉXICO D.F.

AGOSTO DE 2011



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco especialmente a la Universidad Nacional Autónoma de México y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por haberme brindado la oportunidad de continuar mis estudios.

Agradezco a todo el personal del Posgrado en Ciencias de la Tierra, tanto académico como administrativo, por la atención que me brindaron, sobre todo por el apoyo y los muchos conocimientos que me compartieron en el periodo que estuve realizando mis estudios de Maestría.

Agradezco a todos mis maestros, especialmente al Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro por aceptar ser mi tutor y compartirme parte de su tiempo, en la revisión y guía para la elaboración de este trabajo.

Agradezco a los profesores del Centro de Ciencias de la Atmósfera, la Dr. Elba Villanueva y al Dr. Baldemar Méndez; de la Universidad Autónoma Chapingo a la Dra. Laura Alicia Ibáñez, y de la Universidad Autónoma de Querétaro al Dr. Carlos Fuentes, por sus comentarios y revisión de esta tesis.

También quiero agradecer a todos mis compañeros por su amistad y apoyo. Por compartir sus experiencias y por todo lo que aprendimos juntos.

Finalmente agradezco a Nacho por sus comentarios y correcciones de estilo y ortográficos, por su paciencia y sobre todo por el apoyo y la motivación en los tiempos difíciles.

A Filo, Pedro, Nacho, Ye, Dani, y Gel

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS	2
3. CARACTERIZACIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO MOCTEZUMA	2
3.1. LOCALIZACIÓN	2
3.2. CARACTERÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS.....	4
4. MODELO TERMO-HIDROLÓGICO	5
4.1. ANTECEDENTES	5
4.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO	7
4.2.1. ECUACIONES BÁSICAS	7
4.2.2. PARAMETRIZACIONES DE LOS FLUJOS DE CALOR Y AGUA	8
4.2.3. INTEGRACIÓN DEL MODELO	14
5. ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO SRES-A1B Y SRES-A2.....	16
6. METODOLOGÍA	20
6.1. BASES DE DATOS	20
6.2. CONDICIONES INICIALES.....	23
6.3. CALIBRACIÓN DEL MODELO.....	24
6.3.1. DETERMINACIÓN DE QGMAX Y DMAX	24
6.3.2. CALIBRACIÓN	25
6.4. VALIDACIÓN DEL MODELO	27
6.4.1 ESTADÍSTICAS PARA LA VALIDACIÓN.....	30
7. RESULTADOS	32
7.1. VALORES CLIMÁTICOS ANUALES.....	32

7.2. VALORES CLIMÁTICOS MENSUALES	34
7.3. VARIABILIDAD INTERANUAL	39
7.4. VARIABILIDAD INTRA-ANUAL	44
7.5. MTH EN ESCENARIOS DE CLIMA FUTURO	49
7.5.1. ESCENARIO A2	49
7.5.2. ESCENARIO A1B.....	52
7.6. DISPONIBILIDAD DE AGUA.....	56
8. CONCLUSIONES	63
9. RECOMENDACIONES.....	65
10. BIBLIOGRAFÍA	67

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 4.1.	Escorrentía anual por habitante 1995 y 2050.	6
Cuadro 6.1.	Variables de entrada que utiliza el MTH.	20
Cuadro 6.2.	Error cuadrático medio del gasto simulado con parejas de parámetros Q_{gmax} y D_{max} con $ETP=5.5$ mm.	26
Cuadro 6.3.	Acuíferos sobreexplotados dentro de la Cuenca del Río Moctezuma	28
Cuadro 6.4.	Estadísticas de validación.....	31
Cuadro 7.1.	Valores medios anuales en milímetros por año.	56
Cuadro 7.2.	Población en la cuenca del río Moctezuma en el periodo 2011-2030.	57
Cuadro 7.3.	Escala de clasificación de la disponibilidad natural media de agua per cápita ($m^3/hab/año$).....	59
Cuadro 7.4	Disponibilidad de agua en la cuenca del Río Moctezuma para ambos escenarios de cambio climático y para diferentes propuestas de crecimiento de la población. ($m^3/hab/año$).....	60
Cuadro 7.5.	Diferencia en cuanto a disponibilidad de agua según el crecimiento de la población en comparación con la disponibilidad estimada utilizando las proyecciones de crecimiento de población del CONAPO.....	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1.	Localización de la cuenca del Río Moctezuma en la Republica Mexicana.....	2
Figura 3.2.	Cuenca del Río Moctezuma dividida por Estados.	3
Figura 3.3.	Topografía de la cuenca Moctezuma.....	3
Figura 3.4.	Temperatura Máxima (°C) mensual climática (1960-1994) en la cuenca Moctezuma.....	4
Figura 3.5.	Temperatura Mínima (°C) mensual climática (1960-1994) en la cuenca Moctezuma.....	4
Figura 3.6.	Lámina de precipitación (mm) mensual climática (1960-1994) en la cuenca Moctezuma.....	5
Figura 5.1.	Concentración de CO ₂ para las familias de escenarios A1 y A2 desde 1990 a 2100, IPCC (2001).	17
Figura 5.2.	Estabilización de escenarios propuestos por IPCC WG1 TSU.	17
Figura 5.3.	Emisión global de gases de efecto invernadero para el año 2000 y las líneas de base de emisiones proyectadas para 2030 y 20100, IPCC (2007).....	18
Figura 5.4.	Esquema que ejemplifica la implementación del REA como método de regionalización.	19
Figura 6.1.	Localización de estaciones meteorológicas en la cuenca del Río Moctezuma.	21
Figura 6.2.	Promedio anual de temperatura mínima, temperatura máxima, nubosidad, y precipitación acumulada anual para la cuenca del Río Moctezuma.	22
Figura 6.3.	Promedio anual de Humedad Relativa (HR), Magnitud del Viento (Va), Albedo (α_s), y Radiación (Ro) para la cuenca del Río Moctezuma.....	22
Figura 6.4.	Humedad del suelo en % para el año 1961. Integraciones con tres distintas condiciones iniciales. El modelo converge a una única solución aproximadamente en 165 días de integración consecutiva a partir de dicho punto la condición inicial no tiene señal en el resultado.	23
Figura 6.5.	Curva de recesión de gasto medido en la estación El Olivo en el periodo del 22 de enero al 15 de mayo de 1984.	25

Figura 6.6.	Curvas de recesión de la escorrentía sub-superficial (escorrentía base) para distintos D_{max} y Q_{max} comparadas con los datos observados del gasto en la estación El Olivo.	27
Figura 6.7.	Gastos diarios observados en la estación hidrológica El Olivo y simulados por el MTH en el periodo comprendido de 1968 a 1994.	29
Figura 6.8.	Gastos acumulados mensuales observados y en la estación hidrológica El Olivo y simulados por el MTH en el periodo de 1968 a 1994.	30
Figura 7.1.	Valores medios anuales (1962-1994) en milímetros de la precipitación observada (izq.) y la evapotranspiración potencial (der.) calculada por el MTH.	32
Figura 7.2.	Valores medios anuales (1962-1994) en milímetros de la escorrentía total (izq.) y la evapotranspiración real (der.) calculadas por el MT.	33
Figura 7.3.	Valores climáticos del índice de aridez (izq.) y la razón de evapotranspiración (der.).....	34
Figura 7.4.	Láminas de precipitación acumulada mensual (1962-1994) en milímetros.	35
Figura 7.5.	Evapotranspiración potencial mensual (1962-1994) en milímetros.	36
Figura 7.6.	Evapotranspiración Potencial climática mensual (rojo) y Precipitación climática mensual (verde).	37
Figura 7.7.	Láminas de escorrentía total mensual (1962-1994) en milímetros.	38
Figura 7.8.	Lámina de evapotranspiración real mensual (1962-1994) en milímetros.	39
Figura 7.9.	Razón de desviación de evapotranspiración real RDE (izq), y razón de desviación de escorrentía RDQ (der.).....	41
Figura 7.10.	Distribución espacial de la desviación en el balance de la ecuación (7.3) valores distintos de cero en el mapa muestran las regiones de la cuenca donde la ecuación no se cumple.....	42
Figura 7.11.	Distribución espacial de la razón de desviación del almacenamiento de agua en el suelo (σ_{AAS}/σ_P).	42
Figura 7.12.	Forma funcional propuesta por Zhang (2001) con valores de w desde 0.1 a 0.5, comparada con la dispersión de la razón de evapotranspiración (E/P) contra el índice de aridez (ETP/P) calculados con el MTH, cada punto representa un pixel en los mapas de la cuenca.....	44
Figura 7.13.	Dispersión de los años de 1961 a 1994 respecto de la curva de Zhang de 0.24.	45

Figura 7.14.	Anomalías respecto de los valores climáticos de la láminas mensuales de precipitación evapotranspiración real y potencial en los años con razón de evapotranspiración arriba de lo esperado.....	45
Figura 7.15.	Anomalías respecto de los valores climáticos de la láminas mensuales de precipitación, evapotranspiración real, y potencia en los años con razón de evapotranspiración abajo de lo esperado.	46
Figura 7.16.	Valores anuales en porcentaje (1961-1994) de la razón de evapotranspiración y la lluvia en los meses de secas.....	47
Figura 7.17.	Distribución de la lluvia acumulada mensual de los años 1982 y 1984 comparada con los valores climáticos mensuales.....	48
Figura 7.18.	Comparación entre la distribución de la precipitación diaria en los años 1964 y 1988.	48
Figura 7.19.	Valores medios anuales (2010-2030) bajo el escenario A2 en milímetros de la precipitación observada (izq.) y la evapotranspiración potencial (der.) calculada por el MTH.	49
Figura 7.20.	Valores medios anuales (2010-2030) bajo el escenario A2 en milímetros de la escorrentía total (izq.) y la evapotranspiración real (der.).....	50
Figura 7.21.	Índice de aridez (izq.) y Razón de evapotranspiración (der.) en el periodo 2010-2030 bajo el escenario A2.	50
Figura 7.22.	Anomalías del Índice de Aridez (izq) y de la Razón de Evapotranspiración (der) para el escenario A2.....	51
Figura 7.23.	Dispersión de los años 2011 al 2030 para el escenario A2 respecto de la curva de Zhang con $w=0.24$	51
Figura 7.24.	Tendencia de la razón de evapotranspiración (%) en el periodo 2011-2030 para el escenario A2.	52
Figura 7.25.	Valores medios anuales (2011-2030) bajo el escenario A1B en milímetros de la precipitación observada (izq.) y la evapotranspiración potencial (der.) calculada por el MTH.	53
Figura 7.26.	Valores medios anuales (2011-2030) bajo el escenario A1B en milímetros de la escorrentía total (izq.) y la evapotranspiración real (der.).....	53
Figura 7.27.	Índice de aridez (izq.) y Razón de evapotranspiración (der.) en el periodo 2011-2030 bajo el escenario A1B.	54

Figura 7.28.	Anomalías del Índice de Aridez (izq) y de la Razón de Evapotranspiración (der) para el escenario A1B.	54
Figura 7.29.	Dispersión de los años 2011 al 2030 para el escenario A1b respecto de la curva de Zhang con $w=0.24$	55
Figura 7.30.	Tendencia de la razón de evapotranspiración (%) en el periodo 2011-2030 para el escenario A1b.	55
Figura 7.31.	Escurrimiento medio anual para el periodo 2011-2030 bajo el escenario A2.	56
Figura 7.32.	Escurrimiento medio anual para el periodo 2011-2030 bajo el escenario A1B.	57
Figura 7.33.	Evolución de la población en el periodo 2011 a 2030 según las proyecciones realizadas por el CONAPO.	58
Figura 7.34.	Disponibilidad Anual de agua en el periodo 2011-2030 para los escenarios A1B y A2.	58
Figura 7.35.	Evolución de la población en el periodo 2011 a 2030 según las proyecciones realizadas por el CONAPO, en rojo, y crecimiento lineal de la población en azul.	59
Figura 7.36.	Evolución de la población en el periodo 2011 a 2030 según las proyecciones realizadas por el CONAPO, en rojo, y crecimiento de la población estancado a partir de 2017 en azul.	60
Figura 7.37.	Presión sobre el recurso agua en el periodo 2011-2030 para el escenario A1B y A2. Considerando sólo el agua superficial concesionada.	62
Figura 7.38.	Presión sobre el recurso agua en el periodo 2011-2030 para el escenario A1b y A2. Considerando sólo el agua superficial y subterránea concesionada.	63

RESUMEN

Se aplicó el modelo Termo-Hidrológico en la cuenca del Río Moctezuma con el fin de determinar la disponibilidad de agua superficial para el periodo 2010-2030. Para ello fue necesario recabar información climática de estaciones meteorológicas y datos de NARR para establecer la climatología de la cuenca en el periodo 1961-1994, con dicha información y con datos de estaciones hidrométricas se calibró el modelo de acuerdo con las condiciones de la cuenca. Para determinar la disponibilidad de agua en el periodo 2011-2030 se utilizaron anomalías de precipitación y temperatura de dos escenarios de cambio climático propuestos por el IPCC, el escenario A1B y el escenario A2. Dado que la disponibilidad de agua depende de la población se usaron las proyecciones de población a 2030 del Consejo Nacional de Población. Ambos escenarios de cambio climático muestran un comportamiento similar en cuanto a la disponibilidad de agua se refiere hasta el año 2030, sin embargo el escenario A2 muestra en general menor disponibilidad de agua que el escenario A1B. Por otro lado según los indicadores presentados por la CONAGUA en 2004, la cuenca tendrá una disponibilidad de agua extremadamente baja para ambos escenarios. En cuanto a la presión que se ejerce sobre el recurso agua para ambos escenarios es alta.

Palabras clave: Disponibilidad de agua, escenarios de cambio climático, Modelo Termo-hidrológico.

1. INTRODUCCIÓN

Debido a que uno de los principales efectos del Cambio Climático Global es la alteración del ciclo hidrológico se producen cambios en la disponibilidad de agua sobre la superficie de los continentes a escala tanto global como regional. Es importante modelar los procesos físicos que tienen lugar en la interacción que existe entre los aspectos climáticos y los hidrológicos.

Según el estudio de vulnerabilidad en el recurso agua en las zonas hidrológicas de México realizado por Mendoza *et al.* (1997); la región del Pánuco muestra una vulnerabilidad alta en el almacenamiento del recurso agua y una vulnerabilidad de moderada a alta en el consumo total de agua; y finalmente una vulnerabilidad de media a alta en cuanto a la reserva de agua.

La cuenca del Río Moctezuma se localiza dentro de la Región Hidrológica del Pánuco, el río nace en el Distrito Federal y desemboca en los límites del estado de Veracruz y Tamaulipas. Esta región es una de las regiones más pobladas del país, y con mayor demanda de agua, a tal grado que para satisfacerla es necesario hacer uso de importaciones de agua de otras cuencas, sobre todo de sus acuíferos sobre explotados

Es por ello que el objetivo de este trabajo es determinar la disponibilidad natural media de agua de la cuenca del Río Moctezuma ante el cambio climático, para lo cual se utilizó el Modelo Termo-Hidrológico (MTH) desarrollado en el Centro de Ciencias de la Atmósfera por Mendoza *et al.* (2002, 2009).

En un principio el MTH fue diseñado para trabajar con variables mensuales, pero en el presente estudio se utilizó la versión del MTH con variables diarias. Se trata de un modelo no lineal, el cual consta de dos ecuaciones de balance no lineales: la ecuación de conservación de energía y la de balance de agua en el suelo, ambas acopladas mediante la temperatura del suelo y la humedad del suelo.

Para determinar la disponibilidad de agua en el periodo 2011-2030 se utilizaron las anomalías de precipitación y temperatura para los escenarios de clima A2 y A1B reportados en el Cuarto Informe del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés; 2007), los cuales reflejan rumbos de desarrollo económico y tecnológico distintos. Además se hizo uso de las proyecciones de crecimiento de la población del Consejo Nacional de Población (CONAPO). En los resultados se muestra que la disponibilidad de agua superficial en la cuenca para ambos escenarios tiende a disminuir, y la presión sobre el recurso hídrico es en ambos escenarios mayor a 40% lo que indica una fuerte presión sobre dicho recurso la cual tiende a aumentar. En general se observa que la cantidad de agua escurrida

en la cuenca tiene una tendencia negativa por lo que se espera que el escurrimiento sea menor y la evapotranspiración sea mayor para ambos escenarios.

2. OBJETIVOS

- Determinar la disponibilidad natural media de agua superficial de la cuenca del Río Moctezuma ante el cambio climático usando el Modelo Termo-Hidrológico (MTH) para los escenarios A1B y A2 del IPCC.

OBJETIVOS PARTICULARES

- Determinar la climatología de la cuenca del río Moctezuma para un periodo mínimo de 30 años.
- Calibrar y validar el MTH para la Cuenca del Río Moctezuma.

3. CARACTERIZACIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO MOCTEZUMA

3.1. LOCALIZACIÓN

La cuenca del Río Moctezuma se localiza al centro de la Republica Mexicana, entre 19° 15' y 21°50' Norte y entre 98°05' y 100°35' Oeste y pertenece a la región hidrológica número 26 Pánuco que desemboca en el Golfo de México. Figura 3.1.



Figura 3.1. Localización de la cuenca del Río Moctezuma en la Republica Mexicana.

Esta cuenca tiene un área de 33,483 km², según datos del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS), la superficie de la cuenca se encuentra distribuida

entre los estados de Hidalgo, Querétaro, México, Puebla, Tlaxcala, Veracruz, Guanajuato, San Luis Potosí y Distrito Federal (INEGI, 2010). Figura 3.2.

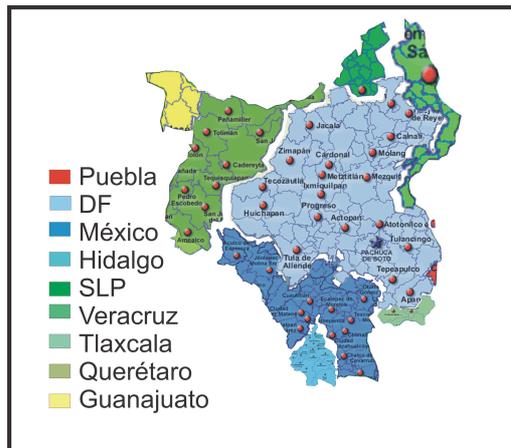


Figura 3.2. Cuenca del Río Moctezuma dividida por Estados.

El río Moctezuma nace en el Valle de México, donde sirve de canal de desagüe para el drenaje profundo de la Ciudad de México. Continúa su recorrido hasta la presa de Zimapan, ubicada en la frontera entre Hidalgo y Querétaro. Posteriormente el río desciende hasta alcanzar la Huasteca en San Luis Potosí: Prosigue su curso hasta el estado de Veracruz donde se une a otros ríos para formar el río Pánuco. La topografía de la cuenca no es muy accidentada en la parte alta, pero en la parte baja se vuelve sinuosa teniendo grandes pendientes, los datos topográficos se obtuvieron del software GeoMapApp®. Figura 3.3.

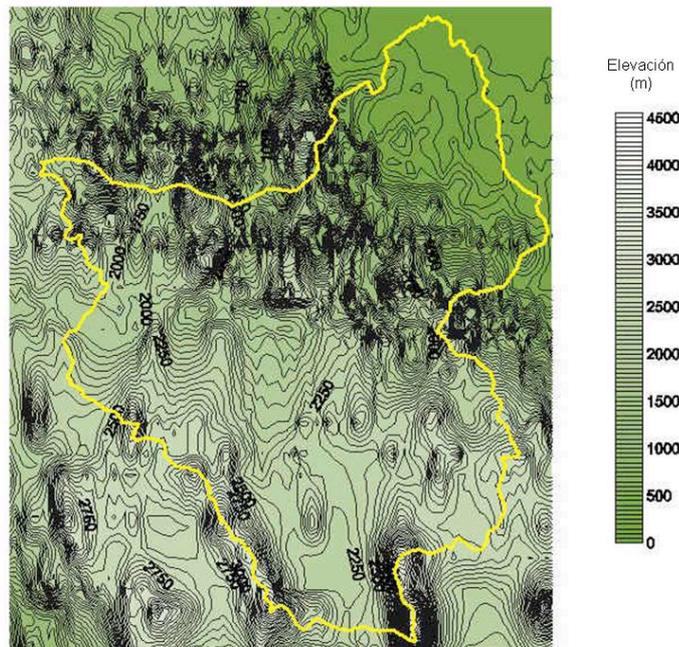


Figura 3.3. Topografía de la cuenca Moctezuma.

3.2. CARACTERÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS

En las siguientes figuras se muestran las principales características climáticas de la cuenca. La Figura 3.4 muestra que la temperatura máxima más alta se alcanza en el mes de mayo, siendo poca la diferencia con el mes de abril. Mientras que la Figura 3.4 muestra que la temperatura mínima más baja se alcanza en enero. La temperatura máxima promedio es 24.7°C y la mínima 10.6°C. Estos datos se obtuvieron del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de su base de datos denominada CLICOM (2008).

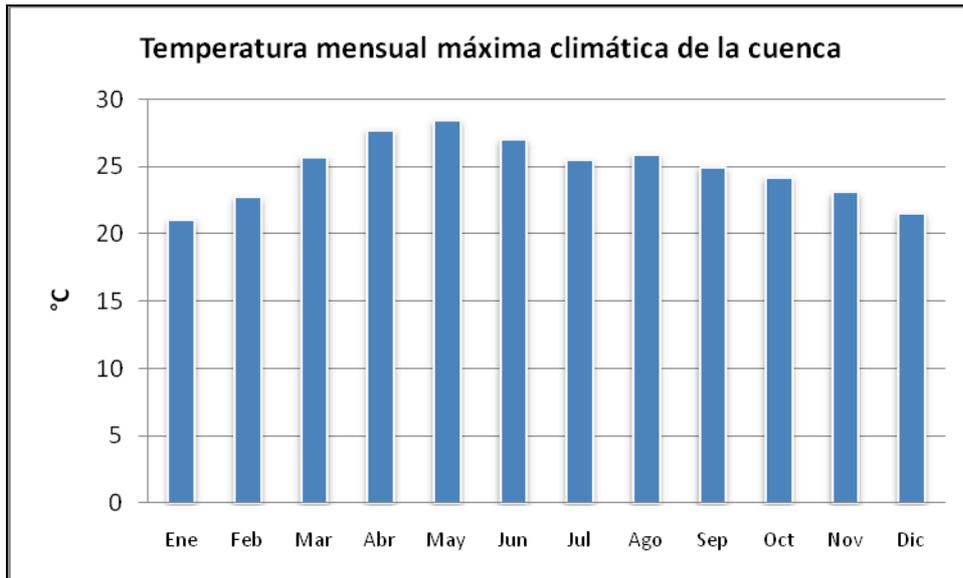


Figura 3.4. Temperatura Máxima (°C) mensual climática (1960-1994) en la cuenca Moctezuma.

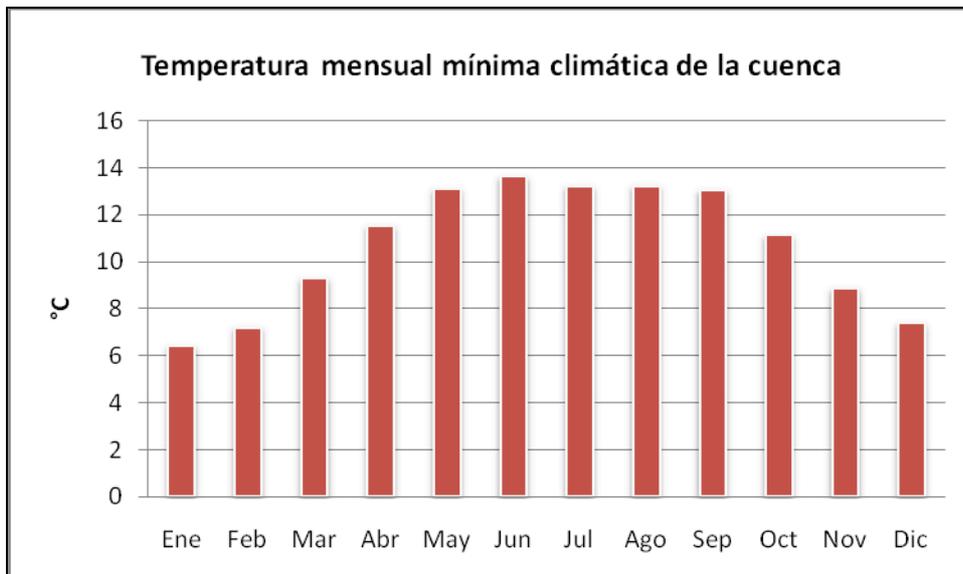


Figura 3.5. Temperatura Mínima (°C) mensual climática (1960-1994) en la cuenca Moctezuma.

La Figura 3.5 muestra la lámina de precipitación acumulada mensual en mm. La temporada de lluvias inicia claramente en el mes de mayo y termina en octubre, teniendo precipitaciones menores en los meses invernales. En el mes de agosto se presenta un mínimo relativo, que corresponde a la sequía intra-estival o canícula. La precipitación anual climática durante el periodo 1960-1994 es de 1,073.7 mm.

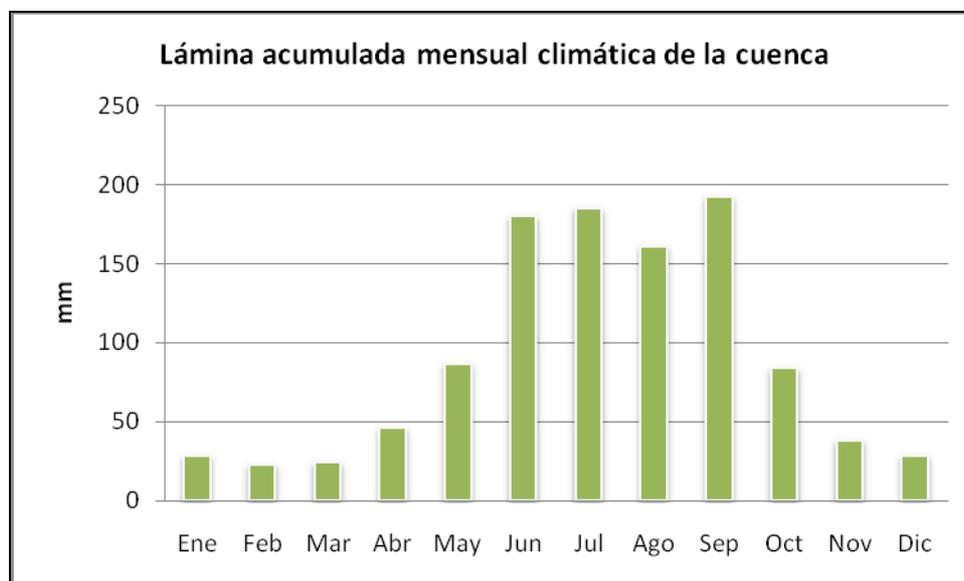


Figura 3.6. Lámina de precipitación (mm) mensual climática (1960-1994) en la cuenca Moctezuma.

4. MODELO TERMO-HIDROLÓGICO

4.1. ANTECEDENTES

En 1997, Mendoza *et al.* en el estudio de país utilizaron el Modelo Termo-Hidrológico para determinar la vulnerabilidad de 12 zonas hidrológicas definidas para tal estudio.

El MTH fue aplicado para determinar la escorrentía anual, el agua disponible y el agua almacenada bajo las condiciones climáticas futuras (para el año 2050) (Mendoza *et al.* 1997) en dicho estudio se especifica que la cuenca del Pánuco (Zona V) mostraba tan solo una disposición de 931 metros cúbicos anuales por habitante en el año 1995, así mismo se muestra que esta es la zona más poblada del país proyectándose un incremento de población del 67.8% para el año 2050 por lo que dicha zona sufrirá una reducción en escorrentía por habitante de 2.2%, de acuerdo con el MCG, GFLRD30 y 49.6% de acuerdo con el CCCM. Los datos se muestran en el Cuadro 4.1.

Cuadro 4.1. Escorrentía anual por habitante 1995 y 2050.

Zonas	1995	2050	Escorrentía anual escenario base		Incremento (%) en la escorrentía anual por habitante		
	Núm. de habitantes	Incremento (%) en el Núm. de habitantes	Millones de metros cúbicos	Millones de litros por habitante	GFDLR30	CCCM	MTC
I	2610261	69	29846.6	11.43	-27	-15.9	-35.2
II	13646626	67.8	187014.2	13.7	-7.3	-41	39.7
III	4845010	67.7	65723.2	13.56	-0.1	-47.1	37.9
IV	9287032	68.1	29005.2	3.12	30.8	-65.7	-54.3
V	22622258	67.8	21067.7	0.93	-2.2	-49.6	-46.8
VI	15771469	67.9	103389.2	0.66	52.4	-56	-60.1
VII	2069891	66.6	20991.1	10.14	7.58	-34.8	-54.4
VIII	5779209	67.9	34459.7	5.96	51.3	-32.6	-80.2
IX	3773429	68.1	3003	0.79	107.1	-50.1	-69.6
X	686911	72.6	2112.1	3.07	32.2	-57.8	-39.4
XI	8114705	68.3	6121.7	0.75	31.3	-30.1	-54.4
XII	2326338	68.9	287.3	0.12	55.1	0	-72.4
País	91533139	67.9	410021	4.48	4.4	-41.6	-45.6

*Fuente: Mendoza *et al.*, 1997

En el Cuadro 4.1 se muestran el número de habitantes para 1995 en cada zona hidrológica y en el país y su incremento al año 2050. Ambos estimados usando las proyecciones logísticas de población del año 1995 al 2050 para la Republica Mexicana, proporcionadas por el grupo de asentamientos humanos de estudio de país; así como la escorrentía anual en el escenario base, en millones de metros cúbicos y en millones de litros por habitante y su incremento en el clima Futuro, según los escenarios GFDLR30, CCCM Y MTC (Mendoza *et al.*, 1997).

Santisteban (2010) ajustó el MTH para que trabajara a escala diaria. Por lo que en lugar de utilizar los valores medios mensuales de cada variable del modelo (precipitación, temperatura, viento, albedo etc.) se utilizaron los valores medios diarios. Se piensa que trabajar con datos mensuales podría afectar el resultado final debido a que el promedio no toma en cuenta la variabilidad diaria y aplica el mismo valor a cada día. Las condiciones meteorológicas son distintas en cada día produciendo diferentes resultados si se toma en cuenta día por día que si se aplica el promedio a cada día, es por ello que en el presente trabajo se aplica el MTH a escala diaria.

4.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO

4.2.1. ECUACIONES BÁSICAS

El modelo Termo-Hidrológico es un modelo no lineal de variables mensuales el cual consta de dos ecuaciones de balance no lineales acopladas, una ecuación de conservación de energía térmica aplicada a la capa superior del suelo y una ecuación de balance de agua, ambas ecuaciones son acopladas a través de la temperatura del suelo y el déficit de humedad del mismo (Mendoza *et al.*, 2009). A continuación se describen ambas ecuaciones.

La temperatura del suelo se calcula mediante la ecuación de balance de energía

$$E_s = G_2 + G_3 + G_s \quad (4.1)$$

donde

E_s : radiación neta.

G_2 : flujo de calor sensible cedido a la atmósfera por el transporte vertical turbulento.

G_3 : flujo de calor latente en la superficie del suelo.

G_s : flujo de calor sensible por conducción entre la capa superior del suelo y la capa del subsuelo.

El cambio en el déficit de humedad se calcula mediante la ecuación de balance de agua:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = P - E - Q \quad (4.2)$$

donde

D : déficit de humedad de la capa superficial del suelo.

E : Evapotranspiración en la parte superficial del suelo.

Q : escurrimiento.

P : precipitación.

Expresado de forma sencilla, la razón de almacenamiento de energía térmica en el suelo es igual al calentamiento por radiación menos el enfriamiento por flujos de

calor sensible y latente (4.1) y la razón de almacenamiento de agua en el suelo es igual a la precipitación menos la evapotranspiración menos la escorrentía (4.2).

La precipitación es el factor esencial del ciclo hidrológico, una parte de la precipitación es absorbida y evaporada de manera inmediata por el suelo constituyendo la abstracción inicial, la cual una vez satisfecha permite que inicie el flujo de agua a través de cauces y áreas adyacentes semi-permeables para constituir el escurrimiento superficial, el resto de la precipitación ingresa al suelo y se adiciona como almacenamiento, el cual está representado por el lado izquierdo de la ecuación (4.2). En el suelo parte del agua almacenada se infiltra formando el escurrimiento sub-superficial y parte es extraída por evaporación en la superficie del suelo y por transpiración a través de la vegetación, estos dos procesos que en conjunto reciben el nombre de evapotranspiración se encuentran contemplados en el primer término del lado derecho de la ecuación (4.2). Tanto la escorrentía superficial como la sub-superficial desembocan en los ríos y la suma se encuentra representada en el segundo termino de la ecuación (4.2). En el balance térmico hidrológico anual, después de que la solución numérica se ha estabilizado, la razón de almacenamiento de energía térmica y la razón de almacenamiento de agua en el suelo se anulan; resultando que en la primera ecuación los flujos anuales de calor latente y sensible son balanceados por el calentamiento anual por radiación. En la segunda ecuación la escorrentía resulta ser igual a la precipitación menos la evapotranspiración (Mendoza *et al.*, 2007).

4.2.2. PARAMETRIZACIONES DE LOS FLUJOS DE CALOR Y AGUA

Siguiendo el procedimiento desarrollado por Mendoza *et al.* (2002), la radiación neta en la superficie del suelo (en W/m^2), aplicable a promedios climatológicos de las variables, se calcula usando la ecuación dada por Budyko (1974) citado por Mendoza *et al.* 2002

$$E_s = -\delta\sigma T_a^4 \left[0.254 - 0.0049 U_a e_s(T_a) \right] (1 - c\varepsilon) - 4\delta\sigma T_a^3 (T_s - T_a) + \alpha_1 I_1 \quad (4.3)$$

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) son la temperatura del aire y la humedad relativa del aire sobre la superficie respectivamente; $e_s(T_a)$ es la presión de saturación de vapor de agua (en hPa) a la temperatura del aire, ε es la fracción de cantidad de nubes, $c = 0.65$ es un coeficiente de nubosidad y $\alpha_1 I_1$ es la radiación de onda corta absorbida por la capa superficial de suelo(en Wm^{-2})

$$\alpha_1 I_1 = R_0 (1 - \alpha_s) \quad (4.4)$$

donde R_0 es la radiación total recibida por la superficie del suelo (en Wm^{-2}), y α_s es el albedo de la superficie del suelo (en fracción).

El flujo de calor sensible (en Wm^{-2}) se calcula mediante la siguiente ecuación

$$G_2 = \frac{\rho_a c_p}{r_a} (T_s - T_a) \quad (4.5)$$

donde r_a es la resistencia aerodinámica a el flujo de calor sensible en sm^{-1} ; $\rho_a = 1.225 \text{ kg } m^{-3}$ es la densidad de aire superficial; $c_p = 1.004 \text{ J kg}^{-1} K^{-1}$, el calor específico del aire a presión constante; la resistencia aerodinámica es calculada de la ecuación (4.6)

$$r_a = \frac{1}{k^2 |V_a|} \left[\ln \left(\frac{Z_a - d}{Z_0} \right) \right] \quad (4.6)$$

donde $k = 0.41$ es la constante de Von Kármán, $|V_a|$ es la magnitud de la velocidad del viento en ms^{-1} al nivel $Z_a > Z_0 + d$, donde d es el desplazamiento del plano cero y Z_0 es el nivel de la superficie del suelo, ambos en metros. Mendoza *et al.* (2002) tomó el valor de Z_0 y el correspondiente valor de d de Benjamin y Carlson (1986) y Oke (1987).

El flujo de calor sensible (en Wm^{-2}) hacia el subsuelo se calcula por medio de la siguiente ecuación:

$$G_s = -\Lambda (T_s - T_1) \quad (4.7)$$

Donde T_1 es la temperatura a una profundidad z_1 , que es igual a λ/Λ ; Λ es calculado por medio de la siguiente ecuación y representa la conductividad aparente (en Wm^2K^{-1}) de la capa del suelo

$$\Lambda = \lambda \sqrt{\frac{\pi}{k\tau}} \quad (4.8)$$

donde λ es la conductividad térmica de las partículas del suelo, de la porosidad y de la humedad del suelo; τ es el periodo (en s) de la variación de la temperatura del suelo, y k es la difusividad térmica del suelo (en m^2s^{-1}).

Valores típicos de κ y λ 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. Tomando valores de $\tau = 3.15 \times 10^7 \text{ s}$, $\Lambda = 0.5 \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-1}$ y $z_l = 2 \text{ m}$ para un periodo anual, Mendoza *et al.*, (2001) 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 7K en Julio, por lo tanto 3.5 Wm^{-2} es el valor máximo representativo para G_s .

Jáuregui (1978) estimó la radiación neta E_s para la parte central de México, obteniendo valores de 100 y 137 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 subsuelo es despreciable y la radiación neta es balanceada principalmente por los flujos de calor latente y sensible.

El flujo de calor latente (en Wm^{-2}) se calculó con la siguiente ecuación

$$G_3 = \rho_w LE \quad (4.9)$$

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.

Se asume que la evapotranspiración (E) es una fracción de la evaporación que tendría una superficie de agua (llamada evapotranspiración potencial ETP) cuya temperatura es igual a la temperatura superficial del suelo, esto es:

$$E = \left(\frac{D_{\max} - D}{D_{\max}} \right) ETP \quad (4.10)$$

donde D_{\max} es el valor máximo de D .

Así la evapotranspiración E es una fracción de la evapotranspiración potencial ETP que decrece de 1 cuando D es cero hasta cero cuando $D = D_{\max}$. Cuando D es cero significa que el sistema está saturado hasta su límite. El término $(D_{\max} - D) / D_{\max}$ en la ecuación (4.10) es llamado *disponibilidad de humedad*.

Para calcular la evapotranspiración potencial ETP se aplica la ecuación de balance de energía (4.1) a una superficie de agua tomando $G_s = 0$ y suponiendo que la resistencia aerodinámica para el flujo de calor latente y sensible es igual y usando la siguiente aproximación:

$$e_s(T_s) = e_s T_a + \Lambda(T_s - T_a) \quad (4.11)$$

donde $e_s(T_s)$ es la presión de saturación de vapor en hPa a la temperatura de la superficie del suelo y Δ 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 se tiene

$$G_3 = \frac{\rho_a L}{r_a} (q_s - q_a) \quad (4.12)$$

el cual representa el gradiente de humedad y,

$$G_2 = \frac{\rho_a c_p}{r_a} (T_s - T_a) \quad (4.13)$$

representa el gradiente de temperatura.

En la ecuación (4.11) q_s y q_a representan la humedad del suelo y el aire respectivamente, las cuales están dadas por:

$$q_s = \frac{0.622}{P_a} e_s(T_s) \quad \text{y} \quad q_a = \frac{0.622}{P_a} e_a \quad (4.14)$$

donde P_a es la presión atmosférica y e_a es la presión de vapor, por lo que:

$$(q_s - q_a) = \frac{0.622}{P_a} (e_s(T_s) - e_a) \quad (4.15)$$

Usando la aproximación de la ecuación (4.11) se tiene:

$$(q_s - q_a) = \frac{0.622}{P_a} (e_s(T_a) - e_a + \Delta(T_s - T_a)) \quad (4.16)$$

Ya que $e_a = U_a e_s(T_a)$, finalmente se puede expresar G_3 como:

$$G_3 = \frac{0.622}{P_a} \frac{\rho_a L}{r_a} [e_s(T_a) - U_a e_s(T_a)] + \frac{0.622}{P_a} \frac{\rho_a L}{r_a} \Delta (T_s - T_a) \quad (4.17)$$

Sustituyendo la ecuación (4.5) en esta última, se tiene:

$$G_3 = \frac{\Delta L \times 0.622}{P_a c_p} G_2 + \frac{\rho_a L \times 0.622}{P_a r_a} (1 - U_a) e_s(T_a) \quad (4.18)$$

dado que $G_2 = E_s - G_3$ y que $G_s = 0$, se obtiene:

$$G_3 \left(1 + \frac{L \times 0.622 \times \Delta}{P_a c_p} \right) = \frac{L \times 0.622 \times \Delta}{P_a c_p} E_s + \frac{\rho_a L \times 0.622}{P_a r_a} (1 - U_a) * e_s(T_a) \quad (4.19)$$

Por último

$$\gamma^{-1} = \frac{L \times 0.622}{P_a c_p} \quad (4.20)$$

G_3 queda como:

$$G_3 = \frac{\Delta E_s + \rho_a c_p (1 - U_a) * e_s(T_a) / r_a}{\gamma + \Delta} \quad (4.21)$$

De la ecuación del flujo de calor latente (4.9) $G_3 = \rho_w L E$, resulta que:

$$ETP = \frac{1}{\rho_w L} \left\{ \frac{\Delta E_s + \rho_a c_p [e_s(T_a) - U_a e_s(T_a)] / r_a}{\Delta + \gamma} \right\} \quad (4.22)$$

donde r_a es la resistencia aerodinámica ejercida por el aire que está cercano a la superficie del agua, ésta se calcula con la formula (4.6) tomando $Z_a = 2 \text{ m}$, $d = 0$ y $Z_0 = 1.0 \times 10^{-4} \text{ m}$, y γ la constante psicométrica.

En la ecuación (4.22), la radiación total E_s se calcula con la ecuación (4.3), suponiendo que la emisividad de onda corta de la superficie del agua es igual a la del suelo, y usando el albedo de una superficie de agua tomada como 0.08 en la ecuación (4.4).

Por otro lado el escurrimiento (en mm/día) es la suma del escurrimiento directo Q_s y el sub-superficial Q_g :

$$Q = Q_s + Q_g \quad (4.23)$$

Suponiendo que el escurrimiento sub-superficial depende del déficit de humedad de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$Q_g = Q_{g \max} \left(1 - \frac{D}{S_{\max}} \right) \quad (4.24)$$

donde $Q_{g \max}$ es el máximo valor de Q_g cuando la capacidad del sistema está saturada hasta el límite ($D = 0$) y S_{\max} (en mm) es un parámetro, tal que la razón

Q_{gmax}/S_{max} es una medida de que tan rápido fluye el agua bajo tierra hacia las corrientes. Si D excede S_{max} , Q_g es cero.

Siguiendo a Santisteban (2010) la escorrentía directa se calcula con una ecuación similar a la usada en el Soil Conservation Service (SCS) con el método de número de curva que supone que el agua retenida en el suelo satisface la siguiente ecuación:

$$I_r = P - I_a - Q_s \quad (4.25)$$

donde I_r es el agua retenida en el suelo, y I_a es la abstracción inicial que incluye las pérdidas en la superficie del suelo antes de que la escorrentía pueda ocurrir. La ecuación anterior establece la escorrentía directa potencial que sucede cuando no hay retención en el suelo $I_r=0$:

$$Q_{spot} = P - I_a \quad (4.26)$$

Si Q_{spot} es positivo ($P > I_a$), entonces puede haber escorrentía.

En los meses de alta precipitación la retención en el suelo se aproxima a la capacidad máxima de retención o retención potencial I_c , por lo que los valores de I_r e I_c tienden a ser iguales. Al mismo tiempo, la escorrentía directa tiende a la escorrentía potencial máxima.

Esta condición límite se satisface con la ecuación:

$$\frac{I_r}{I_c} = \frac{Q_s}{Q_{spot}} \quad (4.27)$$

de las ecuaciones (4.25), (4.26) y (4.27) se tiene que la escorrentía directa Q_s puede ser expresada como:

$$Q_g = Q_{spot} \left(\frac{Q_{spot}}{Q_{spot} + I_c} \right) \quad (4.28)$$

la cual es similar a la expresión empleada en el método de curva del, SCS (1960) citado por Santisteban (2010).

Del mismo modo Santisteban (2010) citando a Schaake (1990) menciona que la abstracción inicial en la superficie del suelo I_a está dada por:

$$I_a = \theta E + z I_c \quad (4.29)$$

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 I_c que debe satisfacer la retención antes de cualquier escorrentía.

En el presente trabajo se toman en cuenta las pérdidas por abstracción inicial debidas a la retención y se descartan las pérdidas por evapotranspiración dado que esta cantidad se considera despreciable para cálculos con $\Delta t=1$ día. De modo que la abstracción inicial está dada por:

$$I_a = zI_c \quad (4.30)$$

De las ecuaciones (4.26) y (4.30), la escorrentía potencial está dada por:

$$Q_{spot} = P - zI_c \quad (4.31)$$

Suponiendo que la capacidad máxima de retención es función del déficit de humedad:

$$I_c = \phi D \quad (4.32)$$

donde el valor de ϕ depende del paso de tiempo en la integración, para el caso de pasos de tiempo de un día se tomara el valor de 0.97 día^{-1} , para pasos de tiempo de un mes Mendoza *et al.*, (2009) toma 1 día^{-1} .

4.2.3. INTEGRACIÓN DEL MODELO

Las ecuaciones (4.1) y (4.2) se aplican a variables promediadas temporalmente cada día, y para su integración se aplicó una malla regular de 342 puntos (18 x 19), las variables de entrada se obtuvieron de las bases de datos del North American Regional Reanalysis NARR del Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas NCAR y CLICOM de la Comisión Nacional del Agua (estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional) como se indica más adelante.

Siguiendo a Mendoza *et al.* (2002). La temperatura superficial del suelo se calcula de la ecuación (4.1) suponiendo que el flujo de calor sensible hacia el subsuelo 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 (4.3), (4.5) y (4.21) respectivamente, pueden expresarse como:

$$E_s = E_1^* + E_2^*(T_s - T_a) \quad (4.33)$$

$$G_2 = E_3^*(T_s - T_a) \quad (4.34)$$

$$G_3 = E_5^* + E_6^*(T_s - T_a) \quad (4.35)$$

donde

$$E_1^* = -\delta\sigma T_a^4 \left[0.254 - 0.0066 U_a e_s(T_a) \right] (1 - c\varepsilon) + \alpha_1 I_1 \quad (4.36)$$

$$E_2^* = -4\delta\sigma T_a^3 \quad (4.37)$$

$$E_3^* = \rho_a c_p C_H |V_a| \quad (4.38)$$

$$E_4^* = \left(\frac{\rho_a c_p}{\gamma} \right) \frac{[1 - U_a]}{r_a} e_s(T_a) \quad (4.39)$$

$$E_5^* = \left(\frac{D_{\max} - D}{D} \right) \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_{1w}^* + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_4^* \right] \quad (4.40)$$

$$E_6^* = \left(\frac{D_{\max} - D}{D} \right) \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_2^* \right] \quad (4.41)$$

y donde E_{1w}^* se calcula como E_1^* pero con α_l , el albedo de una superficie de agua el cual está dado por la ecuación (4.4).

La ecuación (4.1) pasa a ser una ecuación lineal respecto de la temperatura de la superficie.

$$T_s = T_a + \frac{E_5^* - E_1^*}{E_2^* - E_3^* - E_6^*} \quad (4.42)$$

Como se observa en las ecuaciones (4.40) y (4.41) la temperatura de la superficie del suelo en la ecuación (4.42) es función del déficit de humedad del suelo D .

El término $\partial D / \partial t$ en la ecuación (4.2) es remplazado por $(D - D_p) / \Delta t$, con $\Delta t = 1$ día, donde D_p es el valor de D en el día 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 (4.22) es multiplicado por 0.864×10^8 para obtener la evapotranspiración potencial (ETP) y la evapotranspiración (E), dada por (4.10) en mm/día. Hecho esto la ecuación (4.2) puede expresarse de la siguiente forma:

$$D = D_p + \Delta t (E + Q - P) \quad (4.43)$$

En la ecuación anterior, la evaporación E y la escurrentía Q son función del déficit de humedad D y de la evaporación potencial ETP . Por lo tanto, si se sustituye la temperatura del suelo T_s dada por (4.42) en la ecuación (4.22), el problema se reduce a resolver la ecuación no-lineal (4.43) para el déficit de humedad D .

5. ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO SRES-A1B Y SRES-A2

En el presente trabajo se hace un análisis sobre la disponibilidad de agua en la cuenca del Río Moctezuma bajo dos escenarios de cambio climático los cuales son, el escenario A1B y el escenario A2 para el periodo 2011-2030 ambos; escenarios se describen a continuación.

Según el tercer informe de evaluación de cambio climático la familia de escenarios y línea evolutiva A1 describe un mundo futuro de crecimiento económico muy rápido, la población mundial alcanza su nivel más alto a mitad de siglo y luego disminuye, produciendo la rápida introducción de nuevas tecnologías más eficientes. En el escenario A1B el equilibrio se define como la no dependencia excesiva de una fuente de energía concreta, suponiendo que se apliquen ritmos similares de mejoras en todas las formas de aprovisionamiento energético y en las tecnologías de uso final. La familia de escenarios y línea evolutiva A2 describe un mundo muy heterogéneo, la autosuficiencia y preservación de las identidades locales. Los perfiles de fertilidad en las distintas regiones tienden a converger muy lentamente, lo cual acarrea un aumento continuo y constante de la población. El desarrollo económico tiene una orientación principalmente regional y el crecimiento económico *per cápita* y el cambio tecnológico están fragmentados y son más lentos que en otras líneas evolutivas. Ambos escenarios muestran dos extremos del posible rumbo que tomará la humanidad en un futuro, es por ello que se decidió realizar un análisis de disponibilidad de agua bajo estos dos escenarios.

Cada escenario de cambio climático presenta diferentes emisiones de CO₂. En la siguiente figura se muestran el total anual de las emisiones de CO₂ de las diferentes fuentes (energía, industria, y cambio de uso de la tierra) desde 1990 a 2100 en giga toneladas de carbono (GTn/año), para las familias A1 y A2.

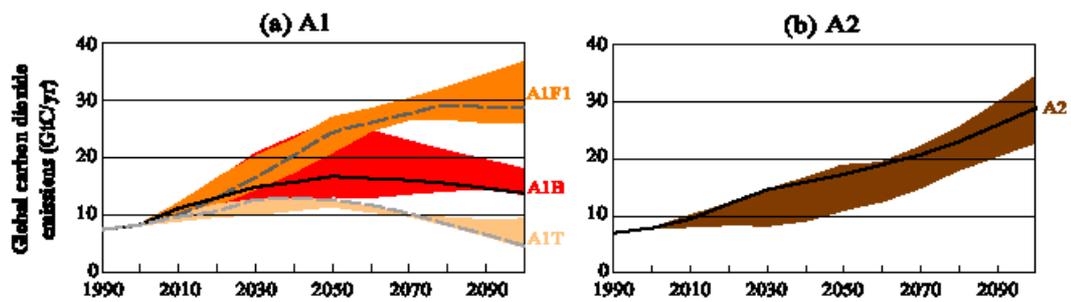
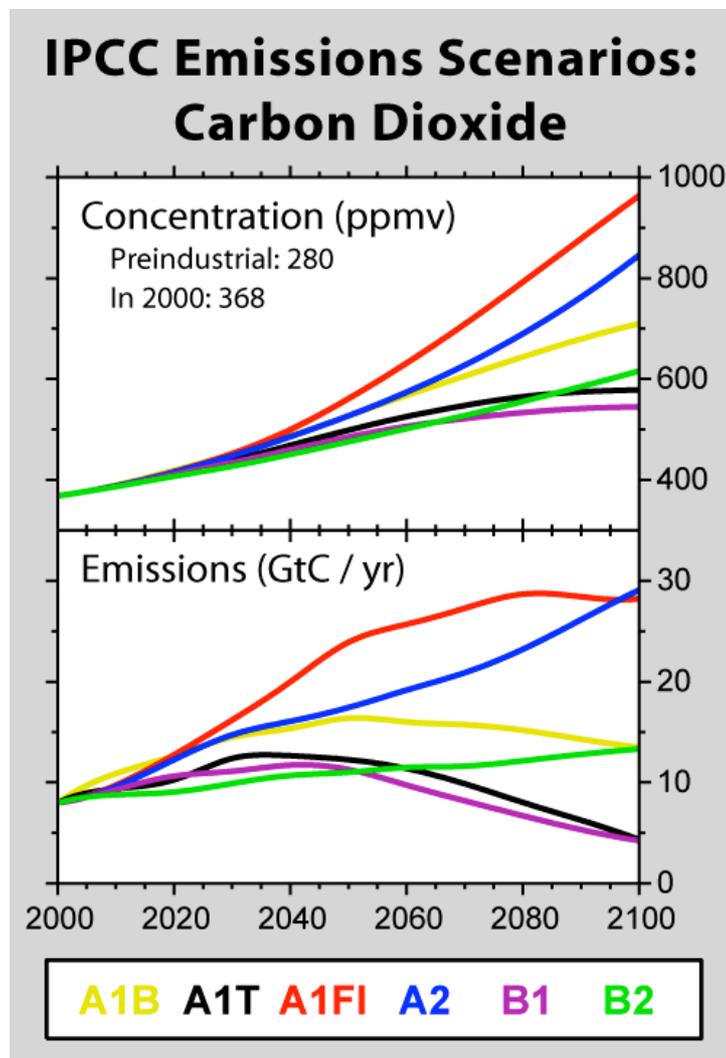


Figura 5.1. Concentración de CO₂ para las familias de escenarios A1 y A2 desde 1990 a 2100, IPCC (2001).

En la Figura 5.2 se puede observar la concentración de CO₂ para los diferentes escenarios. La concentración se muestra en partes por millón por volumen (ppmv) y las emisiones en giga toneladas de Carbono por año (GtC/año).



Fuente: Robert A. Rohde/Global Warming Art.

Figura 5.2. Emisiones y Concentración de CO₂ para diferentes escenarios propuesto por el IPCC.

La Figura 5.3 muestra las emisiones de gases de efecto invernadero para seis escenarios SRES (Special Report on Emissions Scenarios), para el año 2000 y proyecciones para 2030 y 2100.

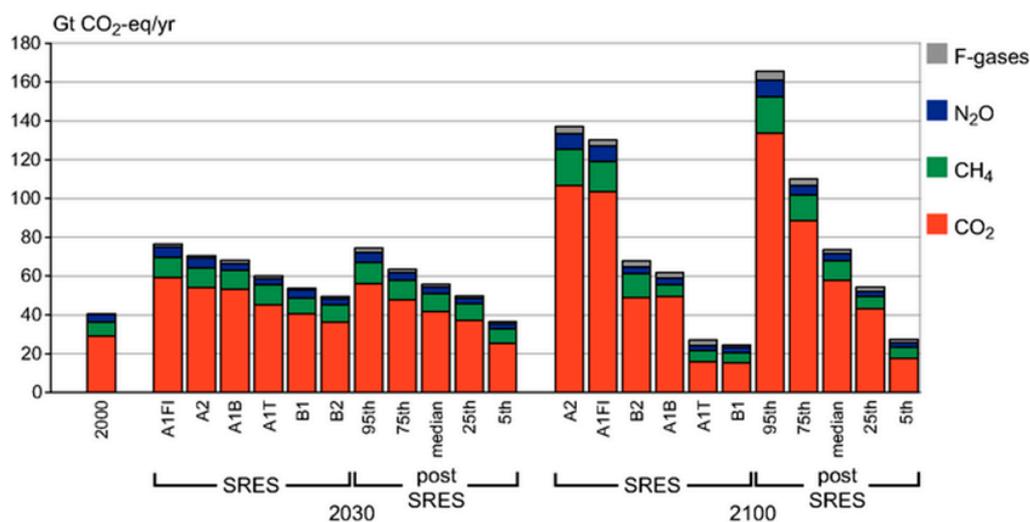
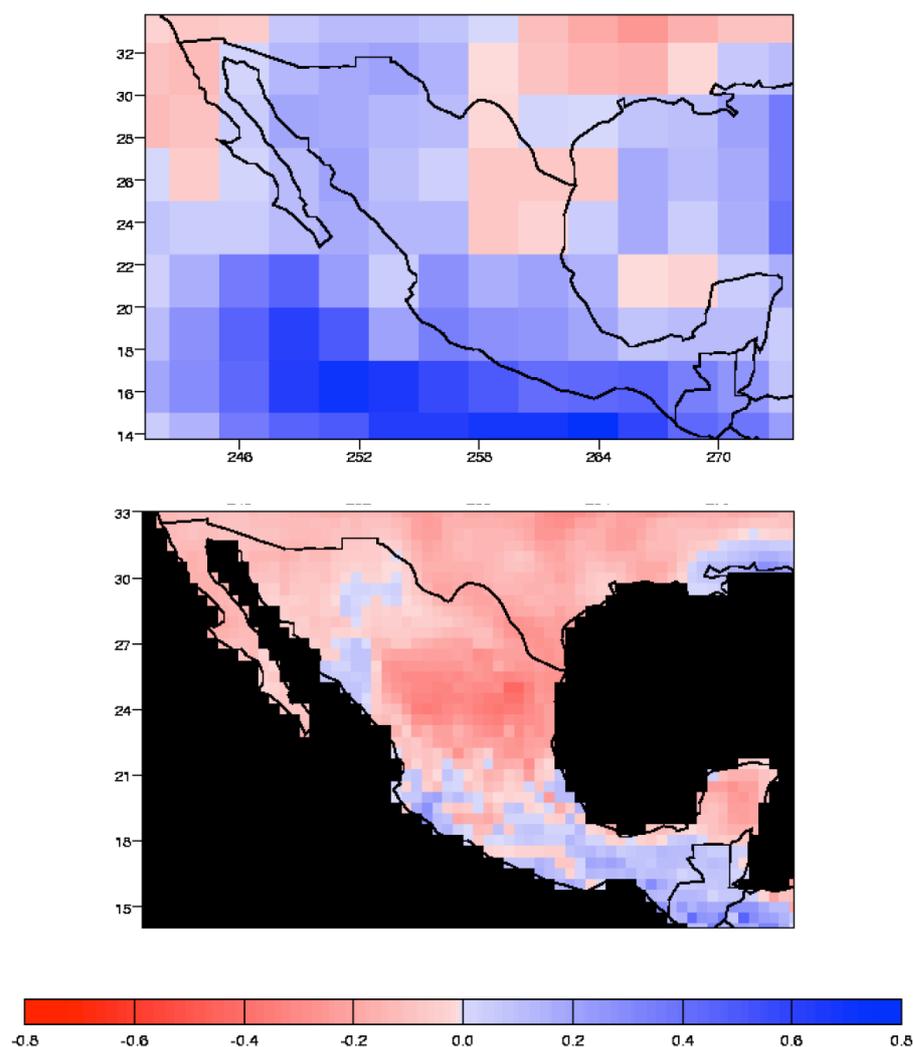


Figura 5.3. Emisión global de gases de efecto invernadero para el año 2000 y las líneas de base de emisiones proyectadas para 2030 y 2100, IPCC (2007).

Los escenarios de cambio climático describen posibles comportamientos futuros de la sociedad y economía. Para determinar el comportamiento de las condiciones climáticas futuras se hace uso de modelos de circulación general, hoy en día los modelos de circulación general acoplados (CGCM por sus siglas en inglés) son las mejores herramientas para poder estimar los cambios en el clima global en las décadas por venir (Montero *et al.*, 2008). En el presente trabajo se hace uso de los resultados obtenidos por Montero *et al.* en 2008 en el cual hace uso del método "Reliability Ensemble Averaging" (REA) para poder regionalizar las estimaciones de cambio climático de precipitación y temperatura en México dada por el conjunto de 23 CGCMs que participaron en el 4º Reporte de Evaluación del IPCC. El método REA toma en cuenta dos criterios de credibilidad: el desempeño del modelo en reproducir el clima actual (criterio de desempeño) y la convergencia de los cambios simulados entre modelos (criterio de convergencia). Lo anterior no implica que el método REA represente la respuesta climática "verdadera" a un escenario de forzamiento dado, sino más bien que el método REA intenta proporcionar "la mejor" respuesta estimada.

Montero *et al.* (2008) hicieron una interpolación de los datos de las salidas de todos los CGCM a una malla de 0.5 x 0.5 para lo cual utilizaron el algoritmo de D. Hensen de FNOC (Fleet Numerical Oceanographic Center's por sus siglas en inglés), basado en una interpolación bilineal con funciones de tipo Bessel. Los buenos resultados de la interpolación son evidentes al ver como son preservados los patrones espaciales

de los datos cuando se interpola de menor a mayor resolución, de forma suave y creando en lo mínimo valores por arriba de los máximos o valores negativos en áreas donde la lluvia es cero. En la siguiente figura se muestra un ejemplo de dicho ajuste.



*Fuente: Montero *et al* (2008)

Figura 5.4. Esquema que ejemplifica la implementación del REA como método de regionalización.

La Figura 5.4. ejemplifica la implementación del REA como método de regionalización. El resultado mostrado es para la anomalía mensual promedio de precipitación del mes de octubre en la década de los 2020 en (mm/día) para el modelo simple de una malla típica de CGCM (parte superior de la figura) y su respectiva regionalización a través del REA (parte inferior de la figura).

6. METODOLOGÍA

6.1. BASES DE DATOS

Como se ha mencionado con anterioridad el modelo Termo-Hidrológico es un modelo no lineal de variables mensuales el cual consta de dos ecuaciones de balance no lineales acopladas, para la realización del presente trabajo se utilizó la versión diaria del modelo desarrollada por Santisteban (2010).

El MTH tiene cinco parámetros cuyo valor depende de las características hídricas del suelo, dichos parámetros fueron calibrados en el estudio del país para 12 regiones hidrológicas en las que se dividió el país (Mendoza *et al.*, 2002). Así mismo el MTH utiliza siete variables de entrada las cuales se muestran en el siguiente Cuadro.

Cuadro 6.1. Variables de entrada que utiliza el MTH.

Variable	Símbolo
Temperatura del aire	Ta
Humedad relativa del aire	Ua
Intensidad del viento	Va
Cubierta de nubes	E
Precipitación	P
Radiación global	Ro
Albedo en superficie	α_s
En condiciones de suelo seco y húmedo	

Los datos de temperatura, precipitación, nubosidad y evaporación se obtuvieron del Sistema de Información Climática (SICLIM) y del Sistema de Información Climática Mundial (CLICOM), ambos del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Para las demás variables, albedo, radiación, viento, humedad relativa se utilizó la base de datos NARR, las cuales se bajaron directamente de la página de internet <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/rrean/> (North American Regional Reanalysis Homepage).

Debido a que la base de datos del NARR comienza en 1979 y que hasta ahora sólo se cuenta con la base del CLICOM actualizada hasta 2008 el periodo que se tomó en cuenta para construir las bases de datos fue de 1960 a 1994. De esta forma se conformó la base de datos procedentes del CLICOM mientras que los datos procedentes del NARR se tomaron del año 1979 a 1994, se considera que este periodo es suficiente para armar una climatología básica ya que de acuerdo con la Organización Meteorológica Mundial las normales climatológicas estándar se

definen como medias de datos climatológicos calculados para períodos consecutivos de 30 años; para el caso de que las estaciones no tengan suficientes registros para un periodo de 30 años las normales climatológicas podrán calcularse provisionalmente siempre y cuando el periodo considerado sea mayor a 10 años (Comisión Nacional del Agua, 2008 y Mendoza *et al.*, 2007).

En total se cuenta con datos de 331 estaciones meteorológicas, las cuales se encuentran distribuidas en toda la cuenca como se muestra en la figura 6.1, se eligieron todas las estaciones que estuvieran dentro de la cuenca y que tuvieran datos de alguna de las variables climatológicas como temperatura, evaporación, precipitación o nubosidad en el periodo de tiempo de 1960 a 1994. La distribución de las estaciones meteorológicas se muestra en la siguiente figura.

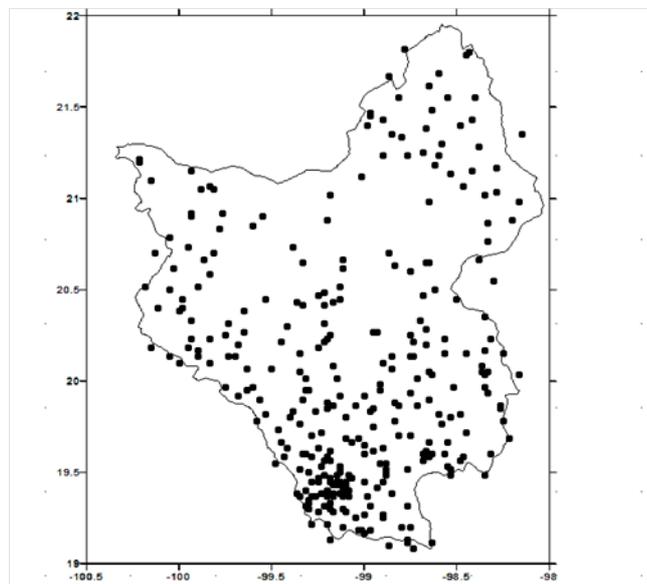


Figura 6.1. Localización de estaciones meteorológicas en la cuenca del Río Moctezuma.

Los datos obtenidos del NARR son de Reanalysis con resolución de 0.33 de grado y escala de tiempo de 3h con lo cual se bajaron 8 valores diarios de los cuales sólo se ocuparon los 4 valores correspondientes a las horas luz. Con dichos datos se construyó una malla de 0.2 grados de resolución espacial con apoyo del software Grads®.

Así mismo se procesaron los datos de las estaciones meteorológicas para obtener un mallado similar al descrito anteriormente, para lo cual se utilizó el software Matlab® y el paquete para el mismo software GEOSTATISTICS desarrollado en el Centro de Investigaciones en Geografía y Geomática “Ing. Jorge L, Tamayo” de México D.F. Finalmente se obtuvo una malla con 342 puntos (18x19) cuyos límites van de -100.7° a -97.3° de longitud y 18.93° a 22.53° de latitud norte.

Dado que muchas estaciones presentaban huecos y datos faltantes se filtraron los datos usando las estaciones que tuvieran el valor del día que se estuviera analizando. De esta forma el número de estaciones disponibles para cada día cambia, pero es una forma de asegurar el mayor número de datos observados disponibles. A continuación se muestran los promedios anuales para cada punto de malla y para cada variable.

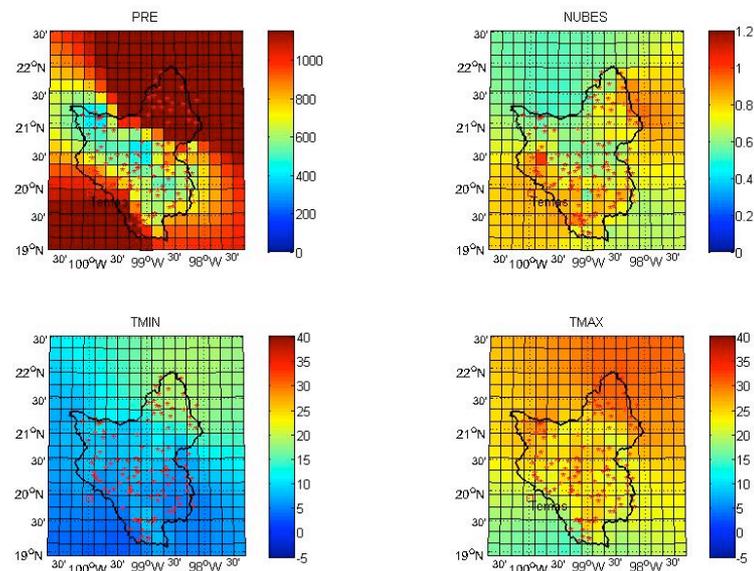


Figura 6.2. Promedio anual de temperatura mínima, temperatura máxima, nubosidad, y precipitación acumulada anual para la cuenca del Río Moctezuma.

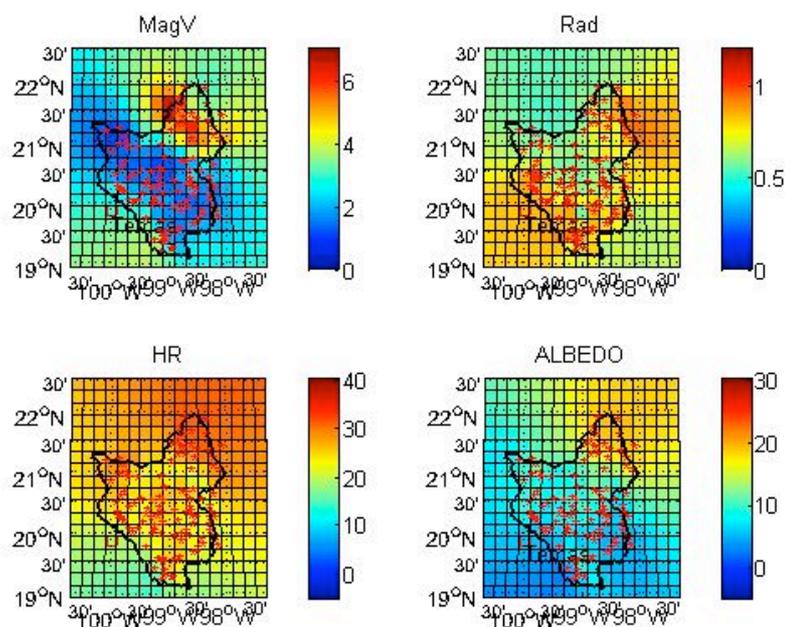


Figura 6.3. Promedio anual de Humedad Relativa (HR), Magnitud del Viento (V_a), Albedo (α_s), y Radiación (R_o) para la cuenca del Río Moctezuma.

6.2. CONDICIONES INICIALES

Debido a que se utilizó la versión diaria del modelo, la integración se realizó con datos observados diarios donde a cada periodo de tiempo el modelo toma como valor inicial los valores de temperatura y humedad del suelo del día anterior, debido a esto las perturbaciones dadas por los valores iniciales de la primera integración, los cuales siempre serán propuestos, perturbarán los resultados de las primeras integraciones hasta que la perturbación desaparezca debido a que el forzamiento atmosférico domina sobre las condiciones iniciales (Santisteban, 2010).

Con el objetivo de determinar el número de integraciones necesarias para que una perturbación en la condición inicial desaparezca se realizaron tres experimentos de integración usando diferentes valores en las condiciones iniciales. El valor de condición inicial que se varió fue el de la humedad del suelo, dando valores de 0% de humedad, 50% de humedad y 100% de humedad. Los resultados se muestran en la siguiente figura.

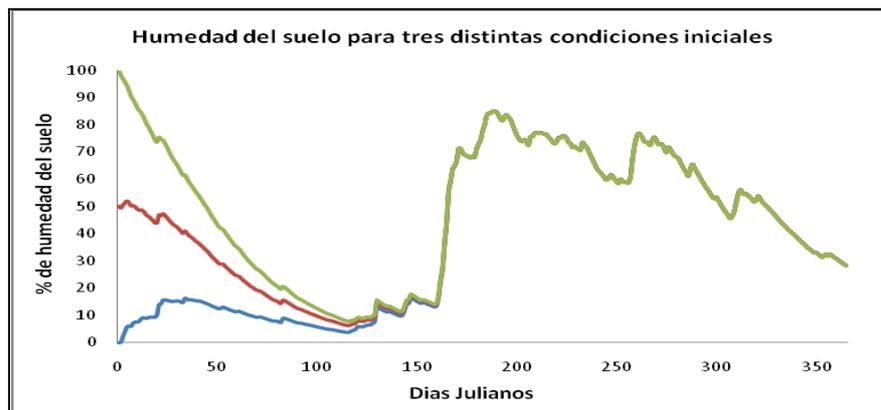


Figura 6.4. Humedad del suelo en % para el año 1961. Integraciones con tres distintas condiciones iniciales. El modelo converge a una única solución aproximadamente en 165 días de integración consecutiva a partir de dicho punto la condición inicial no tiene señal en el resultado.

En la Figura 6.4 se puede observar que se necesitan aproximadamente 165 días para que el modelo converja, a partir de este punto los resultados del modelo tienen el mismo valor sin importar la condición inicial. A este proceso se le conoce como calentamiento del modelo, en el presente trabajo se dejó todo un año de calentamiento del modelo.

6.3. CALIBRACIÓN DEL MODELO

6.3.1. DETERMINACIÓN DE $Q_{g\max}$ Y D_{\max}

Debido a que en la región de estudio la temporada de lluvia comienza en mayo y alcanza su máximo de julio a agosto y termina en octubre, en los meses secos de noviembre a abril las precipitaciones pueden ser tan pocas que la escorrentía potencial $Q_{spot} \leq 0$, y por consiguiente la escorrentía directa es nula, de esta manera la ecuación de balance de agua (4.2) puede ser escrita como:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = E + Q_g - P \quad (6.1)$$

Para el caso de un río perenne se puede considerar a $S_{\max} = D_{\max}$, Santisteban (2010). De esta manera, usando las expresiones (4.10) y (4.24) se obtiene la siguiente expresión:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \left(1 - \frac{D}{D_{\max}}\right) (ETP + Q_{g\max}) - P \quad (6.2)$$

Si se toma $x = \left(1 - \frac{D}{D_{\max}}\right)$ entonces

$$\frac{dx}{dt} + kx = l \quad (6.3)$$

donde

$$k = \frac{ETP + Q_{g\max}}{D_{\max}} \quad \text{y} \quad l = \frac{P}{D_{\max}}$$

Suponiendo que k y l no dependen del tiempo la solución de la ecuación está dada por

$$x = Ae^{-k*t} + \frac{l}{k} \quad (6.4)$$

donde A es una constante determinada por las condiciones iniciales. De esta manera, usando las ecuaciones (6.4) y (4.24) se tiene que la escorrentía sub-superficial o base se puede expresar como:

$$Q_g = Q_{g\max} \left[Ae^{-k*t} + \frac{l}{k} \right] \quad (6.5)$$

Para determinar el valor de la constante A se toma $Q_g(t_0=0)=Q_{g0}$ de manera que la ecuación (6.5) puede escribirse como:

$$Q_g = Q_{gc} + (Q_{g0} - Q_{gc})e^{-k*t} \quad (6.6)$$

donde

$$Q_{gc} = \frac{l}{k} Q_{g \max} = \left(\frac{P}{ETP + Q_{g \max}} \right) Q_{g \max} \quad (6.7)$$

Según Mendoza *et al.* (2009), la ecuación (6.6) establece que la escorrentía sub-superficial decrece con el tiempo, desde el valor inicial Q_{g0} que ocurre en el momento en que la precipitación es insuficiente para producir escurrimiento directo, por otro lado la ecuación (6.7) representa el valor asintótico que alcanza el escurrimiento sub-superficial después de cierto tiempo.

6.3.2. CALIBRACIÓN

Para calibrar el modelo se eligió un evento de alta precipitación seguido de un periodo largo de estiaje, que se presentará entre los meses de diciembre a abril, para poder modelar Q_g . Se eligió un evento de tormenta a inicios del mes de febrero de 1984.

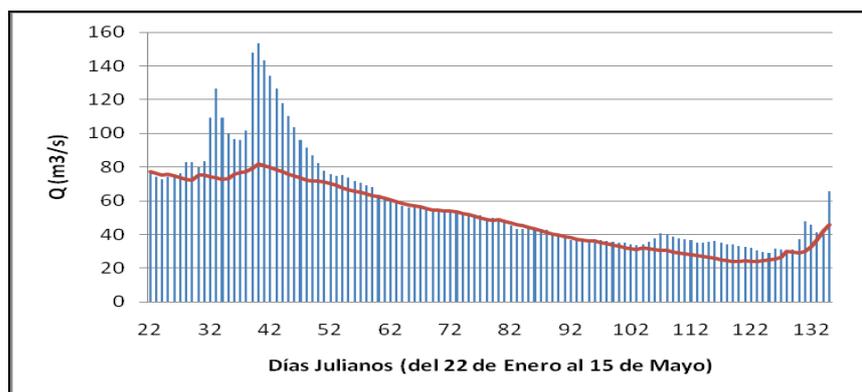


Figura 6.5. Curva de recesión de gasto medido en la estación El Olivo en el periodo del 22 de enero al 15 de mayo de 1984.

Para calibrar el modelo se utilizaron datos de gastos medidos en la estación hidrológica El Olivo, en el estado de Veracruz. La cual se encuentra a la salida de la cuenca del Río Moctezuma, en las coordenadas $98^{\circ}30'$ de longitud oeste y $21^{\circ}50'$ de

latitud norte. De los gastos observados en El Olivo se tomaron los valores de los días 9 de febrero ($Q_{g0}=153.212\text{m}^3/\text{s}$) y 5 de mayo ($Q_g=29.181\text{m}^3/\text{s}$) con 86 días entre ambas medidas. Estos datos determinan el valor de la constante de decaimiento k tomando a $Q_{gc}=0$ en la ecuación (6.6).

$$k = -\frac{\ln\left(\frac{Q_g}{Q_{g0}}\right)}{t} = 0.01928 \quad (6.8)$$

Así dado un valor de evapotranspiración potencial tenemos una infinidad de parejas D_{max} y Q_{gmax} que satisfacen la siguiente ecuación:

$$0.01928 = \frac{ETP + Q_{gmax}}{D_{max}} \quad (6.9)$$

De los datos observados de evaporación del tanque tipo A de las estaciones meteorológicas dentro de la cuenca se calculó el promedio durante el periodo de calibración, el valor encontrado fue de 5.5 mm. Se utilizó el error medio cuadrático diario para encontrar la pareja de parámetros D_{max} y Q_{gmax} que mejor se ajustó a los datos observados. Los valores $Q_{gmax}=0.67$ mm y $D_{max}=319.458828$ mm son los que muestran menos error. Cuadro 6.2.

Cuadro 6.2. Error cuadrático medio del gasto simulado con parejas de parámetros Q_{gmax} y D_{max} con $ETP=5.5$ mm.

Q_{gmax}	D_{max}	Error Cuadrático medio
0.5	311.161197	10.9938
0.6	316.347216	4.6678
0.64	318.421624	2.3767
0.65	318.940226	1.8948
0.66	319.458828	1.5177
0.67	319.97743	1.3341
0.68	320.496032	1.4178
0.69	321.014634	1.7279
0.7	321.533236	2.1673
0.75	324.126246	9.1902
0.8	326.719256	32.8573

En la figura 6.2 se muestran los resultados de la simulación del gasto usando los parámetros mostrados en el Cuadro 6.2.

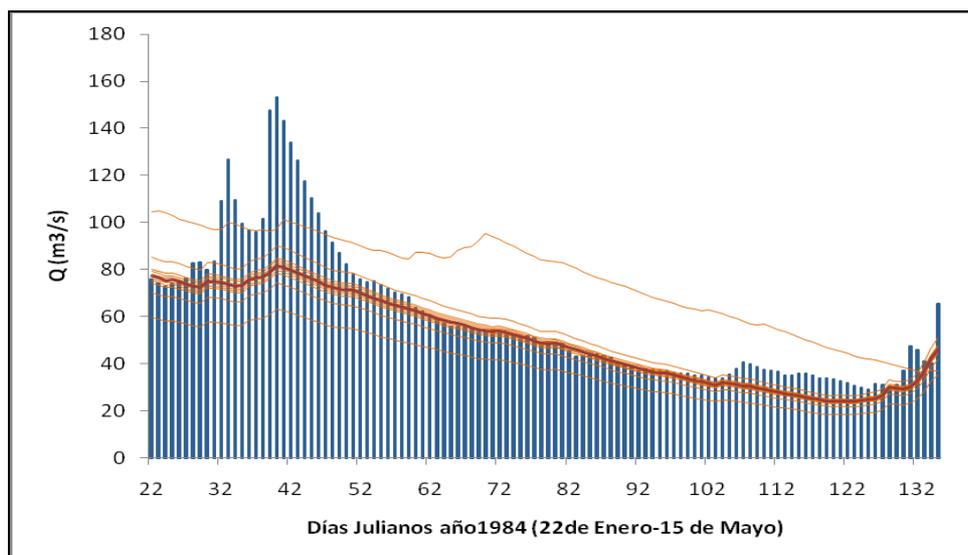


Figura 6.6. Curvas de recesión de la escorrentía sub-superficial (escorrentía base) para distintos D_{max} y Q_{max} comparadas con los datos observados del gasto en la estación El Olivo.

6.4. VALIDACIÓN DEL MODELO

La validación del Modelo Termo-Hidrológico (MTH) se realizó comparando los resultados con los datos observados. Las variables que calcula el MTH, son la evapotranspiración potencial, mediante la temperatura del suelo, la escorrentía base y escorrentía directa y el cambio en el déficit de humedad del suelo. Debido a que la infiltración profunda o recarga del suelo no se encuentra considerada dentro del modelo, pues éste no toma en cuenta la sobreexplotación de la cuenca es necesario hacer un ajuste, pues en el caso de un acuífero sin explotación de los mantos acuíferos, la infiltración profunda se puede considerar despreciable o nula y en su lugar esta cantidad de agua sería parte de la escorrentía directa una vez que se ha saturado el suelo (Santisteban, 2010).

Gran parte de la cuenca del Río Moctezuma, sobre todo la parte que conforma la cuenca del Valle de México presenta graves problemas de sobreexplotación dado que se extrae más agua de la que se recarga naturalmente, según la Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) (2008) existen seis acuíferos sobreexplotados dentro de la cuenca los cuales se muestran en el siguiente Cuadro:

Cuadro 6.3. Acuíferos sobreexplotados dentro de la Cuenca del Río Moctezuma.

Acuífero	Relación Extracción/Recarga
Valle de Tulancingo	2.85
Valle de San Juan del Río	1.48
Texcoco	9.58
Chalco-Amecameca	1.73
Cuautitlán-Pachuca	2.38
Zona Metropolitana de la Ciudad de México	1.82

Como se muestra en el Cuadro 6.3 los acuíferos tienen un índice de extracción mayor que la recarga, esto debido principalmente a que se extrae mucha más agua de la que se puede recargar y por otro lado el crecimiento desmedido de las grandes urbes como lo es la Ciudad de México ha provocado un decremento en la capacidad de infiltración del suelo debido al cambio en el uso de suelo.

Para tomar en cuenta la cantidad de agua que se infiltra hacia el manto se usa la estimación de la recarga total de los acuíferos de la cuenca del Río Moctezuma. Dado que no se tiene información sobre el valor de la recarga para el periodo de estudio (1961-1994) pero se sabe que la extracción anual para la región del Valle de México era de 2,840 millones de m³ permanente, según la subdirección Geohidrológica y Zonas Áridas de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH) (1978) citado por Comisión Nacional del Plan Hidráulico, SARH (1981). La SEMARNAT (2010) reporta que en 2007 la recarga total de los acuíferos mencionados en el Cuadro 6.3 era de 1,072 millones de m³ y la extracción de 2,402 millones de m³.

En la calibración es necesario considerar el agua que se infiltra hacia el acuífero, ya que para poder comparar los resultados de la simulación con los observados hay que considerar solo la escorrentía directa que resta después de satisfacerse la infiltración al acuífero. Es necesario multiplicar la escorrentía simulada por un factor que determina el porcentaje de escorrentía que contribuye al gasto del río definido como:

$$factor = \frac{(Q - R)}{Q} \quad (6.10)$$

donde:

Q = Escorrentía Media

R = Recarga

donde la escorrentía media es el valor climático (61-94) de la escorrentía directa anual, de tal manera que el valor de la escorrentía directa que contribuye al gasto está dada por:

$$\text{Escorrentía} = \text{EscorrentíaCalculada} * \text{factor} \quad (6.11)$$

En la calibración se calculó la escorrentía total multiplicando la escorrentía directa por el factor, para determinar la cantidad de agua que contribuye al gasto del río.

La validación se realizó en el periodo comprendido entre 1968 a 1994 debido a que la estación hidrológica El Olivo comenzó a operar en Noviembre de 1967. Los resultados de la escorrentía total para el periodo antes mencionado se muestran en la siguiente figura.

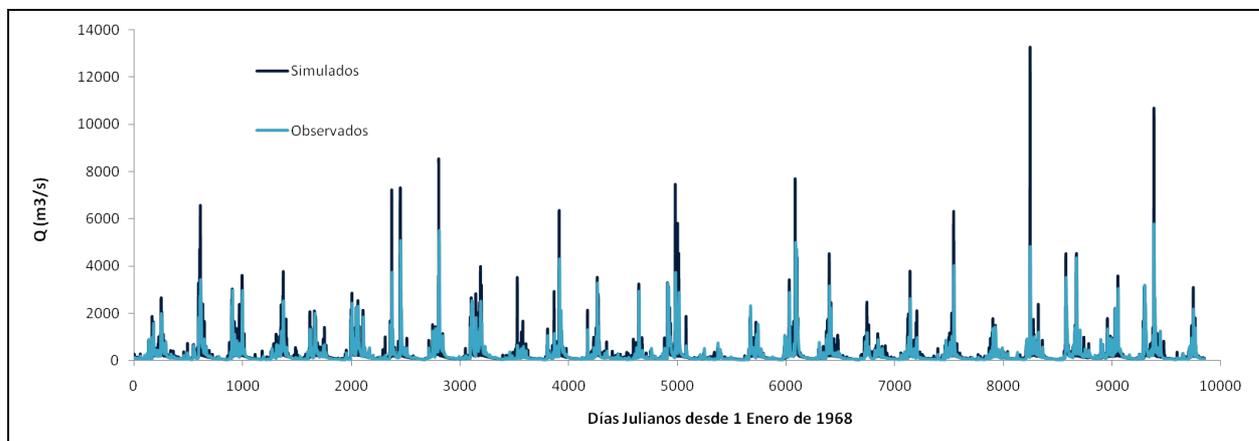


Figura 6.7. Gastos diarios observados en la estación hidrológica El Olivo y simulados por el MTH en el periodo comprendido de 1968 a 1994.

En la Figura 6.8 se muestran los valores mensuales acumulados tanto para el caso de valores simulados como observados.

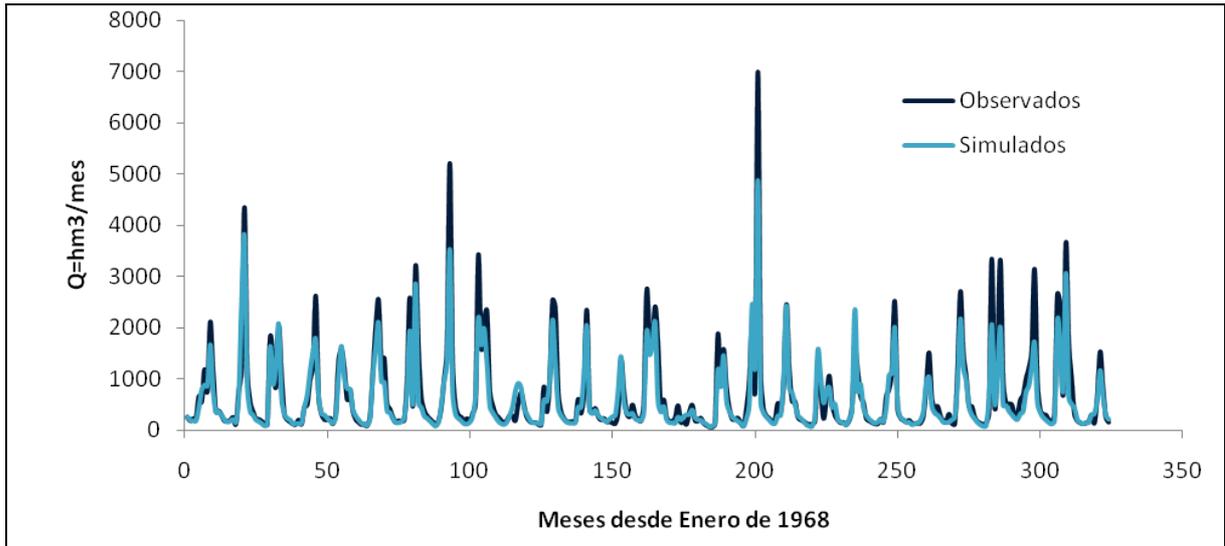


Figura 6.8. Gastos acumulados mensuales observados y en la estación hidrológica El Olivo y simulados por el MTH en el periodo de 1968 a1994.

6.4.1 ESTADÍSTICAS PARA LA VALIDACIÓN

Se usaron cuatro medidas de desempeño para evaluar que tan bien se ajusta el modelo a los datos observados. Las medidas de desempeño fueron: Error medio cuadrático diario *DRMSE*, error medio cuadrático mensual *MRMSE*, coeficiente de eficiencia *E* y el *BIAS*. A continuación se describen cada uno de ellos.

- *DRMSE* sirve para calcular que tan bien simuladas son las fluctuaciones diarias del gasto. Se calcula con la siguiente ecuación:

$$DRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (q_{s,i} - q_{o,i})^2}{N}} \quad (6.12)$$

Donde $q_{s,i}$ y $q_{o,i}$ son los valores del gasto diario simulado y observado respectivamente y N es el número total de días en el periodo de validación.

- *MRMSE* sirve para calcular el error entre los gastos mensuales acumulados. Esta función estadística es útil para probar que tan bien simulado está el gasto a largo plazo. Está definido por:

$$MRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M (y_{s,i} - y_{o,i})^2}{M}} \quad (6.13)$$

donde $y_{s,i}$ y $y_{o,i}$ son los valores acumulados mensuales del gasto simulado y observado respectivamente. M representa el número de meses en el periodo (Murray, 1970).

- *BIAS*, es la desviación que hay entre los valores simulados y los observados. Se calcula con la siguiente ecuación. Esta función estadística indica que tanto el modelo subestima o sobreestima los valores.

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^N (q_{s,i} - q_{o,i})}{N} \quad (6.14)$$

- *E*, se denomina coeficiente de eficiencia. Indica el grado de asociación entre los valores simulados y observados del gasto diario.

$$E = \frac{\sum_{i=1}^N (q_{o,i} - \bar{q}_o)^2 - \sum_{i=1}^N (q_{s,i} - q_{o,i})^2}{\sum_{i=1}^N (q_{o,i} - \bar{q}_o)^2} \quad (6.15)$$

Donde \bar{q}_o representa al gasto diario promedio observado, y $q_{o,i}$ $q_{s,i}$ representan los gastos diarios observados y simulados respectivamente.

El coeficiente de eficiencia puede tomar valores de $-\infty$ hasta 1, $E=1$ indica que el modelo simula perfectamente los valores observados, $E=0$ indica que el modelo simula tan bien como la media de los valores observados y $E < 0$ indica que es mejor el valor medio que el modelo.

En el Cuadro 6.4 se muestran los resultados de estas funciones estadísticas descritos con anterioridad aplicados al MTH para la cuenca del Río Moctezuma.

Cuadro 6.4. Estadísticas de validación.

Error cuadrático Medio (hm^3)		Coeficiente de Eficiencia		BIAS	
Diario	Mensual	Diario	Mensual	Diario	Mensual
0.4344	334.8	0.5018	0.8784	0.0335	101.9124

Las estadísticas muestran que el modelo es mejor que la media diaria por lo que es bastante aceptable ya que el coeficiente de eficiencia E es positivo. Aún así muestra

una baja eficiencia lo cual es justificado por el manejo que se le da a la cuenca. De esta manera se puede decir que el modelo reproduce aceptablemente el comportamiento de los gastos y por lo tanto es útil para evaluar la disponibilidad de agua bajo ciertos escenarios de cambio climático.

7. RESULTADOS

7.1. VALORES CLIMÁTICOS ANUALES

A continuación se muestran los valores climáticos anuales los cuales se tomaron del periodo comprendido entre 1962 a 1994. Se muestran cuatro variables, la precipitación observada, la cual se obtuvo de estaciones meteorológicas; la evapotranspiración potencial, la evapotranspiración real y la escorrentía, éstas últimas son calculadas por el MTH.

Como se puede observar en la figura 7.1 los valores máximos de precipitación se presentan en la parte norte de la cuenca donde se alcanzan valores acumulados de más de 2,200 mm/año, mientras que en la parte centro se observan los valores mínimos de precipitación con valores por debajo de los 500 mm/año. En el caso de la evapotranspiración potencial los valores máximos se presentan en la parte noroeste de la cuenca, en la parte que pertenece al estado de Guanajuato. Donde se alcanzan valores de hasta 2,000 mm/año.

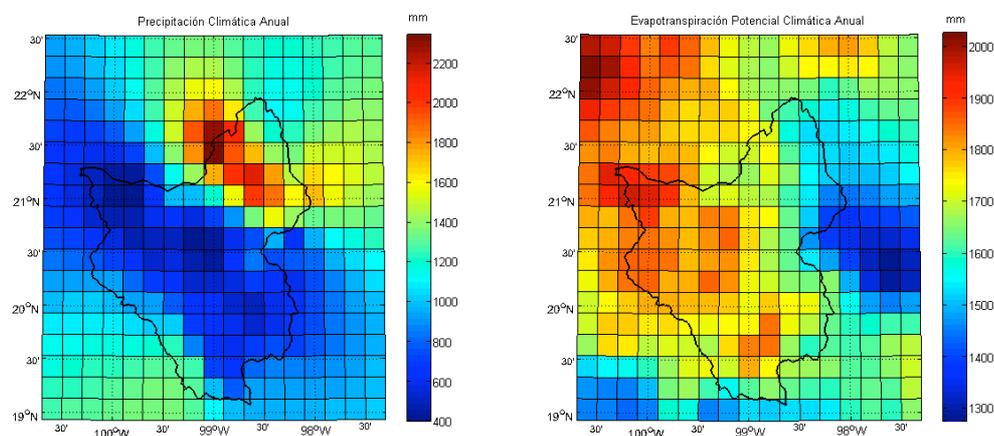


Figura 7.1. Valores medios anuales (1962-1994) en milímetros de la precipitación observada (izq.) y la evapotranspiración potencial (der.) calculada por el MTH.

En la figura anterior se observa que la demanda atmosférica, representada por la evapotranspiración potencial de Penman tiene valores mayores a la precipitación en la mayor parte de la cuenca, salvo en la parte norte donde la precipitación es muy

abundante. Esto indica que en la mayor parte de la cuenca la evapotranspiración está limitada principalmente por la disponibilidad de agua, la cual se puede aproximar a la precipitación, en escalas anuales. La evapotranspiración potencial anual promedio en toda la cuenca es de 1,702.73 mm y la precipitación promedio anual en toda la cuenca es de 951.27 mm.

En la Figura 7.2. Se muestran los valores climáticos anuales en el periodo 1962-1994 de la escorrentía total y de la evapotranspiración real calculados por el MTH. Se puede observar que tanto la escorrentía como la evapotranspiración alcanzan valores máximos en la parte norte de la cuenca.

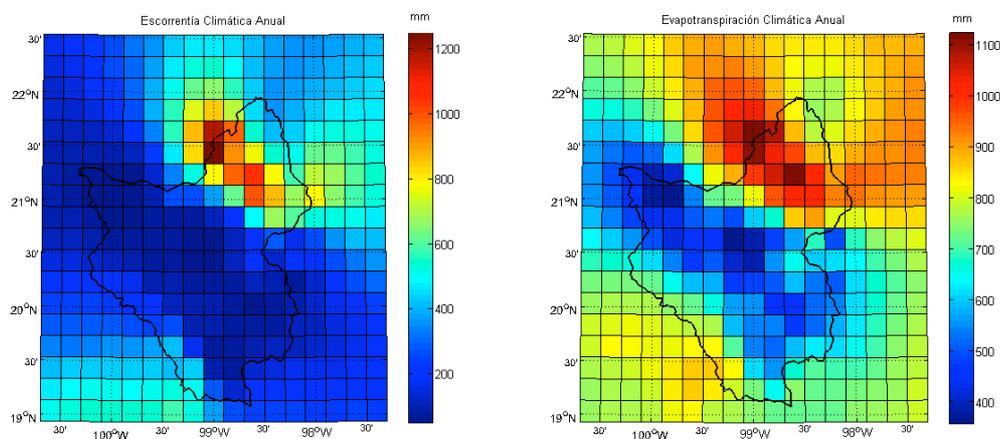


Figura 7.2. Valores medios anuales (1962-1994) en milímetros de la escorrentía total (izq.) y la evapotranspiración real (der.) calculadas por el MT.

El promedio anual en toda la cuenca de la escorrentía total es de 276.1 mm/año la cual representa el 29% de la precipitación y el promedio de la evapotranspiración es de 675.6 mm/año la cual representa 71% de la precipitación. Estos resultados representan el balance de agua en la cuenca, considerando la suma entre la evapotranspiración y la escorrentía representan aproximadamente el valor de la precipitación.

$$0 \approx \text{Precipitación} - \text{Evapotranspiración} - \text{Escorrentía}$$

Los valores climáticos anuales de la escorrentía y la evapotranspiración suman 100.04% lo cual muestra un balance de agua anual entre la precipitación, la evapotranspiración y el escurrimiento.

En la Figura 7.3 se muestran el índice de aridez (ET/PP) y la razón de evapotranspiración (ET/PP). Santisteban (2010) citando a Budyko (1958) menciona

que el promedio a largo plazo de la evapotranspiración real está controlado principalmente por la precipitación y la energía disponible, mientras que las características de la cuenca parecen tener un papel secundario.

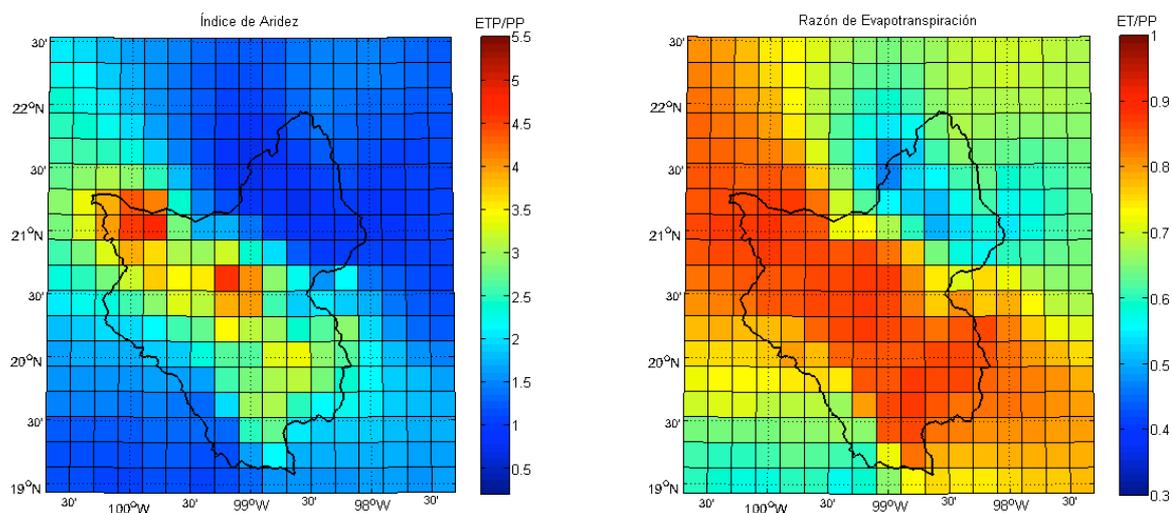


Figura 7.3. Valores climáticos del índice de aridez (izq.) y la razón de evapotranspiración (der.).

En la Figura 7.3 se observa que el índice de aridez tiene máximos valores en la parte centro y noroeste de la cuenca y los mínimos se tienen en la parte norte, a la salida de la cuenca. La razón de evapotranspiración presenta valores máximos en la parte centro, noroeste y sureste de la cuenca, mientras que los mínimos se tienen en la parte norte.

7.2. VALORES CLIMÁTICOS MENSUALES

En la Figura 7.4 se muestran los valores climáticos mensuales de precipitación observada dentro de la cuenca. Como se puede observar la zona centro es la de menor precipitación, también se puede observar que el periodo de mayor precipitación comienza en junio y termina en octubre. En la parte noreste se observa un mínimo relativo entre julio y agosto, conocido como sequía intra-estival.

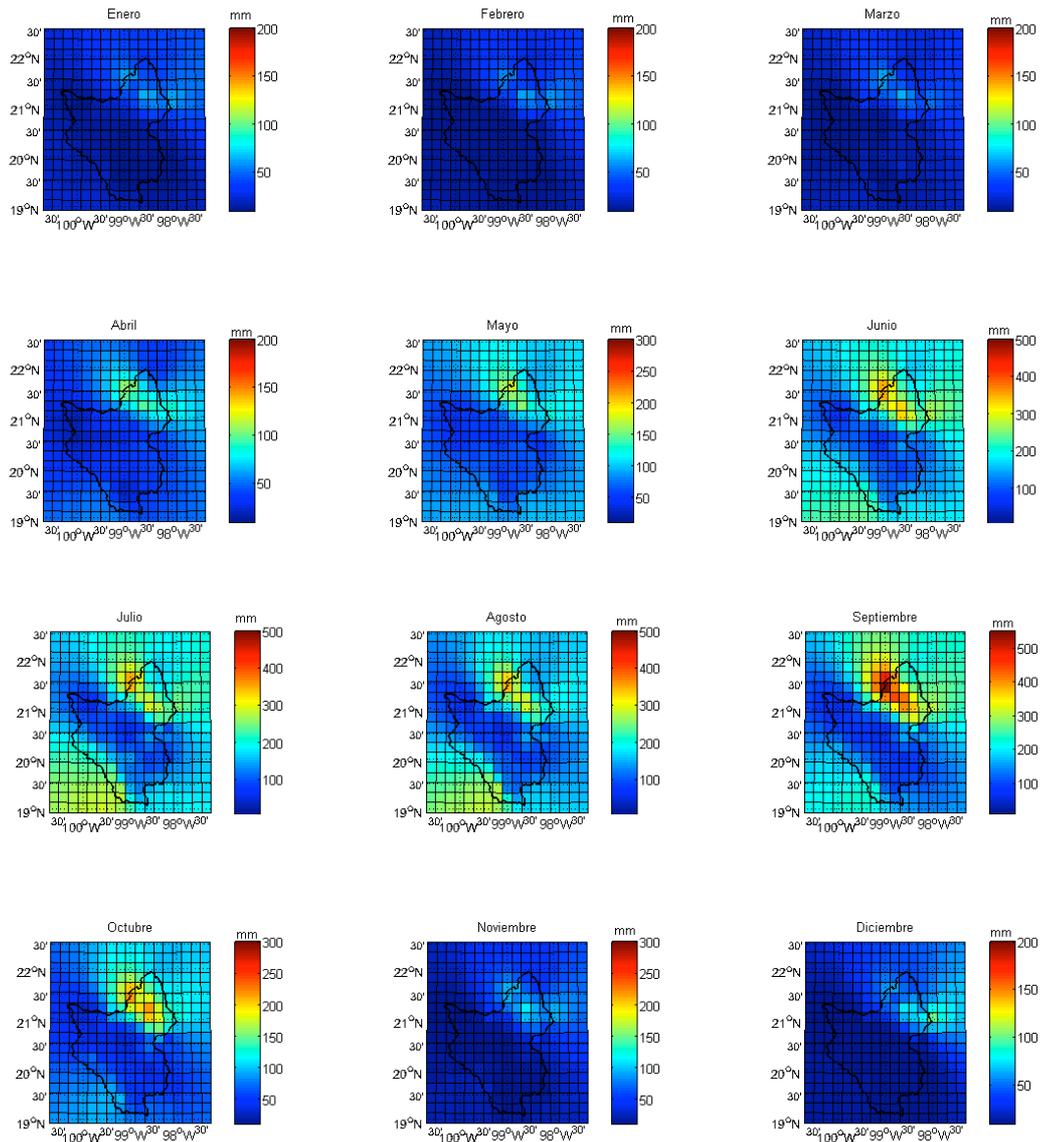


Figura 7.4. Láminas de precipitación acumulada mensual (1962-1994) en milímetros.

En la Figura 7.5 se muestra la evapotranspiración potencial mensual, se observa que los meses de más evapotranspiración potencial son los meses de abril y mayo y que la región de mayor evapotranspiración potencial es la noroeste, comprendiendo parte de los estados de Guanajuato y Querétaro.

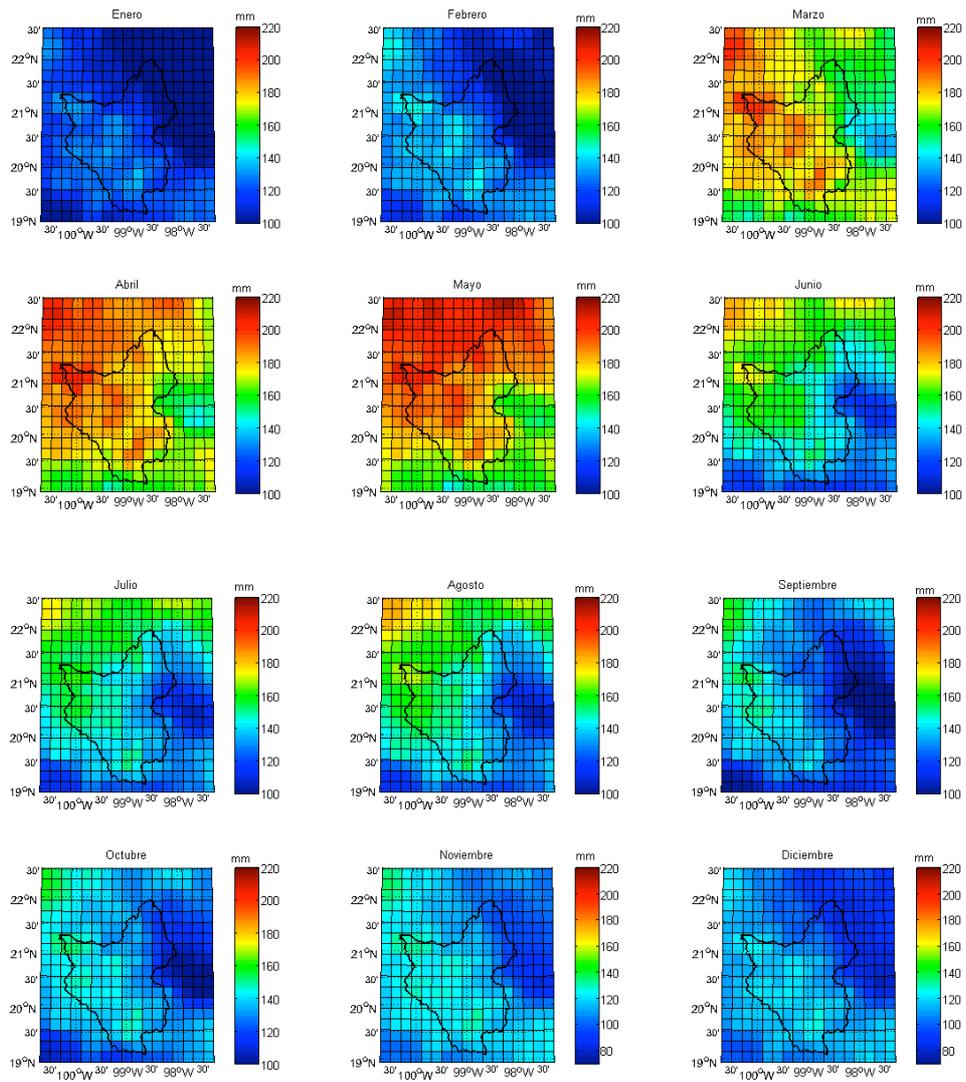


Figura 7.5. Evapotranspiración potencial mensual (1962-1994) en milímetros.

En la Figura 7.6 se muestra la precipitación y la evapotranspiración mensual, se puede observar que en los meses de junio a septiembre la precipitación en la cuenca es mayor que la evapotranspiración potencial.

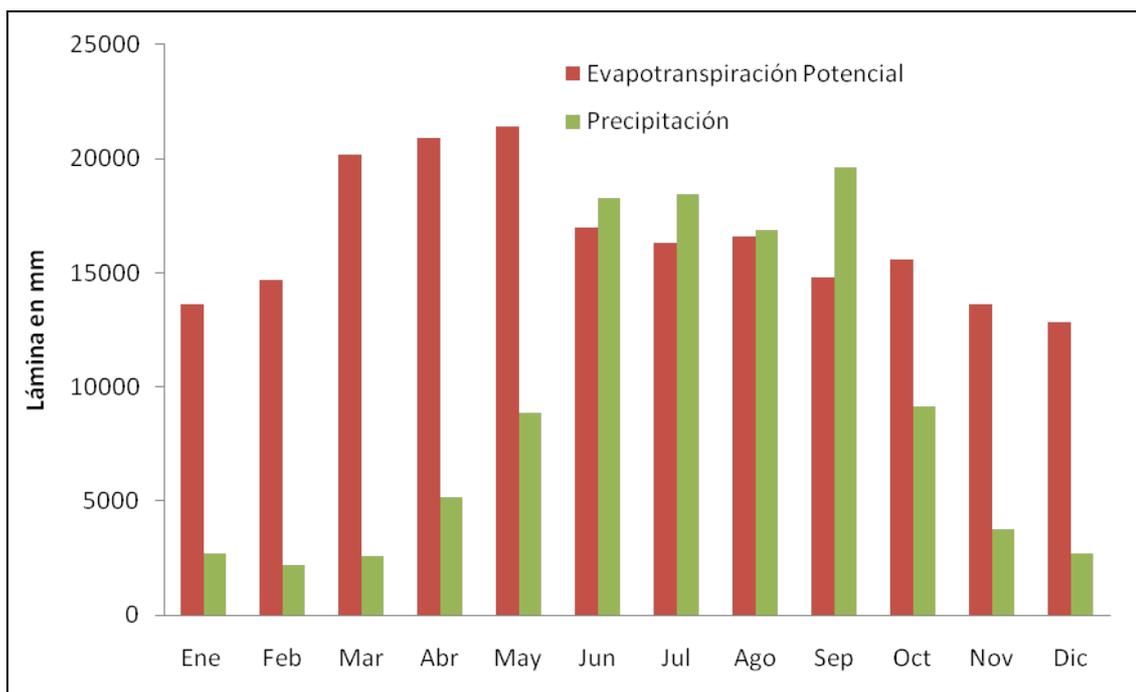


Figura 7.6. Evapotranspiración Potencial climática mensual (rojo) y Precipitación climática mensual (verde).

En la Figura 7.7 se observa la escorrentía mensual, como en el caso de la escorrentía anual, la zona norte de la cuenca es la que contribuye con mayor escurrimiento, también se puede observar que la escorrentía como la precipitación incrementan en los meses de junio a octubre.

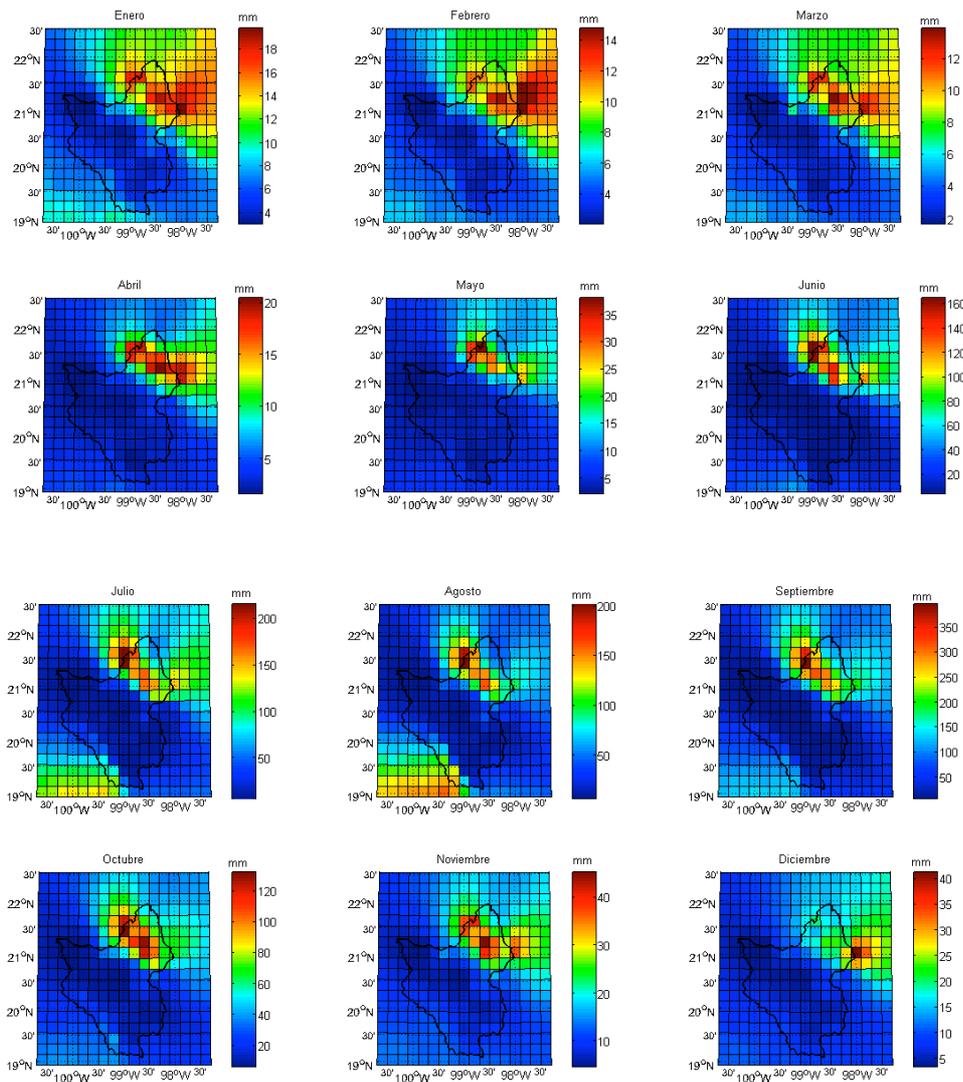


Figura 7.7. Láminas de escorrentía total mensual (1962-1994) en milímetros.

La Figura 7.8 muestra la evapotranspiración real, se puede ver que en el periodo de julio a octubre se alcanzan valores superiores a los 120 mm/mensuales. En este caso la parte centro es la de menor evapotranspiración, puesto que está limitada por ser el área de menor precipitación.

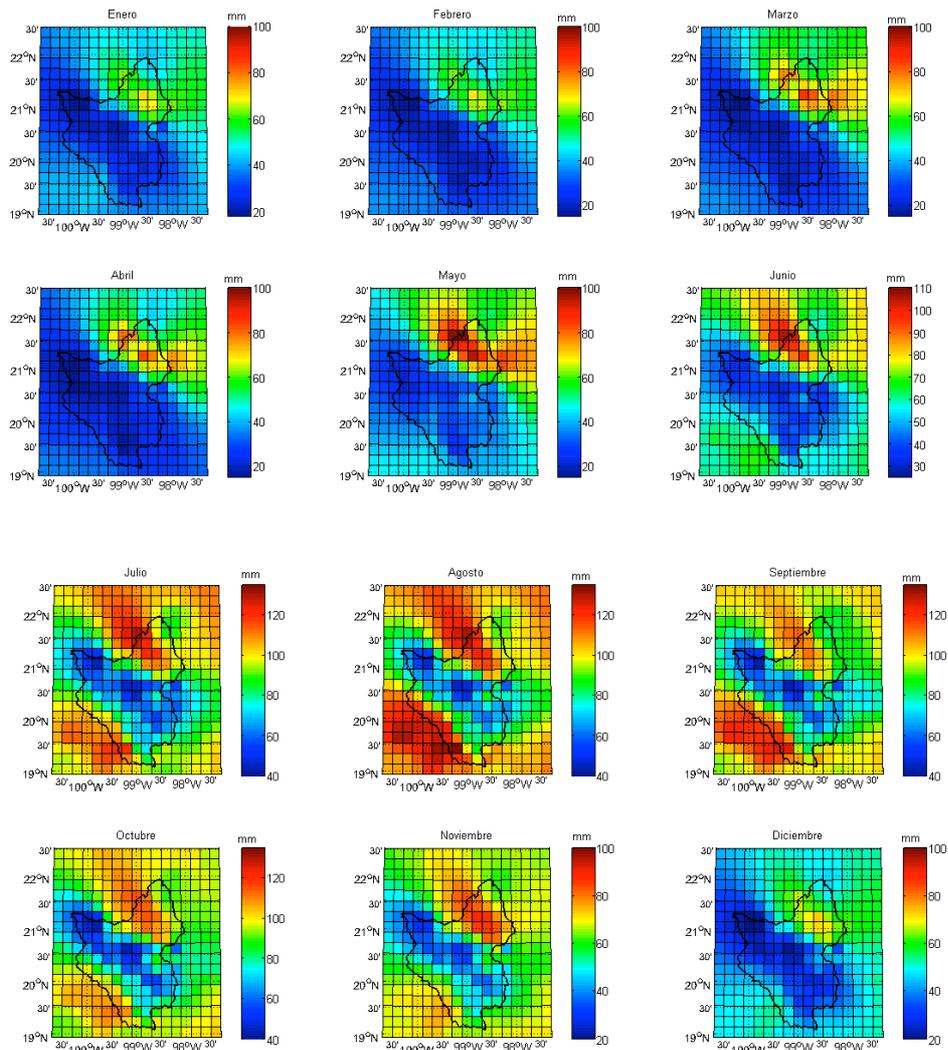


Figura 7.8. Lámina de evapotranspiración real mensual (1962-1994) en milímetros.

7.3. VARIABILIDAD INTERANUAL

En 1998 Koster y Suárez extendieron el uso del índice de aridez para predecir la variabilidad interanual de la evapotranspiración real y la escorrentía. Ellos propusieron una expresión simplificada para la razón de desviación de la evapotranspiración (RDE) la cual se define como la desviación estándar de la evapotranspiración real entre la desviación estándar de la precipitación, ecuación (7.1), en la cual se desprecia la variabilidad de la evapotranspiración potencial y la variabilidad del almacenamiento de agua en el suelo, con lo cual toda la variabilidad de la evapotranspiración real es debida a la variabilidad de la precipitación.

$$RDE = \frac{\sigma_E}{\sigma_P} = F(\Phi) - \Phi F'(\Phi) \quad (7.1)$$

Donde la forma funcional de $F(\Phi)$ es según Budyko (1958,1974)

$$F(\Phi) = \left[\Phi \tan\left(\frac{1}{\Phi}\right) (1 - e^{-\Phi}) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (7.2)$$

$F'(\Phi)$ tiene la siguiente forma funcional:

$$F'(\Phi) = \frac{\Phi \tan\left(\frac{1}{\Phi}\right) e^{-\Phi} + \tan\left(\frac{1}{\Phi}\right) (1 - e^{-\Phi}) - \left(\tan^2\left(\frac{1}{\Phi}\right) + 1 \right) (1 - e^{-\Phi}) \frac{1}{\Phi}}{2 \left[\Phi \tan\left(\frac{1}{\Phi}\right) (1 - e^{-\Phi}) \right]^{-\frac{1}{2}}} \quad (7.3)$$

$F(\Phi)$ expresa a la razón de evapotranspiración en función del índice de aridez. De tal forma que

$$\frac{\bar{E}}{\bar{P}} = F(\Phi) \quad \text{y} \quad \Phi = \frac{\overline{ETP}}{\bar{P}}$$

Donde Φ representa el índice de aridez.

Koster y Suárez (1998) utilizaron la RDE como una forma sencilla de caracterizar la variabilidad interanual de los flujos de humedad en la superficie del suelo, valores altos de RDE muestran que la variabilidad en la precipitación es correspondiente a la variabilidad de evapotranspiración real, y una baja variabilidad de la precipitación significa que la evapotranspiración real es insensible a la variabilidad de la precipitación. En la Figura 7.9 se muestra la distribución espacial de la razón de desviación de evapotranspiración calculada con los resultados del MTH.

La relación entre la desviación estándar de la evapotranspiración anual y la desviación estándar de la precipitación anual es una medida de la variabilidad interanual en el ciclo hidrológico. Esto implica un correspondiente control sobre la variabilidad de la escorrentía. Ignorando el almacenamiento interanual en la ecuación de balance de agua (4.2), Koster y Suárez (1998) obtuvieron la siguiente expresión:

$$\frac{\sigma_Q}{\sigma_P} = 1 - \frac{\sigma_E}{\sigma_P} \quad (7.4)$$

Donde σ_Q es la desviación estándar de la escorrentía anual. Esta ecuación supone un equilibrio entre la variabilidad de la escorrentía y la variabilidad de la evapotranspiración, a la vez que supone que esta variabilidad es debida a la variabilidad de la precipitación, por lo que valores altos de razón de desviación de evapotranspiración implican valores bajos en la razón de desviación de escorrentía y viceversa, esto se puede observar en la figura 7.9 los valores altos de razón de desviación de evapotranspiración dentro de la cuenca se localizan en el centro, dónde los valores de razón de desviación de escorrentía son los menores.

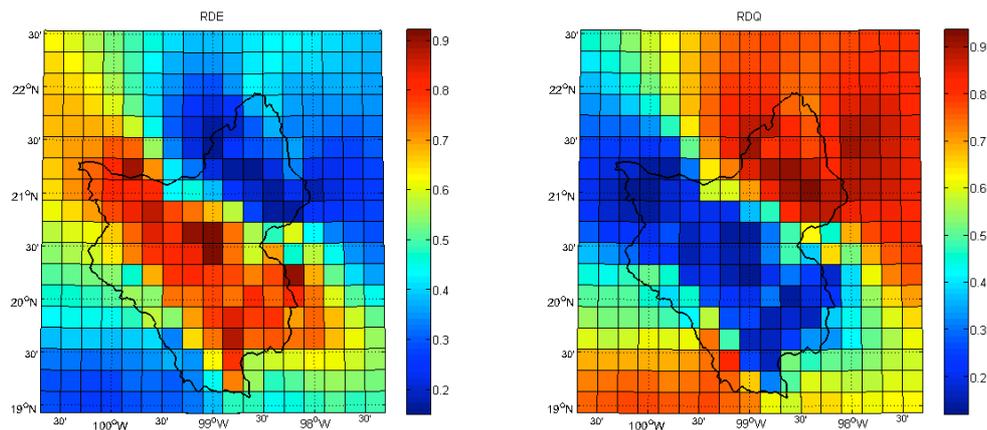


Figura 7.9. Razón de desviación de evapotranspiración real RDE (izq), y razón de desviación de escorrentía RDQ (der).

Siguiendo la ecuación (7.4) con los valores de la Figura 7.9 se obtuvo la Figura 7.10, en la cual se muestra la distribución espacial de la desviación en el balance de la ecuación (7.4), se observa que algunos puntos sobre la cuenca no cumplen con la ecuación (7.4), esto implica que existe variabilidad en la evapotranspiración real y la escorrentía que no depende únicamente de la variabilidad en la precipitación, por lo que proviene de factores distintos a ésta, como la variabilidad del almacenamiento en el suelo. También se puede observar que las zonas donde la ecuación (7.4) no se cumple, son las zonas más húmedas de la cuenca.

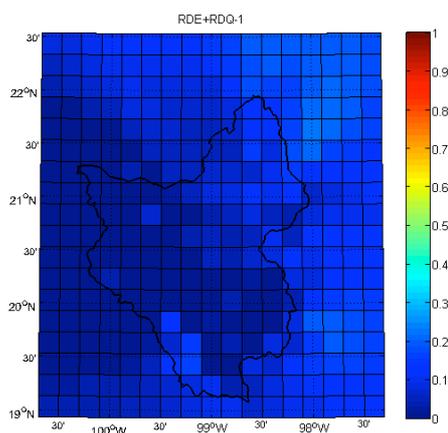


Figura 7.10. Distribución espacial de la desviación en el balance de la ecuación (7.3) valores distintos de cero en el mapa muestran las regiones de la cuenca donde la ecuación no se cumple.

En la Figura 7.11 se muestra la distribución espacial de la razón de desviación de almacenamiento en el suelo, se puede observar que es muy similar a la distribución de RDE pero con valores mucho más pequeños, Koster y Suárez (1998) suponen en la ecuación (7.4) que el cambio interanual del almacenamiento de agua en el suelo es muy pequeña en comparación con los flujos anuales de precipitación y evapotranspiración real y por lo tanto despreciable, sin embargo se podría llegar a tener cierta influencia en la variabilidad interanual de los flujos de escorrentía y evapotranspiración, sobre todo en las zonas húmedas de la cuenca, pues en estas zonas la variabilidad de la precipitación no tiene una influencia notable sobre la variabilidad en el cambio de almacenamiento en el suelo.

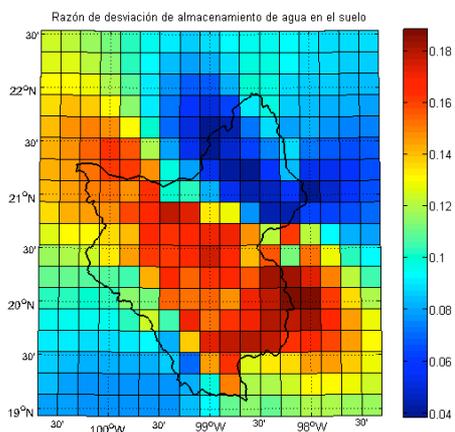


Figura 7.11. Distribución espacial de la razón de desviación del almacenamiento de agua en el suelo (σ_{AAS}/σ_P).

Zhang (2001) citado por Santisteban (2010) sugiere una forma funcional (7.5) que expresa la razón de evapotranspiración en función del índice de aridez y de un coeficiente (w) que depende de la disponibilidad de agua en las plantas, la cual en

esencia toma en cuenta el almacenamiento de agua en el suelo mediante la consideración de la profundidad de las raíces. Valores de $w=2$ se presentan en cuencas dominadas por bosques y valores de $w=0.5$ se presentan en cuencas de pastos cortos y de usos agrícolas. Zhang obtuvo estos valores de un análisis realizado a 250 cuencas de todo el mundo y de diferentes características.

$$\frac{E}{P} = \frac{1 + w\Phi}{1 + w\Phi + \frac{1}{\Phi}} \quad (7.5)$$

Donde $\Phi = \frac{\overline{ETP}}{P}$

En el MTH la evapotranspiración está considerada como una fracción de la evapotranspiración potencial, dicha fracción es la representada por la humedad disponible en la superficie del suelo, ecuación (4.10) de tal forma que

$$\frac{\overline{E}}{\overline{P}} = \overline{\Phi} * \overline{H} \quad (7.6)$$

Con $\overline{H} = 1 - \frac{\overline{D}}{D_{\max}}$

Donde H es la humedad del suelo en su valor promedio (Santisteban, 2010).

Finalmente igualando la ecuación (7.5) y (7.6) se obtiene una ecuación para w en función de la humedad del suelo y el índice de aridez.

$$w = \frac{\overline{H} * (\overline{\Phi} + 1) - 1}{\overline{\Phi} + \overline{\Phi}^2 * \overline{H}} \quad (7.7)$$

Sustituyendo los valores medios de humedad disponible y el índice de aridez en la cuenca $H= 0.4$ y $\Phi=1.8$ se obtuvo $w=0.24$. En la Figura 7.12 se muestra la grafica de la curva de Zhang para diferentes valores de w , los puntos azules representan el valor de cada pixel dentro de la cuenca.

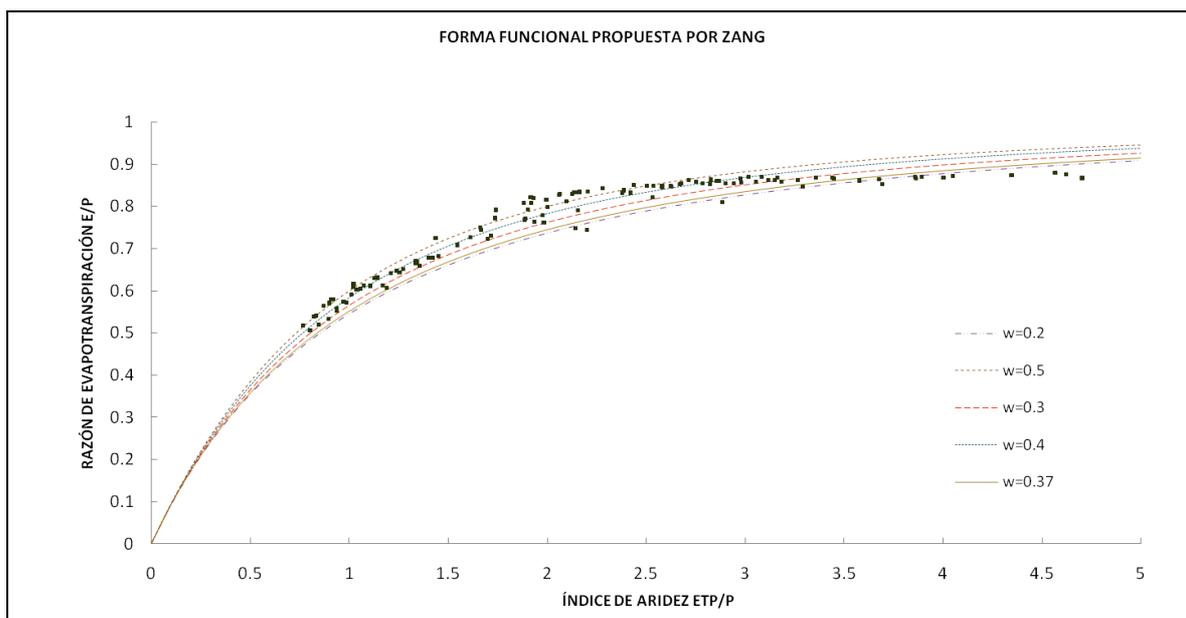


Figura 7.12. Forma funcional propuesta por Zhang (2001) con valores de w desde 0.1 a 0.5, comparada con la dispersión de la razón de evapotranspiración (E/P) contra el índice de aridez (ETP/P) calculados con el MTH, cada punto representa un pixel en los mapas de la cuenca.

El MTH no toma en cuenta la vegetación directamente, en este modelo dicho factor está representado por el parámetro D_{max} el cual representa la capacidad de campo, parámetro directamente relacionado con la profundidad de las raíces, así mismo, en el MTH el uso del suelo se considera solamente mediante el albedo de la superficie el cual como ya se mencionó anteriormente se obtuvo de la base de datos del NARR, el cual es determinante en el cálculo de la radiación neta, de esta forma el MTH toma en cuenta de forma indirecta el tipo y la cubierta vegetal que en promedio tiene la cuenca.

7.4. VARIABILIDAD INTRA-ANUAL

Para determinar la variabilidad intra-anual primero se graficó en la curva de Zhang (7.4.) para $w=0.24$, junto con los valores de cada año de índice de aridez y razón de evapotranspiración. El valor de la curva de Zhang se tomó como el valor esperado y los años fueron separados en dos grupos, los años con valores de índice de aridez y razón de evapotranspiración por arriba y por debajo de la curva de Zhang, los resultados se muestran en la Figura 7.13

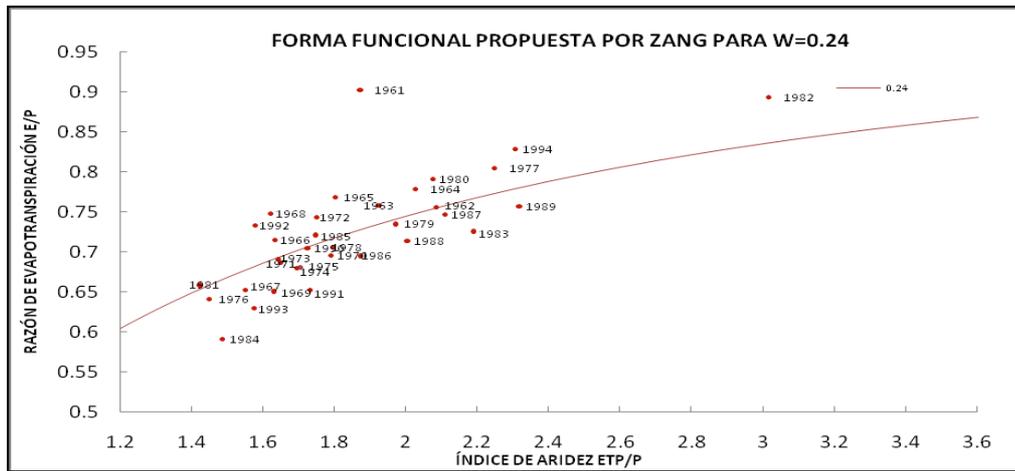


Figura 7.13. Dispersión de los años de 1961 a 1994 respecto de la curva de Zhang de 0.24.

Se calcularon las anomalías de los ciclos anuales respecto de los valores climáticos mensuales de precipitación y evapotranspiración tanto para los años por arriba de la curva de Zhang como para los años por abajo de dicha curva.

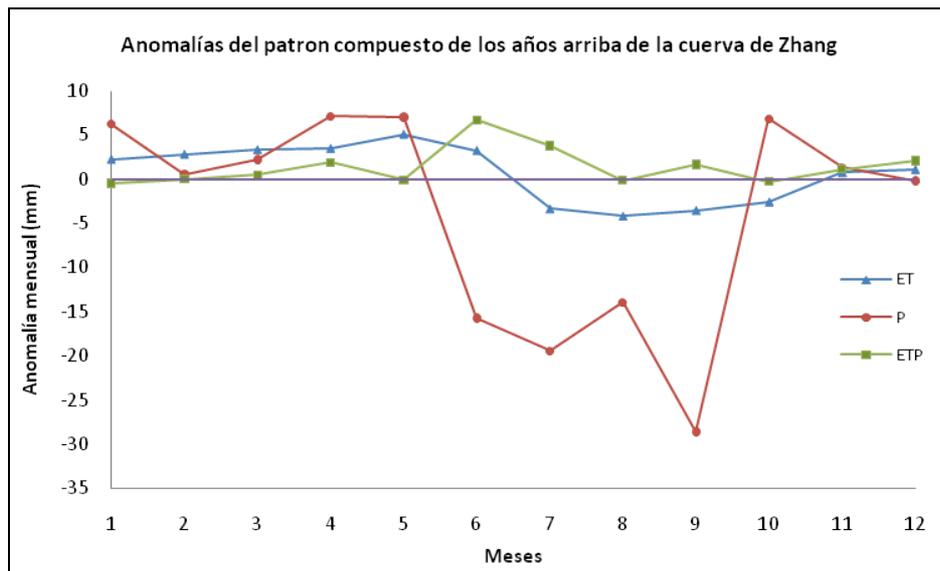


Figura 7.14. Anomalías respecto de los valores climáticos de la láminas mensuales de precipitación evapotraspiración real y potencial en los años con razón de evapotranspiración arriba de lo esperado.

En la Figura 7.14 se observa que en los años que se encuentran por arriba de la curva de Zhang, las anomalías de evapotranspiración son mayores que las anomalías de precipitación para el periodo de lluvias (de junio a noviembre) mientras que en el caso de los años por debajo de la curva de Zhang el comportamiento de las anomalías es opuesto. (Figura 7.15) También es posible observar que en los años por debajo de la curva de Zhang tienen en promedio anomalías negativas,

mientras que los años por arriba de la curva de Zhang tienen en promedio anomalías positivas.

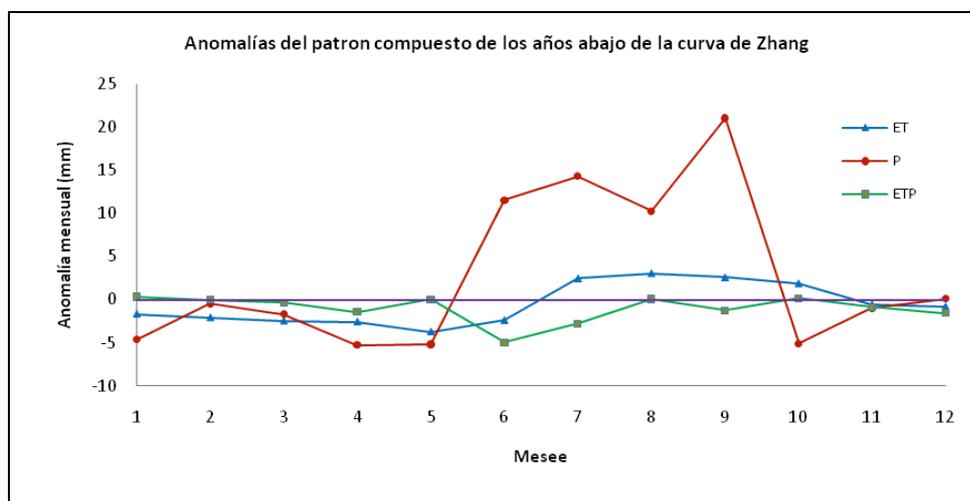


Figura 7.15. Anomalías respecto de los valores climáticos de la láminas mensuales de precipitación, evapotranspiración real, y potencia en los años con razón de evapotranspiración abajo de lo esperado.

En los meses de verano los años con razón de evapotranspiración arriba de lo esperado muestran anomalías negativas de precipitación y anomalías negativas de evapotranspiración, ocurre lo contrario en los meses de invierno donde el déficit de humedad alcanza sus valores máximos y la mayor parte del agua que llega a precipitar es retenida por el suelo y después el agua es evaporada. En los meses de verano la evapotranspiración real se acerca a sus valores potenciales dado que el suelo está cerca de la saturación. El comportamiento de los años con razón de evapotranspiración abajo de lo esperado es contrario al de los años que se encuentran por arriba de la curva de Zhang. Anomalías positivas de precipitación y evapotranspiración en los meses de verano y negativas en invierno, cuando la disponibilidad de agua en el suelo limita que la evapotranspiración real alcance sus valores potenciales. En las gráficas 7.14. y 7.15. se puede observar que si la razón de evapotranspiración está por arriba de lo esperado las anomalías de la evapotranspiración potencial son positivas y al contrario si la razón de evapotranspiración es menor de lo esperado, las anomalías de evapotranspiración potencial son negativas.

Los resultados anteriores muestran que existe una relación entre la razón de evapotranspiración y la distribución de la lluvia a lo largo del año. El régimen de lluvia en un año climático es de 22% en la temporada seca (diciembre-mayo) y 78% en la temporada húmeda (junio-noviembre). Para los años con razón de evapotranspiración arriba de lo esperado el porcentaje es de 25.6% en la temporada

seca y 74.4% en la temporada húmeda, para los años con razón de evapotranspiración debajo de lo esperado en la temporada seca se tiene 19.5% y 80.5% para la temporada húmeda. En la Figura 7.16 se muestra la distribución temporal de la razón de evapotranspiración y el porcentaje de lluvia en la temporada seca. Se observa que existe cierta relación, el porcentaje de lluvia en invierno y la razón de evapotranspiración tienen un coeficiente de correlación de 0.6. La curva de porcentaje de precipitación en invierno muestra una ligera tendencia a aumentar lo que implicaría inviernos más húmedos, sin embargo la curva de razón de evapotranspiración muestra una tendencia a disminuir, esto quizá es debido a que fueron más los años con razón de evapotranspiración por debajo de lo esperado.

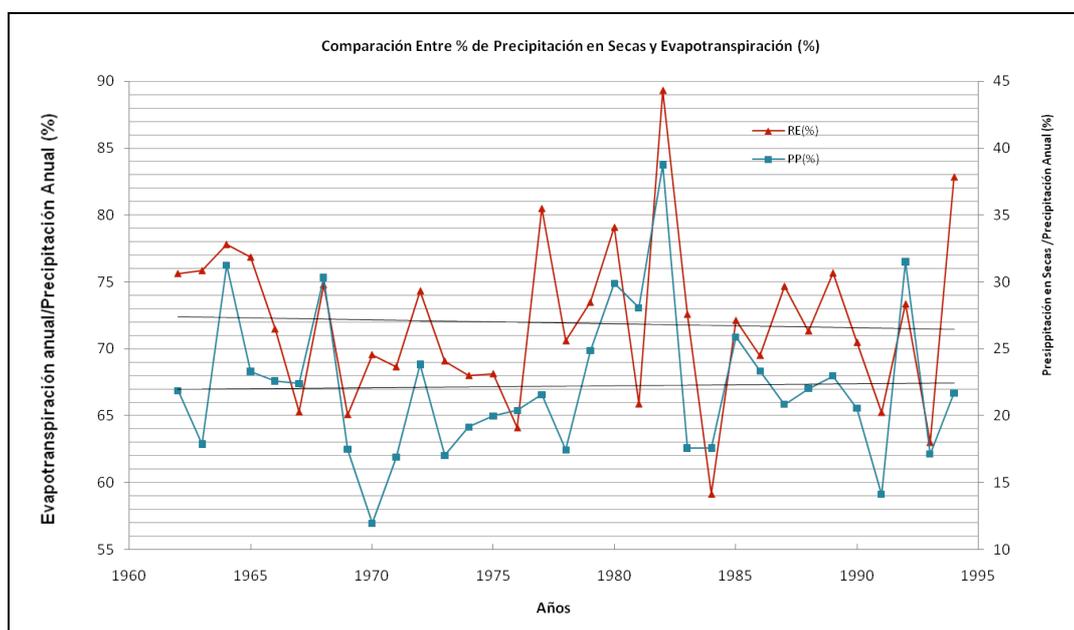


Figura 7.16. Valores anuales en porcentaje (1961-1994) de la razón de evapotranspiración y la lluvia en los meses de secas.

Otro factor que puede ocasionar que los valores de la razón de evapotranspiración sean bajos es la presencia de lluvias torrenciales, la intensidad de la lluvia es un dato difícil de obtener para el periodo 1961-1994, debido a cuestiones técnicas. Sin embargo es bien sabido que a pesar de precipitar la misma cantidad de agua el efecto en la distribución entre los diferentes factores que intervienen en el balance hídrico pueden ser diferentes si la lluvia cae en poco tiempo a que si cae de forma distribuida. En la Figura 7.17 se muestra la distribución de la lluvia acumulada mensual para los años 1982 que es el año más seco con mayor razón de evapotranspiración y el año 1984 que fue el año con menor razón de evapotranspiración, en este año solamente en el mes de septiembre se precipitó el 30% del total del año en el periodo 1961-1994.

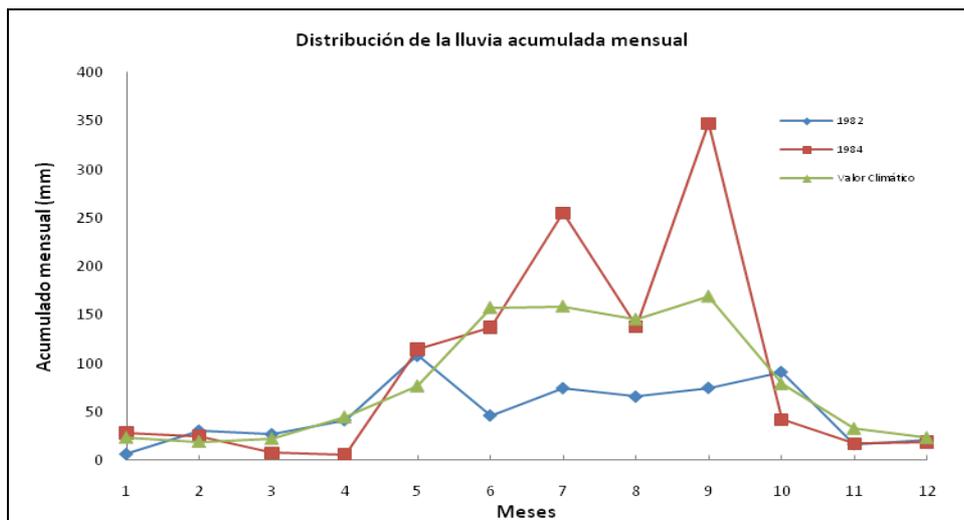


Figura 7.17. Distribución de la lluvia acumulada mensual de los años 1982 y 1984 comparada con los valores climáticos mensuales.

Así mismo es notable que a pesar de que dos años tengan casi la misma cantidad de lluvia en el año, la distribución de la misma en el tiempo puede ser diferente, como es el caso de los años 1964 y 1988 (Figura 7.18) los cuales tienen una cantidad de lluvia semejante 836.7mm. y 832.6mm. respectivamente, sin embargo el número de días con lluvia es de 120 y 197 respectivamente, lo que implica que la lámina promedio que se precipitó en los días de lluvia fue 3.9mm para 1964 y 4.2mm para 1988. Así mismo cabe señalar que el año 1964 tiene una razón de evapotranspiración por arriba de lo esperado mientras que 1988 tiene una razón de evapotranspiración por debajo de lo esperado.

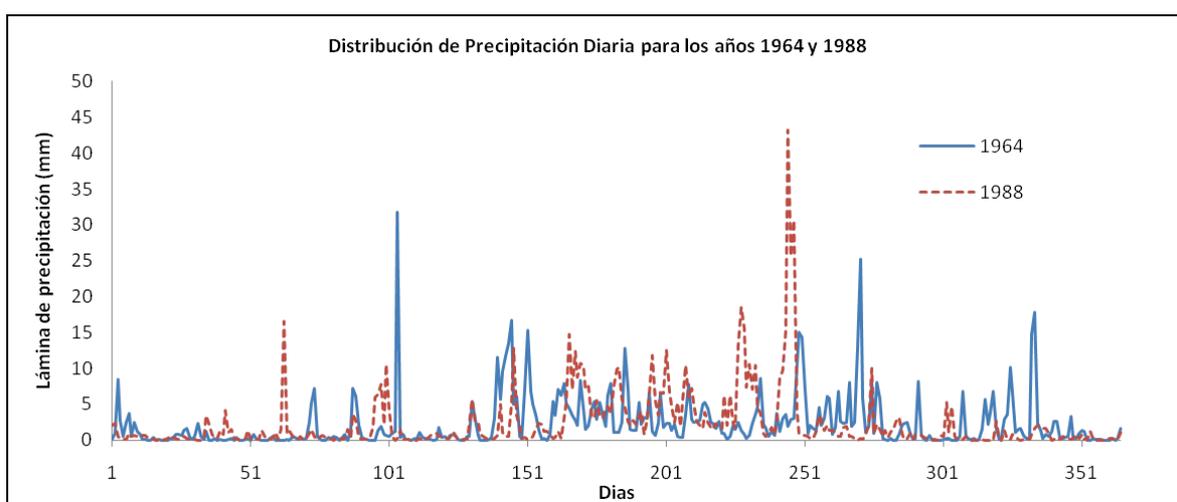


Figura 7.18. Comparación entre la distribución de la precipitación diaria en los años 1964 y 1988.

7.5. MTH EN ESCENARIOS DE CLIMA FUTURO

Se procesaron las anomalías climáticas para los escenarios A1B y A2 para el periodo comprendido entre 2010-2030 dichas anomalías se obtuvieron de la regionalización de proyecciones climáticas en México de precipitación y temperatura en superficie usando el método REA para el siglo XIX (Montero y Pérez, 2008) estas anomalías se encontraban a una resolución de 0.5 de grado y se pasaron a mallas de 0.2 de grado para poder acoplarlas a las mallas ya establecidas. A continuación se muestran los resultados obtenidos.

7.5.1. ESCENARIO A2

La Figura 7.19 muestra los valores anuales de precipitación y evapotranspiración potencial en milímetros para cada punto de malla. El promedio anual para el periodo 2010-2030 de precipitación es de 854.05 mm/año, lo que muestra un decremento de 97.2 mm/año respecto de la climatología 1962-1994. La evapotranspiración potencial tiene un promedio anual de 1,716.08 mm/año, lo que muestra un aumento de 13.3 mm/año.

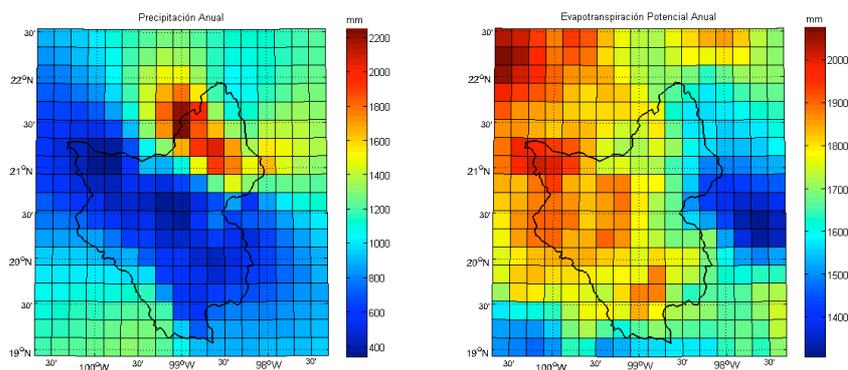


Figura 7.19. Valores medios anuales (2010-2030) bajo el escenario A2 en milímetros de la precipitación observada (izq.) y la evapotranspiración potencial (der.) calculada por el MTH.

En la Figura 7.20 se muestran los promedios anuales de la escorrentía total y la evapotranspiración real en milímetros para el periodo 2010-2030. El valor promedio de la escorrentía es de 177.28 mm/año, se muestra un decremento de 98.8 mm/año. La evapotranspiración media anual para dicho periodo es de 685.9 mm/año, mostrando un incremento de 10.29 mm/año respecto del periodo 1962-1994.

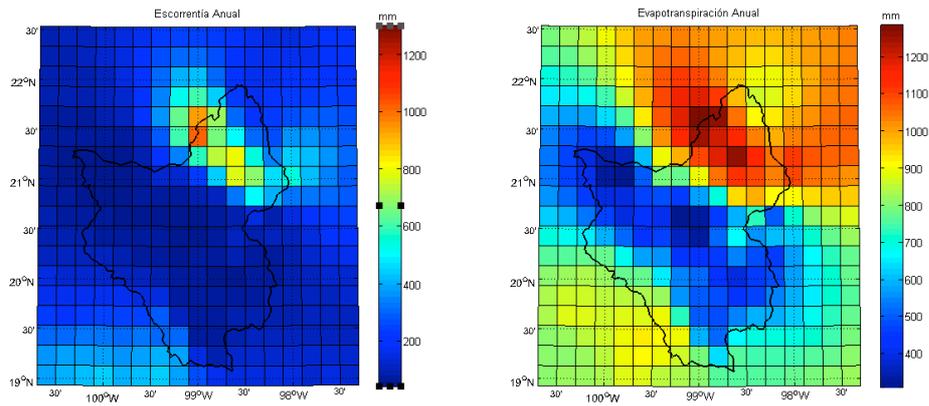


Figura 7.20. Valores medios anuales (2010-2030) bajo el escenario A2 en milímetros de la escorrentía total (izq.) y la evapotranspiración real (der.).

El índice de aridez y la razón de evapotranspiración se muestran en la Figura 7.21. Se puede observar que se presentan valores mayores relativos al periodo 1961-1994 tanto del índice de aridez como de la razón de evapotranspiración, aunque el comportamiento dentro de la cuenca sigue siendo el mismo. La Figura 7.22 muestra las anomalías tanto del índice de aridez y la razón de evapotranspiración. Todas las anomalías son mayores a cero, lo que indica que todos los valores son mayores o iguales a los valores del periodo 1961-1994.

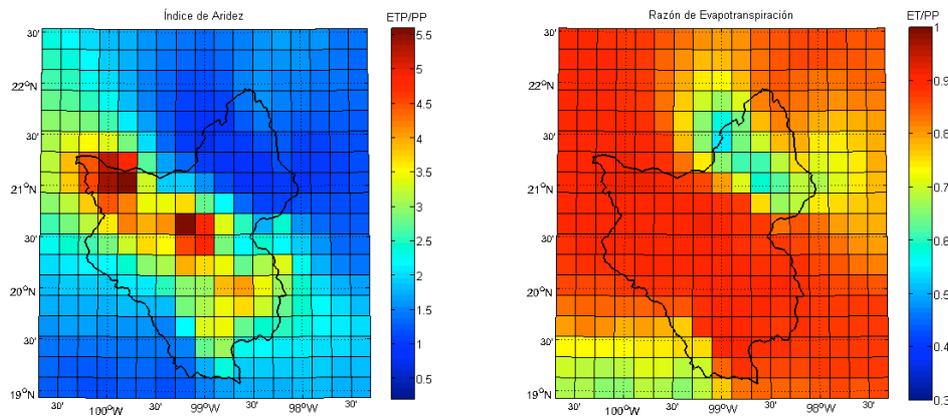


Figura 7.21. Índice de aridez (izq.) y Razón de evapotranspiración (der.) en el periodo 2010-2030 bajo el escenario A2.

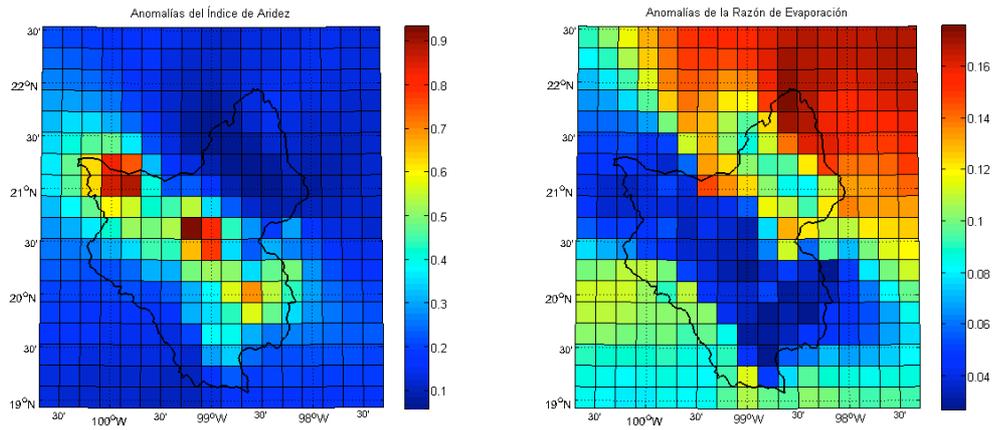


Figura 7.22. Anomalías del Índice de Aridez (izq) y de la Razón de Evapotranspiración (der) para el escenario A2.

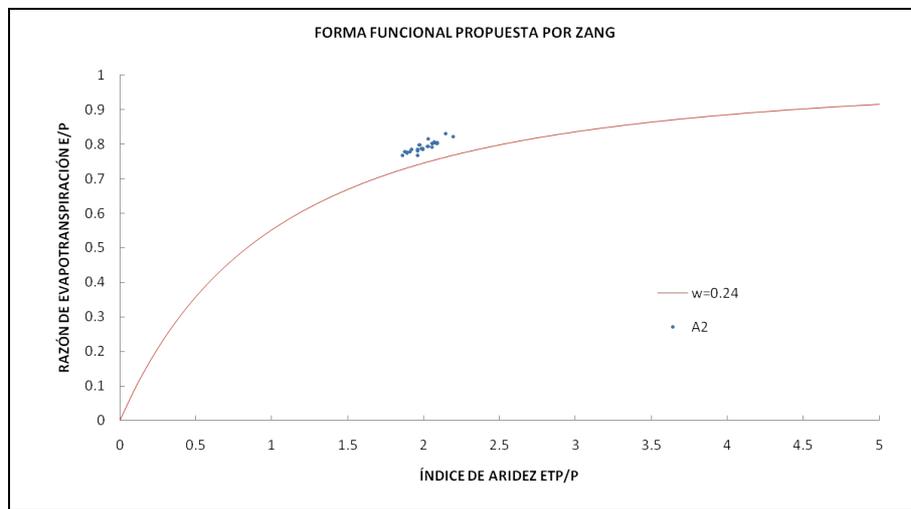


Figura 7.23. Dispersión de los años 2011 al 2030 para el escenario A2 respecto de la curva de Zhang con $w=0.24$.

En la Figura 7.23 se muestra la dispersión de los valores de la razón de evapotranspiración respecto del índice de aridez para el periodo comprendido entre 2011 a 2030 respecto de la curva de Zhang con $w=0.24$, se puede ver que el valor de la razón de evapotranspiración para todos los años se encuentra por arriba de lo esperado, o sea por arriba de la línea de Zhang.

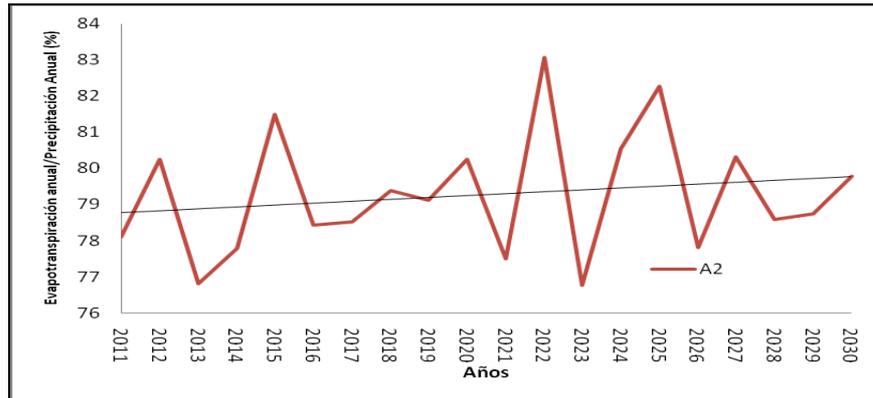


Figura 7.24. Tendencia de la razón de evapotranspiración (%) en el periodo 2011-2030 para el escenario A2.

La Figura 7.24 muestra la razón de evapotranspiración y su tendencia en el periodo 2011-2030 para el escenario A2, se observa una tendencia positiva, lo que representa un cambio en la tendencia respecto del periodo 1961-1994.

7.5.2. ESCENARIO A1B

La Figura 7.25 muestra la precipitación media anual y la evapotranspiración potencial media anual ambas en milímetros para el periodo 2010-2030. El promedio de la precipitación anual en dicho periodo es de 896.75 mm/año lo cual muestra un decremento de 54.52 mm/año respecto del periodo 1962-1994, el decremento es menor que el del escenario A2. El valor medio anual de la evapotranspiración potencial para el escenario A1B es de 1,801.89 mm/año, mostrando un aumento de 99.16 mm/año, el cual es mucho mayor que el incremento mostrado por el escenario A2.

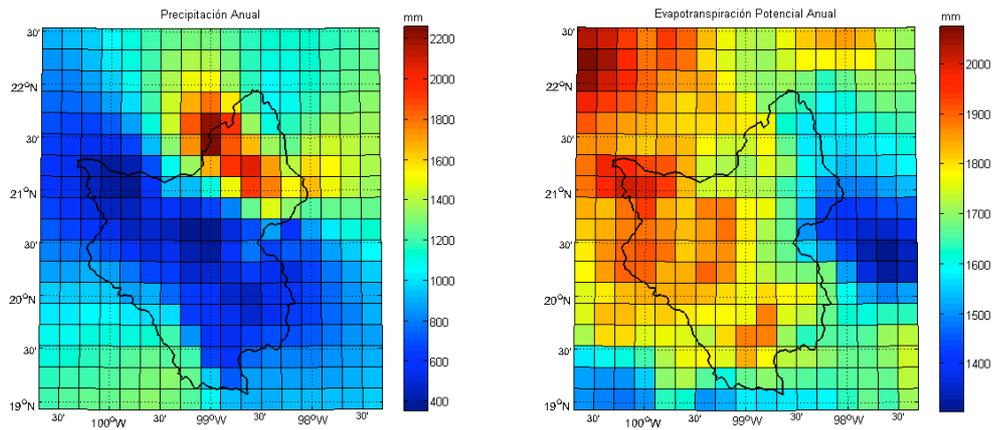


Figura 7.25. Valores medios anuales (2011-2030) bajo el escenario A1B en milímetros de la precipitación observada (izq.) y la evapotranspiración potencial (der.) calculada por el MTH.

En la Figura 7.26 se muestran la escorrentía media anual y la evapotranspiración real en milímetros para el periodo 2011-2030. El valor medio de la escorrentía para dicho periodo es de 186.14 mm/año, 89.98 mm al año menos que el periodo de 1962-1994. El valor medio de la evapotranspiración es de 720.1 mm/año, mostrando un incremento de 44.6 mm/año más que en el periodo 1962-1994.

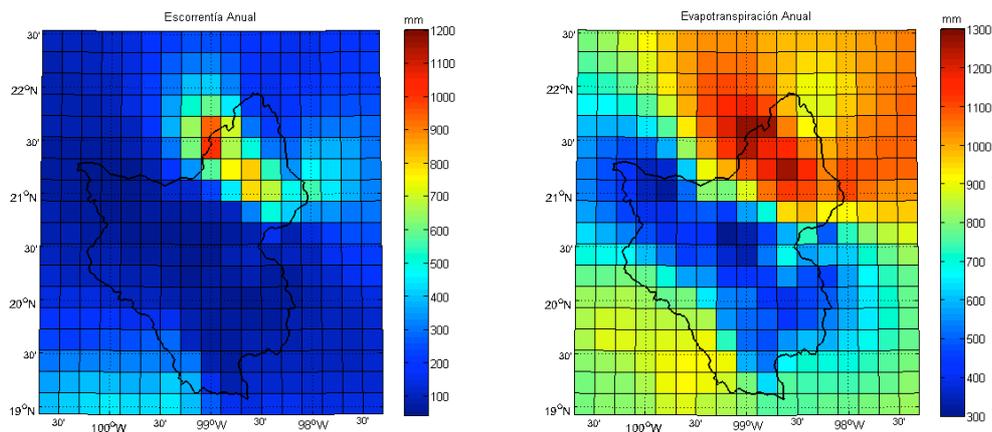


Figura 7.26. Valores medios anuales (2011-2030) bajo el escenario A1B en milímetros de la escorrentía total (izq.) y la evapotranspiración real (der.).

En la Figura 7.27 se muestran el índice de aridez y la razón de evapotranspiración para el periodo 2011-2030 y para el escenario A1B se puede observar el mismo comportamiento a lo largo de la cuenca. Mostrando los valores máximos en el centro y los mínimos en el norte de la cuenca. En ambos escenarios se observa un índice de aridez y una razón de evapotranspiración similar pero mayor que en el periodo de 1962-1994.

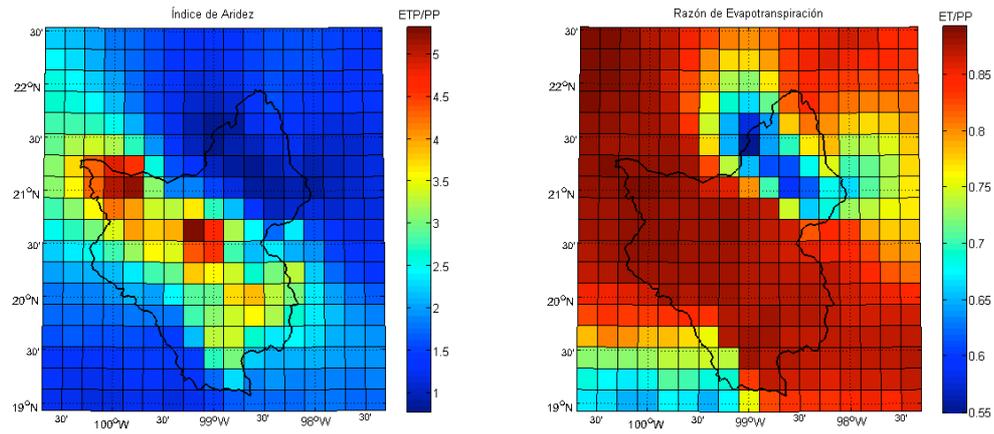


Figura 7.27. Índice de aridez (izq.) y Razón de evapotranspiración (der.) en el periodo 2011-2030 bajo el escenario A1B.

La siguiente figura muestra las anomalías del Índice de Aridez y de la Razón de Evapotranspiración.

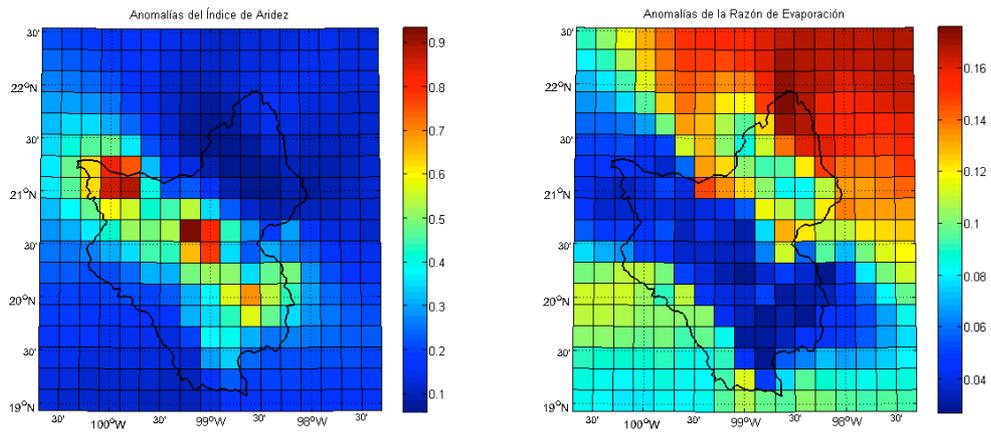


Figura 7.28. Anomalías del Índice de Aridez (izq.) y de la Razón de Evapotranspiración (der.) para el escenario A1B.

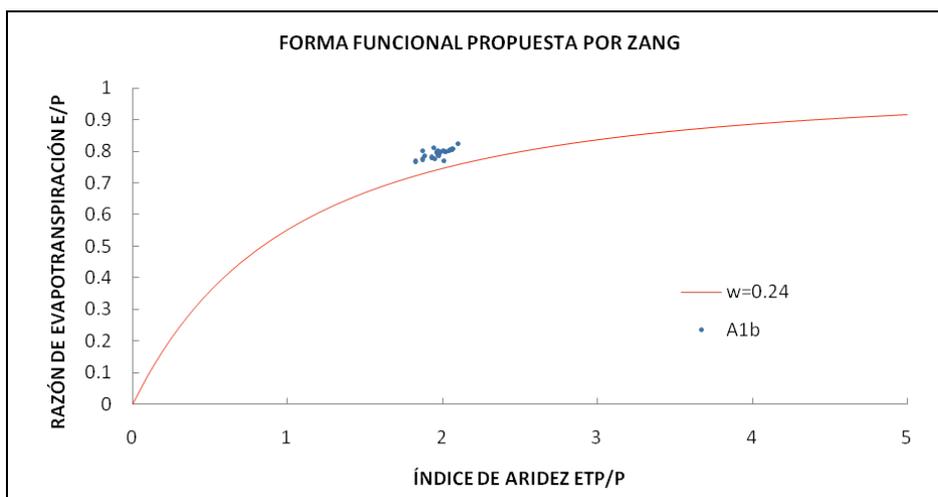


Figura 7.29. Dispersión de los años 2011 al 2030 para el escenario A1b respecto de la curva de Zhang con $w=0.24$.

Al igual que en el escenario A2, en el escenario A1B todos los años tienen una razón de evapotranspiración arriba de lo esperado con la curva de Zhang con $w=0.24$. (Figura 7.29) de la misma forma la tendencia del porcentaje de la evapotranspiración real anual respecto de la precipitación anual es positiva (Figura 7.30).

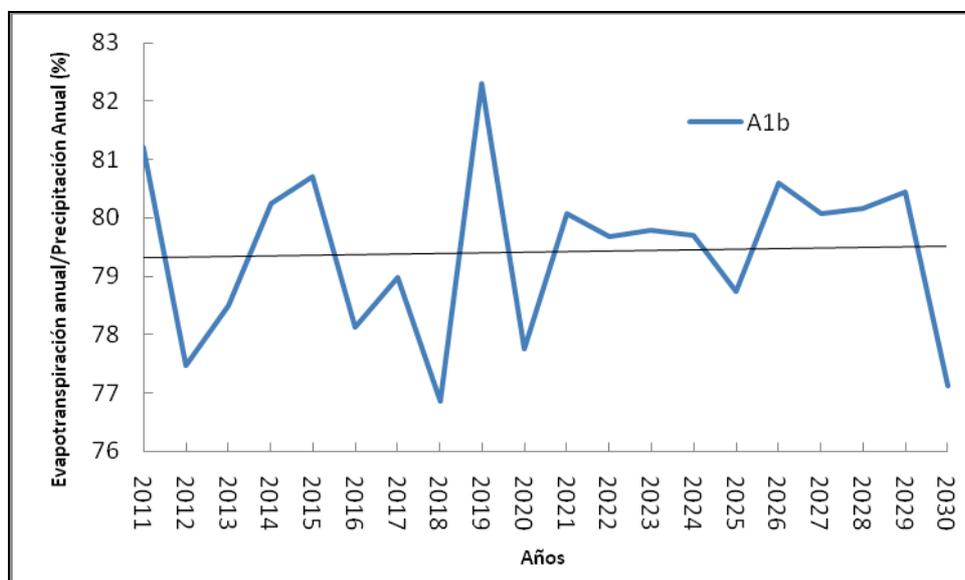


Figura 7.30. Tendencia de la razón de evapotranspiración (%) en el periodo 2011-2030 para el escenario A1b.

En el siguiente Cuadro se resumen los valores medios anuales para los tres casos presentados anteriormente.

Cuadro 7.1. Valores medios anuales en milímetros por año.

Periodo de evaluación	1962-1994	2011-2030 A2	2011-2030 A1B
Evapotranspiración potencial	1702.73	1716.08	1801.89
Evapotranspiración	675.61	685.9	720.19
Precipitación	951.27	854.05	896.75
Escurrimiento	276.12	177.28	186.14

7.6. DISPONIBILIDAD DE AGUA

Las figuras 7.31 y 7.32 muestran el escurrimiento anual para el escenario A2 y el escenario A1B respectivamente. Se hace una comparación respecto del periodo 1961-1994, se observa que en ambos casos el escurrimiento para el periodo 2011-2030 es menor que en el periodo base, y que dicho escurrimiento muestra una tendencia negativa.

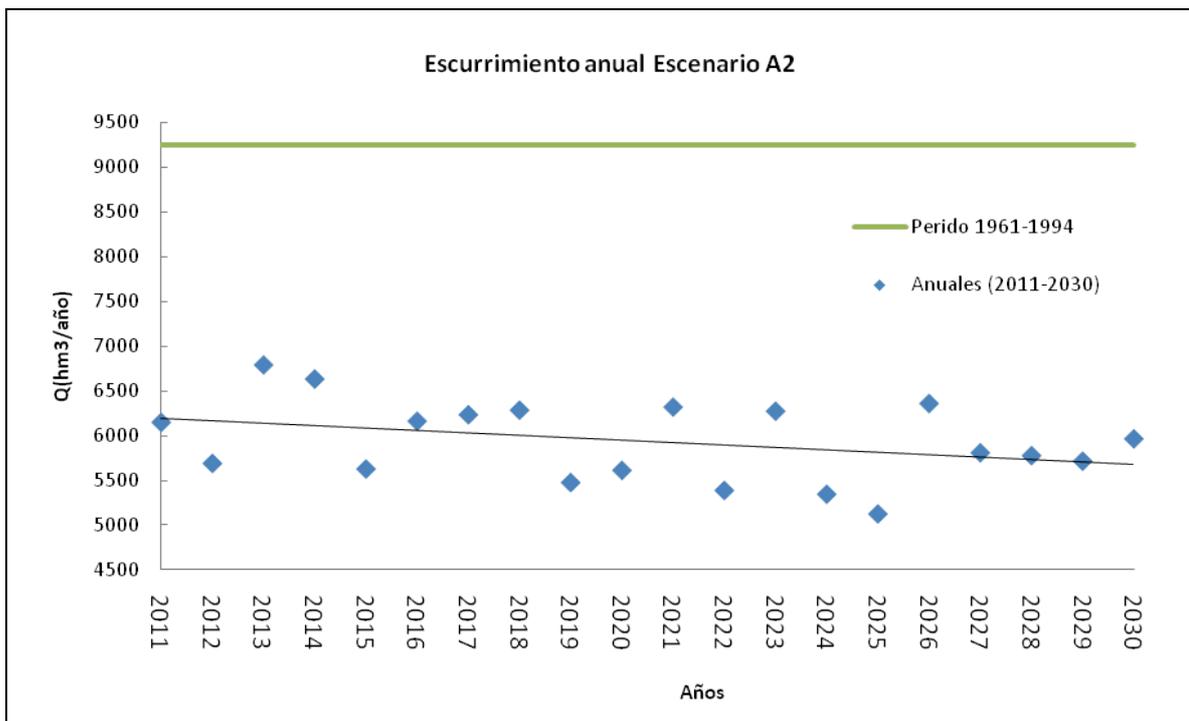


Figura 7.31. Escurrimiento medio anual para el periodo 2011-2030 bajo el escenario A2.

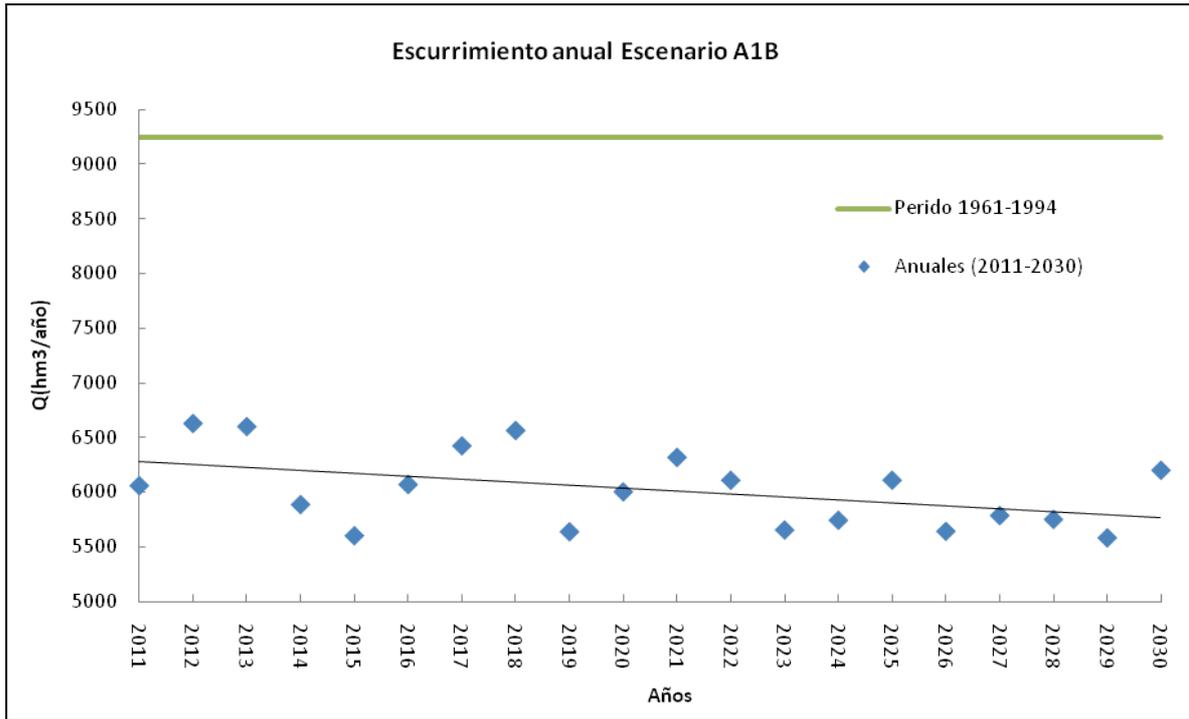


Figura 7.32. Escurrimiento medio anual para el periodo 2011-2030 bajo el escenario A1B.

Para determinar la disponibilidad de agua en el periodo de 2011-2030 es necesario conocer la población presente en la cuenca para dicho periodo. En el siguiente Cuadro se muestra la población para cada año desde el 2011 al 2030 según las proyecciones realizadas por el CONAPO (2006).

Cuadro 7.2. Población en la cuenca del río Moctezuma en el periodo 2011-2030.

Año	Población	Año	Población
2011	18846653	2021	18895014
2012	18868748	2022	18878942
2013	18886872	2023	18858704
2014	18900973	2024	18834156
2015	18911167	2025	18805242
2016	18917726	2026	18771874
2017	18920781	2027	18734098
2018	18920096	2028	18691817
2019	18915541	2029	18645026
2020	18907156	2030	18593638

En la siguiente gráfica se muestra la evolución de la población de 2011 a 2030

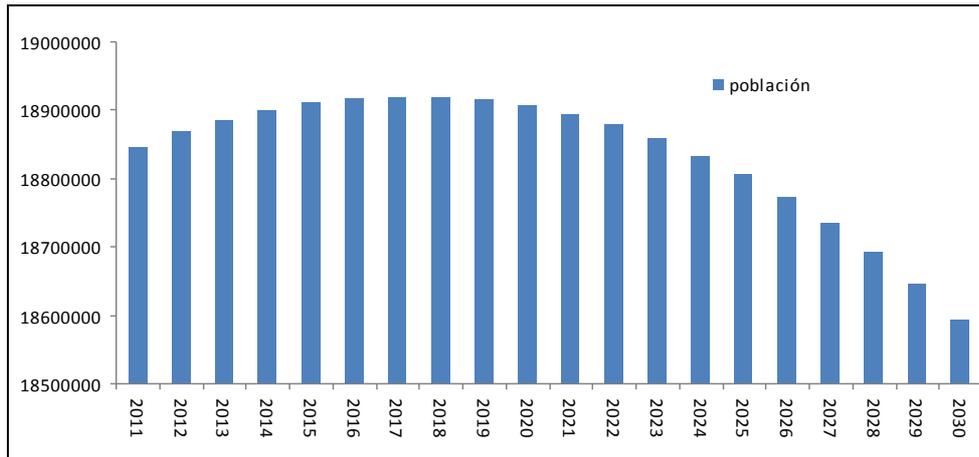


Figura 7.33. Evolución de la población en el periodo 2011 a 2030 según las proyecciones realizadas por el CONAPO.

En la Figura 7.34 se muestra la disponibilidad de agua superficial para los escenarios A1B y A2 para el periodo 2011-2030. Se puede notar que hay una tendencia a disminuir y que el escenario que muestra menor disponibilidad de agua es el A2 como es de esperarse debido a las condiciones dispares de crecimiento. La disponibilidad está dada como un cociente entre la cantidad de agua escurrida en la cuenca y la población dentro de la misma (Mendoza *et al.*, 2007 y SEMARNAT, 2008). En las gráficas 7.32 y 7.34 se muestran los escurrimientos para el mismo periodo.

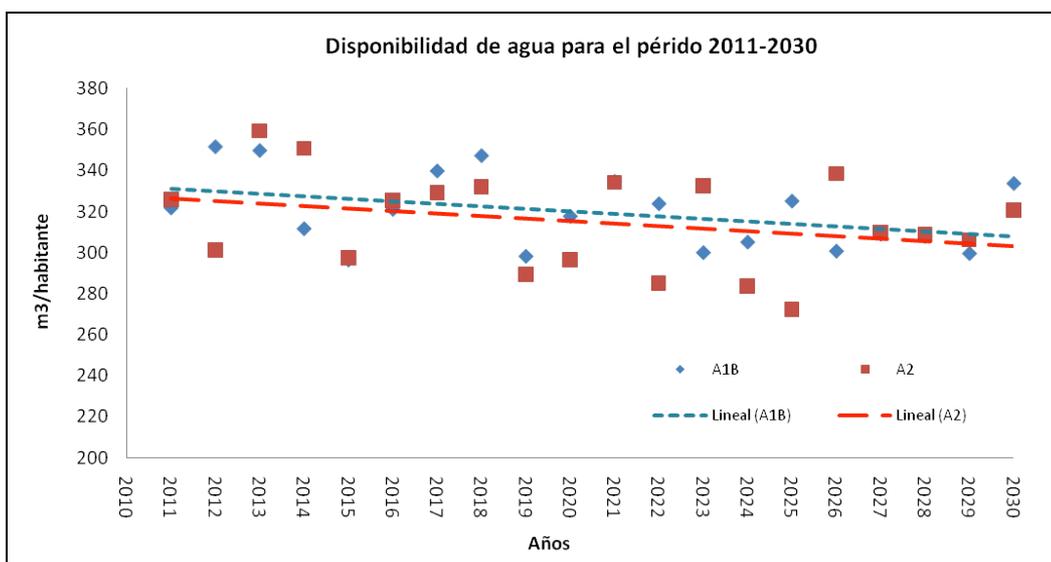


Figura 7.34. Disponibilidad Anual de agua en el periodo 2011-2030 para los escenarios A1B y A2.

Según los indicadores presentados por la CONAGUA en 2004 la cuenca tendrá una disponibilidad de agua superficial extremadamente baja. Según se observa en el siguiente Cuadro (Mendoza *et al.*, 2007).

Cuadro 7.3. Escala de clasificación de la disponibilidad natural media de agua *per cápita* ($m^3/hab/año$).

<1000	Extremadamente baja
1000-2000	Muy baja
2000-5000	Baja
5000-10000	Media
>10000	Alta

Suponiendo que contrario a las estimaciones realizadas por el CONAPO, el crecimiento de la población mostrara un comportamiento lineal y en lugar de decrecer a partir del año 2017 siguiera aumentando de forma constante, como se muestra en la Figura 7.35, la disponibilidad en la cuenca sería menor de 2.10 y 2.08 m^3 en promedio en todo el periodo (2011-2030) por habitante, para el escenario A1B y A2 respectivamente.

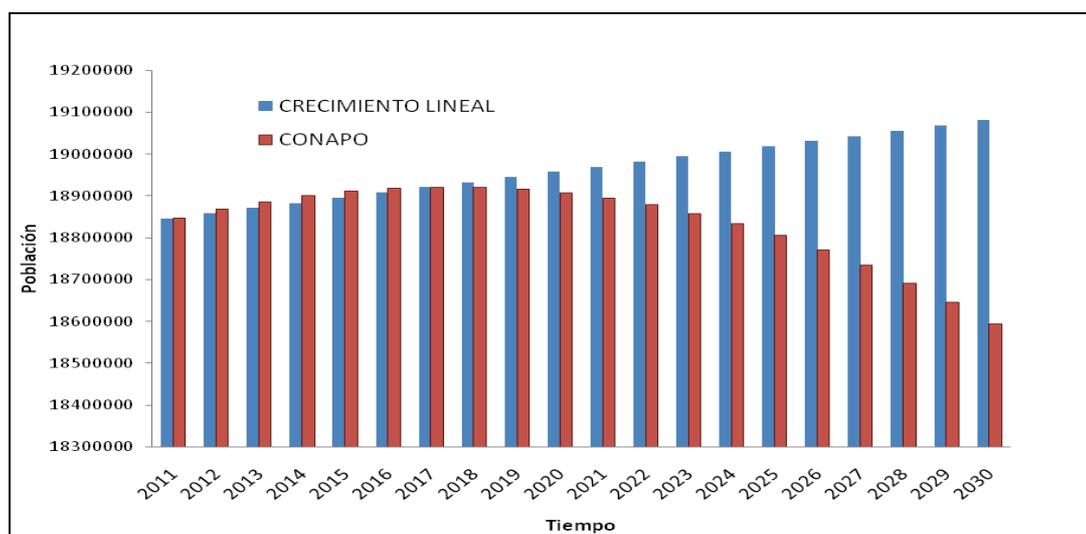


Figura 7.35. Evolución de la población en el periodo 2011 a 2030 según las proyecciones realizadas por el CONAPO, en rojo, y crecimiento lineal de la población en azul.

Por otro lado si el crecimiento de la población se estancara y a partir del año 2017 se mantuviera constante, tal y como se muestra en la Figura 7.36. La disponibilidad de agua en la cuenca presentaría una disminución a partir de 2017 de 1.25 y 1.24 m^3 por habitante en promedio para el periodo 2011-2030, respecto de la estimación realizada por el CONAPO.

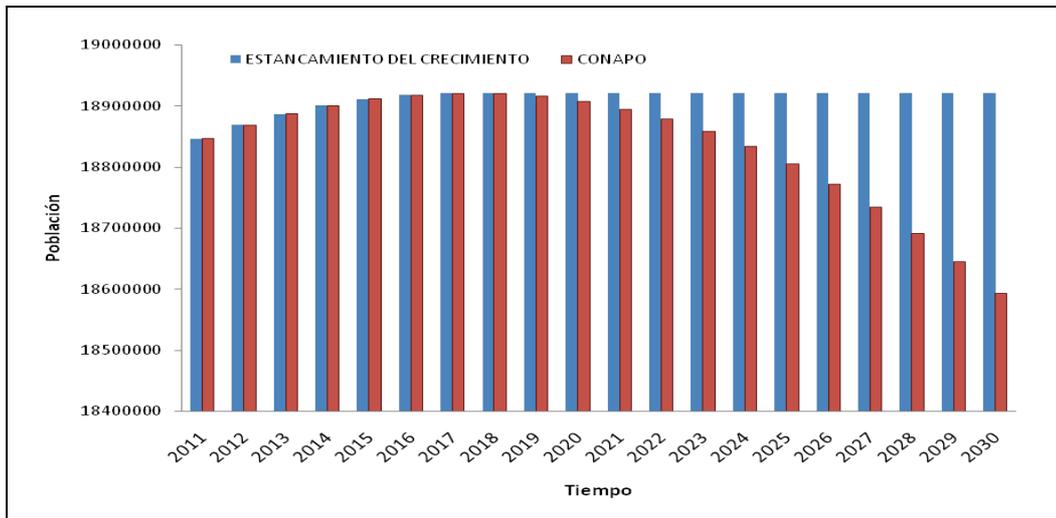


Figura 7.36. Evolución de la población en el periodo 2011 a 2030 según las proyecciones realizadas por el CONAPO, en rojo, y crecimiento de la población estancado a partir de 2017 en azul.

En el Cuadro 7.4 se muestran los valores de disponibilidad media de agua en la cuenca, y en el Cuadro 7.5 se muestran las diferencias según el crecimiento de población analizado.

Cuadro 7.4. Disponibilidad de agua en la cuenca del Río Moctezuma para ambos escenarios de cambio climático y para diferentes propuestas de crecimiento de la población. (m³/hab/año).

Año	Crecimiento estancado		Crecimiento lineal		Estimaciones del CONAPO	
	A1b	A2	A1b	A2	A1b	A2
2011	321.56	325.99	321.56	325.99	321.56	325.99
2012	351.41	301.32	351.59	301.48	351.41	301.32
2013	349.58	359.28	349.87	359.58	349.58	359.28
2014	311.45	350.70	311.74	351.03	311.45	350.70
2015	296.16	297.35	296.40	297.59	296.16	297.35
2016	320.88	325.49	321.05	325.66	320.88	325.49
2017	339.60	329.23	339.61	329.24	339.60	329.23
2018	347.04	331.95	346.82	331.74	347.05	331.96
2019	297.91	289.19	297.52	288.82	297.99	289.27
2020	317.27	296.40	316.66	295.82	317.50	296.61
2021	334.01	333.73	333.15	332.87	334.47	334.18
2022	322.90	284.53	321.86	283.61	323.61	285.16
2023	298.79	331.34	297.64	330.05	299.78	332.43
2024	303.52	282.29	302.15	281.02	304.92	283.59
2025	322.93	270.63	321.27	269.23	324.92	272.29
2026	298.15	335.89	296.42	333.94	300.51	338.55

Año	Crecimiento estancado		Crecimiento lineal		Estimaciones del CONAPO	
	A1b	A2	A1b	A2	A1b	A2
2027	305.80	306.76	303.83	304.78	308.85	309.82
2028	303.92	305.07	301.77	302.91	307.65	308.81
2029	294.97	301.82	292.69	299.48	299.34	306.28
2030	327.75	315.00	325.01	312.36	333.52	320.54
Promedio	318.28	313.70	317.43	312.86	319.54	314.94

Cuadro 7.5. Diferencia en cuanto a disponibilidad de agua según el crecimiento de la población en comparación con la disponibilidad estimada utilizando las proyecciones de crecimiento de población del CONAPO.

Año	Crecimiento estancado		Crecimiento lineal	
	A1b	A2	A1b	A2
2011	0.000	0.000	0.000	0.000
2012	0.000	0.000	-0.182	-0.156
2013	0.000	0.000	-0.289	-0.297
2014	0.000	0.000	-0.287	-0.323
2015	0.000	0.000	-0.240	-0.240
2016	0.000	0.000	-0.162	-0.164
2017	0.000	0.000	-0.005	-0.005
2018	0.013	0.012	0.233	0.223
2019	0.083	0.080	0.465	0.452
2020	0.229	0.214	0.842	0.787
2021	0.455	0.455	1.317	1.316
2022	0.716	0.631	1.758	1.549
2023	0.984	1.091	2.141	2.374
2024	1.396	1.298	2.767	2.574
2025	1.984	1.663	3.651	3.060
2026	2.365	2.664	4.096	4.614
2027	3.047	3.057	5.019	5.035
2028	3.723	3.737	5.878	5.900
2029	4.363	4.464	6.643	6.797
2030	5.767	5.542	8.510	8.179
Promedio	1.256	1.245	2.108	2.084

Tal como era de esperarse si la población es mayor, ya sea por que siga incrementando a lo largo del tiempo o porque se mantenga constante el número de habitantes, la disponibilidad de agua disminuirá.

7.6.1. PRESIÓN SOBRE EL RECURSO AGUA.

La SEMARNAT (2008) menciona que el porcentaje que representa el agua utilizada para usos consuntivos respecto de la disponibilidad total es un indicador del grado de presión que se ejerce sobre el recurso hídrico. Se considera que si el porcentaje es mayor al 40% se ejerce una fuerte presión sobre el recurso agua.

Grado de presión sobre el recurso hídrico = $100 * (\text{Volumen total de agua concesionado} / \text{Disponibilidad natural media de agua})$.

Para calcular el grado de presión sobre el recurso hídrico se consultó el volumen de agua concesionada dentro de la cuenca el cual es de 3,240 hm³ de agua superficial y 6,429 hm³ de agua subterránea. Los datos se consultaron en la base del Registro Público de Derechos de Agua (REPGA). Estos valores se consideran constantes en el tiempo pues si bien la población incrementará y con ello se espera que aumente la demanda y el uso del recurso hídrico, también se espera que los programas para hacer eficiente el uso del agua, mantengan al menos un uso del agua constante.

En la Figura 7.37. se puede observar que en el periodo 2011-2030 la presión sobre el recurso hídrico dentro de la cuenca es mayor al 40% lo que implica una fuerte presión, considerando únicamente el agua superficial concesionada. Cabe mencionar que la parte sur de la cuenca correspondiente a la cuenca del Valle de México tiene importaciones de agua del sistema Cutzamala y que mucha del agua que se utiliza dentro de la cuenca proviene de agua subterránea.

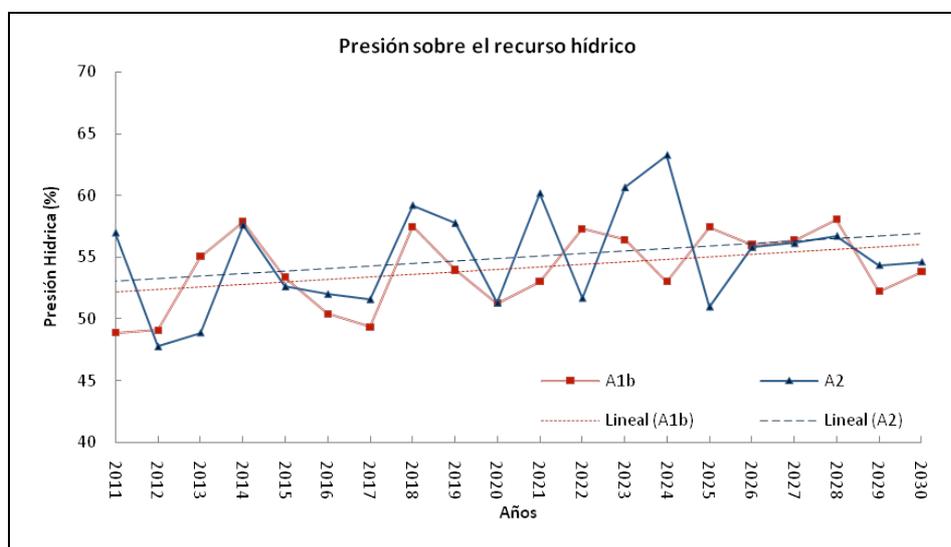


Figura 7.37. Presión sobre el recurso agua en el periodo 2011-2030 para el escenario A1B y A2. Considerando sólo el agua superficial concesionada.

En la figura anterior se puede observar que la variabilidad en cada uno de los escenarios es distinta, el escenario A2 muestra mayor variabilidad que el escenario A1B, anteriormente se mencionó que en el escenario A2 la concentración de CO₂ es mayor que en el escenario A1B el cual es más conservador y muestra un mundo más homogéneo que el mostrado por el escenario A2.

En la Figura 7.38. Se muestra la presión sobre el recurso hídrico tomando en cuenta toda el agua concesionada dentro de la cuenca tanto la de origen superficial como la de origen subterráneo, se puede observar que la presión es incluso mayor al 100% por lo que en un futuro aún haciendo uso de toda el agua disponible en la cuenca no bastará para satisfacer la demanda, la mayoría de los pozos en la parte sur de la cuenca se encuentran sobreexplotados, por lo que los niveles freáticos son cada vez más profundos lo que implica mayores gastos de extracción y sobre todo el riesgo de en un futuro no poder hacer uso de dicha agua.

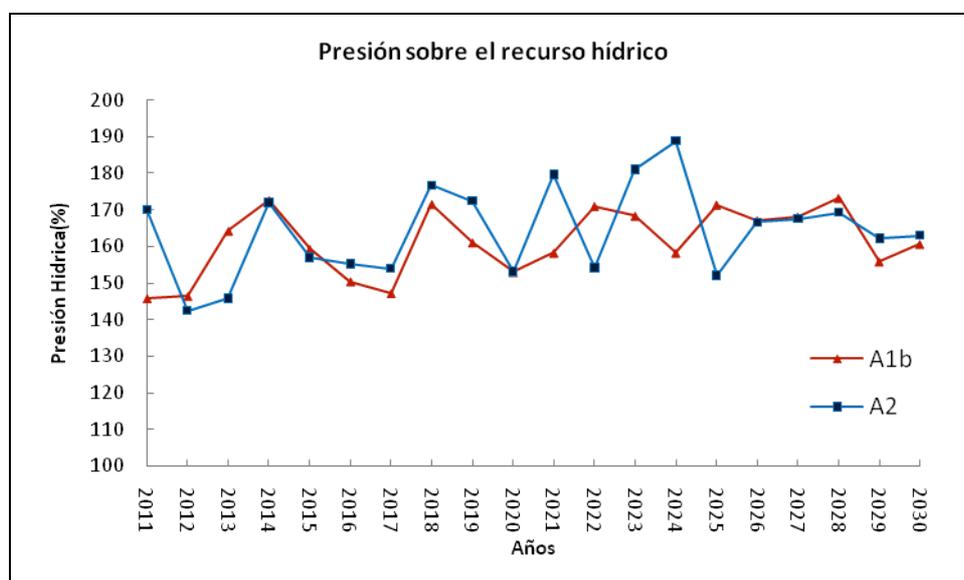


Figura 7.38. Presión sobre el recurso agua en el periodo 2011-2030 para el escenario A1b y A2. Considerando sólo el agua superficial y subterránea concesionada.

8. CONCLUSIONES

Se estudiaron las características climáticas de la cuenca del Río Moctezuma construyendo la base de datos del periodo comprendido desde 1961 hasta 1994 determinando de esta manera la climatología de la cuenca. Se procesaron los datos y se corrió el MTH, se hizo la calibración del modelo para la cuenca y posteriormente se validó el modelo, encontrando que el modelo es mejor que la media tanto diaria

como mensual, para simular los escurrimientos en la cuenca, aún cuando la infiltración profunda no es un dato considerado dentro del modelo, dicho dato es considerado de manera indirecta en la validación. En general se observó que el modelo subestima los datos de escurrimiento pues tal como se puede observar en la Figura (6.8), el modelo arroja datos más bajos de escurrimiento que los reportados por el BANDAS. Esto puede deberse a la influencia antropogénica, por el manejo de las presas y a la utilización de agua subterránea ya que un buen porcentaje del agua utilizada proviene de pozos, esto pudo aumentar el error en la validación del modelo. Los resultados de los parámetros que mejor se ajustaron a los gastos observados son $D_{max}= 319.97\text{mm}$ y $Q_{max}=0.67\text{mm}$.

Por medio de la razón de desviación de evapotranspiración (RDE) se determinó que la variabilidad interanual depende en gran medida de la variabilidad en la precipitación, pero que en algunas partes de la cuenca la variabilidad interanual de la evapotranspiración y la escorrentía pueden tener influencia en la variabilidad interanual de la humedad del suelo, sobre todo en las partes húmedas de la cuenca. La distribución espacial de la razón de desviación de escorrentía (RDQ) muestra las zonas que son más sensibles a la variabilidad en la precipitación y por lo tanto más vulnerables ante un aumento en la variabilidad de la precipitación.

En el análisis de la variabilidad interanual se encontró que existe una tendencia a presentarse años con una razón de evapotranspiración menor a lo esperado y que la curva de Zhang con $w=0.24$ es la que tiene un mejor ajuste para los datos de la cuenca para el periodo 1961-1994. Así mismo se puede concluir que la razón de evapotranspiración depende más de cómo se distribuya la lluvia a lo largo del año que de la cantidad de lluvia que se presente en dicho año, adicionalmente se puede decir que: la razón de evapotranspiración puede ser afectada por la intensidad de la lluvia, es decir por la presencia de lluvias torrenciales. El valor de $w=0.24$ es menor que el valor $w=0.5$ el cual según Zhang se presenta en cuencas dominadas por pastos cortos y de usos agrícolas y mucho menor aún que $w=2$ que se presenta en cuencas dominadas por bosques. Siguiendo la lógica mostrada a menor valor de w menor es el almacenamiento de agua en el suelo. Dentro de la cuenca del Río Moctezuma se presentan diversos usos de suelo, desde asentamientos humanos hasta zonas boscosas, por lo que se piensa conveniente realizar un estudio de determinación de valores de w según el uso de suelo para las cuencas de México.

Se corrió el MTH validado y calibrado, con los datos de precipitación y temperatura para el periodo 2011-2030 para los escenarios A1B y A2, se encontró que para el escenario A2 la escorrentía disminuirá en promedio 35% y la evapotranspiración incrementará tan solo un 1.5% respecto del periodo 1961-1994. Para el escenario A1B se espera un decremento en la escorrentía del 32.5% y la evapotranspiración

tendrá un incremento de 6.6%. Para ambos escenarios el escurrimiento muestra una tendencia negativa por lo que se espera que cada año sea en promedio 89.98 mm menor, lo que equivale a un volumen anual de 3,012.8 hm³. Por otro lado la evapotranspiración potencial muestra un incremento de 5.82% para el escenario A1B, mientras que para el escenario A2 el incremento mostrado es apenas del 0.7%, por el contrario la precipitación muestra un decremento del 5.7% para el escenario A1B y del 10.2% para el escenario A2.

Tanto en el escenario A1B como el A2, el porcentaje de evapotranspiración real anual respecto de la precipitación anual muestran una tendencia positiva. Si se toma en cuenta la relación existente entre dicho porcentaje y el porcentaje de lluvia invernal, se esperaría que para ambos escenarios los inviernos sean más lluviosos.

Debido a que se espera un incremento de la población en los primeros años del periodo 2011-2030 y la disponibilidad de agua será menor para ambos escenarios, la cantidad de agua por persona disponible en la cuenca será mucho menor que para el periodo 1961-1994. Así mismo la presión sobre el recurso hídrico para ambos escenarios muestra una tendencia positiva por lo que se espera que cada vez sea mayor. Ambos escenarios muestran una fuerte presión sobre el agua ya que ambos se encuentran por arriba de la línea del 40% de presión hídrica, según se muestra en las Figuras 7.35 y 7.36. La cuenca del Río Moctezuma se encuentra en una situación de disponibilidad de agua extremadamente baja.

9. RECOMENDACIONES

Dado el panorama de disponibilidad de agua superficial en la Cuenca del Río Moctezuma se recomienda:

1. Mejorar los sistemas de distribución de agua potable en las poblaciones que se encuentran dentro del área de estudio, sobre todo en las ciudades más grandes, para con ello evitar pérdidas por fugas y volver más eficiente el sistema de distribución.
2. Mejorar los sistemas de distribución de agua con fines agrícolas; para, igual que en el punto anterior volver eficiente el sistema y con ello producir menos pérdidas.
3. Disminuir el consumo de agua subterránea y promover la recarga de mantos acuíferos para poder conservar una reserva de agua, ya que según el presente estudio.
4. Realizar estudios pertinentes a la producción agrícola dentro de la cuenca con el fin de plantear una reconversión de cultivos, estableciendo cultivos resistentes a la sequía dentro de la parte alta del sur de la cuenca, que es donde se prevén los mayores decrementos de escurrimiento.

5. Modernizar en toda la cuenca los sistemas de riego, implantando sistemas eficientes que reduzcan el consumo de agua.
6. Obligar a todos los grandes usuarios de agua a tratarla antes de devolverla al cauce y promover la utilización de aguas tratadas en las actividades adecuadas.
7. Promover sistemas de captación de agua de lluvia en las zonas urbanas, para distintos usos, con el fin de evitar que dicha agua se convierta en agua de drenaje.

10. BIBLIOGRAFÍA

Comisión Nacional del Agua. 1990. Normales Climatológicas estándar y Provisionales.1961-1990. Subdirección General Técnica. Unidad del Servicio Meteorológico Nacional

Comisión del Plan Nacional Hidráulico. 1981. Plan Nacional Hidráulico. SARH. pp 139.

Consejo Nacional de Población (CONAPO).2006. Proyecciones de la Población de México 2005-2050. México, DF. 29 pp

Koster R. D.,and Suárez M. J.,1998. A Simple Framework for Examining the Interannual Variability of Land Surface Moisture Fluxes. *Jurnal of Climate*. Vol. 12, pp1911-1917.

Mendoza, V. M., E. E. Villanueva and J. Adem, 1997. Vulnerability of basins and watersheds in Mexico to global climate change. *Climate Research*, 9, pp 139-145.

Mendoza, V. M., E. E. Villanueva and J. Adem, 2002. Simulation of the annual thermal and hydrological cycle in Mexico. *Geofísica Internacional*, 41:163-178

Mendoza, V. M., R. Garduño, E. E. Villanueva, B. O. Noda, L. E. Maderey, G. C. Torres. 2007. Disponibilidad del Agua Superficial y Vulnerabilidad de las Cuencas Hidrológicas Lerma-Santiago-Pacífico y Balsas ante el Cambio Climático. SEMARNAT. 38pp

Mendoza, V. M., E. E. Villanueva, R. Garduño, Y. Nava, G. Santisteban, A. S. Mendoza, B. Oda and J. Adem. 2009. Thermo-hydrological modeling of the climate change effect on water availability in tow hydrological regions of Mexico. *International Journal of Climatology*. Published online in Wiley InterScience. www.interscience.wiley.com

Montero Martínez, M.J. y J.L. Pérez López. 2008. Regionalización de proyecciones de precipitación y temperatura en superficie aplicando el método REA para México, en efectos del cambio climático en los recursos hídricos de México, Volumen II. Eds. P.F. Martínez Austria y A. Aguilar Chávez, 118 pp., IMTA, México, pp. 11-21.

Murray R. Spiegel D. 1970. Estadística Mac GRAW-HILL. México.

Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) 2001. Tercer Informe del Grupo de Trabajo I Cambio Climático 2001. La Base Científica (2001). Resumen Técnico y Resumen para Responsables de Políticas. 84pp.

Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) (2001a). Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge University Press

Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) 2007. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Core-Writing Team. Pachauri, R. K. and Reisinger A. (Eds.) IPCC, Geneva, Switzerland. 104pp.

Santiesteban Martínez, Gastón. 2010. Sobre la variabilidad del ciclo Térmico-Hidrológico de la cuenca Lerma-Toluca. Tesis UNAM. México, pp 65

SEMARNAT, CNA. 2008. Estadísticas del Agua en México. Comisión Nacional del Agua. México. 231pp.

SEMARNAT. 2010. El ambiente en números. Selección de estadísticas ambientales para consulta rápida. México. 60pp.

Bases de Datos Utilizadas

Comisión Nacional del Agua. 2008. Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS).

Servicio Meteorológico Nacional. 2004. Sistema de Información Climática (SICLIM).

Servicio Meteorológico Nacional. 2008. Sistema de Información Climática Mundial (CLICOM).

Páginas de Internet

Atlas digital del Agua CONAGUA. http://siga.cna.gob.mx/Website/Reg_hidro/viewer.htm

Comisión Nacional del Agua. 2010. Subdirección General de Programación. Sistema de Información Geográfica del Agua. <http://www.conagua.gob.mx>

GeoMapApp. 2010. Columbia University. <http://www.geomapapp.org>

Global Warming Art:

http://www.globalwarmingart.com/wiki/File:Carbon_Dioxide_Emissions_Scenarios_png

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). 2010.
<http://www.inegi.org.mx/>

North American Regional Reanalysis Homepage.
<http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/rrean/>