



**UNIVERSIDAD MICHOACANA
DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO**



FACULTAD DE BIOLOGÍA

**PROGRAMA DE MAESTRÍA EN CIENCIAS
EN INGENIERÍA AMBIENTAL**

***EVALUACIÓN DEL RIESGO DE SEQUÍA EN LA CUENCA DEL RÍO
TEPALCATEPEC RH18J.***

TESIS

Para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS EN INGENIERÍA AMBIENTAL

Presenta

JAFET ZIMRI PÉREZ MOJICA
Ingeniero Civil

Director de tesis

RICARDO MIGUEL PÉREZ MUNGUÍA
Doctor en Ciencias Recursos Bióticos

Co-Director de tesis

SONIA TATIANA SÁNCHEZ QUISPE
Doctora en Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos

Morelia, Michoacán, Febrero de 2016

Dedicada a:

*Mi esposa Laura, para
ella mi amor y esfuerzo.*

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

Al programa de Maestría en Ciencias en Ingeniería Ambiental.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT).

A la Universidad Politécnica de Valencia en especial al departamento de hidráulica y medio ambiente, por permitirme realizar mi estancia de investigación.

A mi familia, por su amor y su enorme apoyo en toda mi formación académica

A la Dra. Sonia Tatiana por la paciencia, su tiempo y el gran apoyo en todo momento.

Al Dr. Ricardo Miguel por su gran labor de tutor, su disposición y apoyo en el presente trabajo.

A mis sinodales por sus aportes que realizaron en cada tutorial para el enriquecimiento del presente trabajo.

Al grupo de investigación Gestión Integral del Agua en especial a Mar, Daniel y Alexis por su apoyo brindado.

Al distrito de riego 097 Lázaro Cárdenas, en especial los ingenieros Eliseo Villagrana y Fernando Sosa.

RESUMEN

La sequía es un evento natural, recurrente e inevitable que la humanidad ha tenido que enfrentar. Sin embargo, a pesar de la frecuencia y recurrencia de las sequías en México, de forma histórica la atención a los efectos de este fenómeno natural ha sido la atención de la crisis y no la gestión del riesgo.

En los últimos años se han aplicado medidas y acciones de respuesta emergentes solo después de conocer las afectaciones causadas por la sequía, esto sin tiempo necesario para planear y evaluar los recursos disponibles para afrontarlas. El presente trabajo está enfocado a ser un instrumento de planeación que sirva para la adecuada toma de decisiones en la cuenca del río Tepalcatepec y además sea útil para la evaluación de medidas y estrategias que pueden implementarse para disminuir los efectos causados por la sequía en los diferentes usos del agua.

Palabras clave: Sequías, recursos hídricos, riesgo, cuenca, acuífero.

ABSTRACT

Drought is a natural, recurring and inevitable that humanity has had to face event. However, despite the frequency and recurrence of drought in Mexico, of historically attention to the effects of this natural phenomenon it has been the attention of the crisis and no risk management.

In recently years, measures has been implemented and actions emerging response only after knowing the damage caused by drought, this without time to plan and evaluate the resources available to address them. This paper is focused on being a planning tool that serves the proper decision-making in the Tepalcatepec river basin River and also is useful for the evaluation of measures and strategies that can be implemented to reduce the effects caused by drought in different uses of water.

Keywords: Droughts, wáter resources, risk, basin, aquifer

ÍNDICE

1	INTRODUCCIÓN	1
2	MARCO TEÓRICO	2
2.1	Antecedentes	2
2.2	Causas de la sequía	5
2.3	Tipos de sequía	6
2.4	Indicadores de sequía	8
2.5	Herramientas y modelos seleccionados	13
2.5.1	<i>Índice de precipitación estandarizado (IPE)</i>	13
2.5.2	<i>Índice hidrológico de sequía (SDI)</i>	14
2.5.3	<i>EVALHID</i>	16
2.5.4	<i>AQUIVAL</i>	19
2.5.5	<i>SIMGES</i>	21
2.5.6	<i>MASHWIN</i>	24
3	OBJETIVOS	28
3.1	General	28
3.2	Particulares	28
4	HIPÓTESIS	29
5	JUSTIFICACIÓN	30
6	METODOLOGÍA	31
6.1	Análisis de la cuenca en estudio	32
6.2	Recopilación de datos	32
6.2.1	<i>Estaciones climatológicas</i>	32
6.2.2	<i>Estaciones hidrométricas</i>	34
6.2.3	<i>Niveles piezométricos de los acuíferos y volúmenes aforados de manantiales</i>	35
6.2.4	<i>Presas</i>	35
6.2.5	<i>Demanda urbana</i>	35
6.2.6	<i>Demanda industrial</i>	36
6.2.7	<i>Demanda agrícola</i>	37
6.3	Análisis y validación estadística de los datos hidrométricos y meteorológicos	37

6.3.1	<i>Pruebas de Homogeneidad y consistencia</i>	37
6.3.2	<i>Prueba de independencia</i>	40
6.4	Modelación	42
6.4.1	<i>Validación de la modelación superficial (EVALHID)</i>	42
6.4.2	<i>Validación de la modelación subterránea (AQUIVAL)</i>	49
6.4.3	<i>Validación de la modelación conjunta (SIMGES)</i>	50
6.5	Evaluación del riesgo de sequía	50
6.5.1	<i>Índice basado en la ocurrencia del fallo</i>	52
7	RESULTADOS	54
7.1	Zona de estudio	54
7.1.1	<i>Demanda Urbana</i>	59
7.1.2	<i>Demanda industrial</i>	61
7.1.3	<i>Demanda agrícola</i>	63
7.1.4	<i>Presas</i>	64
7.1.5	<i>Estaciones hidrométricas</i>	65
7.1.6	<i>Estaciones climatológicas</i>	66
7.2	Modelo lluvia-escorrentamiento	69
7.3	Modelación subterránea	79
7.4	Modelación de la gestión hídrica	84
7.5	Caracterización de las sequías meteorológicas e hidrológicas	88
7.6	Generación de series sintéticas de caudales utilizando modelos autorregresivos	94
7.7	Evaluación del riesgo de sequía en la cuenca del río Tepalcatepec	97
7.7.1	<i>Riesgo con restricción en las demandas</i>	99
8	CONCLUSIONES Y LINEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURA	102
8.1	Conclusiones	102
8.2	Futuras líneas de investigación	103
9	BIBLIOGRAFÍA	104
	ANEXO A.- Cálculo de evapotranspiración de series de temperatura mensual.	111
	ANEXO B.- Estadísticos de las aportaciones mensuales normalizadas y límites de Senedecor y Cochran para el test de normalidad.	113

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 6.1	Pesos de variables para seleccionar estaciones	33
Tabla 6.2	Consumo per cápita de agua de acuerdo al clima y clase socioeconómica	36
Tabla 6.3	Rangos de evaluación de la consistencia mediante método de secuencias	38
Tabla 6.4	Valores de referencia para el ajuste del criterio de Nash Sutcliffe	47
Tabla 6.5	Clasificación de eficiencia para correlación de Parajurli	48
Tabla 7.1	Censos de población registrados en INEGI	60
Tabla 7.2	Proyección de población en la cuenca del río Tepalcatepec	61
Tabla 7.3	Títulos de concesión de tipo industrial	62
Tabla 7.4	Características de las presas	65
Tabla 7.5	Estaciones hidrométricas seleccionadas	66
Tabla 7.6	Estaciones climatológicas principales	67
Tabla 7.7	Homogeneidad y consistencia en las estaciones climatológicas principales	68
Tabla 7.8	Parámetros e indicadores de ajuste de las estaciones modeladas.	79
Tabla 7.9	Conductividad y coeficiente de almacenamiento por tipo de roca (USGS 2002)	82
Tabla 7.10	Resultados de gastos medios anuales de los manantiales simulados	83
Tabla 7.11	Indicadores de ajuste de la calibración del modelo SIMGES	88
Tabla 7.12	Clasificación del IPE de la U.S. Drought Monitor 1999	91
Tabla 7.13	Caracterización de los eventos de sequía para distintas escalas del IPE	91
Tabla 7.14	Interpretación de valores de SDI	93
Tabla 7.15	Caracterización de los eventos de sequía para distintas escalas del SDI	93
Tabla 7.16	Normalización seleccionada para cada serie de aportaciones de gasto	95
Tabla 7.17	Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 1, 2, 3 y 4 contra las series sintéticas generadas	96
Tabla 7.18	Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 5, 6, 7 y 8 contra las series sintéticas generadas	96
Tabla 7.19	Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 9, 10, 11 y 12 contra las series sintéticas generadas	96
Tabla 7.20	Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 13, 14, 15 y 16 contra las series sintéticas generadas	97
Tabla 7.21	Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 17, 18, 19 y 20 contra las series sintéticas generadas	97
Tabla 7.22	Riesgo y garantía volumétrica con restricción en las demandas	99

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 6.1 Esquema de la metodología	31
Figura 7.1 Delimitación del parteaguas de la cuenca del río Tepalcatepec.....	55
Figura 7.2 Geología de la cuenca de río Tepalcatepec.....	57
Figura 7.3 Edafología de la cuenca del río Tepalcatepec.....	57
Figura 7.4 Uso de suelo de la cuenca del río Tepalcatepec.....	58
Figura 7.5 Acuíferos ubicados dentro del parteaguas de la cuenca del río Tepalcatepec	59
Figura 7.6 Mapa de poblados dentro de la cuenca del río Tepalcatepec.....	60
Figura 7.7 Ubicación espacial de las concesiones otorgadas para el sector industrial	62
Figura 7.8 Mapa de distritos de riego.....	63
Figura 7.9 Organización del distrito de riego 097 “Lázaro Cárdenas”	64
Figura 7.10 Mapa de estaciones hidrométricas.....	65
Figura 7.11 Mapas de estaciones climatológicas.....	66
Figura 7.12 Mapa de estaciones climatológicas principales.....	67
Figura 7.13 Grafica de autocorrelación de la estación 14099.....	68
Figura 7.14 Mapa de microcuencas	70
Figura 7.15 Mapa de olígonos de Thiessen.....	71
Figura 7.16 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18129	72
Figura 7.17 Resultados anuales de la calibración de la estación 18129.....	72
Figura 7.18 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18129.....	72
Figura 7.19 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18280	73
Figura 7.20 Resultados anuales de la calibración de la estación 18280.....	73
Figura 7.21 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18280.....	73
Figura 7.22 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18181	74
Figura 7.23 Resultados anuales de la calibración de la estación 18181.....	74
Figura 7.24 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18181.....	74
Figura 7.25 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18201	75
Figura 7.26 Resultados anuales de la calibración de la estación 18201.....	75
Figura 7.27 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18201.....	75
Figura 7.28 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18202	76
Figura 7.29 Resultados anuales de la calibración de la estación 18202.....	76
Figura 7.30 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18202.....	76
Figura 7.31 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18452	77
Figura 7.32 Resultados anuales de la calibración de la estación 18452.....	77
Figura 7.33 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18452.....	77
Figura 7.34 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18494	78
Figura 7.35 Resultados anuales de la calibración de la estación 18494.....	78
Figura 7.36 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18494.....	78
Figura 7.37 Malla de 15 x 15 km del acuífero Apatzingán.....	80
Figura 7.38 Numeración de las celdas con influencia sobre el acuífero	80
Figura 7.39 Tipos de roca en el acuífero Apatzingán	81
Figura 7.40 Resultados de gastos medios mensuales del manantial de Apatzingán	83
Figura 7.41 Agrupación de microcuencas para su uso en SIMGES	85

Figura 7.42 Topología del modelo de gestión.....	86
Figura 7.43 Calibración en el almacenamiento medio mensual de Chilatán	87
Figura 7.44 Calibración de gasto mensual en la estación 18494	87
Figura 7.45 Calibración del gasto medio mensual en la estación 18494	87
Figura 7.46 IPE intervalo de 3 meses	90
Figura 7.47 IPE intervalo de 6 meses	90
Figura 7.48 IPE intervalo de 12 meses	91
Figura 7.49 IPE intervalo de 24 meses	91
Figura 7.50 Mapa de IPE para un periodo de 12 meses.....	92
Figura 7.51 Riesgo de fallo con reducciones en las demandas.....	99
Figura 7.52 Garantía Volumétrica con reducciones en las demandas	100
Figura 7.53 Garantía volumétrica vs riesgo	100
Figura 7.54 Diferencia entre las garantías volumétricas para cada reducción.....	101

1 INTRODUCCIÓN

En los últimos años se ha observado con mayor frecuencia un incremento importante en las demandas del agua, impulsadas de forma básica por el crecimiento de la población y la expansión de zonas de cultivo. Esto ha llevado a la población a buscar alternativas para mejorar la gestión del agua disponible. A pesar de los esfuerzos, de manera histórica los grandes movimientos migratorios, han generado graves crisis económicas, políticas y sociales.

La sequía que es una característica normal, recurrente en el clima, y por muchos considerada erróneamente como un suceso raro y aleatorio (Contreras, 2005), ha provocado históricamente catástrofes en ámbitos económicos, sociales y naturales, por lo que se han desarrollado diferentes definiciones por una variedad de disciplinas para la sequía, mismas que pueden ser clasificadas principalmente en dos grandes grupos: conceptual y operacional (Wilhite y Glantz, 1985); las primeras se refieren a definirle como una deficiencia en la precipitación pluvial, en tanto que el segundo grupo hace referencia a las deficiencias en el suministro. A pesar de la infinidad de definiciones todas ellas surgen a partir de la carencia de precipitación en un periodo extendido de tiempo.

Una definición más utilizada de la sequía menciona a la precipitación en condiciones por debajo de la “normal” que cuando se extiende por un periodo relativamente largo el agua resulta insuficiente para satisfacer las demandas de distintas actividades humanas y del medio ambiente (Méndez y Magaña, 2007).

Como la sequía es un proceso casi impredecible y acumulativo, ha llevado a la preocupación de los mandatarios en los gobiernos a tener desarrollados e implementados diversos programas para el seguimiento y alerta temprana contra la sequía. Es por ello que el Presidente de la República Enrique Peña Nieto anunció el 10 de enero de 2013 en Fresnillo Zacatecas la formulación del Programa Nacional

Contra la Sequía (PRONACOSE) y que será la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) quien diseñará y liderará el programa.

El programa tiene como propósito principal la prevención a través de la alerta oportuna y en segundo la mitigación de las sequías por medio de la actuación temprana para prever, prevenir y actuar de forma anticipada a las eventuales contingencias climatológicas que afecten a la población y la productividad del campo.

2 MARCO TEÓRICO

2.1 Antecedentes

El Territorio Nacional Mexicano por su ubicación geográfica entre las latitudes, la superior de 32° 43' 06" N y la latitud inferior 14° 32' 27" N se encuentra vulnerable a sufrir sequías severas. Se tiene conocimiento que desde las primeras civilizaciones prehispánicas se padecía en diferentes manifestaciones (Castorena, *et al.*, 1980).

México cuenta con una precipitación aproximadamente de 1,578 km³ de agua anualmente, que equivaldría a una lámina de agua de 772 mm. De esta precipitación un 24.97% pertenecen al escurrimiento medio superficial, el 4.75% a la recarga media de los acuíferos y el 70.28% a la evapotranspiración media del país. Mientras tanto para suministrar las demandas en el país, se extraen alrededor de 27.4 km³ de agua subterránea y 45.1 km³ de agua superficial al año (Escalante, *et al.*, 2004).

En México se han registrado históricamente grandes sequías y por mencionar algunas se encuentra la sequía del periodo 1892-1896 que puede ser llamada la más severa del siglo XIX porque abarcaba todo el territorio nacional y en este periodo destaca el año de 1894, donde por lo menos 17 estados de la República registraron lluvia por debajo de la media anual de precipitación (Contreras, 1999).

Mientras tanto en 1955 las presas en Chihuahua, Durango, Nuevo León, Coahuila y Tamaulipas se encontraban prácticamente vacías y algunos de estos estados fueron declarados como zona de emergencia. La sequía se agudizó por el uso irracional del agua en periodos previos y la contaminación existente en los acuíferos. Además en este mismo año el sector ganadero de las cinco entidades reportó una disminución de 180 mil cabezas, pérdidas en peso de los animales por 4 millones de cabezas y daño por 35 millones de hectáreas de agostadero. Las pérdidas netas en el ingreso de los productores ascendieron ese año a 933 millones de pesos con respecto a la agricultura y 224 millones por el decremento de los hatos ganaderos (Escalante, *et. al.*, 2004).

Sequías más recientes se presentaron en el año 2009, siendo la segunda peor sequía de los últimos 60 años. A pesar de que el año 2010 fue el año más lluvioso del que se tenga registro, en el 2011 se presentó en un 40% de la nación la sequía más severa de las últimas siete décadas. La Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación (SAGARPA 2012), menciona que para este año se sumaron 2.7 millones de hectáreas afectadas donde se cultivan siete de los principales cultivos, y fueron localizadas principalmente en los estados de Zacatecas, Sinaloa y Guanajuato. Por otra parte la CONAGUA (2013) corroboró, la sequía de distintas intensidades en 1213 municipios en México lo que permitió declarar como zona de emergencia 1174 de ellos. A nivel de entidades federativas se presentó el fenómeno en 19 de los 32 estados y entre estos destacan Chihuahua, Coahuila, San Luis Potosí, Zacatecas y Durango. Por último, también se registró en ese mismo año por el CONANP (2011), que el 36.8% de 174 áreas naturales protegidas se ubicaban en riesgo por la sequía de ese año.

En la historia de México los efectos de la sequía se han palpado intensamente durante los últimos años y a pesar de las devastadoras consecuencias el conocimiento sobre ellas aun es relativamente limitado (Escalante, *et al.*, 2004).

En los últimos años, la sequía ha adquirido una gran relevancia por los daños que ocasiona, que la mayoría de las veces supera a otros fenómenos hidrometeorológicos, y se ha llegado a ver de forma más amenazadora debido al calentamiento atmosférico referenciado al cambio global, donde las secuelas del aumento de sequías en distintas partes del planeta son uno de los problemas más serios, principalmente para países ubicados en zonas subtropicales, en donde los altos niveles de radiación solar y evaporación se mezclan con escasas precipitaciones, favoreciendo recurrencia de periodos prolongados de sequía (Salati y Nobre, 1991).

Las áreas que presentarían valores de alta vulnerabilidad ante las sequías tienen correspondencia con las zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas, así como los lugares donde se concentra la población y las actividades económicas, como en el centro del país. Los estados de Baja California, Coahuila, Jalisco, Colima, Nayarit, Querétaro, Guanajuato, Zacatecas, Michoacán, Sonora e Hidalgo tendrían más del 68% de su superficie con un alto grado de vulnerabilidad a la desertificación (Oropeza, *et al.*, 1995).

Por esta razón y para fines de investigación, aunque principalmente operativos, es necesario tener a la mano técnicas y procedimientos confiables y viables, que posibiliten la identificación del inicio de la sequía, caracterizar su evolución espacio-temporal y precisar cuándo esta termine. Sazonov (1989), mencionó que la cuestión capital para los estudios de la sequía, de su formación en el tiempo y el espacio, es como definirla y seguir su evolución.

La sequía no es en sí misma un desastre, pero puede llegar a serlo dependiendo de sus efectos en la población local o regional, sobre la economía y el medio ambiente y en función de la capacidad de estos mismos para enfrentarla y para recuperarse ante sus efectos. Por lo tanto la clave para comprender la sequía está en conocer sus dimensiones tanto naturales como sociales, además de la evaluación del riesgo de presentarse (Villalobos, 2007).

La gestión de los riesgos de la sequía tiene por objeto mejorar la capacidad de la sociedad para hacer frente a ese fenómeno y su capacidad de resistencia. La vigilancia y alerta temprana de la sequía son dos componentes importantes de la gestión del riesgo de sequía.

2.2 Causas de la sequía

Las causas que generan una sequía no se conocen con precisión, pero normalmente se admite que esta se debe a alteraciones en los patrones de circulación atmosférica, que en su mayoría son provocados por el calentamiento desigual de la corteza terrestre, además la quema de combustibles fósiles, la modificación del uso del suelo, deforestación y la actividad antropogénica en general afectan a la atmósfera y con ello a los patrones de precipitación. (Philander, 1990). Sin embargo, conforme a Gutiérrez (1994), existen cinco causas principales para que se produzca una sequía:

a) Las manchas solares. El sol, cuando contiene estas manchas altera la cantidad de energía que recibe la superficie de la tierra.

b) Las alteraciones en la circulación de los vientos generados por modificación en el albedo superficial. Esto puede manifestarse en la pérdida de plantas perennes y sobrepastoreo en grandes extensiones.

c) La existencia de una espesa capa de polvo en estado de suspensión que impide que la tierra se enfríe, creando un aumento lento pero constante de la temperatura. Esta capa de polvo se produce por causa de la erosión eólica, después del lavado de segmentantes por lluvia y producción de polvo.

d) El Niño Oscilación del Sur (ENOS), cambios en la temperatura superficial de océanos y mares, el cual consiste en un recalentamiento de la superficie del mar frente a las costas de Perú, alterando la circulación general de la atmósfera.

e) Incremento en la atmósfera del contenido de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero.

2.3 Tipos de sequía

La sequía ha sido agrupada según su tipo en: meteorológica, edáfica, hidrológica, operativa y socio-económico (Wilhite y Glantz, 1985). A continuación se detalla cada una de estas:

a) *Sequía meteorológica o climatológica*

Basada en datos climáticos, es una expresión de la desviación de la precipitación respecto a la media durante un periodo de tiempo determinado (Marcos, 2001). Ante la dificultad de establecer una duración y magnitud del déficit pluviométrico válidas para diferentes áreas geográficas, algunas definiciones de sequía meteorológica optan por no especificar umbrales fijos.

Palmer (1965) define la sequía meteorológica como el intervalo de tiempo, generalmente con una duración del orden de meses o años, durante el cual el aporte de humedad en un determinado lugar cae consistentemente por debajo de lo climatológicamente esperado o del aporte de humedad climatológicamente apropiado, mientras que (Russell, *et al.*, 1970), mencionan a esta sequía como la falta prolongada de precipitación, inferior a la media.

Mientras tanto en el Programa de Medidas Preventivas y de Mitigación de la Sequía (PMPMS, 2014), se define a la sequía meteorológica como la disminución de la precipitación respecto al valor medio regional en un plazo de tiempo determinado. Es por lo tanto un dato de referencia regional que varía en función de las características climáticas de cada región y que no se puede extrapolar de unas regiones a otras.

b) *Sequía edáfica o agrícola de secano*

Al ser el sector agrícola el primer sector económico que resulta afectado por la escasez de precipitación, la agricultura adquiere una especial relevancia en la relación con la sequía. Se puede mencionar que la sequía agrícola se presenta

cuando no hay suficiente humedad en el suelo para permitir el desarrollo de un determinado cultivo en cualquiera de sus fases de crecimiento (Marcos, 2001).

Debido a que la cantidad de agua necesaria para cada cultivo es distinta e incluso varía en sus distintas etapas de desarrollo de la planta, no es posible establecer umbrales de sequía agrícola válidos ni tan siquiera para una única área geográfica. A pesar de ello, Kulik (1962) se arriesga definiendo sequía agrícola como el periodo durante el cual sólo hay 19 mm de agua disponible en los primeros 20 cm de suelo.

La sequía agrícola en el PMPMS (2014) la define como el déficit de humedad en el suelo para satisfacer las necesidades de crecimiento de un cultivo determinado en cualquiera de sus fases de crecimiento. En zonas de cultivos de secano esta sequía va ligada a la sequía meteorológica, con un pequeño desfase temporal dependiente de la capacidad de retención de humedad del suelo edáfico, mientras que en zonas irrigadas la sequía agrícola está más vinculada a la sequía hidrológica.

c) Sequía hidrológica

Linsley *et al.*, (1975) define a la sequía hidrológica como el periodo durante el cual los caudales son inadecuados para satisfacer los usos establecidos bajo un determinado sistema de gestión de aguas.

Otra definición más detallada se presenta en el PMPMS (2014) mencionando a la sequía hidrológica como la disminución en la disponibilidad de aguas superficiales y subterráneas en un sistema hidráulico o hidrológico durante un plazo temporal dado respecto a los valores medios, que puede impedir cubrir las demandas de agua al ciento por ciento.

d) Sequía operativa

Los sistemas de abastecimiento hídrico, normalmente suelen ubicarse en cuencas que se denominan desarrolladas por tener mecanismos de regulación (transporte, almacenamientos superficiales y extracciones subterráneas) de forma que el

aprovechamiento de los recursos sea el máximo posible y por tanto cercano al valor medio de los recursos renovables.

Cuando la sequía hidrológica permanece varios meses o años se produce una reducción importante a las aportaciones y en consecuencia una disminución en las reservas de los embalses, ocasionando problemas para abastecer las demandas de agua en el sistema. Por lo que Villalobos (2007) define rápidamente a la sequía operativa como una manifestación en un déficit de suministro.

Por otro lado García (2006) define a la sequía operativa como una situación de fallo en el sistema de recursos hídricos, donde fallo, es aquella situación en la cual el sistema no puede abastecer una demanda.

e) Sequía socioeconómica

Definida por Marcos (2001) como una sequía que se produce cuando la disponibilidad de agua disminuye hasta el punto de producir daños (económicos o personales) a la población de la zona afectada por la escasez de lluvias.

Por otro lado el PMPMS (2014) menciona que se produce cuando la escasez física del agua empieza a afectar a las personas y a su actividad económica, ya sea de forma individual o colectiva. La ausencia de afectación o su minimización constituye el éxito de la gestión.

Para mencionar a la sequía socioeconómica no es necesario que se produzca una restricción del suministro de agua, sino que basta con que algún sector económico se vea afectado por la escasez hídrica.

2.4 Indicadores de sequía

Para el análisis y estudio de la sequía, se han desarrollado una serie de indicadores, también llamados índices, para poder representar con un valor único una enorme cantidad de información referente a las características de las sequias en un lugar y

momento determinado y así, poder realizar una comparación entre las distintas sequías ocurridas en distintas épocas o entre distintas regiones. Por lo tanto un índice de sequía se puede considerar como un valor estimado a través de un algoritmo predefinido en el cual se resumen las características o condiciones de la sequía.

Aproximadamente desde 1950, se han propuesto una gran cantidad de índices para este fin, algunos relativamente simples de estimar con pocos datos y otros más complejos que requieren una gran cantidad de información y elaborados métodos de cálculo. La preferencia actual se tiene sobre aquellos que puedan tener una clara presentación al público, que sean fáciles de mostrar tanto en su evolución temporal como espacial mediante sistemas de información geográfica y realización de mapas o imágenes con significado simple, para que sean utilizables para quienes toman las decisiones en el uso de los recursos hídricos o también para el uso de los mismo usuarios finales.

Como los índices utilizan distintas herramientas, datos y algunos fueron desarrollados con especificaciones del lugar no se puede establecer una superioridad entre ellos. A continuación se presenta una breve descripción de algunos de los índices de sequía más conocidos y utilizados.

a) Porcentaje de la normal

Este índice es una de las formas más simples para un sitio de estudio. El índice de porcentaje de la normal se obtiene al dividir primero la precipitación de diferentes escalas de tiempo entre la precipitación normal correspondiente, la cual se establece como la precipitación media obtenida para un registro de al menos 30 años de datos, se multiplica posteriormente por 100. Las escalas temporales más utilizadas son anual, mensual o estacional.

Una desventaja de este índice es que la precipitación media es frecuentemente diferente a la mediana de la precipitación, la cual es el valor excedido por el 50% de

las precipitaciones en el registro climático de largo plazo. La razón de esto es que las series de precipitación mensual o estacional no tienen una distribución normal, por lo que su uso en este tipo de series puede generar serias confusiones (Escalante, *et al.*, 2004)

b) Variabilidad de la precipitación anual

El coeficiente de variación de la precipitación anual, definido como la relación entre la desviación estándar y la media, se utiliza frecuentemente como un índice de sequía (Chow, *et al.*, 1994). Donde las sequias son más frecuentes el coeficiente es mayor de 0.35; de forma contraria el coeficiente variara entre 0.15 y 0.25.

c) Deciles de precipitación

Gibs y Maher (1967), utilizaron esta técnica para obtener la distribución espacial de las sequías en Australia, estableciendo áreas donde la lluvia está comprendida dentro del rango del primer décimo, el cual es la cantidad que no es excedida por el 10% más bajo de la precipitación que ocurre en un sitio particular. El segundo décimo es la cantidad de precipitación que no es excedida por el 20% más debajo de las ocurrencias. Los décimos continúan hasta que la cantidad de lluvia identificada por el décimo número 10 que es la precipitación más grande registrada. El quinto décimo es la mediana, y es la cantidad de precipitación que no es excedida por 50% de las ocurrencias en el periodo de registro.

Los límites de cada décimo se calculan ordenando la muestra de tamaño n de menor a mayor magnitud, así el valor más grande registrado será $H_p(n)$ y al más pequeño $H_p(1)$. Una desventaja de este índice se debe a que requiere de una cantidad importante de datos para definir adecuadamente los décimos de precipitación.

d) Índice de severidad de sequía de Palmer (PSDI)

Fue creado por Palmer (1965), utilizado para medir la perdida de humedad, basándose en el concepto de oferta y demanda de la ecuación de balance hídrico, teniendo en cuenta solo la escasez de precipitaciones de los sitios determinados.

El objetivo de este indicador es ofrecer medidas normalizadas de las condiciones de humedad, para poder establecer comparaciones entre distintos sitios y entre distintos meses.

El índice se calcula con base en datos termo-pluviométricos, y del contenido de agua disponible en el suelo. Los valores del Indicador de Palmer oscilan entre -6.0 y +6.0. Este índice, es utilizado porque ofrece a los responsables de la toma de decisiones una medida de las anomalías meteorológicas recientes para una región determinada, una perspectiva de las condiciones actuales con respecto a las históricas y proporciona representaciones en el espacio y tiempo de las sequías históricas.

Algunas desventajas de este índice es que puede tardar varios meses en pronosticar las previsiones de sequías, no es adecuado para zonas montañosas o con cambios extremos de clima.

e) *Índice de humedad de cultivos (CMI).*

Este índice, fue desarrollado por Palmer en 1968. Utiliza un planteamiento meteorológico para realizar un seguimiento semanal de las condiciones de los cultivos. El índice se desarrolla a partir del PDSI y mientras este hace un seguimiento meteorológico de los periodos húmedos y secos a largo plazo, el CMI fue diseñado para evaluar las condiciones de humedad a corto plazo en las principales regiones dedicadas a la producción agrícola.

Los rasgos que limitan el uso de este índice, es que normalmente comienza y finaliza con la temporada vegetativa con valores próximos a cero, por lo que no se puede utilizar para valorar la humedad fuera de la temporada vegetativa general, y en especial en periodos de sequía que se prolongan por varios años.

f) *Índice de precipitación estandarizado (IPE)*

Fue diseñado con el propósito de definir y dar seguimiento a la sequía (McKee, *et al.*, 1993). Es un indicador basado en la probabilidad de lluvia, en cualquier periodo de tiempo.

El cálculo del IPE para cualquier lugar se basa en los registros de precipitaciones a largo plazo durante el periodo deseado. Este registro de datos a largo plazo se ajusta a una distribución normal, de manera que el IPE medio para el lugar y periodo deseado sea cero.

Algunas de las ventajas de este indicador son que se puede calcular para diferentes periodos de tiempo, da una señal de alerta temprana de la sequía, ayuda a valorar la intensidad de la misma y es menos complejo que el PDSI. La desventaja de este índice es que los valores del IPE se basan en datos previos que pueden cambiar.

g) *Índice de suministro de aguas superficiales (SWSI)*

Shafer y Dezman (1982) fueron sus desarrolladores, se diseñó como complemento del índice de Palmer, con el propósito de evaluar las condiciones de humedad en el estado de Colorado.

El SWSI requiere cuatro datos principalmente: el caudal de los ríos, la precipitación, el agua almacenada en embalses y la masa de nieve por la cual se le describió como “dependiente del agua de montaña”.

Una de sus ventajas es que es relativamente sencillo de calcular y que ofrece una medida representativa de los recursos de agua superficiales del estado. Por otro lado algunas características de este índice limitan su aplicación por el hecho de que se calcula específicamente para cada cuenca o región por lo que es difícil de comparar los valores del mismo entre unas y otras.

h) Índice Hidrológico de Sequía (SDI)

Este índice fue desarrollado por Nalbantis y Tsakiris (2008) con el propósito de determinar a través del tiempo el déficit de caudales para una corriente y en un periodo de tiempo dado. De acuerdo con su metodología, la relación de la sequía en cuatro aspectos, severidad-duración-frecuencia-área, se reduce a solo dos, severidad contra frecuencia.

i) Índice Diferencial de Vegetación Normalizado (NDVI)

El NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), se obtiene a partir de imágenes satelitales NOAA-AVHRR y refleja el estrés hídrico experimentado por la vegetación. Este índice proporciona un método estandarizado y sus valores pueden variar entre -1.0 y 0.7. Los valores mayores corresponden a una vegetación densa y saludable, mientras que en sequía los valores disminuyen y el vigor de la vegetación se ve afectada con lo que puede ser detectada con mayor facilidad.

2.5 Herramientas y modelos seleccionados

Para poder seleccionar las herramientas y modelos se debe considerar distintos aspectos, entre los que se encuentran la cantidad de datos con que se cuenta y el espacio de tiempo entre ellos, además la disponibilidad de softwares especializados.

Para la caracterización e identificación de los diferentes tipos de sequias se utilizarán dos índices, índice de precipitación estandarizado y el índice hidrológico de sequía, propuestos por el Programa Nacional Contra la Sequía (PRONACOSE).

2.5.1 Índice de precipitación estandarizado (IPE).

El cálculo del IPE involucra ajustar una función de distribución gamma a una distribución de frecuencia de precipitación total dada para una estación. Las ecuaciones usadas para el cálculo de este índice se presentan a continuación:

$$Z = IPE = - \left(t - \frac{C_0 + C_1 t + C_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t + d_3 t^3} \right) \quad 0 < H(x) \leq 0.5 \quad (\text{Ec. 2})$$

$$Z = IPE = + \left(t - \frac{C_0 + C_1 t + C_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t + d_3 t^3} \right) \quad 0.5 < H(x) < 1.0 \quad (\text{Ec. 2.1})$$

Dónde:

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{[H(x)]^2} \right]} \quad \text{para } 0 < H(x) \leq 0.5$$

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{[1 - H(x)]^2} \right]} \quad \text{para } 0.5 < H(x) < 1.0$$

$$C_0 = 2.515517$$

$$C_1 = 0.802853$$

$$C_2 = 0.010328$$

$$d_1 = 1.432788$$

$$d_2 = 0.189269$$

$$d_3 = 0.001308$$

$H(x)$ = La probabilidad acumulada

2.5.2 Índice hidrológico de sequía (SDI).

El índice fue desarrollado por Nalbantis y Tsakiris (2008). El cálculo se realiza a través de la acumulación de volúmenes de escurrimiento para un periodo de tiempo determinado "k" y un año hidrológico "i". Como se muestra en la siguiente formula:

$$V_{i,k} = \sum_j^{3k} Q_{i,j} \quad (\text{Ec. 2.2})$$

Donde:

Q_{ij} = Volumen de escurrimiento en mes j del año hidrológico i

k = Periodo de referencia, puede ser octubre-diciembre, octubre-marzo, octubre-junio u octubre-septiembre.

V_{ik} = Volumen de escurrimiento acumulado

Utilizando el logaritmo natural a los volúmenes de escurrimiento acumulado se calcula el índice SDI_{ik} normalizado como se muestra a continuación:

$$SDI_{ik} = \frac{Y_{ik} - \bar{Y}_k}{S_{Yk}} ; \quad Y_{ik} = \ln(V_{ik}) \quad (\text{Ec. 2.3})$$

Donde:

Y_{ik} = Logaritmo natural de V_{ik}

S_{Yk} = Desviación estándar

Hoy en día existe una gran diversidad de modelos hidrológicos lluvia-escurrimiento y los cuales se puede categorizar en modelos agregados y modelos distribuidos. Dentro los agregados se encuentran los modelos de muchos parámetros, como por ejemplo el modelo de Sacramento que utiliza 16, y modelos de pocos parámetros, como Témez que utiliza tan solo 4 parámetros.

Para la selección del modelo hidrológico adecuado se debe tomar en cuenta como antes se mencionó la cantidad y calidad de los datos con que se cuenta, además la necesidad y la precisión con que se necesitan los resultados de la simulación. Debido a que en la mayoría de las ocasiones es complicado contar con todos los datos para la utilización de un modelo de muchos parámetros, es preferible utilizar un modelo con reducido número de parámetros con la intención de disminuir la incertidumbre en la modelación. Por estas razones se ha seleccionado el modelo Témez (Témez, 1977), además por ser un modelo utilizado en cuencas en diversas partes del mundo.

Para poder realizar el modelo Témez se eligió la herramienta EVALHID, por su libre acceso y su facilidad de acoplamiento con sistemas de soporte a la decisión (SSD). A continuación se describe de manera detallada la forma en que EVALHID realiza los cálculos del modelo de Témez:

2.5.3 EVALHID

Herramienta desarrollada por el departamento de hidráulica y medio ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia (Paredes, *et al.*, 2012). Este módulo consta de varios tipos de modelos que se pueden escoger en función de los datos, todos son disponibles de tipo agregado con aplicación semidistribuida. Dentro de estos modelos se encuentra Témez, el cual realiza una valoración global, debido a que no considera la distribución espacial de las variables y parámetros que intervienen en los cálculos, que constituyen un valor medio, por lo que se limita su aplicación a cuencas pequeñas o intermedias en las que existe cierta homogeneidad climática, o edafológica y geológica. Para su aplicación en cuencas de mayor tamaño es necesario realizar una subdivisión en cuencas más pequeñas.

El balance de humedad está constituido por el flujo de entrada, el cual se reparte en flujos salientes, intermedios y de almacenamiento intermedio. Los componentes del modelo son los siguientes:

Flujos de entrada: La precipitación (P).

Flujos de salida: La evapotranspiración real (E_t), la aportación superficial (A_{sup}) y la aportación de origen subterráneo (A_{sub}).

Flujos intermedios: únicamente la infiltración (I), agua que pasa de la parte superior del suelo a la zona inferior o acuífero, donde se considera que el tiempo de paso de este flujo por el suelo es inferior al tiempo de simulación (mes), por lo que la infiltración se identifica con la recarga al acuífero durante el mes " t " (R_t).

Almacenamientos intermedios: La humedad del suelo (H_t), y el volumen almacenado en el acuífero (V_t).

En este modelo se considera que la precipitación se distribuye de tres formas distintas, como se puede describir a continuación:

El excedente (T), que asu vez se descompone en un flujo de infiltración al acuífero desde la zona superior del suelo (I_t), y en un flujo que escurre superficialmente (A_{sup}). Este flujo superficial se evacua a través del cauce dentro del periodo presente de simulación. Parte del agua almacenada en la zona inferior o acuífero desagua en el intervalo de tiempo presente (A_{subt}) y la otra parte permanece en dicho almacenamiento subterráneo para salir en meses posteriores.

La evapotranspiración real (E_t) de una parte o de toda la humedad almacenada en la zona superior del suelo (H_t).

La humedad del suelo (H_t) que se almacena en la zona superior del suelo, cuyo límite es la capacidad máxima de almacenamiento hídrico del suelo (H_{max}).

Para el cálculo del excedente (T) se utilizan las ecuaciones siguientes:

$$T_t = 0 \quad \text{si } P_t \leq P_0 \quad (\text{Ec. 2.4})$$

$$T_t = \frac{(P_t - P_0)^2}{P_t + \delta_t - 2P_0}; \text{ si } P_t > P_0 \quad (\text{Ec. 2.5})$$

Dónde:

$$\delta = H_{max} - H_{t-1} + EPT_t \quad (\text{Ec. 2.6})$$

$$P_0 = C(H_{max} - H_{i-1}) \quad (\text{Ec. 2.7})$$

Siendo:

H_{max} = La capacidad máxima de almacenamiento del suelo (mm), que depende de la textura, pendiente del terreno y espesor de la franja de suelo donde tiene lugar la evapotranspiración.

H_{t-1} = El almacenamiento de agua en el suelo (mm) en el instante t-1

EPT_t = La evapotranspiración potencial (mm) en el intervalo de tiempo t.

C = El coeficiente de inicio de excedente. Un factor adimensional, que toma valores en torno a 0.30 (Témez, 1977) y permite obtener el valor umbral de precipitación P_0 a partir del déficit de humedad del suelo ($H_{\max} - H_{t-1}$).

De este modo se puede observar que cuando la cantidad de agua es inferior a P_0 toda el agua de lluvia se almacena como humedad en el suelo, siendo susceptible de convertirse en evapotranspiración, y el excedente total es nulo.

Una vez estimado el excedente (T_t), la humedad en el suelo al final de cada mes se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$H_t = \max \left\{ \begin{array}{l} 0 \\ H_{t-1} + P_t - T_t - ETP_t \end{array} \right. \quad (\text{Ec. 2.8})$$

La humedad al final mes t en el suelo es igual a la humedad existente en el mes t-1 más la precipitación del mes t, menos el excedente calculado y a esto se resta la evapotranspiración potencial del mes t. Si el valor resultante es negativo, se toma el valor de cero como resultado.

La evapotranspiración real que se produce (ET_t) se obtiene de la siguiente expresión:

$$ET_t = \min \left\{ \begin{array}{l} H_{t-1} + P_t - T_t \\ ETP_t \end{array} \right. \quad (\text{Ec. 2.9})$$

La evapotranspiración se desarrolla hasta alcanzar la evapotranspiración potencial. En caso de no haberla, la humedad en el suelo al final de mes será nula.

La infiltración al acuífero es función del excedente y del parámetro denominado infiltración máxima (I_{\max}), que expresa la máxima cantidad de agua que puede infiltrarse en el terreno en un mes, a través de la siguiente ecuación:

$$I_t = I_{\max t} \frac{T_t}{T_t + I_{\max t}} \quad (\text{Ec. 2.10})$$

De la ecuación anterior se puede observar que mientras se incrementa el excedente también incrementa la infiltración y sin excedente tampoco habrá infiltración. Mientras tanto la infiltración máxima depende de las características del terreno, de la intensidad y concentración de las precipitaciones.

La parte del excedente que no infiltra al acuífero se convierte en escorrentía superficial al final del mes t , como se muestra en la ecuación 2.11.

$$A_{\text{sup } t} = T_t - I_t \quad (2.11)$$

La aportación subterránea producida durante el mes “ t ” ($A_{\text{sub } t}$) está formada por el drenaje del agua almacenada en el acuífero (V_t) por encima del umbral de salida a la red fluvial. Para simular el comportamiento del acuífero se plantea el modelo unicelular, el cual está basado en la hipótesis de proporcionalidad entre volumen almacenado en el acuífero (V_t) y el caudal cedido a la red superficial (Q_t). De esta forma, la ecuación que determina el volumen en el acuífero en el mes t es:

$$V_t = V_{t-1} e^{-\alpha * \Delta t} + \frac{S * I_t}{\alpha} (1 - e^{-\alpha * \Delta t}) \quad (2.12)$$

Donde:

α = Un constante con dimensiones de T^{-1}

S = Superficie de la cuenca km^2

2.5.4 AQUIVAL

Aquival es una herramienta para la modelación del flujo subterráneo que puede incorporarse al sistema de soporte a la decisión para la planificación y gestión de

recursos hidráulicos incluyendo uso conjunto, llamado AQUATOOL (Andreu et. al. 1991), desarrollado en la Universidad Politécnica de Valencia. El cual permite realizar una modelación de acuíferos por el método de autovalores, facilitando la entrada de datos mediante un entorno gráfico. La principal característica de este modelo de parámetros distribuidos es la eficiencia computacional, que reduce el tiempo y la memoria utilizados (Andreu, 2007).

Sahuquillo (1983) menciona que el método de autovalores permite obtener una solución analítica de la ecuación lineal del flujo de agua subterránea en dos dimensiones. Se basa en la utilización de la técnica de separación de variables para encontrar soluciones a ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. La separación de la ecuación de flujo conduce a dos problemas. En primera instancia, que la variable independiente es el tiempo, que viene expresado por una ecuación diferencial ordinaria lineal y de primer orden y una condición inicial asociada. Otro, en el que las variables independientes son las coordenadas espaciales, que viene expresado por un problema regular de Sturm-Liouville. La solución de un problema de Sturm-Liouville consiste en encontrar valores del parámetro desconocido para los cuales la ecuación diferencial tiene soluciones distintas de la trivial. Los valores del parámetro se llaman autovalores (Sahuquillo et. al. 2008).

El método autovalores da lugar a una solución explícita en el tiempo. La definición de “acciones elementales” y “parámetros de control”, contribuye a una mayor eficiencia computacional del método. Mediante las acciones elementales se definen los tipos de acciones a las que se somete el acuífero, como pueden ser recarga por lluvia, bombeos, retornos de riego, etc. Con los parámetros de control se definen las variables cuyo seguimiento puede ser interesante, ya sea a efectos de información o a efectos de influir en la gestión que se realice del acuífero.

El modelo matemático que resuelve AQUIVAL está conformado por una ecuación de derivadas parciales, la ecuación de flujo subterráneo y condiciones iniciales y de entorno que deben ser verificadas.

La metodología para la modelación de un acuífero de forma bidimensional (x, y) es a través de una ecuación matricial, considerando una discretización con diferencias finitas y paso de tiempo en la modelación homogéneos, de esta manera la ecuación de flujo del agua en medios porosos es:

$$[T] * H + Q = [SF] \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (\text{Ec. 2.13})$$

Donde:

$T_{(x,y)}$ [L^2/T] es la matriz de transmisividad en direcciones x, y

H [L] es el vector de alturas piezométricas

$Q_{(x,y)}$ es el vector de acciones externas que actúan sobre el acuífero [L^3/T]

SF es una matriz diagonal que contiene el coeficiente de almacenamiento del acuífero para cada celda [adimensional]

El problema de flujo está sujeto a condiciones iniciales $H_{(x,y,0)} = H_{0(x,y)}$ y a condiciones de contorno dadas. En la ecuación anterior, $Q_{(x,y)}$ es la recarga al acuífero o la extracción por bombeo en una unidad de tiempo [L^3/T].

Dado que las matrices de transmisividad (T) y de coeficiente de almacenamiento (SF) son constantes en el tiempo y no dependen de los niveles piezométricos (H), la ecuación 2.13 es lineal y se puede aplicar el principio de superposición. Esta condición se cumple para acuíferos confinados que permanecen saturados y de forma aproximada para acuíferos libres que tienen descenso piezométrico despreciable con respecto al espesor saturado.

2.5.5 SIMGES

El modelo SIMGES es un modelo general para la simulación de la gestión de cuencas o sistemas de recurso hidráulicos complejos, en los que se dispone de elementos de regulación o almacenamiento tanto superficiales como subterráneos, de captación, de transporte, de utilización o consumo, y de dispositivos de recarga

artificial. El modelo admite cualquier configuración dentro de los límites impuestos por capacidades de hardware, y por tanto es utilizable para cualquier esquema de recursos hidráulicos (Andreu, *et al.*, 2007).

La simulación se efectúa a nivel mensual y reproduce con el detalle espacial que el usuario desee el flujo de agua a través del sistema. Para los subsistemas superficiales el flujo calculado simplemente por continuidad o balance. Los acuíferos y las relaciones río acuífero se simulan con modelos unicelulares, pluricelulares o utilizando el método de autovalores mediante modelos distribuidos en los que se considera la variación espacial de las propiedades hidrodinámicas de los acuíferos. El modelo SIMGES también considera los retornos a las aguas superficiales y los que se infiltran en los acuíferos y tiene asimismo en cuenta en la simulación las pérdidas por evaporación y filtración en embalses y causes, así como las relaciones entre aguas superficiales y aguas subterráneas.

La gran mayoría de los modelos de análisis de la gestión de los recursos hídricos utilizan herramientas de optimización matemática para obtener la asignación mensual de los recursos de la cuenca entre distintos destinos. La optimización matemática consiste en resolver el problema que a continuación se presenta:

$$\text{Max } f(\vec{x}) \text{ sujeto a } g(\vec{x}) \leq b \quad (\text{Ec. 2.14})$$

La expresión 2.14 busca encontrar los valores de \vec{x} que hace máxima la función objetivo f la cual está sujeta a diversas restricciones g . La función objetivo es una función de utilidad o penalización representando los beneficios económicos, sociales y medioambientales del sistema de recursos hídricos analizado.

Existen varias metodologías para resolver la expresión 2.14, como la programación lineal, no lineal, dinámica, separable, cuadrática, redes neuronales y redes de flujo. La más utilizada en la gestión de los recursos hídricos así como en muchos otros sectores de la ingeniería y los negocios es la programación lineal, debido a la

eficiencia de los algoritmos para resolver el problema y a la seguridad que representan de encontrar el óptimo global en caso de que exista. Por otro lado un problema de la programación lineal es el abordar problemas de no linealidad como la evaporación de embalses, la producción de energía eléctrica y las funciones de costo-beneficio representan problemas de este tipo.

Para resolver el problema de la gestión del sistema, SIMGES construye una red de flujo conservativa que se resuelve mediante optimización. Además el programa realiza un proceso iterativo sobre el algoritmo de optimización como los indicadores de alarma y reparto del déficit entre grupo isoprioritarios, que son grupos con distintas tomas de distintas demandas de uso consuntivo con el mismo número de prioridad. El modelo se encarga entonces de, en caso de que exista déficit en el suministro, repartir el agua disponible proporcionalmente al valor de la demanda definida para cada toma del grupo isoprioritario.

Para resolver la optimización de la red de flujo, el modelo en cada mes utiliza la siguiente función objetivo:

$$T_E + T_{RI} + T_{R2} + T_{R3} + T_{R4} + T_{R5} + T_{DC} + T_{DN} + T_{RA} + T_{BA} \quad (\text{Ec. 2.15})$$

Dónde:

TE es un término debido a los embalses

TR1 es un término debido a los tramos de río tipo 1

TR2 es un término debido a los tramos de río tipo 2

TR3 es un término debido a los tramos de río tipo 3

TR4 es un término debido a los tramos de río tipo 4

TR5 es un término debido a los tramos de río tipo 5

TDC es un término debido a las demandas consuntivas

TDN es un término debido a las demandas no consuntivas

TRA es un término debido a las recargas artificiales

TBA es un término debido a los bombeos adicionales

El problema de optimización de la función objetivo anterior, se puede resolver de forma rápida y eficiente por el algoritmo *Simplex* u *Out of Kilter*. Este último es utilizado por SIMGES considerando solo los siguientes elementos: embalses, aportaciones intermedias, conducciones, demandas consuntivas, elemento de retorno, demandas no consuntivas, recargas artificiales, bombeos adicionales y acuíferos.

2.5.6 MASHWIN

MASHWIN es un modelo de análisis de series hidrológicas que permite el análisis estocástico de tipo mensual, destinado al estudio de series temporales de aportaciones pertenecientes a un sistema hidráulico. Su utilidad consiste en ser una potente herramienta de cálculo y análisis para la definición de la estructura estocástica que mejor se ajusta a un conjunto de series temporales de aportaciones, lo cual ayuda a conocer mejor el sistema hidráulico analizado.

El modelo calcula tres grupos de estadísticos: *estadísticos básicos*, conformados por las medias, las desviaciones típicas y los coeficientes de sesgo de las series de caudales. *Estadísticos de sequía*, conformados por las medias, máximos y desviaciones típicas de la duración, la intensidad y la magnitud de las sequías para distintos umbrales. Y por último *estadísticos de almacenamiento*, que consisten en las capacidades de embalse de las series de caudales para diferentes umbrales, así como el rango ajustado, el rango ajustado re escalado y el coeficiente de Hurst para cada serie de caudales.

El modelo MASHWIN combina, para la realización del análisis de las series temporales de aportaciones correspondientes a un sistema hidráulico; una modelación periódica estocástica mensual mediante una modelación autorregresiva y de media móvil (ARMA) multivariada, con una desagregación espacial mensual por el modelo condensado de Lane.

Los modelos autorregresivos (AR) han sido usados en hidrología debido a su tipo de dependencia temporal, bastante intuitiva, y a su sencillez. Los modelos AR pueden tener parámetros constantes, periódicos o una combinación de ambos. En la ecuación 2.16 se muestra la forma general del modelo autorregresivo anual AR(p) (Box y Jenkins 1970).

$$z_t = \sum_{j=1}^p \phi_j Z_{t-j} + \varepsilon_t = \sum_{j=1}^p \phi_j Z_{t-j} + \sigma_\varepsilon \xi_t \quad (\text{Ec. 2.16})$$

Donde:

p = Orden del modelo autorregresivo

Z_t = Variable estandarizada

ε_t = Serie de residuales que es independiente de y_t

σ_ε = Desviación estándar de la serie de residuales ε_t

ξ_t = serie con distribución normal estándar de media cero y varianza uno

A continuación se presentan los pasos a seguir para la modelación periódica estocástica mensual utilizando modelos autorregresivos en MASHWIN:

Normalización de Series. Esta fase consiste en transformar las series de caudales originales ($Q_{v,t}$ o Q_v), ya sea mensuales o anuales, mediante los distintos tipos de funciones indicadas a continuación; con el fin de que se conviertan en series normalizadas originales ($x_{v,t}$ o X_v), es decir, que adopten una distribución de probabilidad normal.

$$X_{v,t} = \sqrt{Q_{v,t}} \quad (\text{Ec. 2.17})$$

$$X_{v,t} = \ln(Q_{v,t} + 1) \quad (\text{Ec. 2.18})$$

$$X_{v,t} = \ln[\ln(Q_{v,t} + 1) + 1] \quad (\text{Ec. 2.19})$$

$$X_{v,t} = (Q_{v,t} - a)^b \quad (\text{Ec. 2.20})$$

El valor 1 en las funciones logarítmicas evita la aparición de resultados negativos en las series normalizadas y las indeterminaciones matemáticas.

Cuando las series son mensuales se tiene la posibilidad de aplicar funciones normalizadoras diferentes a los distintos meses. La sola aplicación de estas funciones no garantiza la normalidad de las series transformadas. Para verificar esta condición, se calcula el coeficiente de sesgo de las series normalizadas y, mediante la expresión 2.21 y 2.22, se evalúa el intervalo de normalidad del sesgo (Snedecor y Cochran, 1967) (Salas, *et al.*, 1980).

$$[-3.9601N^{-0.4598}, +3.9601N^{-0.4598}] \quad \text{para } N < 150 \quad (\text{Ec. 2.21})$$

$$\left[-1.96\sqrt{\frac{6}{N}}, 1.96\sqrt{\frac{6}{N}} \right] \quad \text{para } N \geq 150 \quad (\text{Ec. 2.22})$$

Donde N es el número de años de la serie, aun cuando esta sea mensual.

Se considera estadísticamente con una distribución normal, si el valor del coeficiente de sesgo de la serie de caudales está dentro de los intervalos antes mencionados.

Ajuste en series de Fourier. Cuando se analizan series mensuales de caudales, normalmente se encuentran variaciones en sus medias y periodicidades en las desviaciones típicas mensuales a lo largo del año, es decir, su representación gráfica puede asemejarse de algún modo a funciones del tipo sinusoidal. Esta propiedad hace que dichos estadísticos puedan ser representados por funciones aproximadas mediante el desarrollo en series de Fourier, con el objetivo de reducir el número global de parámetros del modelo estocástico.

Los estadísticos que se emplean para tipificar las series de caudales constituyen parámetros de la modelación, es decir por cada serie mensual existen 12 medias y 12 desviaciones típicas (24 parámetros). Con este ajuste, esos parámetros pueden

reducirse incluso hasta una sexta parte. Lo que se busca con el ajuste es respetar hasta donde sea razonable el principio de parsimonia estadística, al cual debe prestársele especial atención sobre todo cuando se trata de un modelo multivariado con un número importante de estaciones.

Tipificación de las series y correlaciones. Después de normalizar las series se procede a tipificarlas mediante la ecuación 2.23, con el fin de eliminar las periodicidades en las series mensuales y llevarlas a una misma escala, ya que así resultan más evidentes y explicables las diferencias entre ellas. De esta forma, se pueden evaluar las correlaciones entre las distintas series, las cuales sirven esencialmente para establecer el tipo de modelación, a partir de las matrices de correlación cruzada y de las funciones de autocorrelación.

$$Z_{v,t} = \frac{X_{v,t} - \hat{X}_t}{\hat{S}_{X_t}} \quad (\text{Ec. 2.23})$$

Después de tipificar las series se deben calcular las funciones de autocorrelación y los límites del intervalo de independencia temporal (Salas, *et al.*, 1980). Estas funciones sirven para conocer mejor la estructura de dependencia temporal de las series, lo cual da una idea del orden o tamaño del modelo que se les debe ajustar.

Por último se debe seleccionar el modelo autorregresivo que logre representar lo mejor posible los estadísticos de la serie histórica.

3 OBJETIVOS

3.1 General

Establecer un modelo de gestión hídrica de la cuenca del río Tepalcatepec que permita conocer y evaluar el riesgo de sequía.

3.2 Particulares

- Caracterizar los acuíferos de la cuenca para su evaluación como unicelulares o por el método de autovalores.
- Caracterizar de las sequías meteorológicas e hidrológicas en la cuenca del río Tepalcatepec RH18J.
- Estimar los volúmenes de uso de las demandas agrícolas, urbanas e industriales para desarrollar un modelo de gestión de la cuenca RH18J.
- Generar series sintéticas de caudales de la modelación superficial.
- Estimar el riesgo de sequía asumido en la cuenca RH18J.
- Evaluar medidas de mitigación de sequía.

4 HIPÓTESIS

El desarrollo de un modelo de gestión hídrica en escala de cuenca es una herramienta para la evaluación de medidas de mitigación ante eventos de sequía.

5 JUSTIFICACIÓN

Existen diversos trabajos de evaluación de sequías a nivel mundial, nacional y local, enfocados en un análisis puntual, y poco de forma regional. Así mismo se evalúa la sequía en los componentes comúnmente medibles del ciclo hidrológico y no a nivel de cuenca desarrollada donde ocurren sequías operativas, además de las hidrológicas.

En México, existe el reto de optimizar la gestión del agua y a éste se suma el factor de la presencia recurrente de fenómenos hidrometeorológicos extremos que alteran los ciclos de precipitación y la disponibilidad del recurso en forma peligrosa. En este sentido, se requiere construir un esquema de gestión del riesgo frente a la vulnerabilidad climática natural y al cambio climático global (PMPMS, 2014).

Existen avances en materia de sequía meteorológica y se cuenta con la capacidad de hacer pronósticos sobre las posibilidades de que inicie o termine una condición seca en alguna región de México (Méndez y Magaña, 2010). Sin embargo, esto sirve de muy poco, si no se cuentan con los mecanismos de prevención y respuesta evaluados en un modelo de gestión hídrica a nivel de cuenca.

El programa PRONACOSE tiene como objetivo principal la elaboración de instrumentos que permitan la gestión integrada de los consejos de cuenca en relación al manejo del recurso hídrico bajo los efectos de la sequía, en torno a un enfoque proactivo y preventivo.

6 METODOLOGÍA

El desarrollo del presente trabajo se realizara en diversos puntos desde la recopilación de datos, como estaciones climatológicas, hidrométricas, presas, demandas urbanas, etc. Análisis y validación estadística de la información recopilada, hasta la realización del modo de la gestión hídrica en la cuenca en estudio para la evaluación del riesgo de sequía. En la figura 6.1 se puede apreciar de forma esquemática la metodología a seguir.

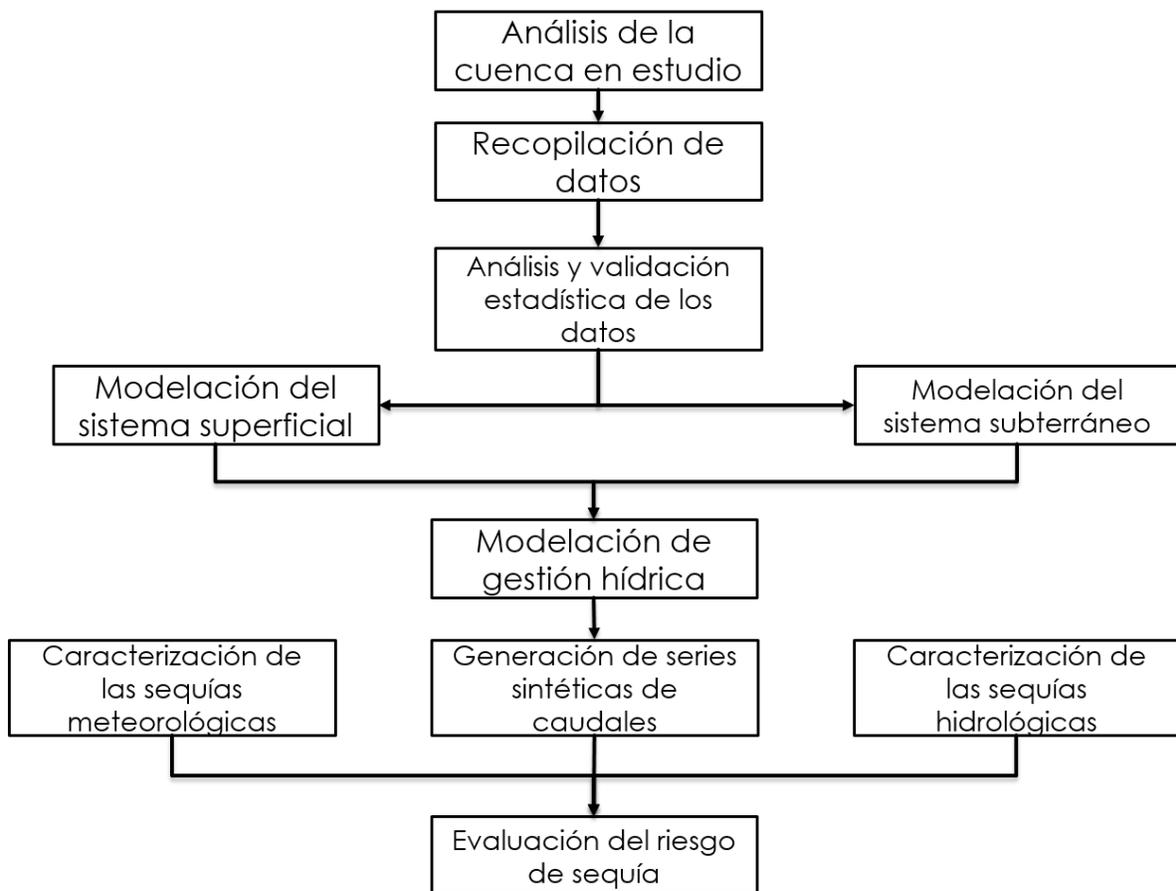


Figura 6.1 Esquema de la metodología

6.1 Análisis de la cuenca en estudio

En este proceso se realiza la recolección de información básica necesaria para el análisis de la cuenca. Para ello se requiere de mapas vectoriales o de tipo raster, como por ejemplo: los mapas de clima, geología, edafología, uso de suelo, delimitación de acuíferos y de la red hidrográfica. Además de estos mapas se requiere el modelo digital de elevación o curvas de nivel para poder delimitar la cuenca en estudio.

6.2 Recopilación de datos

6.2.1 Estaciones climatológicas

Para poder obtener los datos de ubicación de las estaciones climatológicas establecidas se recurrió al Extractor Rápido de Información Climatológica (ERIC III), mientras tanto para la obtención de datos de precipitación y temperatura de las estaciones se utilizó la base de datos de Clima Computarizado (CLICOM, 2015).

Una vez obtenida la lista de estaciones, se seleccionan las estaciones principales procurando que estas cubran la superficie total de la cuenca. Para la selección se utiliza un método de discretización de acuerdo a distintos pesos en sus variables. Esto solo es un apoyo en la selección de estaciones principales y secundarias, debido a que debe ser el criterio principal la ubicación y la calidad de los datos que tengan las estaciones climatológicas. Los pesos que se le dio a cada variable se muestran en la tabla siguiente.

NÚMERO DE AÑOS	INTERVALO DE TIEMPO	% DE VACIOS	PESO
91-100	2005-2011	1-10	10
81-90	1997-2004	11-20	9
71-80	1991-1997	21-30	8
61-70	1984-1990	31-40	7
51-60	1977-1983	41-50	6
41-50	1979-1976	51-60	5
31-40	1963-1969	61-70	4
21-30	1956-1962	71-80	3
11-20	1949-1955	81-90	2
1-10	1941-1948	91-100	1

Tabla 6.1 Pesos de variables para seleccionar estaciones

Ya seleccionadas la estaciones a utilizar y divididas en principales y secundarias, se realiza el llenado de vacíos de las mismas. Para el cual se seleccionó el método del inverso de la distancia euclidiana al cuadrado, ya que es un método aceptado por la CONAGUA. Cabe mencionar que en el llenado de datos participan tanto estaciones principales como secundarias, y los pasos a seguir se presentan a continuación:

- a) Obtener la matriz de distancia euclidiana a partir del teorema de Pitágoras para cada par de estaciones.

$$Dist. euclidiana = \sqrt{(X_i - X_j)^2 + (Y_i - Y_j)^2 + (Z_i - Z_j)^2} \quad (Ec. 6.1)$$

Donde:

X, Y, y Z son las coordenadas de las estaciones i y j

- b) Encontrar el inverso de la matriz de distancia euclidiana antes calculada.
- c) Obtener los pesos de todas las estaciones a utilizar para el llenado de vacíos, descartando aquellas que tengan una correlación menor a 0.8.

$$\text{Peso estación } i = \frac{(\text{inv.dist.euclidiana de la estación } i)^2}{\sum_{i=1}^n (\text{inv.dist.euclidiana})^2} \quad (\text{Ec. 6.2})$$

Donde:

i es la estación útil para el llenado de datos faltantes.

d) Por último el dato faltante se obtiene de la ecuación 6.3

$$\text{Dato faltante} = \sum_{i=1}^n (\text{peso estación } i * \text{precipitación } i) \quad (\text{Ec. 6.3})$$

Después del llenado de datos se procede a la validación de los mismos con los métodos mencionados en el capítulo 6.3.

Por otro lado el llenado de datos de temperatura de las estaciones climatológicas se realizó utilizando la media mensual de cada estación.

6.2.2 Estaciones hidrométricas

Son las estaciones que miden los caudales que pasan por los ríos. La información de las estaciones hidrométricas se obtuvo del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS).

Las estaciones seleccionadas son las ubicadas dentro del parteaguas de la cuenca del río Tepalcatepec, dentro estas las principales son aquellas que estén registrando información de una corriente natural sobre el cauce principal de la cuenca. Por otro lado las estaciones que registren información de canales u otras obras de regulación serán utilizadas para la restitución a régimen natural de las estaciones principales (Ver capítulo 6.4.1).

6.2.3 Niveles piezométricos de los acuíferos y volúmenes aforados de manantiales.

Los niveles piezométricos son importantes para la realización del modelo subterráneo, ya que con estos valores se realiza la calibración del mismo.

Los niveles piezométricos fueron obtenidos del trabajo “Mediciones piezométricas en las unidades hidrogeológicas de Uruapan, Nueva Italia y Apatzingán, estado de Michoacán” realizado por la CONAGUA (2004). Sin embargo como solo se cuenta con un solo dato de piezometría, no es suficiente para poder calibrar el modelo subterráneo por lo que es necesario obtener los volúmenes aforados en manantiales y con ello calibrar por volumen de salida el acuífero.

Los datos de aforos medios mensuales de manantiales fueron proporcionados por el Distrito de Riego 097 “Lázaro Cárdenas”.

6.2.4 Presas

La obtención de las características y funcionamiento del vaso de las presas dentro de la zona en estudio se realizó a través del Departamento de Agua Superficial de la CONAGUA y del Sistema de Seguridad de Presas (2015). Información que será de utilidad para la modelación y calibración del modelo de gestión hídrica a través de la herramienta SIMGES.

6.2.5 Demanda urbana

Utilizando sistemas de información geográfica y la información vectorial de centros de población obtenida del portal de la comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO, 2014), se ubican todas las poblaciones dentro del parteaguas de cuenca en estudio.

Una vez ubicadas las localidades que se encuentran dentro de la cuenca se obtienen los datos de poblaciones de cada una de ellas a partir de los censos de población y vivienda de INEGI. Datos con los cuales se realizan las proyecciones de población, utilizando cuatro métodos, el aritmético, geométrico, mínimos cuadrados y exponencial.

Posteriormente se selecciona el método que mejor ajuste al comportamiento y proyección de los datos históricos de población.

Teniendo las proyecciones de las poblaciones, se puede obtener la proyección de la demanda urbana de agua, por lo que se necesita caracterizar los valores de dotación per cápita recomendado por la CONAGUA. Valores que se pueden observar en la tabla 6.2

Fuente: Manual de agua potable, alcantarillado y saneamiento 2009

CLIMA	CONSUMO POR CLASE SOCIOECONÓMICA (l/hab/día)		
	RESIDENCIAL	MEDIA	POPULAR
CALIDO	400	230	185
SEMICALIDO	300	205	130
TEMPLADO	250	195	100
NOTAS: Para los casos de climas semifrío se consideran los mismos valores que para el clima templado			

Tabla 6.2 Consumo per cápita de agua de acuerdo al clima y clase socioeconómica

6.2.6 Demanda industrial

Los datos de la demanda industrial en la cuenca del río Tepalcatepec se obtuvieron de la base de datos del Registro Público de Derechos de Agua (REPDa, 2014) perteneciente a la CONAGUA. Datos que muestran los títulos de concesión y permisos de descarga.

6.2.7 *Demanda agrícola*

Las demandas de agua del sector agrícola se obtuvieron de los registros en la base de datos de los distritos de riego 097 “Lázaro Cárdenas”, 099 “Quitupán-Magdalena” y 013 “Estado de Jalisco”. Información que será utilizada en el modelo de gestión hídrica.

6.3 Análisis y validación estadística de los datos hidrométricos y meteorológicos

Es necesario realizar la validación de los datos obtenidos, antes de ser implementados en los modelos a utilizar, por esta razón a continuación se presentan las herramientas utilizadas en dicho proceso.

6.3.1 *Pruebas de Homogeneidad y consistencia*

Sirven para determinar si las características estadísticas de las series hidrológicas como la media o desviación estándar han sufrido cambios abruptos en sus valores. Desde el punto de vista estadístico se dice que una serie de datos es homogénea si es una muestra de única población, y por lo tanto será factibles obtener resultados representativos de esta. Mientras tanto en caso contrario puede ser que los datos analizados correspondan a dos poblaciones diferentes. Las pruebas estadísticas utilizadas para revisar la homogeneidad de una serie de datos son Secuencias, Helmert, t Student y Cramer (Camacho, 2005).

a) Secuencias

Para este método se debe obtener la media de la precipitación anual y posteriormente se asigna el valor negativo a cada año que tenga una precipitación anual por debajo de la media y se asigna un valor positivo cuando la precipitación es mayor a esta.

El siguiente paso es contabilizar el número de cambio de pendientes y después comparar este valor con el de la tabla 6.3.

DATOS	μ	DATOS	μ
12	5 a 8	32	13 a 20
14	5 a 10	34	14 a 21
16	6 a 11	36	15 a 22
18	7 a 12	38	16 a 23
20	8 a 13	40	16 a 25
22	9 a 14	50	22 a 30
24	9 a 16	60	26 a 36
26	10 a 17	70	31 a 41
28	11 a 18	80	35 a 47
30	12 a 19	100	45 a 47

Tabla 6.3 Rangos de evaluación de la consistencia mediante método de secuencias

b) Helmert

Esta prueba es sencilla y consiste en analizar el signo de las desviaciones de cada evento Q_i^j de la serie j para $i = 1, 2, \dots, n_j$, con respecto a su valor medio \bar{Q}^j . Si una desviación de un cierto signo es seguida de otra del mismo signo, entonces se dice que se forma una secuencia S , de lo contrario se considera como un cambio C .

La serie se considera homogénea si cumple:

$$-\sqrt{n_i - 1} \leq (S - C) \leq \sqrt{n_i - 1} \quad (\text{Ec. 6.4})$$

c) t de Student

Cuando la causa de la probable pérdida de homogeneidad de la serie sea un cambio abrupto en la media, la prueba del estadístico t es muy útil.

Si se considera una serie Q_i^j para $i = 1, 2, \dots, n_j$, del sitio j , la cual se divide en dos conjuntos de tamaño $n_1 = n_2 = n_j / 2$, entonces el estadístico de prueba se define con la ecuación 6.5:

$$t_d = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\left[\frac{n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) \right]^{1/2}} \quad (\text{Ec. 6.5})$$

Donde:

\bar{X}_1, S_1^2 son la media y varianza de la primera parte del registro de tamaño n_1 .

\bar{X}_2, S_2^2 son la media y varianza de la segunda parte del registro de tamaño n_2 .

El valor absoluto de t_d se compara con el valor de la distribución t de Student de dos colas, y con $v = n_1 + n_2 - 2$ grados de libertad y para un nivel $\alpha = 0.05$.

Si y solo si el valor absoluto de t_d es mayor que el de la distribución t de Student, se concluye que la diferencia entre las medias se evidencia de inconsistencia y por lo tanto la serie Q_i^j se considera no homogénea.

d) Cramer

Cramer se utiliza con el propósito de verificar homogeneidad en el registro Q_i^j de la serie j para $i = 1, 2, \dots, n_j$, y también para determinar si el valor medio no varía significativamente de un periodo de tiempo a otro. Con este propósito se considera tres bloques, el primero, del tamaño total de la muestra n_j ; el segundo de tamaño n_{60} (60% de los últimos valores de la muestra n_j); y el tercero de tamaño n_{30} (30% de los últimos valores de la muestra n_j).

La prueba compara el valor de Q_i^j del registro total con cada una de las medias de los bloques elegidos Q_{60}^j y Q_{30}^j . Para que se considere la serie analizada como

estacionaria en la media, se deberá cumplir que no existe una diferencia significativa entre las medias de los bloques.

$$Q^j = \sum_{i=1}^{n_j} \frac{Q_i^j}{n_j} \quad (\text{Ec. 6.6})$$

$$S_q^j = \left[\frac{1}{n_j-1} \sum_{i=1}^{n_j} (Q_i^j - \bar{Q}^j)^2 \right]^{1/2} \quad (\text{Ec. 6.7})$$

$$\bar{Q}_{60}^j = \sum_{k=1}^{n_{60}} \frac{Q_k^j}{n_{60}} \quad (\text{Ec. 6.8})$$

$$\bar{Q}_{30}^j = \sum_{k=1}^{n_{30}} \frac{Q_k^j}{n_{30}} \quad (\text{Ec. 6.9})$$

$$\tau_{60}^j = \frac{\bar{Q}_{60}^j - \bar{Q}^j}{S_Q^j} \quad (\text{Ec. 6.10})$$

$$\tau_{30}^j = \frac{\bar{Q}_{30}^j - \bar{Q}^j}{S_Q^j} \quad (\text{Ec. 6.11})$$

Para $w = 60$ y $w = 30$

$$t_w = \left\{ \frac{n_w(n_j-2)}{n_j-n_w[1+(\tau_w^j)^2]} \right\}^{1/2} |\tau_w^j| \quad (\text{Ec. 6.12})$$

El estadístico t_w tiene distribución t Student de dos colas con $v = n_1 + n_2 - 2$ grados de libertad y para un nivel $\alpha = 0.05$.

Si y solo si el valor absoluto de t_w , para $w = 60$ y $w = 30$, es mayor que el de la distribución t de Student, se concluye que la diferencia entre las medias se evidencia de inconsistencia y por lo tanto la serie Q_i^j se considera no homogénea.

6.3.2 Prueba de independencia

Para que se pueda llevar acabo el análisis de frecuencias se requiere que la muestra Q_i^j de la serie j para $i = 1, 2, \dots, n_j$, este compuesta por variables aleatorias. Para probarlo se aplica la prueba de independencia de Anderson (Salas, *et. al.*, 1988), la

cual hace uso del coeficiente de autocorrelación serial r_k^j para diferentes tiempos de retraso k . La expresión para obtener el coeficiente de autocorrelación serial de retraso k es:

Para valores $r_0^j = 1$ y $k = 1, 2, \dots, n_j/3$

$$r_k^j = \frac{\sum_{i=1}^{n_j-k} (Q_i^j - \bar{Q}^j)(Q_{i+k}^j - \bar{Q}^j)}{\sum_{i=1}^{n_j} (Q_i^j - \bar{Q}^j)^2} \quad (\text{Ec. 6.13})$$

Donde

$$Q^j = \sum_{i=1}^{n_j} \frac{Q_i^j}{n_j} \quad (\text{Ec. 6.14})$$

i = Muestra de datos

k = Desfase en años

n = Número de datos de la muestra

Una vez obtenido los valores de autocorrelación para desfases desde 1 hasta $n/3$, se comparan los resultados con los límites al 95% de confianza de la prueba de independencia de Anderson con la ecuación 6.15.

$$r_k^j(95\%) = \frac{-1 \pm 1.96 \sqrt{(n_j - k - 1)}}{n_j - k} \quad (\text{Ec. 6.15})$$

Si solo el 10% de los valores r_k^j sobrepasan los límites de confianza se dice que la serie Q_i^j es independiente y por lo tanto es una variable que sigue las leyes de la probabilidad.

6.4 Modelación

AL finalizar la validación de la información obtenida se procede a implementar esta en los modelos seleccionados, EVALHID, AQUIVAL y por último SIMGES. A su vez estos modelos tienen que ser validados utilizando las herramientas que a continuación se describen.

6.4.1 Validación de la modelación superficial (EVALHID)

a) Restitución a régimen natural (RN)

Para la calibración de los modelos lluvia-escorrentía o también llamados precipitación-escorrentía (PE), la información de las aportaciones a régimen natural es fundamental; y por ello hay que tener en cuenta que los caudales aforados en las estaciones hidrométricas no registran la condición natural del cauce, además, que las alteraciones sobre el río están siendo causadas por actuaciones que se han realizado o modificado durante las últimas décadas, y se manifiestan en los cambios estadísticos de las series de gasto.

Para la restitución de datos hidrológicos a régimen natural, existen una variedad de métodos, y la determinación del más adecuado dependerá de la información y de los medios disponibles. Por ello es recomendable considerar todos los métodos para los que se disponga de información y los medios de cálculo con el objeto de poder contrastar los resultados y disponer de más elementos de juicio.

Si los datos de las estaciones hidrométricas proceden de lugares y periodos en donde la actividad humana en la cuenca aguas arriba no ha tenido una significativa relación a los caudales aportados en los ríos podría considerarse que esos datos están a régimen natural. Normalmente esto puede ser válido para cuencas de cabecera, más sin embargo, a medida que se va descendiendo sobre el cauce, el grado de alteración crece y se hace completamente necesaria la restitución.

El caudal natural de un río puede verse afectado por diversas acciones, tanto en la parte superficial como también sobre las aguas subterráneas. Las alteraciones más frecuentes se citan en Sahuquillo (2010), las cuales son las siguientes:

- Detracción de caudal en los ríos a través de tomas en presas, azudes, bombeos, etc.
- Vertido de caudales al río, generalmente procedentes del sobrante de los usos del agua.
- Almacenamiento y desembalse de agua en las presas de regulación.
- Aumento de las pérdidas naturales por evaporación directa del espejo de agua generado en los embalses.
- Detracción o aportación de aguas subterráneas debido a bombeos, recarga artificial, o como consecuencia de alteraciones en el sistema superficial como aumento de la recarga por infiltración desde embalses o por excedentes de riego.

Las alteraciones más complicadas de restituir normalmente son las registradas por el uso de aguas subterráneas debido a que con frecuencia se desconoce la existencia de los datos de caudales extraídos de los acuíferos, así como de la relación entre las aguas subterráneas y los ríos. Y a pesar de que se pudieran conocer esta información, se requiere de la formulación de un modelo de flujo en el acuífero para la restitución.

1) Estimación de datos para la restitución a régimen natural.

Las series hidrométricas de aforo en los ríos frecuentemente tienen huecos que se necesitan completar o que no cubren del todo el periodo de tiempo para el que se realiza la restitución. Además suele ser necesario reconstruir series en lugares en que no existen estaciones de aforo, y es muy habitual que no existan datos aforados para muchas de las causantes necesarias para la restitución. Por lo tanto, es necesario recurrir a diversos análisis estadísticos, así como a estimaciones simples

de datos. La restitución a RN es conceptualmente un proceso sencillo, que consiste en la adición o sustracción de los datos de caudales detraídos o aportados al caudal del río, lo que matemáticamente puede escribirse (Susana, 2003) (Silva, 2012) (Casas, 2013):

$$N = A + T + B - V - Q - R + E \pm S \quad (\text{Ec. 6.16})$$

Donde:

N = Caudal en régimen natural para el periodo considerado

A = Caudal aforado

T = Caudal derivado o trasvasado por tomas aguas arriba

B = Caudal detraído por bombeo en acuíferos conectados

V = Son los retornos de aguas arriba

Q = Caudal trasvasado de otras cuencas

R = Caudal aportado por recarga adicional en acuíferos

E = Caudal evaporado en embalses y masas de agua nuevas

S = Caudal almacenado o liberado por embalses.

A pesar de que la ecuación de restitución se vea muy sencilla, en ocasiones esta se hace inabordable por la gran ausencia de datos necesarios para realizar el cálculo. En dichas ocasiones se suele recurrir a métodos de estimación que estarán basados en la información conocida sobre el proceso. A continuación se presentan la forma en cómo se estiman los datos para la restitución de la alteración sufrida a causa de los embalses y de los retornos de los usos consuntivos.

2) *Alteraciones causadas por embalses*

Quizá esta causa sea de las que menos problemas supone al restituir a régimen natural. La razón es que los embalses suelen medir el nivel de almacenamiento y las sueltas controladas por los organismos operadores. Además suele conocerse con buena precisión la relación entre la cota del nivel del agua en el embalse y el volumen almacenado, esto normalmente a escala diaria o mensual, así que por

diferencia entre lo almacenado al inicio y al final del mes se puede calcular el volumen acumulado o suministrado por el embalse.

Otra de las alteraciones a causa de los embalses se produce por la evaporación directa desde el almacenamiento y a las filtraciones que pueden generarse en el vaso. En la mayoría de las ocasiones estos valores son de una magnitud muy inferior a la de las aportaciones naturales, por lo que no se comete un gran error al no considerarlos. En caso de que sea necesario su cálculo puede ser de la siguiente manera, a través de la ecuación de balance del embalse (Sahuquillo, 2010) (Silva, 2012):

$$V_f = V_i + A - P_f - E - S_c - S_v \quad (\text{Ec. 6.17})$$

Donde:

V_i y V_f = Volumen de inicio y final del embalse en el mes

A = Aportación al embalse de la cuenca aguas arriba

P_f = Perdidas por filtración

E = Perdidas por evaporación

S = Seltas del embalse, que pueden ser controladas como las tomas (S_c) y seltas por derrames o aliviaderos no controladas (S_v)

3) Alteraciones causadas por retornos superficiales aguas arriba.

Como se mencionó anteriormente existen dificultades para estimar las extracciones de caudal en el río, tanto para usos urbanos como agrícolas. El retorno se le llama al caudal que regresa al cause después de ser utilizada el agua y viene siendo una parte del caudal derivado del cauce por lo que la dificultad de estimación aumenta por ello.

En el caso de usos urbanos suele asumirse que la relación entre el volumen consumido y el volumen retornado es constante, por lo que se puede estimar un

coeficiente de retorno que multiplicado por el volumen suministrado daría el volumen retornado.

Para el caso de los usos agrícolas suele ser más complejo el cálculo, debido a que la eficiencia del mismo depende de diverso factores, y que pueden dar lugar tanto a retornos superficiales como a filtraciones. Por lo que para la estimación de los retornos superficiales por riego, se pueden utilizar diversas aproximaciones. La más sencilla y por ello la menos precisa, es considerar un valor constante de porcentaje de retorno con respecto al gasto derivado. Otra forma más aproximada es estimar un porcentaje de retorno para cada mes del año, esto permite considerar la variabilidad de la eficiencia en función del caudal de riego.

Como un apoyo para considerar los retornos a pesar de no disponer de información, se puede proponer unos valores de porcentaje de retorno a utilizar en los planes hidrológicos según el tipo de uso, que se pueden fijar en un 80% para usos urbanos y entre 0 y 20% para usos agrícolas según sea la dotación bruta por hectárea y año (Orden 23128 del Ministerio de Obras Públicas y Transporte 1992).

b) Evaluación de ajuste

La evaluación de ajuste entre los caudales simulados y los restituidos a régimen natural, se realiza con cuatro funciones objetivo (Estrela, 1992) y (Casas, 2013), la cuales se presentan a continuación:

1) Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NS)

Esta función objetivo es un error cuadrático medio que da un mayor peso a los errores grandes. El valor de NS varía de -1 a 1. Un valor NS=1 significa que el ajuste es perfecto. Un valor de cero significa que el error es del mismo orden de magnitud que la varianza de los datos observados, por lo que la media de los datos observados tendría una capacidad de predicción similar al modelo. Valores

inferiores a cero implican que la media tiene una capacidad de predicción más alta que el modelo, lo que implica el mal funcionamiento del modelo. Los valores de eficiencia de NS son categorizados en Molnar (2011) (tabla 6.4).

$$F_1 = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n |Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t)|^2}{\sum_{t=1}^n |Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs}|^2} \quad (\text{Ec. 6.18})$$

Donde:

n = Número de meses de la calibración

Q_{sim} = Flujo simulado en el intervalo de tiempo t

Q_{obs} = Flujo observado en el intervalo de tiempo t

E	Ajuste
< 0.2	Insuficiente
0.2 – 0.4	Satisfactorio
0.4 – 0.6	Bueno
0.6 – 0.8	Muy bueno
> 0.8	Excelente

Tabla 6.4 Valores de referencia para el ajuste del criterio de Nash Sutcliffe

2) *El coeficiente de Nash-Sutcliffe de la transformación logarítmica del flujo (lnNS)*

Este coeficiente da mayor peso a los errores durante flujos escasos. Para reducir el problema de las diferencias cuadráticas y la consecuente sensibilidad a valores extremos, el coeficiente NS se calcula con valores logarítmicos de valores simulados y observados. A través de esa transformación logarítmica del flujo, los picos se achatan y los valores más bajos se mantienen más o menos al mismo nivel. Los valores se clasifican de acuerdo a la tabla 6.4.

$$F_2 = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n [\ln(Q_{sim}(t)) - \ln(Q_{obs}(t))]^2}{\sum_{t=1}^n [\ln(Q_{obs}(t)) - \ln(\bar{Q}_{obs})]^2} \quad (\text{Ec. 6.19})$$

3) Coeficiente de correlación de Pearson (r^2).

Mide la covarianza de valores observados y simulados sin penalización por sesgo. El valor de este coeficiente varía de -1 a 1. Toma el valor de 1 cuando los puntos de datos describen de una perfecta línea recta con pendiente positiva, también es llamado como correlación completa positiva. En cambio cuando los el coeficiente toma un valor de -1 este momento es denominado como correlación completa negativa. Mientras tanto un valor cercano a cero indica que las variables de gastos simulados y observados no están correlacionados linealmente. Los valores se categorizan de acuerdo a la clasificación de Parajurli et al. (2007) (Tabla 6.5).

$$F_3 = \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{sim}(t) - \bar{Q}_{sim})(Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs})}{\sqrt{\sum_{t=1}^n (Q_{sim}(t) - \bar{Q}_{sim})^2 \sum_{t=1}^n (Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs})^2}} \quad (\text{Ec. 6.20})$$

R ²	Ajuste
< 0	Insuficiente
0 - 0.24	Pobre
0.4 - 0.6	Razonable
0.6 - 0.8	Bueno
> 0.8	Muy bueno
> 0.8	Excelente

Tabla 6.5 Clasificación de eficiencia para correlación de Parajurli

4) Simetría de la simulación (SS)

Es una medida de ajuste que mide la simetría entre la simulación media y la observación media. Los valores cercanos a 1 son los que muestran un buen ajuste.

$$F_4 = 1 - \left[\max \left(\frac{\bar{Q}_{sim}}{\bar{Q}_{obs}}; \frac{\bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{sim}} \right) - 1 \right]^2 \quad (\text{Ec. 6.21})$$

6.4.2 Validación de la modelación subterránea (AQUIVAL)

El modelo de AQUIVAL ha sido desarrollado con el propósito de ayudar al usuario en la elaboración de un modelo de simulación de acuíferos por el método de autovalores. La principal utilidad de este modelo es la de producir los datos del modelo del acuífero en autovalores requeridos por el programa SIMGES para su simulación dentro de un modelo de uso conjunto.

Los datos hidrodinámicos necesarios para aplicar el método descrito necesitan de una calibración, que puede realizarse previamente mediante modelos matemáticos en diferencias finitas o elementos finitos. Esto debido a que el modelo de autovalores no es, en principio, eficaz en el proceso de calibración (Sahuquillo, *et. al.*, 2010).

Por otro lado se puede decir que el modelo subterráneo está calibrado, si puede representar, los datos observados de niveles piezométricos o los volúmenes de salida del acuífero.

Para la calibración por niveles piezométricos se requiere de la cantidad mínima de dos datos observados de una misma zona en el transcurso del tiempo de simulación, de lo contrario la calibración desarrollada por este método tiene la incertidumbre de si el comportamiento es ascendente o descendente en los niveles freáticos. Por otro lado para la calibración por volúmenes de salida se debe de contar con la observación en el tiempo del comportamiento del acuífero y comparar estos con los resultados simulados por el modelo.

6.4.3 Validación de la modelación conjunta (SIMGES)

El modelo SIMGES proporciona entre otras ventajas, la posibilidad de elegir entre distintos modelos matemáticos para simular las aguas subterráneas, y sus relaciones con las aguas superficiales. Por esta razón es que se considera como una modelación conjunta.

Para validar que el comportamiento del modelo de gestión se apegue a la realidad observada, se pueden elegir nodos en los que se tenga una estación hidrométrica y comparar los datos observados contra lo simulados por SIMGES. Otra forma de validar el modelo se basa en los niveles de almacenamiento de las presas y su comparación con la información histórica de las mismas. La selección del método a utilizar dependerá de la cantidad de información con que se cuente.

Para evaluar las calibraciones se pueden utilizar los indicadores de ajuste mencionados en el apartado 6.4.1.

6.5 Evaluación del riesgo de sequía

Durante la explotación de los sistemas de recursos hídricos (SRH), pueden darse inevitablemente situaciones en las que no sea posible suministrar de forma satisfactoria los usos establecidos, esto ocurre mayormente en situaciones de sequía. Al estado de no satisfacción de un uso, o de una condición, se le suele denominar “fallo”.

Por otro lado los simuladores de la gestión de sistemas de recursos hídricos complejos, además de incorporar métodos cuantitativos hacen uso de evaluaciones cualitativas del sistema, estos son los índices de evaluación del fallo del sistema.

Los índices que evalúan el fallo operacional en un SRH son: la frecuencia de fallo para satisfacer la demanda establecida, así como la duración del fallo y severidad del fallo. Estos índices permiten medir la garantía de las políticas de operación a

largo plazo en un SRH durante la etapa de planificación y el riesgo en la etapa de explotación.

La garantía es una medida tradicional de evaluación alternativa, que evalúa el fallo en un SRH. Velikanov (1979), refiriéndose al uso de los sistemas de irrigación, puntualizó la necesidad de evaluar en términos probabilísticos el desempeño de un sistema cuando se encuentra bajo condiciones de crecidas o condiciones de sequía.

En sus inicios, la garantía de un sistema de recursos hídricos era generalmente medida por la probabilidad de fallo (ocurrencia de fallo) o el número de fallos que probablemente se realicen en 10, 20, 30, etc. años. Tal caracterización aplicada en la fase de diseño de embalses tiene dos suposiciones inaceptables:

- Aparentemente todos los fallos son contados como si fuesen iguales en magnitud y consecuencias, es decir, no hay diferencia entre los fallos.
- Los fallos son tratados como si los efectos de un fallo con otro fueran independientes. Un periodo de escasez tras otro puede tener consecuencias más grandes que cuando los periodos de escasez son separados.

Estas suposiciones son en efecto simplistas analizadas desde la fase de explotación de un SRH, ya que es improbable que todos los fallos tengan la misma magnitud e importancia.

Los primeros índices de la garantía conocidos fueron propuestos por Hazen (1914). Luego la primera aproximación sistemática al problema de la garantía fue realizada por Kritskiy y Menkel (1952). Estos autores según menciona Klemes (1969), identifican la garantía por medio de tres certezas características: certeza basada en la ocurrencia, certeza basada en el tiempo y certeza basada en la cantidad. La primera hacía referencia a la probabilidad de que no se produjeran fallos, mientras que la segunda a la duración de los periodos sin fallo y la última al volumen de agua suministrado. Con el tiempo se llegó a afirmar que esta primera sistematización

recoge los tres aspectos básicos asociados al problema de garantía. Kitson (1979) estableció el concepto de garantía expresada en términos de frecuencia, duración (resilencia) e intensidad o severidad (vulnerabilidad).

6.5.1 Índice basado en la ocurrencia del fallo

El riesgo de fallo operacional en un sistema de recursos hídricos puede ser medido de numerosas formas, Corley (1979) sugiere que los parámetros sean medidos de la siguiente manera:

- Probabilidad de ocurrencia de un resultado no deseado especificado.
- El número de ocurrencias en una longitud de tiempo especificada.
- El número esperado de ocurrencias durante un periodo especificado.
- La inversión requerida para prevenir la ocurrencia.

a) Riesgo de fallo sin intervalo de tiempo

La garantía es uno de los índices más conocidos y permite conocer con qué frecuencia o probabilidad α las salidas de un sistema se encuentran en estado satisfactorio. La situación contraria denominada riesgo de fallo es la frecuencia o probabilidad r que un sistema se encuentre en estado de fallo.

Los estados satisfactorios (S) y no satisfactorios (F) en que están divididas las salidas de un SRH se pueden representar por una variable aleatoria X_t donde t , adopta valores discretos (Hashimoto, *et. al.*, 1982):

$$r = Pr\{X_t \in F\} \quad (\text{Ec. 6.22})$$

$$\alpha = Pr\{X_t \in S\} \quad (\text{Ec. 6.23})$$

Donde:

r = Riesgo de fallo

α = Garantía

X_t = Estado de suministro de la demanda o caudal mínimo

F = Estado de fallo

S = Estado satisfactorio

Por lo tanto se puede decir que: $r + \alpha = 1$

b) Riesgo de fallo con intervalo de tiempo

Cuando se adopta el año como intervalo de tiempo, la garantía representa la probabilidad de que en cualquier año el estado del sistema sea satisfactorio, es decir, que el suministro de las demandas y caudales mínimos en cualquier año sea suficiente para satisfacer a la demanda. A este índice Klemes (1981) le denomina garantía anual (G_a), y es uno de los ms extendidos. La forma habitual de estimar la G_a , es por medio de la frecuencia relativa de años sin fallo:

$$G_a = 1 - \frac{\text{Número de años con fallo}}{\text{Número total de años}} \quad (\text{Ec. 6.24})$$

Por otro lado cuando se adopta el mes como intervalo de tiempo, a este índice se le conoce como garantía mensual (G_m). Representa que el suministro del sistema sea satisfactorio, y se estima a partir de la frecuencia relativa de meses sin fallo:

$$G_m = 1 - \frac{\text{Número de meses con fallo}}{\text{Número total de meses}} \quad (\text{Ec. 6.25})$$

Por lo tanto el riesgo puede asociarse de forma mensual con la expresión $r = 1 - G_m$ o calcularse con la relación:

$$r = \frac{\text{Número de meses con fallo}}{\text{Número total de meses}} \quad (\text{Ec. 6.26})$$

Por último es importante relacionar riesgo con la garantía volumétrica (G_v), que es un índice que determina la garantía de volumen a ser suministrado durante un periodo de anticipación dado. Es decir para cada demanda y para el periodo de anticipación se determina el porcentaje medio de volumen suministrado. Se calcula con la siguiente expresión:

$$G_v = \left[\frac{\text{suministro medio en periodo de anticipación}}{\text{Demanda en el periodo de anticipación}} \right] * 100 \quad (\text{Ec. 6.27})$$

7 RESULTADOS

7.1 Zona de estudio

La cuenca del río Tepalcatepec RH18j, pertenece a la región hidrológica número 18 Balsas, que se localiza al suroeste de nuestro país, cuenta con una superficie de equivalente al 6% del territorio nacional. Además la región hidrológica incluye en su totalidad al Estado de Morelos y parcialmente a los Estados de Tlaxcala (75%), Puebla (55%), México (36%), Oaxaca (9%), Guerrero (63%), Michoacán en (62%) y Jalisco (4%), así como muy pequeñas porciones de la ciudad de México y del Estado de Veracruz.

La Región hidrológica Balsas tiene 15 subcuencas, entre ellas la del río Tepalcatepec que comprende desde donde nacen los escurrimientos del río Quitupán en el cerro de la Tinaja hasta la estación hidrométrica los Panches, localizada en las coordenadas geográficas $102^{\circ} 13' 37''$ de longitud Oeste y $18^{\circ} 53' 10''$ de latitud Norte.

La Cuenca Hidrológica Río Tepalcatepec, tiene una superficie de aportación de 11718.72 km^2 , y se encuentra delimitada por la siguientes regiones y cuencas hidrológicas: al norte por la Región Hidrológica 12 Lerma-Santiago; al Sur por la

Región Hidrológica número 17 Costa de Michoacán; al Este por la cuenca hidrológica Río Cupatitzio; y al Oeste por la Región Hidrológica número 16 Armería-Coahuayana (DOF 2013).

La altitud de la cuenca varía entre los 160 y 3840 msnm, pero 90.5% de su superficie se ubica entre los 200 y 2300 m. Este gradiente altitudinal, aunado a la conexión entre la Sierra Madre del Sur y el Sistema Volcánico Transversal, así como la relación biogeográfica entre las regiones Neártica y Neotropical, explican la intrincada y compleja gama de condiciones fisiográficas, climáticas y culturales que influyen en la distribución de los diversos componentes de los paisajes, sobre todo el relieve, los suelos y las coberturas vegetales y usos del suelo (Mendoza et al. 2010).

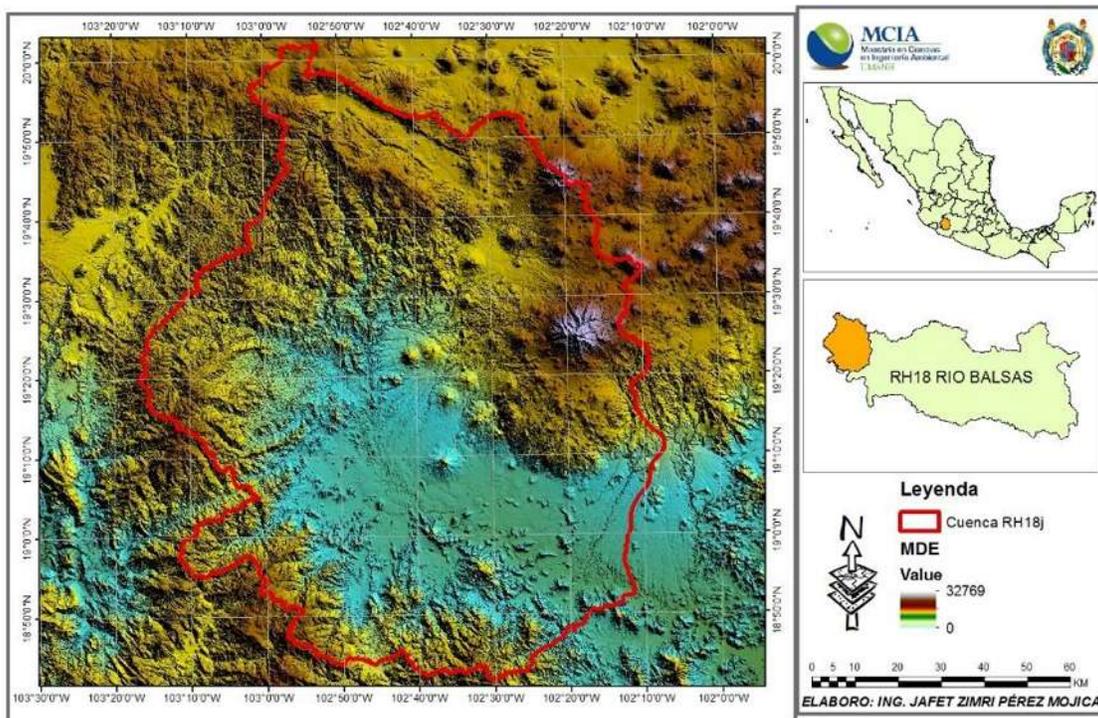


Figura 7.1 Delimitación del partearguas de la cuenca del río Tepalcatepec

a) Clima

El clima de la cuenca se encuentra influido por la altitud. En las partes altas es frío y con gran cantidad de humedad, mientras tanto en las partes bajas es caliente y seca, de tipo semiárido. En la parte norte de la cuenca los climas cálidos cambian a semicálidos y se extienden a todo lo largo de las faldas del Sistema Volcánico Transversal y parte de la sierra de Jalmich. A mayor altitud, se presenta una amplia franja de clima templado que cubre todo el norte, hasta el parteaguas. La humedad en esta franja es menor en su extremo noroeste y aumenta hacia sus porciones norte y noreste. La mayor cantidad de lluvia se alcanza alrededor del Pico de Tancítaro, en especial al oriente. En la porción sur y en el oeste de la cuenca, con altitudes menores que en el norte, el clima cálido (Aw) cambia a semicálido subhúmedo [A(C) w] y en una franja que bordea el parteaguas; sólo en pequeñas superficies se localiza el clima templado subhúmedo (Cw) (Mendoza, *et al.*, 2010).

En resumen referente al climatología de la cuenca; casi la cuarta parte de la cuenca (23.4%) cuenta con clima semiárido caliente (Bsh), más de una tercera parte (36.8%) tiene climas cálidos subhúmedos (Aw), casi otra cuarta parte (23.9%) está representada por los tipos semicálidos subhúmedos [A(C) w] y sólo casi una sexta parte de la cuenca (15.9%) corresponde a tipo climáticos templados subhúmedos (Cw) (Mendoza, *et al.*, 2010).

b) Geología.

La cuenca está conformada en casi 58% por rocas ígnea extrusivas, las cuales se localizan en el norte y centro en el Sistema Volcánico Transversal y en las porciones septentrionales de la Sierra Madre del Sur. Otro 16 % está constituido por rocas sedimentarias, ubicadas al sur de la cuenca. Las rocas ígneas intrusivas constituyen 13%, y afloran en la porción occidental de la cuenca, donde conforman parte de la Sierra Madre del Sur. El restante 9% lo constituyen materiales aluviales, localizados

al fondo de la cuenca, en las partes planas de la misma, alrededor del río Tepalcatepec (Mendoza, *et al.*, 2010)

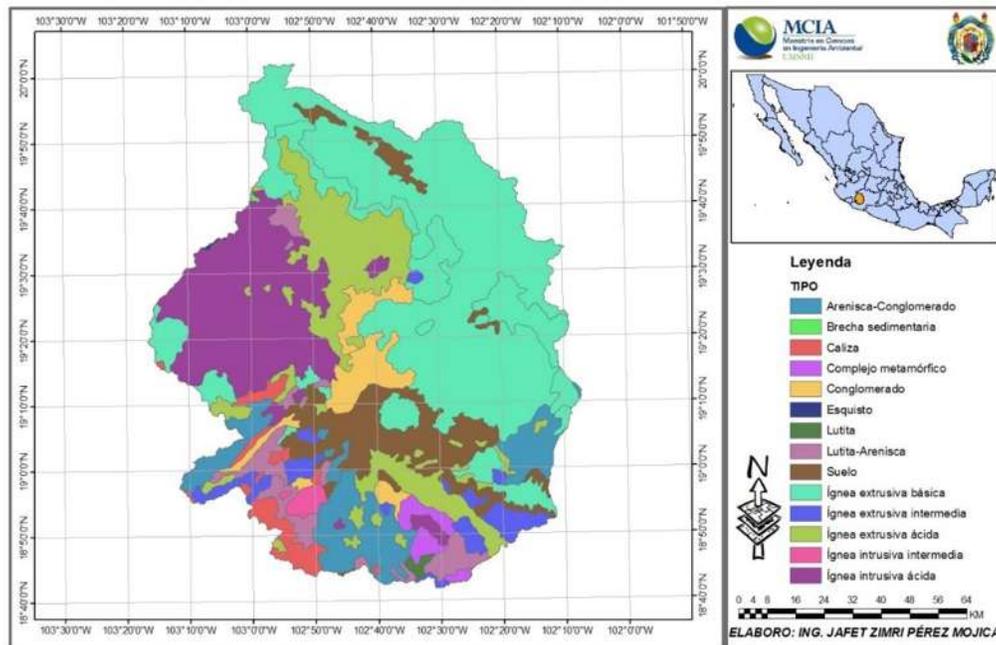


Figura 7.2 Geología de la cuenca de río Tepalcatepec

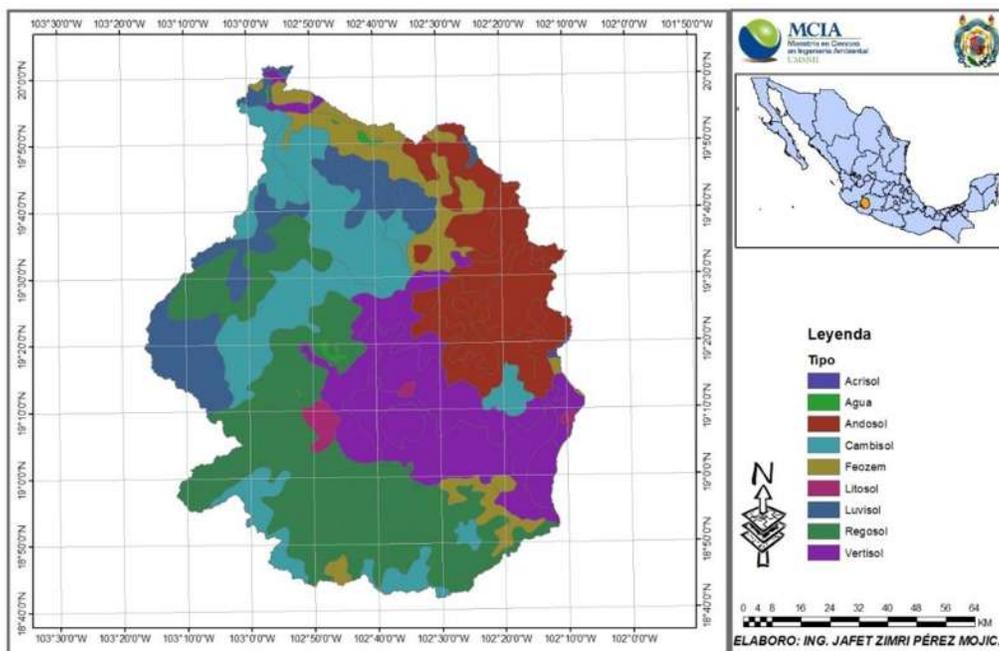
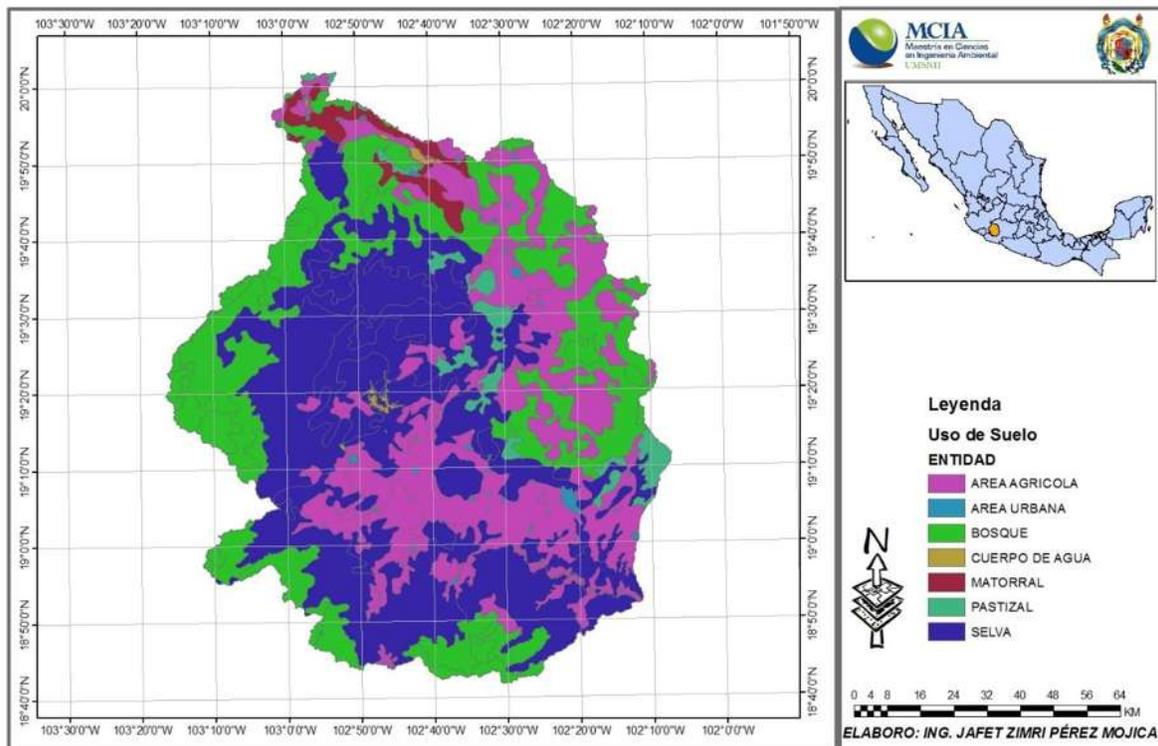


Figura 7.3 Edafología de la cuenca del río Tepalcatepec

c) Uso de suelo

La cartografía de 2003 (versión digital de INEGI) mostró que las coberturas predominantes en la cuenca del río Tepalcatepec fueron: la selva baja caducifolia y subcaducifolia (30%), bosque de pino-encino (incluye encino-pino) (16%), agricultura de temporal (26%) y agricultura de riego (incluyendo riego eventual 13%).



d) Acuíferos

Dentro del parteaguas de la cuenca del río Tepalcatepec se encuentran los acuíferos Valle de Juárez, Quitupán, Cotija, Colomos y Apatzingán. Mientras que los acuíferos Ciénega de Chapala, Uruapan y Barreras solo tienen una pequeña

porción dentro de la zona de estudio por lo que estos acuíferos no serán considerados en la caracterización para la modelación de la gestión hídrica.



Figura 7.5 Acuíferos ubicados dentro del parteaguas de la cuenca del río Tepalcatepec

7.1.1 Demanda Urbana

Dentro de la cuenca en estudio existen alrededor de 1578 poblaciones como se puede apreciar en la figura 7.6. Estas a su vez se encuentran divididos en 25 municipios, lo cuales son:

Aguililla, Apatzingán, Buenavista, Coalcomán de Vázquez Pallares, Cotija, Los Reyes, Marcos Castellanos, Mascota, Nuevo Parangaricutiro, Parácuaro, Peribán, Tancítaro, Tangamandapio, Tepalcatepec, Tingüindín, Tocuambo, Tumbiscatío, Uruapan, Jilotlán de los Dolores, Mazamitla, Quitupan, Santa María del Oro, Tamazula de Gordiano, Tecalitlán, y Valle de Juárez.

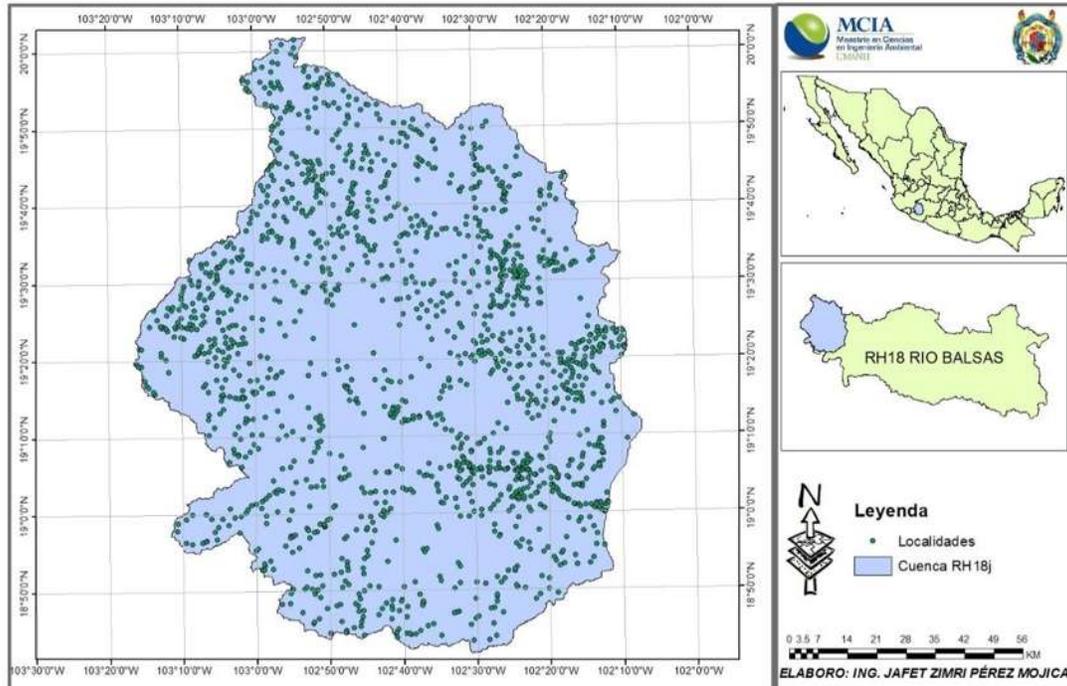


Figura 7.6 Mapa de poblados dentro de la cuenca del río Tepalcatepec

MUNICIPIO	Año				
	1990	1995	2000	2005	2010
Aguililla	7965	8653	8232	6636	6533
Apatzingán	99102	113453	117269	114715	123633
Buenavista	35494	37958	37886	37869	42235
Coacomán de Vázquez Pallares	690	822	781	616	778
Cotija	18955	21437	20591	17887	19514
Los Reyes	48576	52013	54776	49956	61906
Marcos Castellanos	929	964	946	916	996
Mascota	996	931	965	939	940
Nuevo Parangaricutiro	762	621	615	628	629
Parácuaro	18373	19853	20549	19744	22239
Peribán	15830	18229	19960	20839	25296
Tancitaro	20910	23230	25610	26074	29414
Tangamandapio	5931	6735	8179	7225	7226
Tepalcatepec	24803	24436	24042	22116	22987
Tingüindín	10208	10391	11131	11080	12174
Tocumbo	11732	11940	11229	9734	11504
Tumbiscatío	2	4	4	41	35
Uruapan	5762	7003	8210	7227	9887
Jilotlán de los Dolores	7832	9713	9765	8352	9545
Mazamitla	601	672	781	892	1179
Quitupan	12359	10761	11005	8203	8502
Santa María del Oro	2443	2392	2615	2607	2517
Tamazula de Gordiano	607	757	1000	768	645
Tecalitlán	1106	856	1440	1231	1213
Valle de Juárez	5139	5040	5498	5060	5662

Tabla 7.1 Censos de población registrados en INEGI

En la tabla 7.1 se observan los censos de población de los diferentes municipios localizados dentro de la zona de estudio. Por otro lado en la tabla 7.2 se muestran los resultados de la proyección que mejor ajusto a los datos históricos.

MUNICIPIO	MÉTODO	POBLACIÓN AÑO 2018	POBLACIÓN AÑO 2045
Aguililla	GEOMÉTRICO	6046	4656
Apatzingán	GEOMÉTRICO	135140	182487
Buenavista	GEOMÉTRICO	45293	57346
Coacomán de Vázquez Pallares	GEOMÉTRICO	821	984
Cotija	GEOMÉTRICO	19777	20690
Los Reyes	GEOMÉTRICO	68340	95413
Marcos Castellanos	GEOMÉTRICO	1024	1127
Mascota	GEOMÉTRICO	919	850
Nuevo Parangaricutiro	GEOMÉTRICO	583	452
Parácuaro	GEOMÉTRICO	24018	31139
Peribán	GEOMÉTRICO	30528	57579
Tancítaro	GEOMÉTRICO	33724	53504
Tangamandapio	GEOMÉTRICO	7839	10316
Tepalcatepec	GEOMÉTRICO	22305	20149
Tingüindín	GEOMÉTRICO	13066	16587
Tocumbo	GEOMÉTRICO	11438	11218
Tumbiscatío	GEOMÉTRICO	129	10681
Uruapan	GEOMÉTRICO	12322	25902
Jilotlán de los Dolores	GEOMÉTRICO	10363	13680
Mazamitla	GEOMÉTRICO	1545	3845
Quitupan	GEOMÉTRICO	7342	4474
Santa María del Oro	GEOMÉTRICO	2548	2656
Tamazula de Gordiano	GEOMÉTRICO	667	746
Tecalitlán	GEOMÉTRICO	1277	1520
Valle de Juárez	GEOMÉTRICO	5892	6738
SUMA		462946	634739

Tabla 7.2 Proyección de población en la cuenca del río Tepalcatepec

7.1.2 Demanda industrial

Para la obtención de información respecto a la demanda de agua en el sector industrial, se acudió a la base de datos del Registro Público de Derechos de Agua (REPGA, 2014) perteneciente a la CONAGUA, donde se tienen los títulos de concesión, asignación y permisos de descarga (Tabla 7.3).

Volumen (m3/año)	Uso que ampara el título	TITULAR O NOMBRE DE LA EMPRESA	TITULO
14,159.00	INDUSTRIAL	ARISTEO BUCIO CHAVEZ	04MCH102543/18FMGE04
15,768.00	INDUSTRIAL	ARTEMIO OCHOA GONZALEZ	04MCH119765/18FMGE02
162,000.00	INDUSTRIAL	BEBIDAS AZTECA DE OCCIDENTE, S.A. DE .C.V.	4MCH100004/18FMGE94
97,200.00	INDUSTRIAL	BEBIDAS AZTECA DE OCCIDENTE, S.A. DE .C.V.	4MCH100005/18FMGE94
17,000.00	INDUSTRIAL	CARLOS ALBERTO UREÑA ZEPEDA	04MCH116965/18FMDL12
10,512.00	INDUSTRIAL	CITRICOS DE APATZINGAN, S. DE P.R. DE R.L.	04MCH118440/18FMGE00
66,000.00	INDUSTRIAL	CITROJUGO, S. A. DE C. V.	04MCH150368/18FMDL12
60,000.00	INDUSTRIAL	CITROLIM, S. A. DE C. V.	04MCH123729/18FMDL13
300,000.00	INDUSTRIAL	DANISCO MEXICANA, S.A. DE C.V.	04MCH101470/18FMGE05
22,320.00	INDUSTRIAL	FABRICA DE HIELO PACOMER S. A. DE C. V.	04MCH124169/18FMDL12
24,800.00	INDUSTRIAL	FABRICA DE HIELO PACOMER, S.A. DE C.V.	04MCH106957/18FMGE04
15,000.00	AGROINDUSTRIAL	HUGO CAMPOS MOLINA	4MCH102692/18BMGE95
6,000.00	INDUSTRIAL	LIMONEROS ASOCIADOS DE APATZINGAN, S.A. DE C.V.	04MCH121871/18FMGR03
2,496.00	INDUSTRIAL	RIGOBERTO LOPEZ VALLE	04MCH121954/18FMGE04
4,536.00	INDUSTRIAL	SOCIEDAD DE PRODUCTORES AGRICOLAS DE LIMON S.P.R. DE R.I	04MCH124368/18FPDL09

Tabla 7.3 Títulos de concesión de tipo industrial

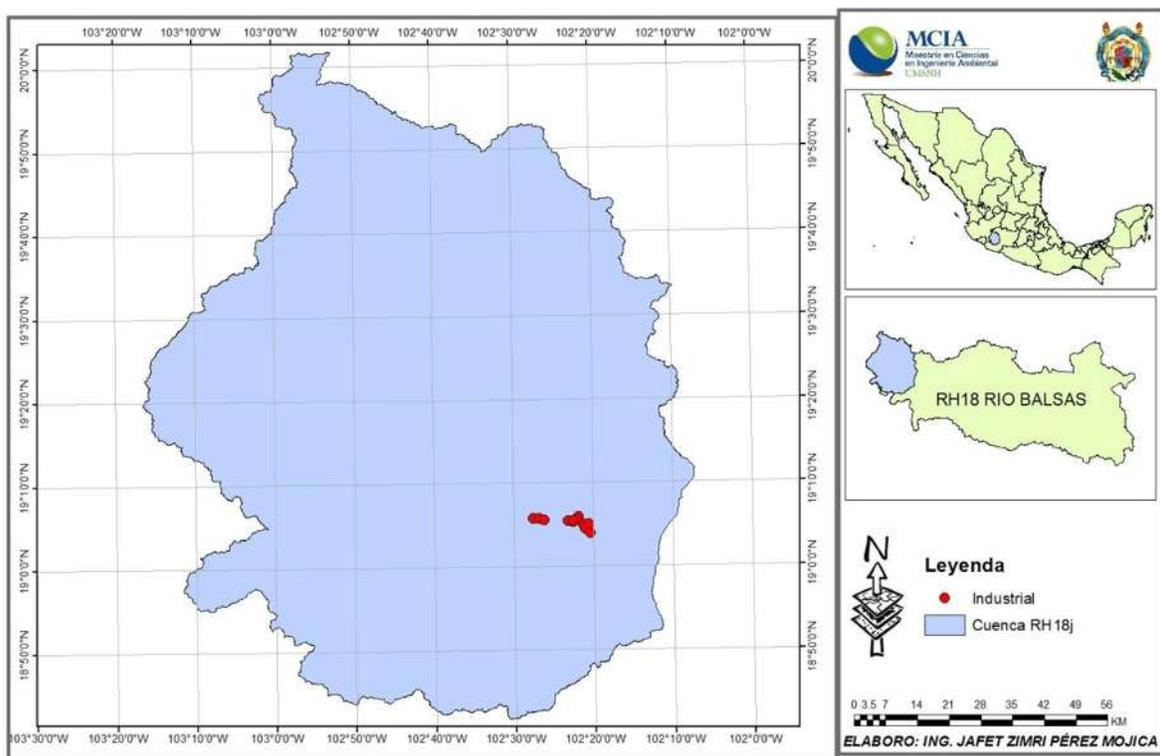


Figura 7.7 Ubicación espacial de las concesiones otorgadas para el sector industrial

7.1.3 Demanda agrícola.

Existen actualmente 3 distritos de riego dentro de la zona de estudio; el distrito 013 Estado de Jalisco del cual solo el módulo Quitupán se encuentra dentro de la cuenca, el 099 La Magdalena y el 097 Lázaro Cárdenas (Figura 06).

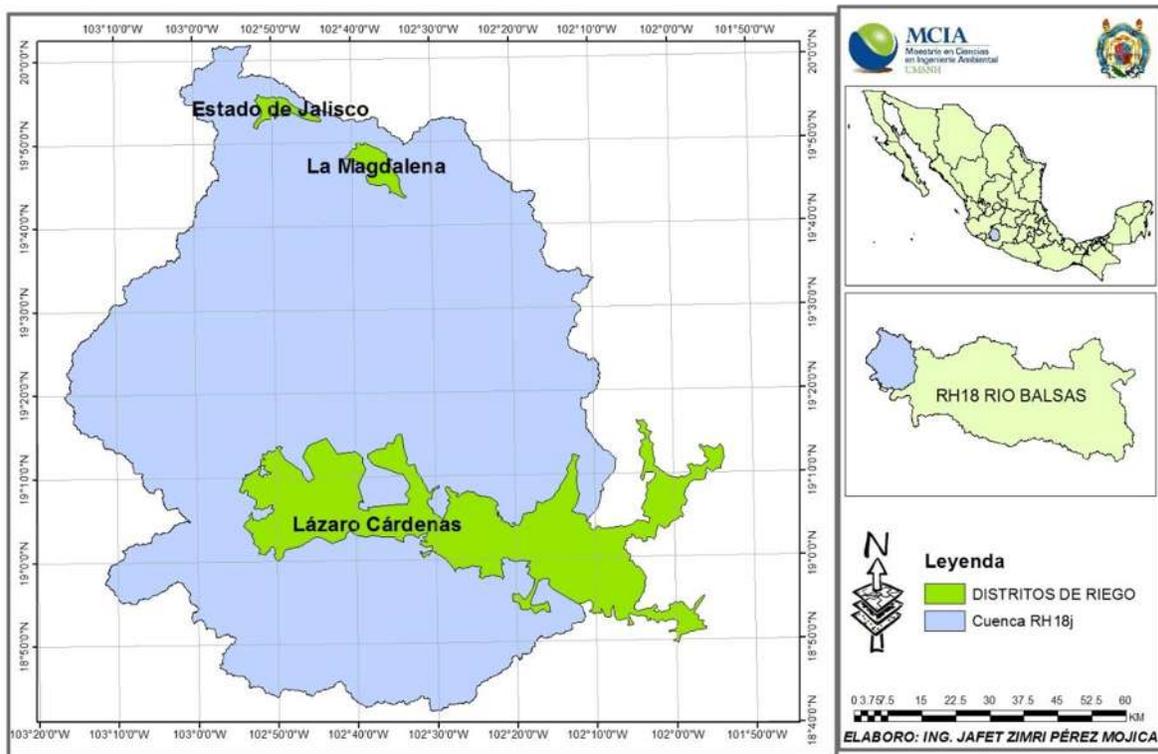


Figura 7.8 Mapa de distritos de riego

El distrito de Riego 099 queda ubicado entre la latitud $19^{\circ}45'12''$ y $19^{\circ}55'24''$ norte y la longitud $102^{\circ}49'10''$ y a una altura media de 1570 msnm. Además abarca los municipios de Cotija, Tinguindín y Tocumbo.

El distrito de riego 097, fue creado por decreto presidencial el 12 de abril de 1938, con una extensión de 114765 hectáreas comprendidas en los municipios de Apatzingán, Buenavista, Múgica, Gabriel Zamora, la Huacana, Parácuaro y Tepalcatepec del estado de Michoacán. Se ubica en el occidente del estado, en la faja conocida como Tierra Caliente en el valle de Apatzingán formado por el río

Tepalcatepec y sus afluentes, con una altitud promedio de 345 msnm. En la figura 7.9 se observa la organización por unidad y por módulo de distrito de riego 097.

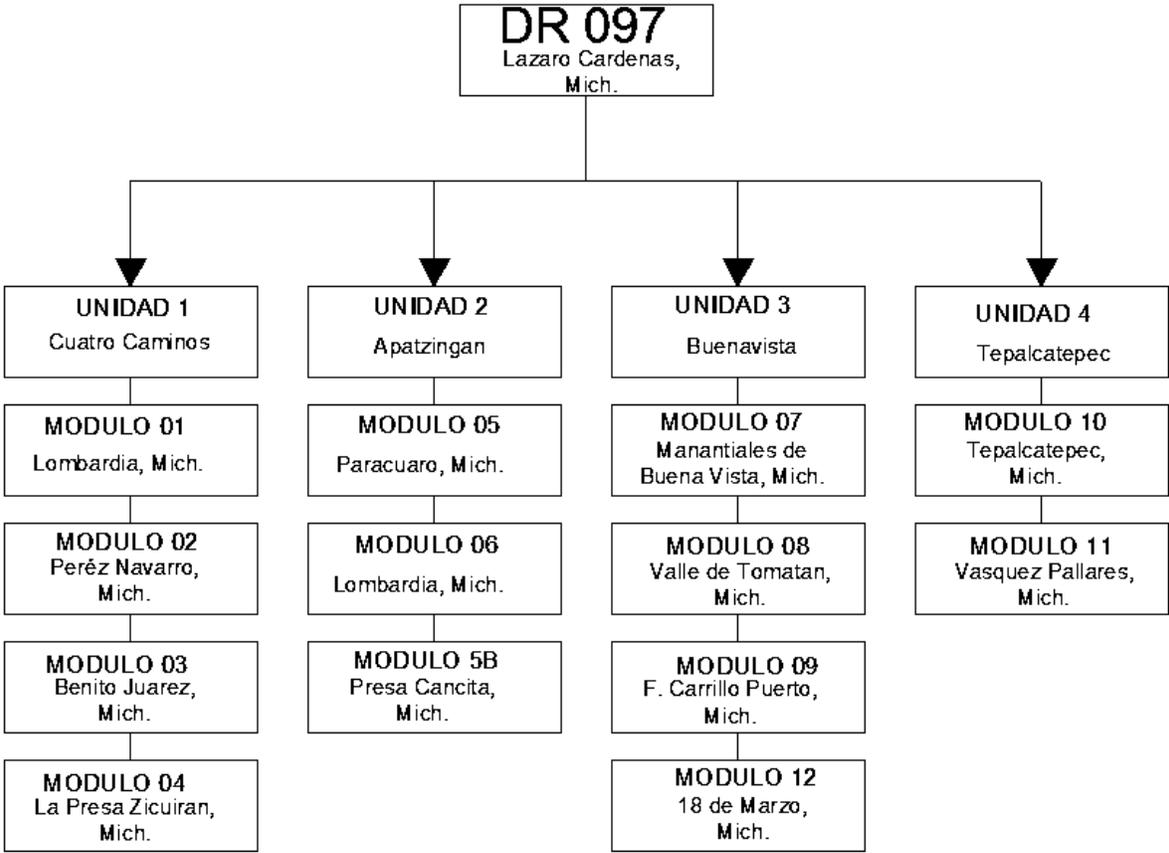


Figura 7.9 Organización del distrito de riego 097 “Lázaro Cárdenas”

7.1.4 Presas

Dentro de la cuenca del río Tepalcatepec se tienen 4 presas, Vicente Villaseñor, San Juanico, los Olivos y Constitución de Apatzingán (Chilatán), esta última es la presa más importante de la zona debido a sus capacidades de almacenamiento, los cuales pueden observarse en la tabla siguiente.

Fuente: Comisión Nacional del Agua

NOMBRE	CAPACIDAD (hm ³)				
	NAME	NAMO	NAMINO	VOLUMEN UTIL	VERTEDOR
V. VILLA SEÑOR	22.5	19	3	16	1036.8
SAN JUANICO	70	60	30	30	41.472
OLIVOS	28.15	21.75	1.54	20.21	1430.78
CHILATAN	817.096	590.041	112.448	477.593	18144

Tabla 7.4 Características de las presas

7.1.5 Estaciones hidrométricas

De la base de datos del BANDAS (2014) se obtuvo la información referente a las estaciones hidrométricas que se encuentran dentro del parteaguas de la cuenca del río Tepalcatepec (Figura 7.10), resultando un total de 7 estaciones sobre los cauces naturales con información necesaria para el desarrollo del presente trabajo, la cuales se encuentran descritas en la Tabla (7.5).

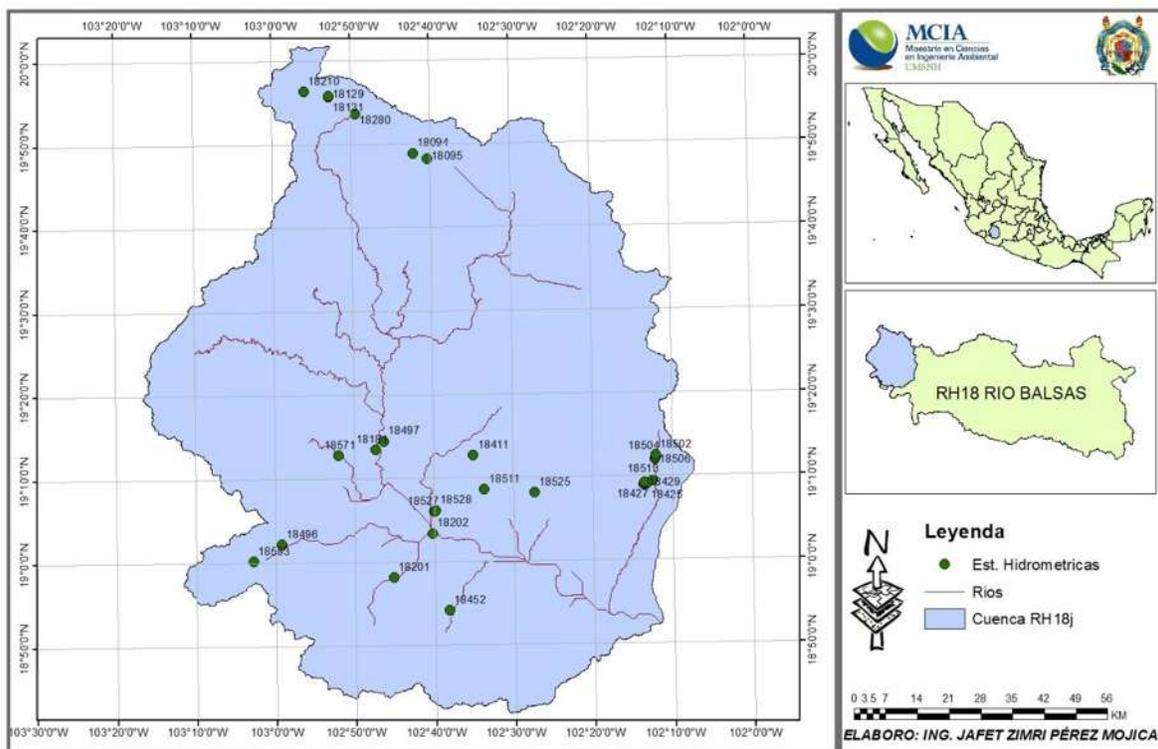


Figura 7.10 Mapa de estaciones hidrométricas

Clave	Nombre	Corriente	Cuenca	Estado	Años
18452	EL CHARCO	RIO CHILA	RIO TEPALCATEPEC	MICHOACAN	1969-1986
18201	EL CAJON	RIO EL CAJON	RIO TEPALCATEPEC	MICHOACAN	1949-1985
18202	EL MENTIDERO	RIO EL CAJON	RIO TEPALCATEPEC	MICHOACAN	1949-1968
18181	PIEDRAS BLANCAS	RIO TEPALCATEPEC	RIO TEPALCATEPEC	MICHOACAN	1948-1980
18280	SAN DIEGO	RIO QUITUPAN	RIO TEPALCATEPEC	JALISCO	1957-1968
18129	LOS GRANJENOS	RIO QUITUPAN	RIO TEPALCATEPEC	JALISCO	1938-2010
18494	LOS PANCHES	CANAL TEPALCATEPEC	RIO TEPALCATEPEC	MICHOACAN	1964-2009

Tabla 7.5 Estaciones hidrométricas seleccionadas

7.1.6 Estaciones climatológicas

De la base de datos de CLICOM (2015) y con la ayuda de ArcGis 10.1 se realizó la selección de estaciones meteorológicas principales y secundarias a la cuenca RH18j (Figura 7.11), usando los pesos descritos en el apartado 6.2.1, para el porcentaje de vacíos, el periodo de años y la cantidad de años con datos. Además utilizando la distancia de la estación al centro de gravedad de la cuenca, se descartaron estaciones y con lo cual solo se seleccionaron 28 estaciones climatológicas principales para la realización del presente trabajo (Tabla 7.6).

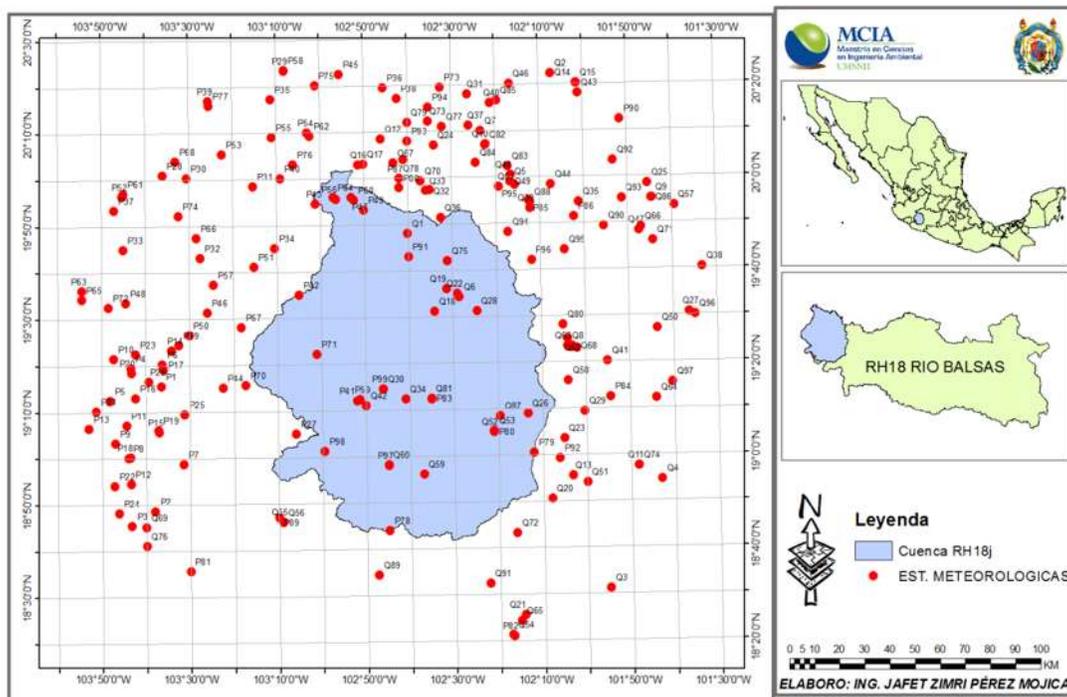


Figura 7.11 Mapas de estaciones climatológicas

Id	Estacion	Nombre	Id	Estacion	Nombre
P7	6010	ESTAPILLA	P99	16039	PIEDRAS BLANCAS
P34	14034	CONTLA	Q1	16043	EL PUERTO
P43	14099	MAZAMITLA	Q4	16047	EL ZAPOTE
P46	14118	QUITO	Q19	16073	LIMONES CFE
P51	14141	INGENIO TAMAZULA	Q28	16088	PERIBAN
P59	14177	OLIVOS	Q30	16090	PIEDRAS BLANCAS CFE
P60	14180	QUITUPAN	Q32	16094	PRESA GUARACHA
P62	14189	TIZAPAN EL ALTO DGE	Q42	16128	TEPACALTEPEC
P71	14348	JILOTLAN	Q50	16146	ZIRAHUEN
P79	16006	ANTUNEZ	Q54	16151	ARTEAGA CFE
P80	16007	APATZINGAN SMN	Q56	16154	COALCOMAN SMN
P85	16014	CAMECUARO	Q60	16158	EL CAJON
P91	16025	COTIJA	Q75	16194	ETA 039 TOCUMBO
P95	16031	CHAPARACO	Q87	16228	ACAHUATO

Tabla 7.6 Estaciones climatológicas principales

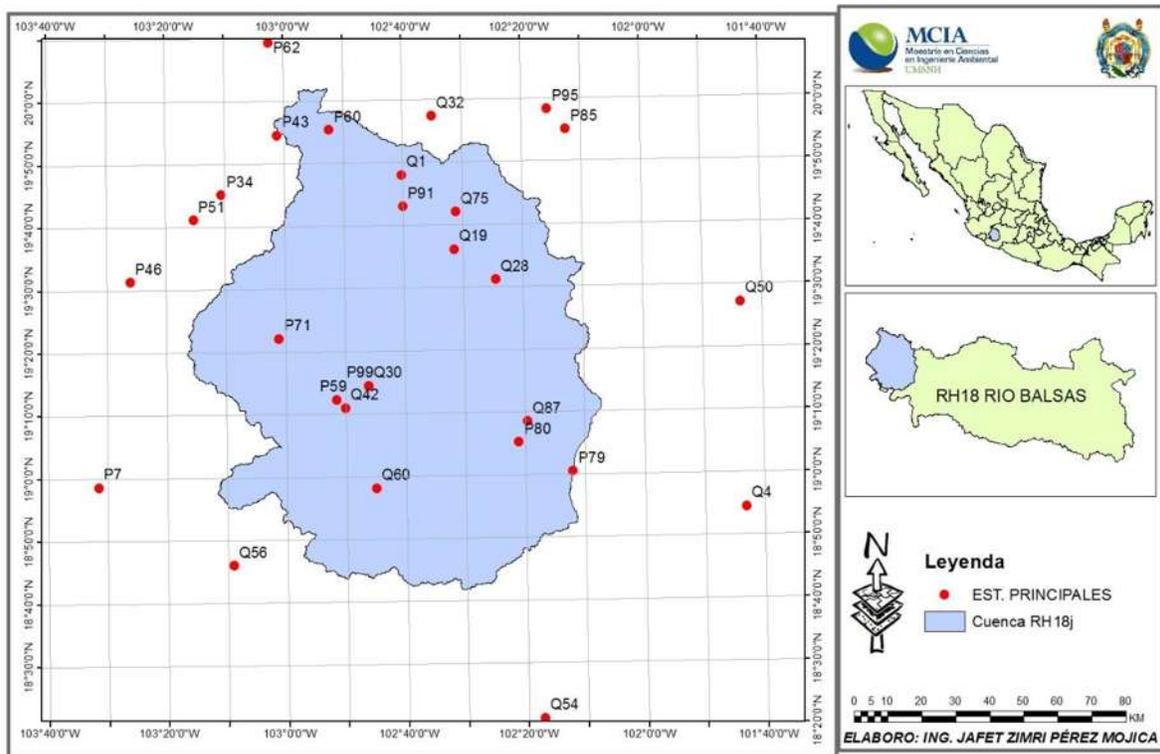


Figura 7.12 Mapa de estaciones climatológicas principales

Una vez seleccionadas las estaciones principales se determinó la independencia de cada estación. En la figura (7.13) se muestra el autocorrelograma para la estación 14099, así como los límites que marcan la independencia de la serie.

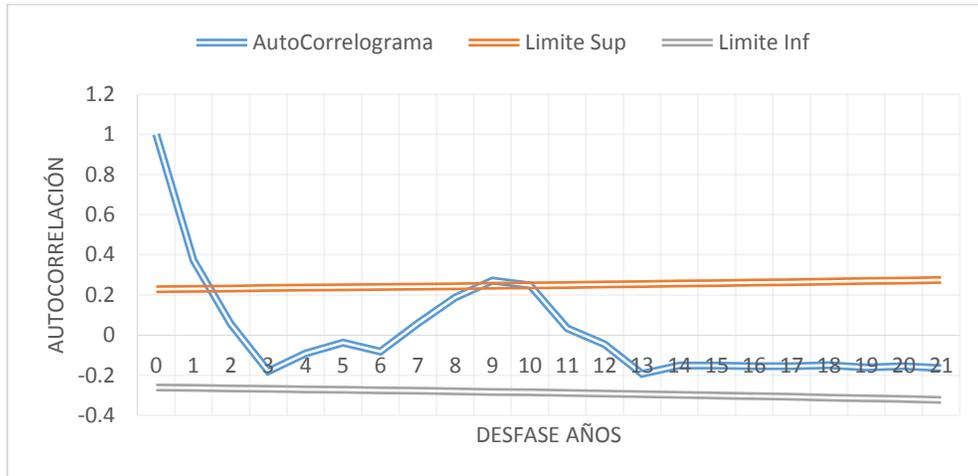


Figura 7.13 Grafica de autocorrelación de la estación 14099

Estacion	Homogeneidad y/o Consistencia				Independencia
	Helmert	Secuencias	t de Student	Cramer	Anderson
6010	SI	SI			SI
14034	SI	SI			SI
14099	SI	SI			SI
14118	SI	SI			SI
14141	SI	SI			SI
14177	No	SI	SI	SI	SI
14180	SI	SI			SI
14189	SI	SI			SI
14348	SI	SI			SI
16006	SI	SI			SI
16007	SI	SI			SI
16014	SI	SI			SI
16025	SI	SI			SI
16031	No	SI	SI	SI	SI
16039	SI	SI			SI
16043	SI	SI			SI
16047	SI	SI			SI
16073	SI	SI			SI
16088	SI	SI			SI
16090	SI	SI			SI
16094	SI	SI			SI
16128	SI	SI			SI
16146	SI	SI			SI
16151	SI	SI			SI
16154	SI	SI			SI
16158	SI	SI			SI
16194	SI	SI			SI
16228	SI	SI			SI

Tabla 7.7 Homogeneidad y consistencia en las estaciones climatológicas principales

Posteriormente se realizaron las pruebas homogeneidad y consistencia de las estaciones seleccionadas, utilizando las pruebas de secuencias y Helmert, y en caso de ser necesario la t de Student y Cramer. Los resultados de dichas pruebas se muestran en la tabla (7.7).

7.2 Modelo lluvia-escorrentamiento

El modelo de Témez (Témez, 1977) pertenece al grupo de los denominados modelos agregados de simulación de cuencas (Estrela, 1992). El modelo trabaja realizando balances de humedad entre los distintos procesos de transporte de agua que tienen lugar en un sistema hidrológico durante las fases del ciclo del agua. Todo el proceso de cálculo está regido por el principio de continuidad y de balance de masas, y regulado por las leyes específicas de reparto y transferencia entre los distintos términos del balance. El modelo realiza una valoración global, ya que no considera la distribución espacial de las variables y parámetros que intervienen en los cálculos, que se sustituyen por un valor medio, por lo que se limita su aplicación a cuencas pequeñas o intermedias en las que existe cierta homogeneidad climática, edafológica y geológica. Para su aplicación en cuencas de mayor tamaño es necesario realizar una subdivisión en cuencas más pequeñas, por lo que se puede decir que el modelo puede funcionar como un modelo semiagregado (Paredes, *et al.*, 2014).

El modelo matemático Témez requiere de pocos insumos y de fácil acceso por lo que su utilidad se ve reflejada principalmente en esas cualidades, además del hecho de necesitar calibrar tan solo 4 parámetros, la capacidad máxima de almacenamiento del suelo (H_{max}), infiltración máxima (I_{max}), coeficiente de inicio de excedente (C_e) y constante de la curva de agotamiento del acuífero (Alfa).

Para la implementación del modelo Témez en la cuenca del río Tepalcatepec se necesitó por las dimensiones de la misma subdividirla en 7 Subcuencas teniendo

su punto de salida ubicado en una estación hidrométrica y a su vez estas fueron subdivididas en 103 microcuencas, delimitadas hidrográficamente (Figura 7.14)

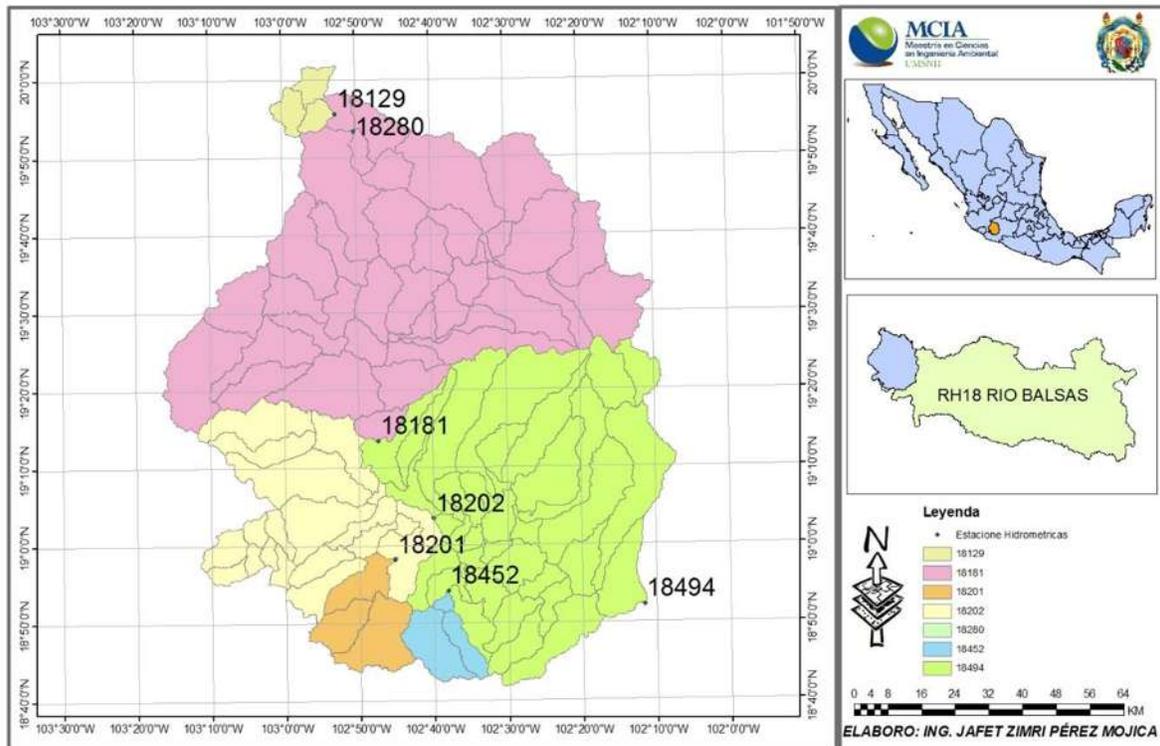


Figura 7.14 Mapa de microcuencas

Posteriormente se le asignó a cada una de las microcuencas una estación climatológica utilizando polígonos de Thiessen (Figura 7.15). Generando estaciones ficticias para aquellas microcuencas que estuvieran sobre dos o más polígonos, utilizando el inverso de la distancia euclidiana al cuadrado.

Por último, teniendo para cada microcuenca una estación climatológica (real o ficticia) se procede a calcular la evapotranspiración por el método de Thornthwaite descrito en el anexo A.

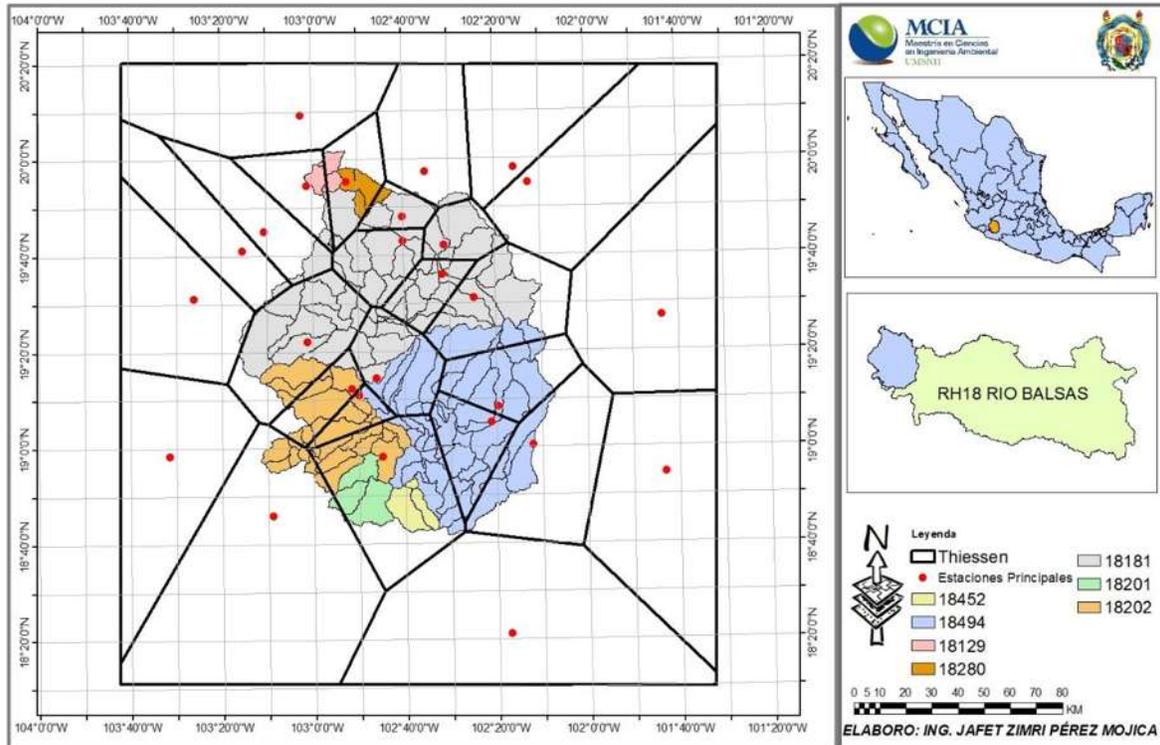


Figura 7.15 Mapa de olígonos de Thiessen

Para el proceso de calibración del modelo de Témez en EVALHID, se utilizó una adaptación del algoritmo SCE-UA para Visual Basic en Excel. El algoritmo fue desarrollado por Duan, *et al.* (1994) y ha sido utilizado con éxito para la resolución de problemas no lineales en el área de los modelos hidrológicos. El funcionamiento básico del algoritmo SCE está inspirado en los principios de la selección natural y la genética, además es una combinación de procedimientos deterministas y aleatorios (Casas, 2013). El algoritmo SCE-UA evalúa gran cantidad de combinaciones de valores de parámetros para encontrar el mejor ajuste entre los datos observados y simulados.

A continuación se presentan los resultados obtenidos de la calibración del modelo lluvia-escorrentía para cada una de las 7 subdivisiones realizadas. Cabe mencionar que para la evaluación del ajuste se utilizaron los elementos descritos en el capítulo 6.4.1, comparando los valores simulados contra los valores observados por las estaciones hidrométricas restituidas a régimen natural.

a) Estación 18129

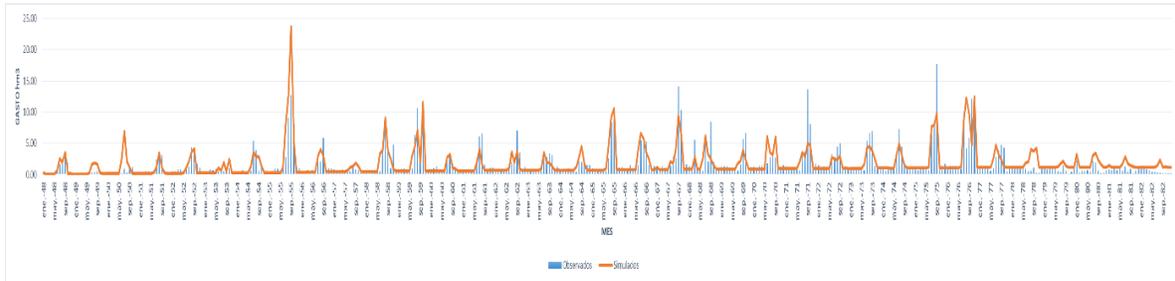


Figura 7.16 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18129

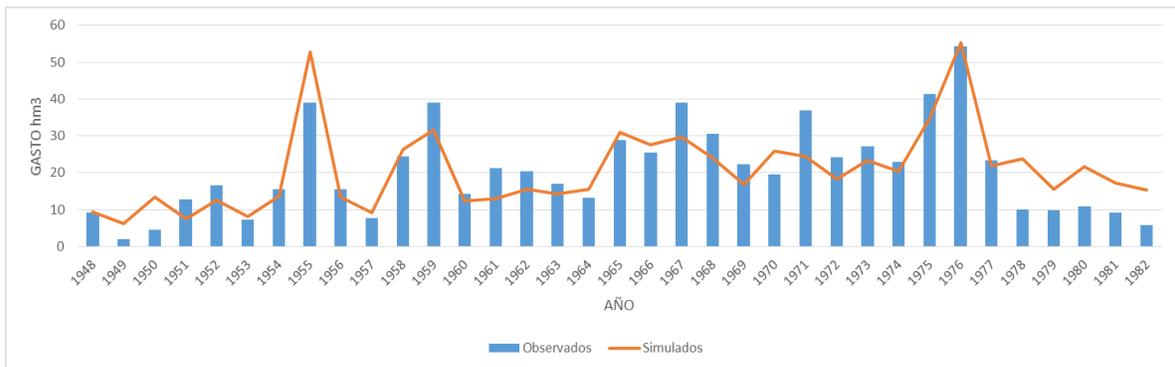


Figura 7.17 Resultados anuales de la calibración de la estación 18129

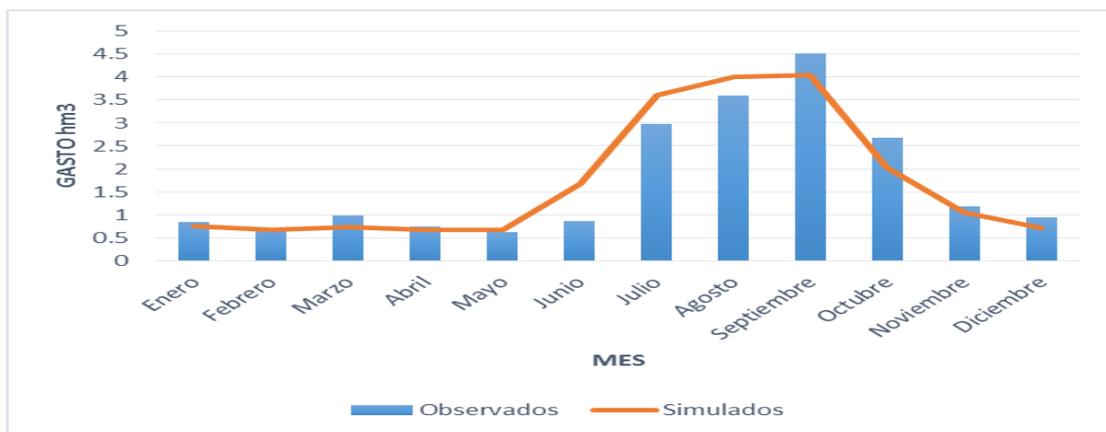


Figura 7.18 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18129

b) Estación 18280

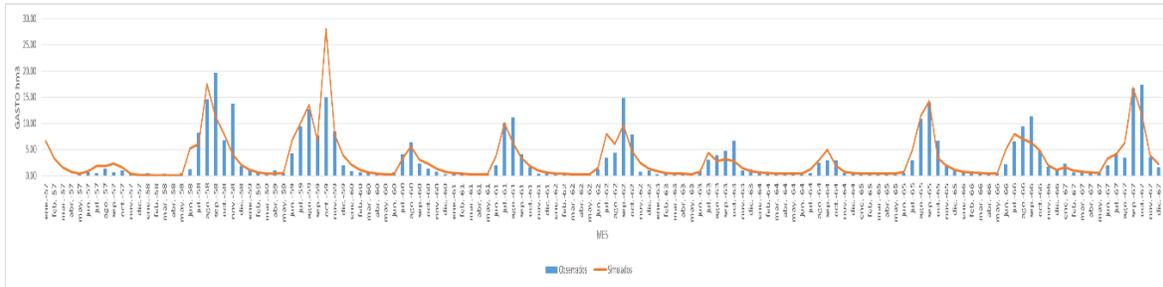


Figura 7.19 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18280

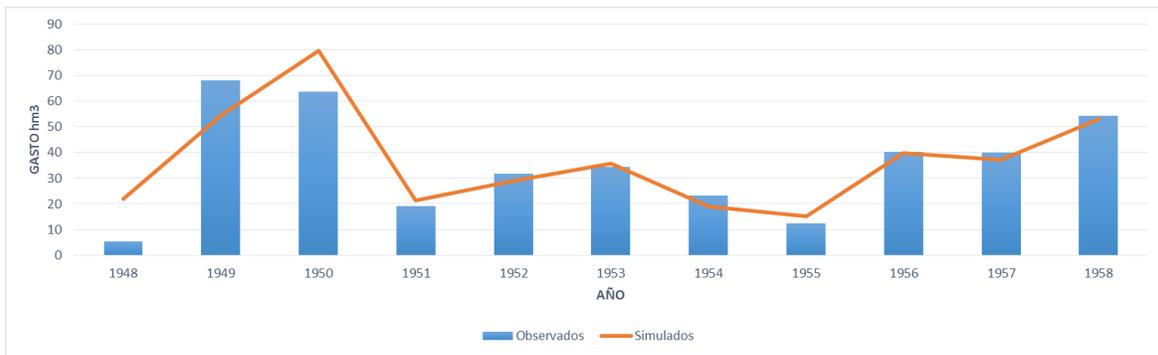


Figura 7.20 Resultados anuales de la calibración de la estación 18280

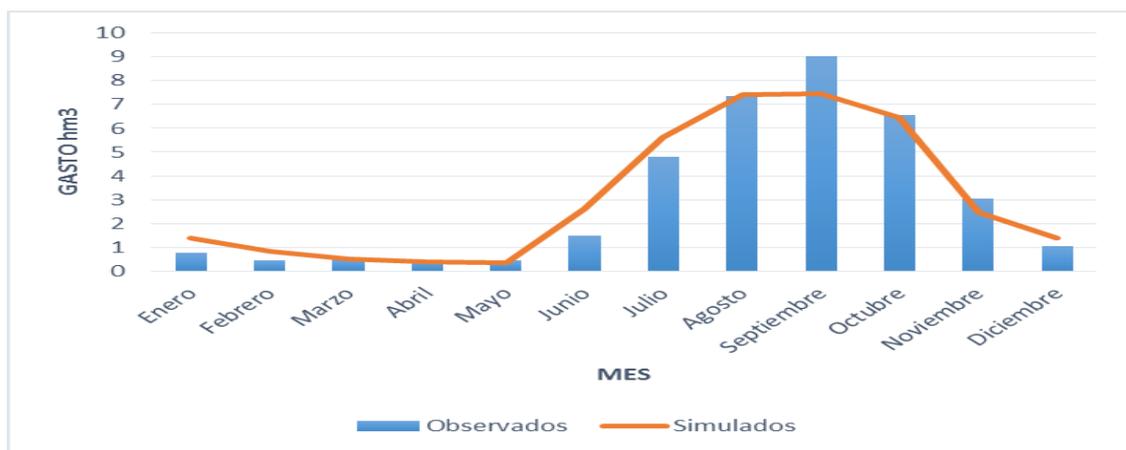


Figura 7.21 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18280

c) Estación 18181

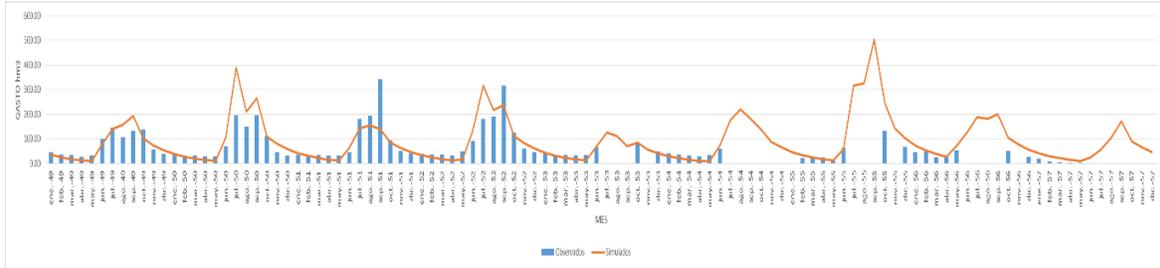


Figura 7.22 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18181

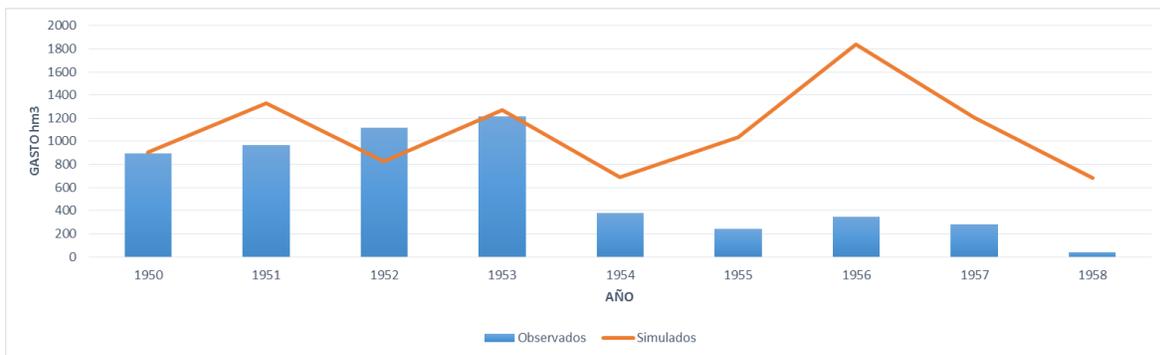


Figura 7.23 Resultados anuales de la calibración de la estación 18181

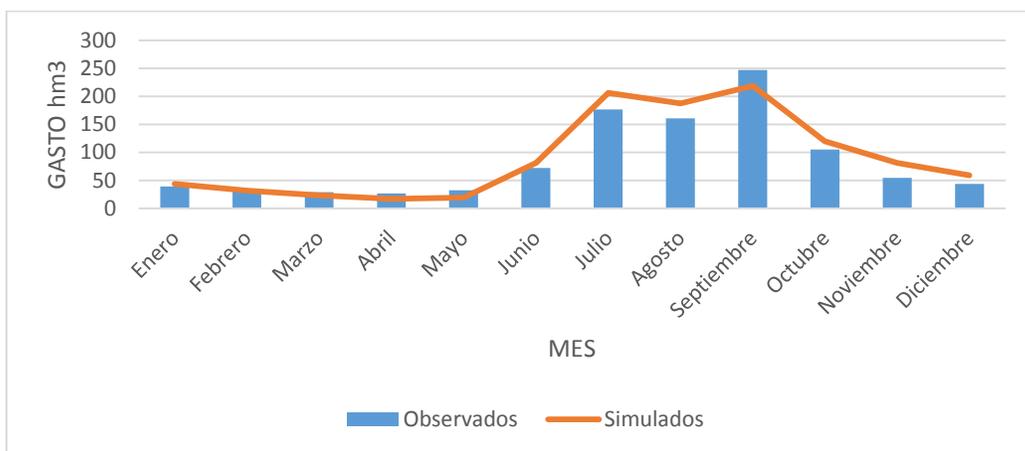


Figura 7.24 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18181

d) Estación 18201

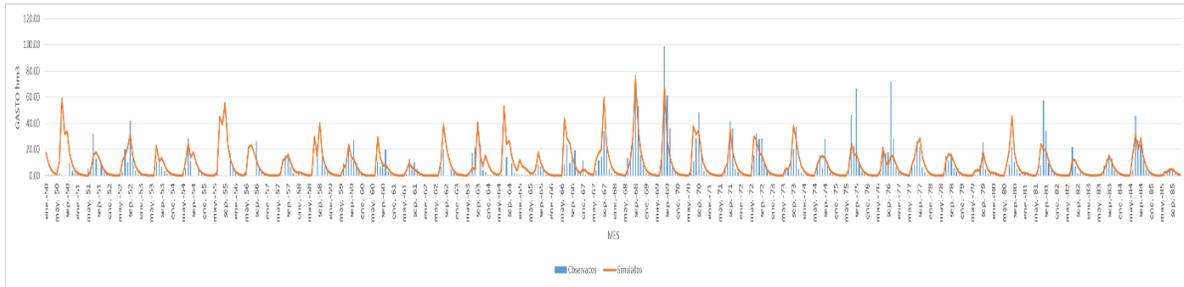


Figura 7.25 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18201

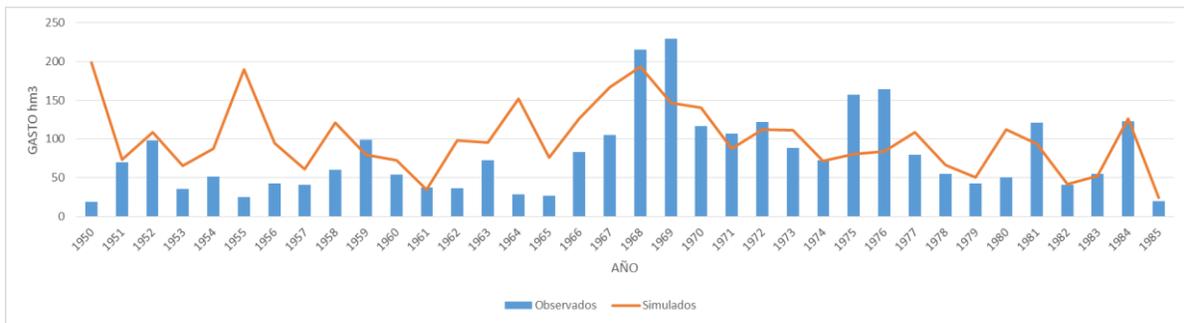


Figura 7.26 Resultados anuales de la calibración de la estación 18201

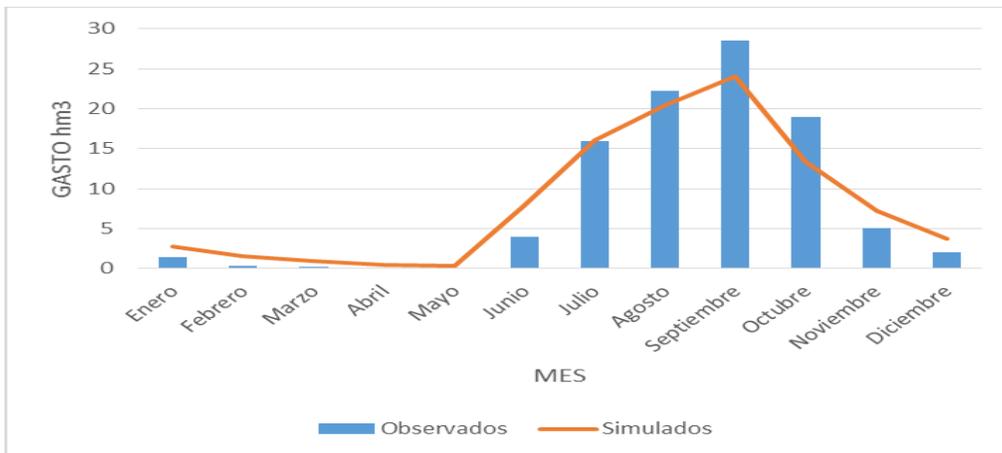


Figura 7.27 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18201

e) Estación 18202

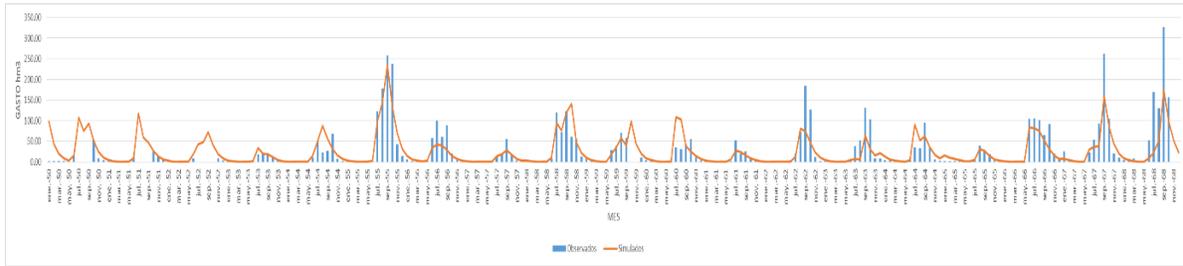


Figura 7.28 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18202

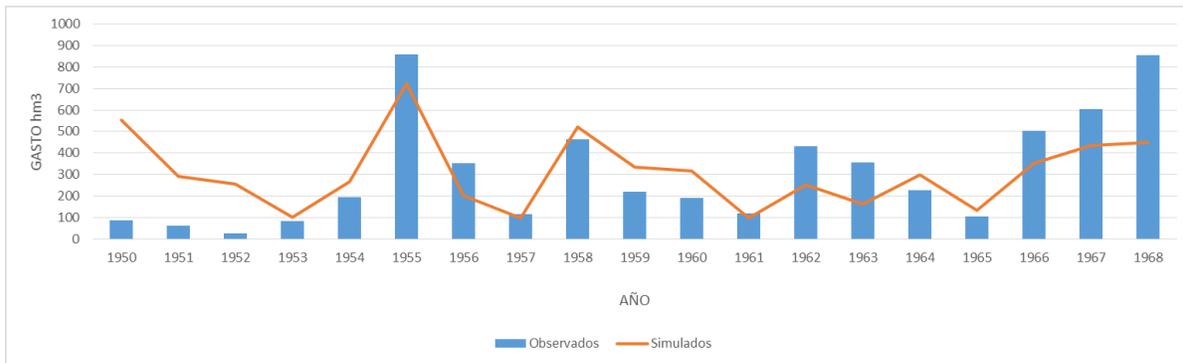


Figura 7.29 Resultados anuales de la calibración de la estación 18202

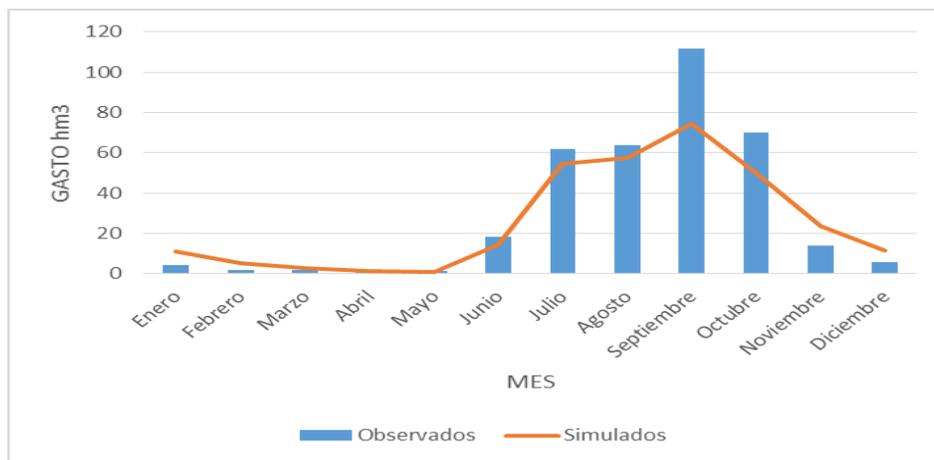


Figura 7.30 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18202

f) Estación 18452

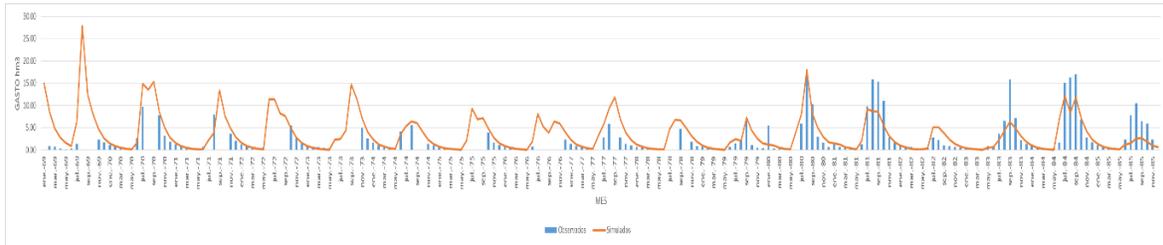


Figura 7.31 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18452

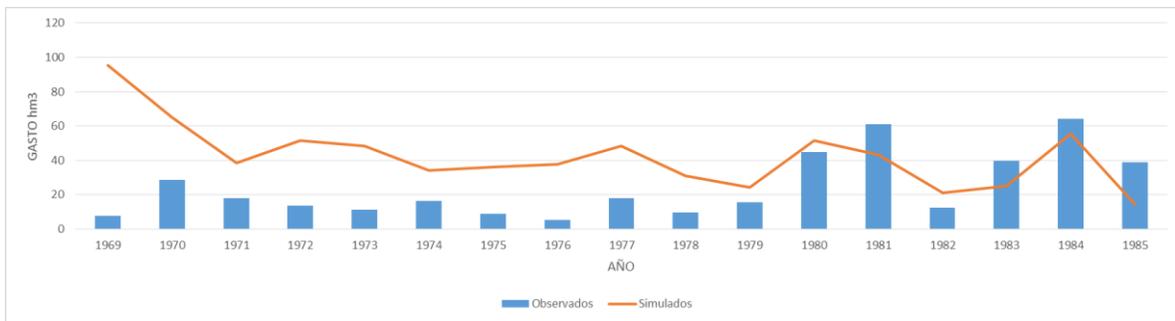


Figura 7.32 Resultados anuales de la calibración de la estación 18452

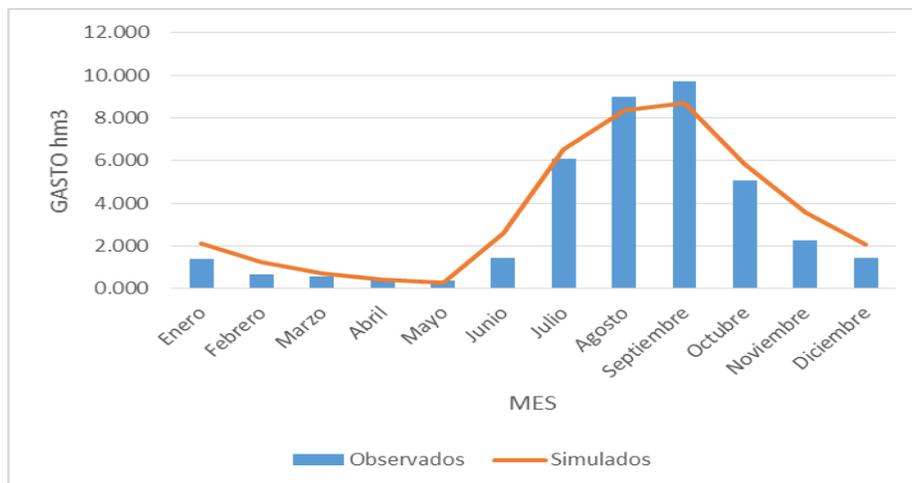


Figura 7.33 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18452

e) Estación 18494

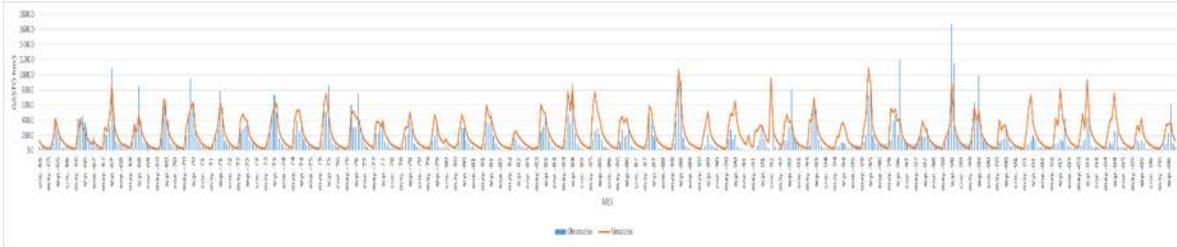


Figura 7.34 Resultados mensuales de la calibración de la estación 18494

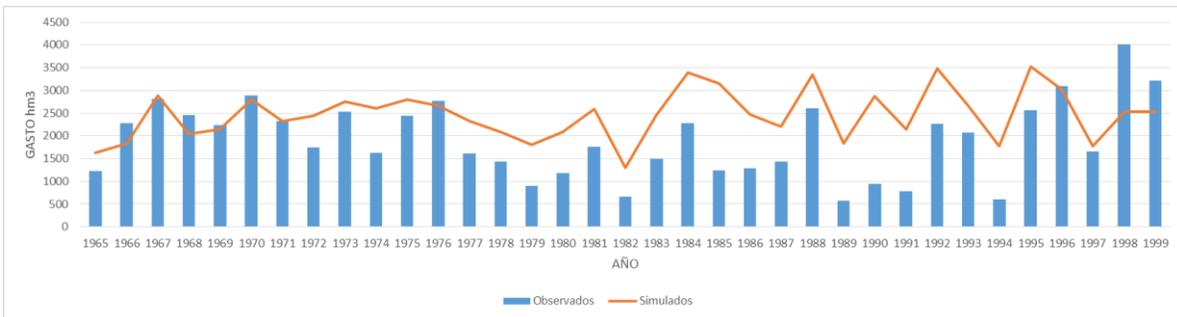


Figura 7.35 Resultados anuales de la calibración de la estación 18494

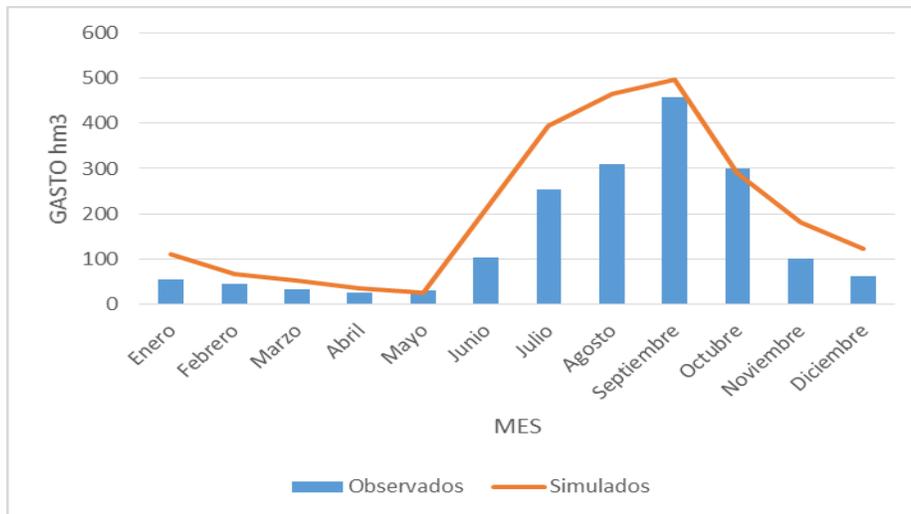


Figura 7.36 Resultados del año medio de la calibración de la estación 18494

En la tabla 7.8 se muestran los parámetros obtenidos de la calibración de modelo superficial, así como también sus indicadores de ajuste.

Estación	ÁREA (km ²)	PARÁMETROS				INDICADORES DE AJUSTE			
		Hmáx (mm)	c	lmáx (mm)	α	NS	ln NS	r ²	SS
18219	158.72	292.76	0.3	150	0.002	0.59	0.67	0.79	1
18280	352.7	488.76	0.21	249.84	0.71	0.75	0.86	0.87	1
18181	5417.79	100.14	0.32	147.54	0.31	0.53	0.59	0.81	1
18201	427.19	96.29	0.64	187.72	0.7	0.64	0.8	0.8	1
18202	2110.59	177.48	0.83	278.7	0.82	0.68	0.8	0.84	0.96
18452	247.96	311.62	0.12	186.86	0.56	0.64	0.62	0.8	1
18494	11662.17	454.29	0.87	69.83	0.55	0.48	0.63	0.77	0.86

Tabla 7.8 Parámetros e indicadores de ajuste de las estaciones modeladas.

7.3 Modelación subterránea

Debido a la baja explotación que se tiene registrada en los volúmenes concesionados de la base de datos del REPDA (2014). Además de la intención de simplificar los cálculos en la modelación de la gestión, se utilizarán los acuíferos Valle Juárez (1440), Quitupánv(1439), Cotija (1622) y Colomos (1438) de manera unicelular (método descrito en la modelación del acuífero en el capítulo 2.5.3)

Por otro lado el acuífero de Apatzingán (1620) presenta una sobreexplotación local en la zona del distrito de riego Lázaro Cárdenas. Esto dificulta el desarrollar un modelo unicelular para este acuífero, por lo que se utiliza un modelo más apropiado para estos casos, como lo es modelo de autovalores de AQUIVAL.

Para poder implementar el modelo de autovalores se requiere una discretización espacial distribuida a través de celdas que pueden ser o no uniformes, dependiendo de precisión con que se necesiten los datos simulados.

En la figura 7.37 se muestra la distribución de las celdas del acuífero 1620 con un tamaño de celda de 15 x 15 km. Estas celdas serán numeradas para su utilización en

el modelo subterráneo, de izquierda a derecha y de arriba hacia abajo solo si tienen influencia dentro del acuífero (Figura 7.38).

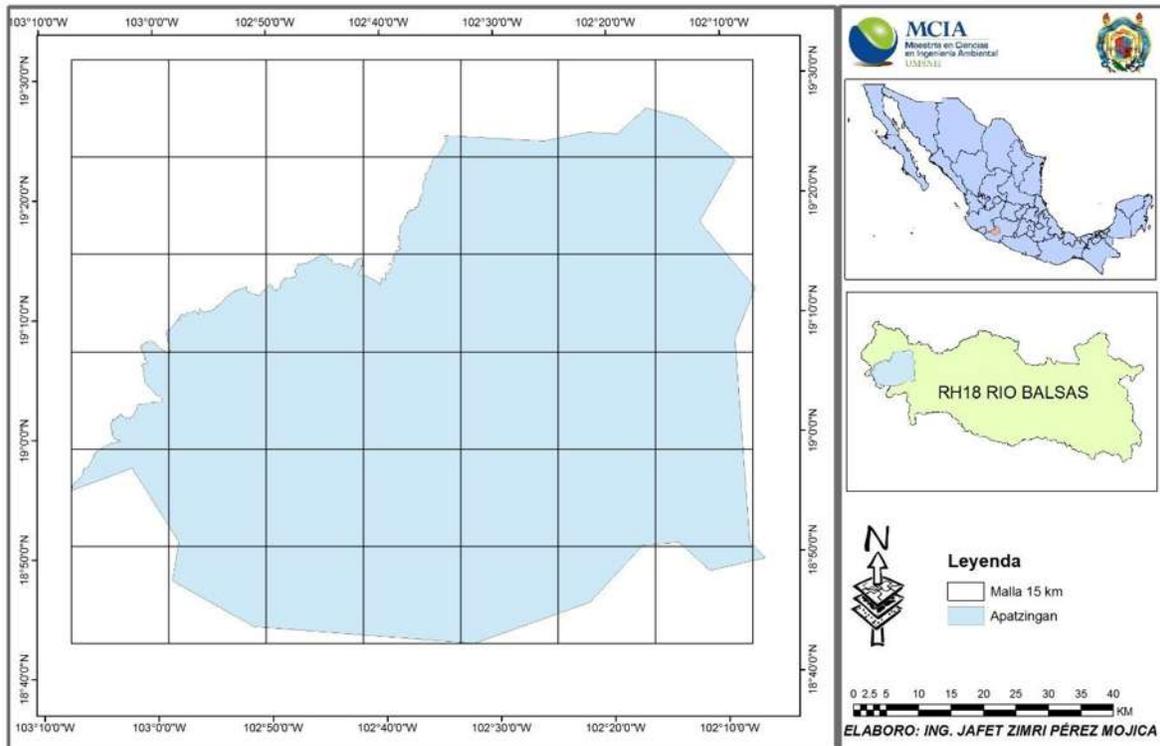


Figura 7.37 Malla de 15 x 15 km del acuífero Apatzingán

			1	2	3	4	
	5	6	7	8	9	10	
11	12	13	14	15	16	17	
	18	19	20	21	22	23	
	24	25	26	27	28		

Figura 7.38 Numeración de las celdas con influencia sobre el acuífero

El método de autovalores requiere que las celdas con influencia en el acuífero sean caracterizadas con las propiedades de conductividad, el coeficiente de almacenamiento de agua. Estos datos se esperan en valores de transmisividades. Pero en su lugar se pueden dar valores equivalentes de conductividad junto con el

espesor de las celdas. A diferencia del ancho y alto que se requieren por filas y columnas, el espesor se puede dar diferente para cada celda.

La conductividad y el coeficiente de almacenamiento son parámetros ponderados dentro de la celda y extraídos de los tipos de rocas que se encuentra en el acuífero (Figura 7.39). Los valores de estos parámetros serán extraídos de la clasificación de USGS 2002. (Tabla 7.9). Mientras tanto el valor del espesor del acuífero será tomado de 300 metros debido a que existen registros de CONAGUA en donde se habla de un espesor promedio del acuífero Apatzingán de ese tamaño.

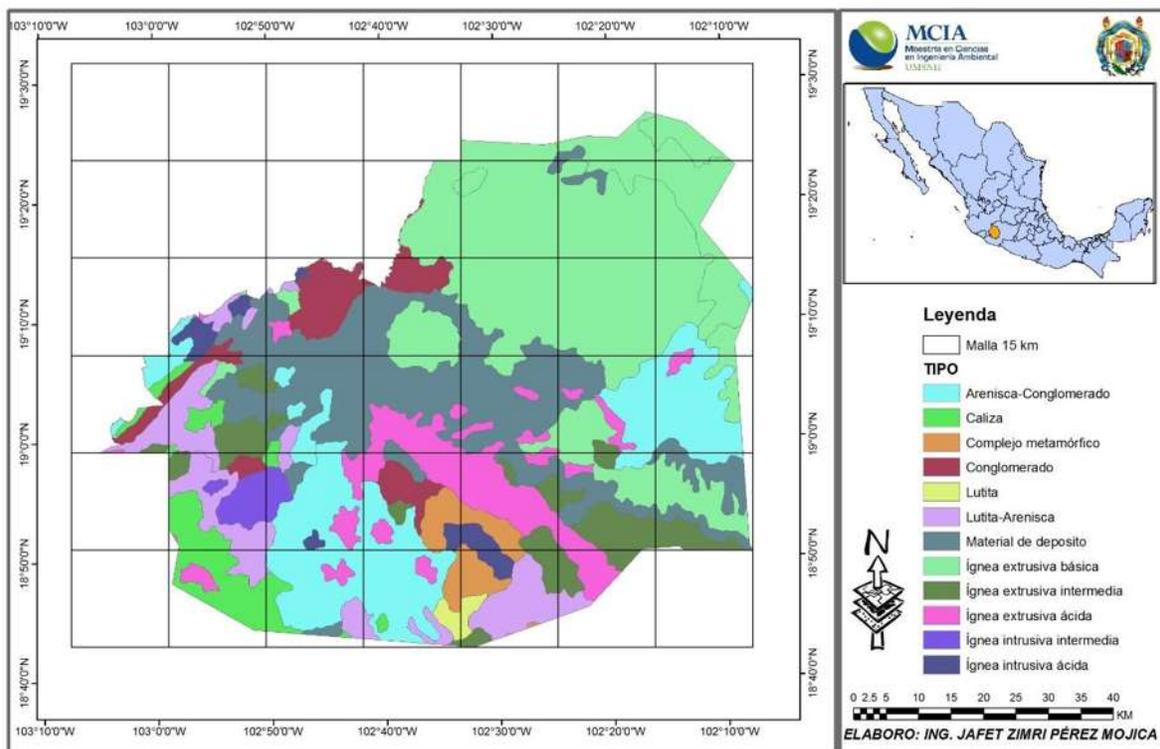


Figura 7.39 Tipos de roca en el acuífero Apatzingán

Tipo de roca	conductividad			coeficiente de almacenamiento		
	max	min	prom	max	min	prom
arenisca- conglomerado	0.00328	3.3	1.65164	0.001	0.001	0.001
caliza	0.0131	0.328	0.17055		0.00005	0.00005
complejo metamorfico	0.0985	0.328	0.21325	0.0001	0.00005	0.000075
conglomerado	0.0328	3.3	1.6664	0.0001	0.00005	0.000075
lutita	0.0328	3.3	1.6664		0.00005	0.00005
lutita arenisca	0.0328	3.3	1.6664	0.0001	0.0001	0.0001
Material de deposito	3	100	51.5	0.001	0.0001	0.00055
ignea extrusiva acida	0.328	3.28	1.804	0.0001	0.00005	0.000075
ignea extrusiva basica	0.328	3.28	1.804	0.0001	0.00005	0.000075
ignea extrusiva intermedia	0.328	3.28	1.804	0.0001	0.00005	0.000075
ignea intrusiva acida	0.328	3.28	1.804	0.0001	0.00005	0.000075
ignea intrusiva intermedia	0.328	3.28	1.804	0.0001	0.00005	0.000075

Tabla 7.9 Conductividad y coeficiente de almacenamiento por tipo de roca (USGS 2002)

Por consiguiente cada celda debe tener una acción elemental (así denominada en AQUIVAL), y el reparto de la acción en todas las celdas donde actué deberá ser igual a 1. Para que el acuífero de Apatzingán pueda ser utilizado en la modelación de SIMGES se deben caracterizar 20 acciones elementales, las cuales corresponden a:

- Recarga natural por infiltración.
- Recarga por infiltración en los módulos de los distritos de riego.
- Bombeo de los módulos 2, 3, 5, 5B, 6, 7, 8, 9, 10, 11 y 12.
- Bombeo agrícola fuera de los módulos de riego.
- Bombeo de poblados como Aguililla, Apatzingán, Buenavista y Paracuaro.
- Bombeo de otras localidades dentro del acuífero.
- Bombeo industrial.

Una vez ingresados todos los datos de los parámetros hidrodinámicos y de las acciones elementales al modelo, se procede a la calibración del mismo variando los coeficientes de conductividad y almacenamiento entre los rangos establecidos para cada tipo de roca. Como se mencionó en el capítulo 6.4.2, la calibración del modelo

se realizará usando volúmenes medios mensuales aforados de tres manantiales. Datos que fueron obtenidos del distrito de riego 097 Lázaro Cárdenas.

Los resultados de la calibración del modelo se muestran en la figura 7.40, en donde se puede observar el comportamiento medio mensual observado contra el simulado por el acuífero en el manantial llamado Apatzingán. Por otro lado en la tabla 7.10, se muestran los resultados medios anuales de los gastos .observados contra los simulados

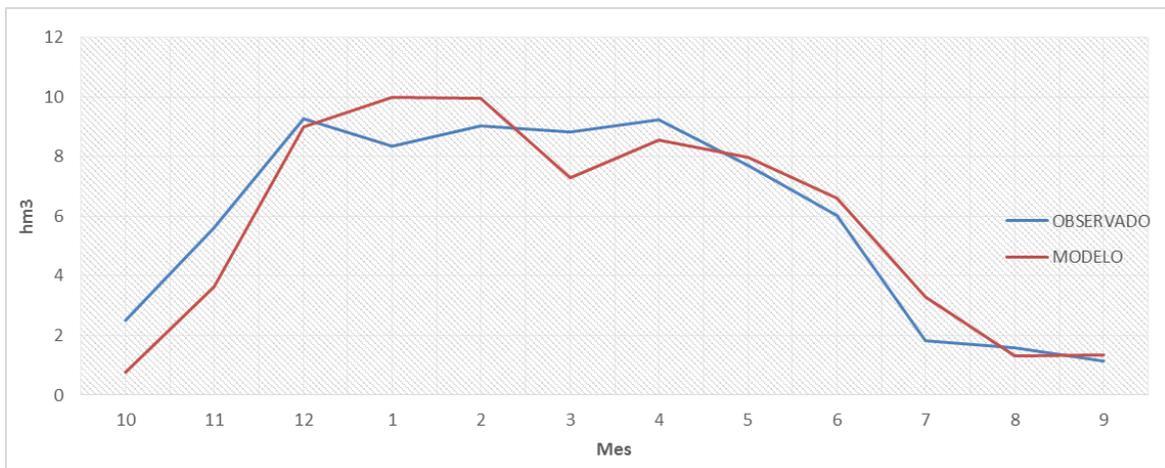


Figura 7.40 Resultados de gastos medios mensuales del manantial de Apatzingán

Manantial	Caudal medio mensual	
	Aforado	Simulado
Buenavista	3.202	3.275
Apatzingán	5.817	5.931
Paracuaro	10.287	10.354

Tabla 7.10 Resultados de gastos medios anuales de los manantiales simulados

En los resultados de la modelación subterránea se puede apreciar que el modelo representa de forma aceptable el comportamiento del acuífero, sin embargo cabe mencionar que para una mejor calibración se recomienda realizar un mallado más reducido principalmente en las zonas de mayor explotación y a su vez realizar una

comparación con los niveles freáticos observados contra los simulados por el modelo.

7.4 Modelación de la gestión hídrica

Para definir el modelo de gestión se toman en cuenta todas las entradas (aportaciones) y salidas (demandas) de la cuenca. Además se debe conocer la infraestructura de regulación en toda la zona. En el caso particular de la cuenca del río Tepalcatepec se cuenta con las siguientes propiedades:

- Cinco acuíferos (1440, 1439, 1438, 1620 y 1622)
- Demanda Urbana
- Demanda industrial
- Módulos de riego de los distritos 099, 097 y 013
- Cuatro presas (San Juanico, Vicente Villaseñor, los Olivos y Chilatán)
- Bombeos concesionados en los acuíferos
- Aportaciones intermedia a los largo de todo el río Tepalcatepec

Para la definición de las aportaciones intermedias, se agruparon microcuencas en zonas específicas donde se puede apreciar su aportación y donde no se tiene registro de extracción o derivación del caudal del río. En la figura 7.41 se observa de forma espacial la agrupación de las cuencas para su utilización en el modelo de gestión.

El resultado de la agrupación fue de 19 aportaciones. Por lo tanto la topología del modelo de gestión se puede observar en la figura 7.42, donde se representan los cinco acuíferos, cuatro de ellos de forma unicelular y uno más en autovalores, las demandas para suministro urbano, industrial, los de suministro agrícola y las presas de regulación para la garantía del suministro.

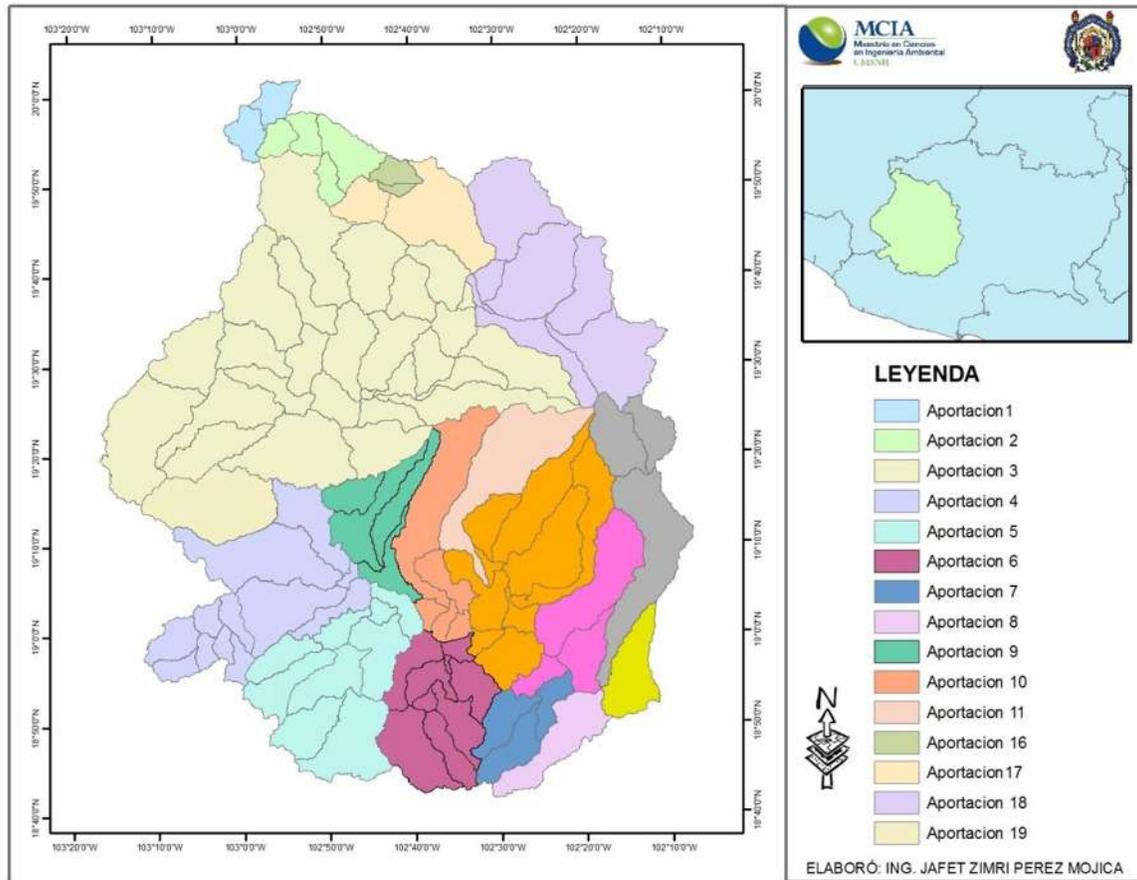


Figura 7.41 Agrupación de microcuencas para su uso en SIMGES

La calibración del modelo SIMGES se realizó utilizando dos puntos en la cuenca, el primero de los almacenamientos medios en la presa Chilatán y el segundo en la estación hidrométrica 18494 (Los Panches), que se encuentra en el nodo de salida de la cuenca.

Las figuras 7.43, 7.44 y 7.45 muestran los resultados gráficos de la comparación entre lo observado y lo simulado por el modelo de gestión en los puntos antes mencionados. Además en la tabla 7.11 se observan los indicadores de ajuste descritos en el capítulo 6.4.1.

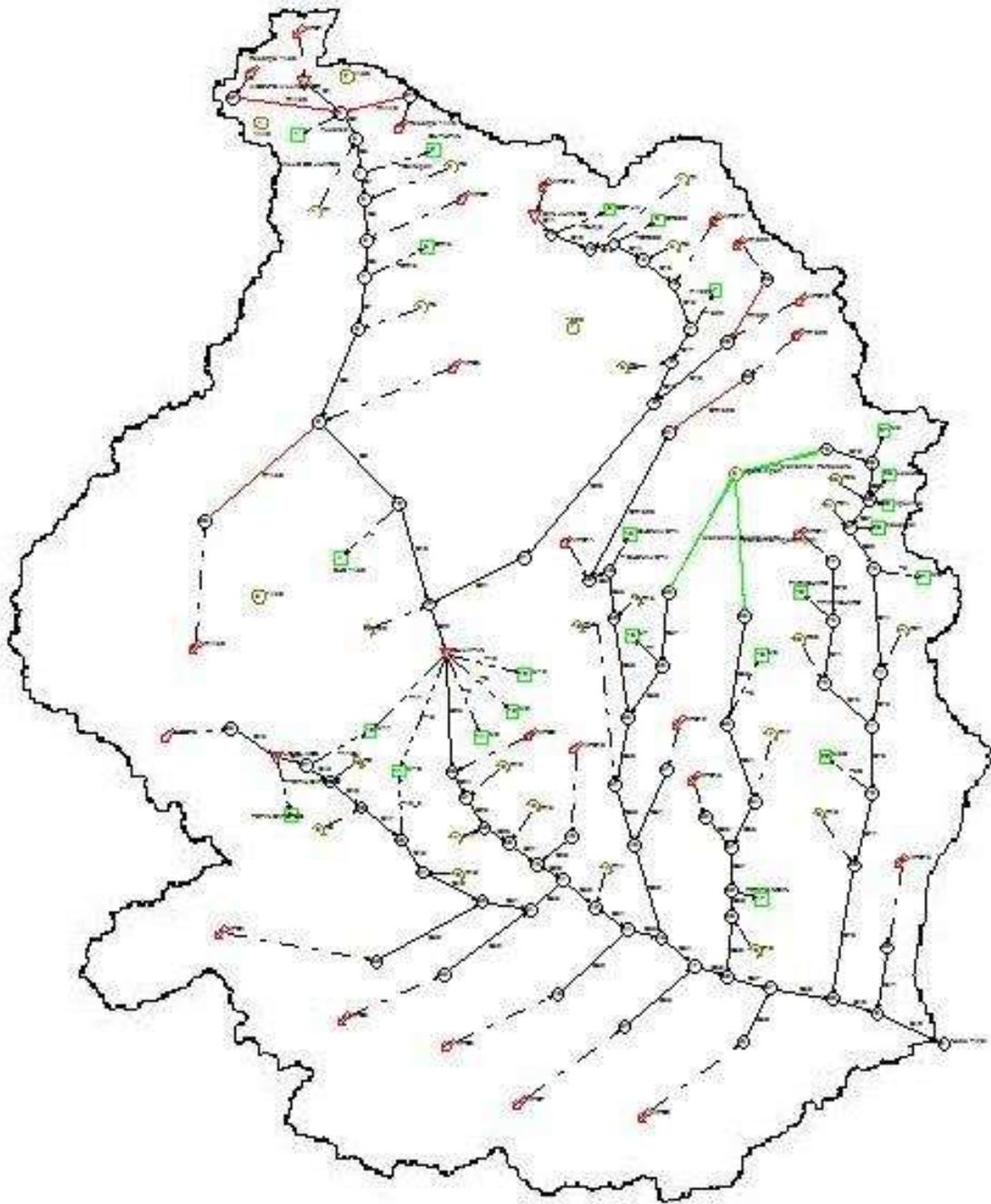


Figura 7.42 Topología del modelo de gestión.

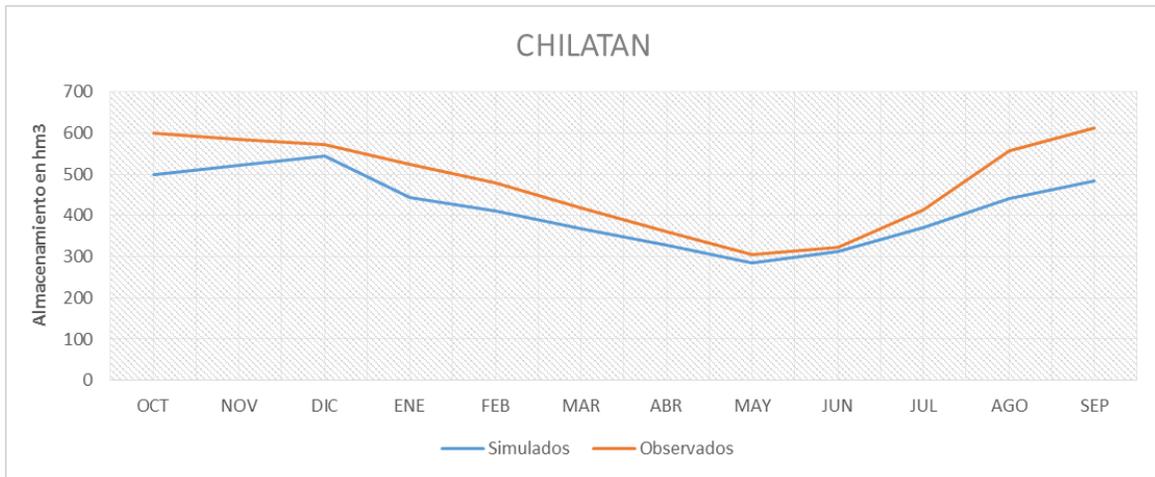


Figura 7.43 Calibración en el almacenamiento medio mensual de Chilatan

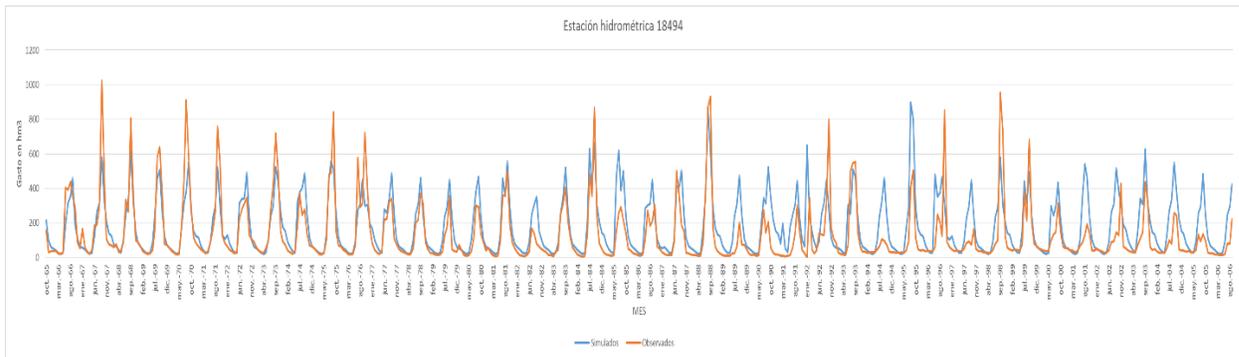


Figura 7.44 Calibración de gasto mensual en la estación 18494

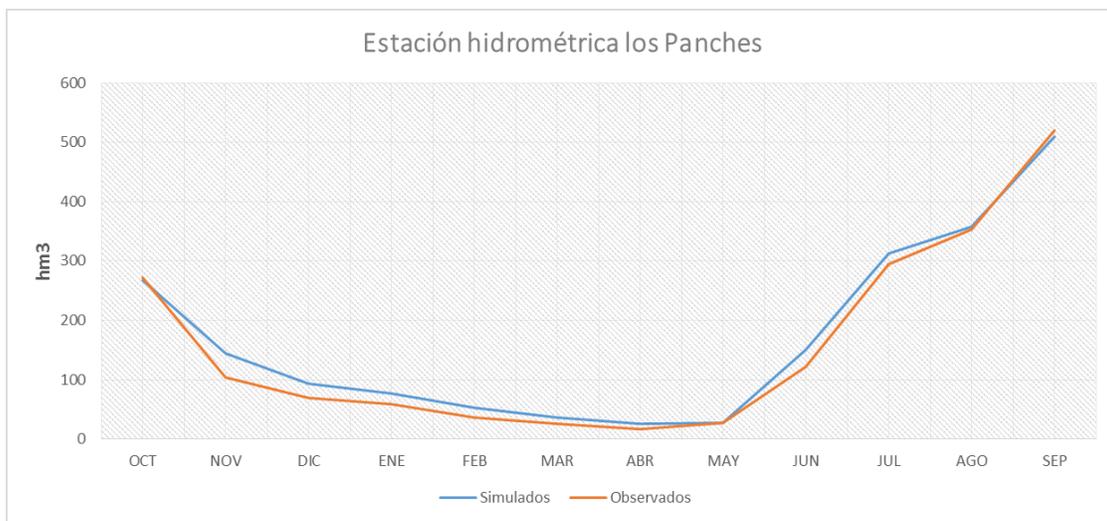


Figura 7.45 Calibración del gasto medio mensual en la estación 18494

CALIBRACIÓN	INDICADORES DE AJUSTE			
	NS	ln NS	r ²	SS
Presa Chilatán	0.54	0.63	0.96	0.98
Estación 18494 mensual	0.58	0.7	0.79	0.89
Estación 18494 media mensual	0.985	0.96	0.997	0.994

Tabla 7.11 Indicadores de ajuste de la calibración del modelo SIMGES

Como puede observarse los indicadores de ajuste se encuentran en un rango desde bueno hasta excelente por lo que la calibración del modelo SIMGES se acepta.

7.5 Caracterización de las sequías meteorológicas e hidrológicas

a) Sequía meteorológica

Como ya se mencionó anteriormente existen una gran variedad de índices que pueden darnos un panorama de la duración, frecuencia y la Intensidad con la que se presenta una sequía.

La metodología para determinar la magnitud de la sequía debe facilitar el análisis de las relaciones de esta con otros factores modificadores del clima y demás elementos atmosféricos (Colloti, *et al.*, 2013). Normalmente se utilizan variables que incluyen la precipitación, temperatura, humedad del suelo, capacidad de almacenamiento del suelo, escorrentía superficial, evapotranspiración, entre otras; mas sin embargo se han desarrollado métodos simplificados que solo utilizan una variable como la precipitación y permiten la caracterización de la sequía en aquellas regiones en las que no se disponga de datos del resto de las variables.

El método mayormente utilizado para el cálculo de la sequía meteorológica es el Índice de Precipitación Estandarizada (IPE), el cual fue desarrollado por McKee, *et al.*, en 1993. Este índice se basa en registros de lluvia y fue diseñado para ser un

indicador espacial de la sequía y poder cuantificar el déficit de precipitación en diversos períodos, asumiendo que las condiciones de humedad del suelo son respuesta a las anomalías de precipitación; puede calcularse con distintas escalas de tiempo para el análisis de disponibilidad de agua y su uso (Galván, 2011). El IPE es una transformación estandarizada de la densidad de probabilidad de la precipitación observada. En periodos cortos, como pueden ser meses (o incluso semanas), los datos de IPE pueden ser útiles para el manejo agrícola, mientras que para períodos largos, los resultados pueden ser importantes para el suministro de agua (Guttman, 1999).

Se recomienda usar el IPE para un periodo continuo de al menos 30 años. Para su cálculo se selecciona un período promedio para determinar una escala de tiempo que generalmente es mensual de 3, 6, 12, 24 o 48 meses. Las escalas de tiempo son arbitrarias pero representan una típica serie de déficit de precipitación que afecta a diferentes fuentes agua, para anomalías de lluvia relacionada con variabilidad intraestacional se recomienda usar IPE-3 o PIE-6, mientras que para sequías persistentes se puede usar PIE-24 o PIE 48 (Méndez y Magaña, 2010).

El PIE de forma general se puede describir en dos etapas: la primera consiste en ajustar la serie histórica de la precipitación a la distribución teórica Gamma. La siguiente etapa consiste en convertir la serie de precipitación ajustada a la distribución Gamma en una distribución normal estandarizada con media 0 y varianza 1, cuyo resultado representa el índice PIE (Galván, 2011).

El uso de la función de distribución Gamma es sustentado por la variabilidad natural de las precipitaciones y a su distribución asimétrica respecto a los valores medios, es recomendable la aplicación de la distribución Gamma (Thom, 1958). Esta distribución presenta ventajas con respecto a la Gaussiana, ya que se adapta a todo tipo de asimetrías, además de estar definida sólo para valores positivos, que la hace apta para representar frecuencias de precipitación.

A la escala temporal de tres meses de IPE, la frecuencia de la sequía se incrementa y su duración disminuye, caso contrario ocurre en escalas mayores, donde la frecuencia de la sequía disminuye aunque con un efecto más prolongado (Komuscu, 1999).

El análisis del IPE se realizó para las estaciones meteorológicas principales seleccionadas en el capítulo anterior, los periodos analizados fueron de 3, 6, 12 y 24 meses para poder caracterizar la sequía histórica. En las figuras 7.46 al 7.49 se muestran las gráficas que ilustran el comportamiento histórico de valores promedio del IPE obtenidos para un periodo de Octubre de 1944 a Diciembre de 2006. Además para cada serie histórica de IPE se determinó la frecuencia, duración e intensidad (Tabla 7.13), esta última se categorizó en función del esquema de clasificación propuesto por el Monitor de Sequía de los Estados Unidos de América (U. S. Drought Monitor, 1999) y el PMPMS del río Balsas (2014) (Tabla 7.12).

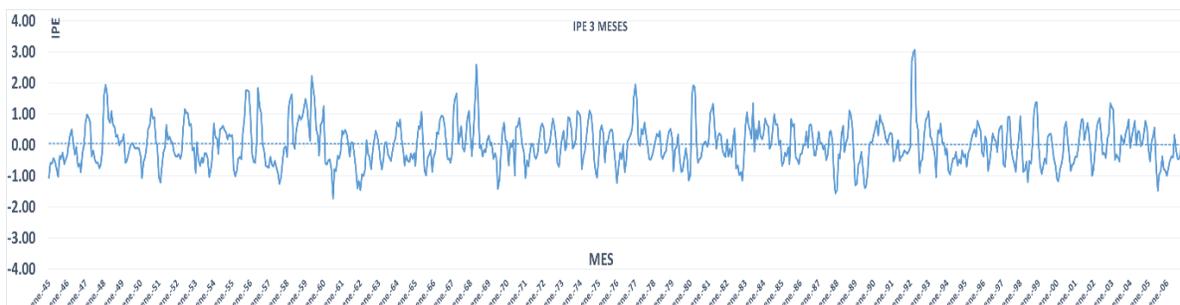


Figura 7.46 IPE intervalo de 3 meses

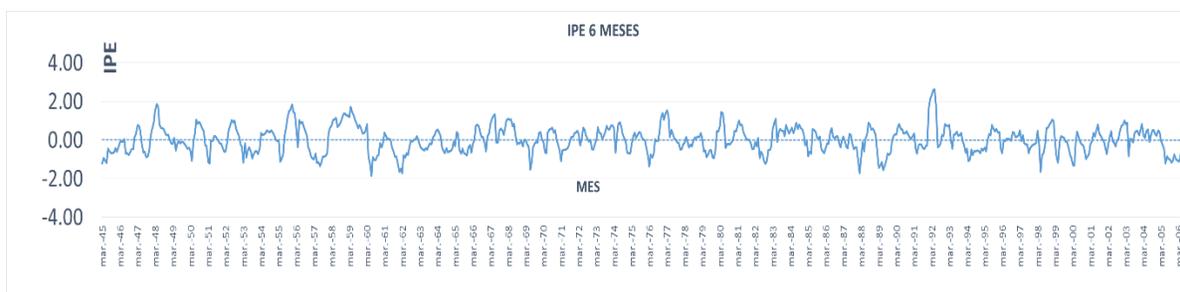


Figura 7.47 IPE intervalo de 6 meses

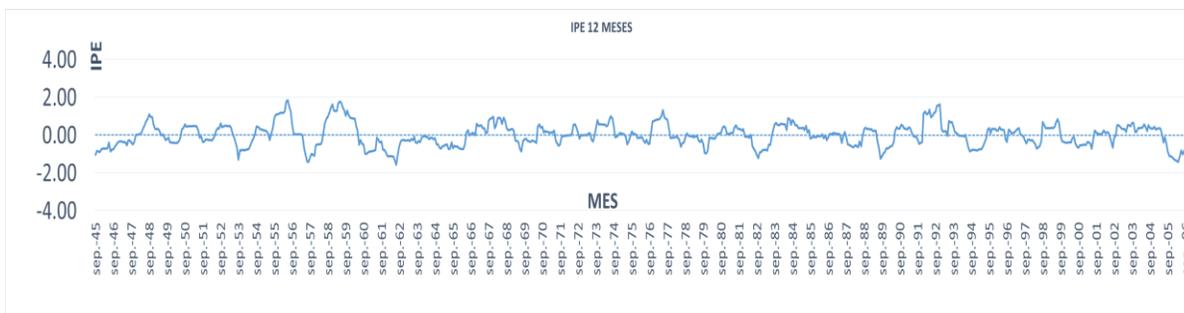


Figura 7.48 IPE intervalo de 12 meses

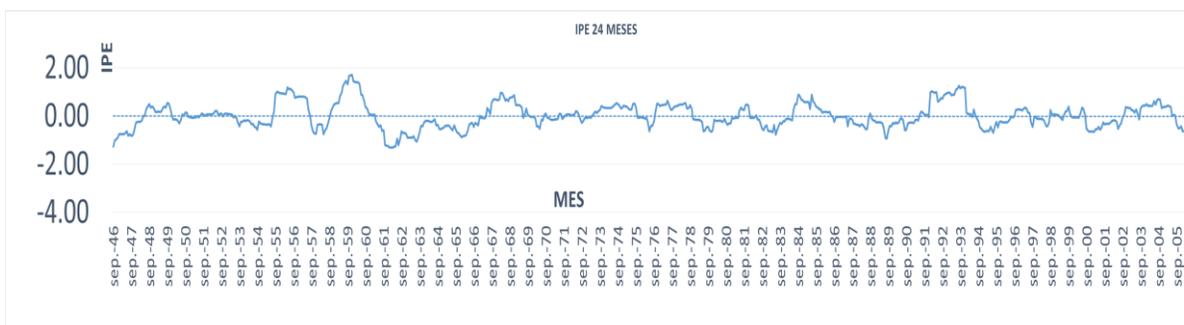


Figura 7.49 IPE intervalo de 24 meses

Categoría de sequía	IPE
Condición normal seca	0 a -0.5
Sequía Incipiente	-0.51 a -0.7
Sequía moderada	-0.71 a -1.2
Sequía severa	-1.21 a -1.5
Sequía extrema	-1.51 a -1.9
Sequía excepcional	< -1.91

Tabla 7.12 Clasificación del IPE de la U.S. Drought Monitor 1999

Escala de Tiempo	Frecuencia	Duración Media (Meses)	Tiempo en Sequía(%)	Máxima categoría de sequía
IPE 3	52	5	35	Sequía extrema
IPE 6	38	7	35	Sequía extrema
IPE 12	16	15	32	Sequía extrema
IPE 24	13	19	34	Sequía severa

Tabla 7.13 Caracterización de los eventos de sequía para distintas escalas del IPE

En la escala de tres meses, se puede observar que los valores del IPE presentan alta sensibilidad a los cambios de precipitación acumulada, por lo cual cambian de positivo a negativo en cortos periodos de tiempo. Mientras tanto en series de tiempo de 6, 12 y 24 meses cada nuevo registro de precipitación tiene una menor incidencia en el total acumulado del periodo correspondiente, por cual los valores del IPE se estabilizan y definen con mayor precisión el déficit de la lluvia.

En la figura 7.50 se puede observar de forma espacial las zonas en las que el índice IPE para un periodo de 12 meses tiende a valores de sequía severa a extrema.

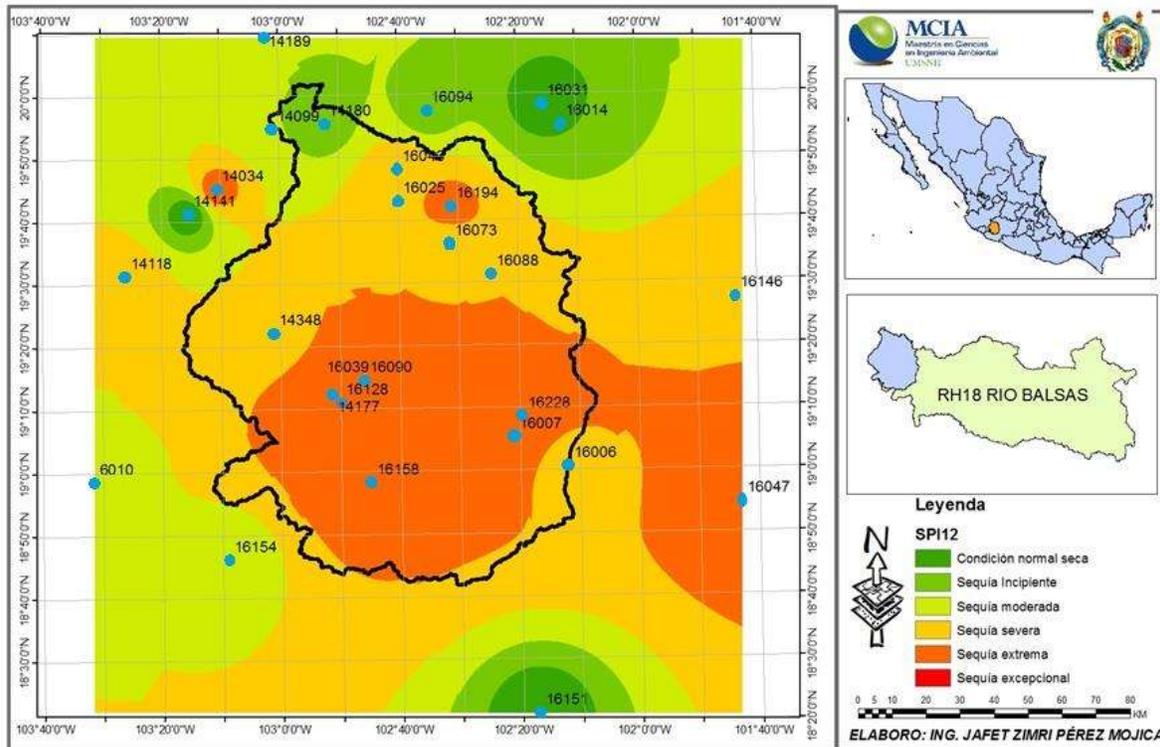


Figura 7.50 Mapa de IPE para un periodo de 12 meses

b) Sequía hidrológica

El índice que se utilizó para caracterizar la sequía hidrológica fue el desarrollado por Nalbantis y Tsakiris (2009), con el propósito de determinar a través del tiempo el déficit en los caudales de una corriente de la cuenca en un periodo determinado,

llamado índice hidrológico de sequía (SDI). La metodología que proponen los autores del índice es una simplificación de la relación de sequía entre severidad, duración, frecuencia y área a solo severidad contra frecuencia.

De la misma forma que la metodología del IPE, el índice de sequía hidrológica se clasifica en relación a la tabla 7.14.

Estado	Valor del SDI	Interpretación	Probabilidad
0	$SDI > 0$	Sin sequía	50.5
1	$-1 < SDI < 0$	Sequía ligera	34.1
2	$-1.5 < SDI < -1$	Sequía moderada	9.2
3	$-2 < SDI < -1.5$	Sequía severa	4.4
4	$SDI < -2$	Sequía extrema	2.3

Tabla 7.14 Interpretación de valores de SDI

La clasificación de la sequía hidrológica se realizó para cuatro periodos de referencia, es decir para periodos de octubre-diciembre, octubre-marzo, octubre-junio y octubre-septiembre. En la tabla 7.15 se presenta un resumen de los periodos de sequía y su categoría en los años analizados de la estación hidrométrica 1494 “Los Panches” modelada en Témex para el periodo de 1965 a 2006.

K periodo (Meses)	Años de registro	Periodos de sequía		Número de periodos en sequía			
		Número	%	Ligera	Moderada	Severa	Extrema
3	41	82	50	45	22	15	0
6	41	40	48	26	5	5	4
9	41	26	47	17	4	2	3
12	41	18	44	9	7	2	0

Tabla 7.15 Caracterización de los eventos de sequía para distintas escalas del SDI

Una vez caracterizadas las sequías meteorológicas e hidrológicas en la cuenca del río Tepalcatepec, se puede observar que la cuenca presenta escasez con recurrencia, y por lo tanto que los valores de sequía más comunes son los de sequía ligera.

Realizando un análisis de la sequía espacialmente se puede percatar que la zona con mayor predisposición a presentar sequía es la zona baja de cuenca sobre el distrito de riego 097.

7.6 Generación de series sintéticas de caudales utilizando modelos autorregresivos

Existen diversas formulaciones de modelos hidrológicos estocásticos utilizados en la práctica. Para el presente trabajo se ha adoptado el uso de modelo autorregresivos (AR). Estos modelos, al igual que la mayor parte de los demás existentes, se preservan de forma explícita los estadísticos básicos de la serie histórica, como son la media, desviación típica, y la estructura de autocorrelación hasta el grado del modelo.

Para la generación de series sintéticas de caudales se utilizó la herramienta MASHWIN (descrita en el capítulo 2.5.6), utilizando modelos autorregresivos de orden 1 para las 19 series de aportaciones de gasto utilizadas en el modelo de SIMGES.

a) Normalización de la series de gasto

La normalización se realizó utilizando las ecuaciones 2.17 a 2.20 de forma mensual. La selección de la ecuación a usar en cada mes se realizó evaluando su intervalo de normalidad del coeficiente de sesgo (Ec. 2.22). En la tabla 7.16 se muestran los resultados de las ecuaciones seleccionadas para las distintas aportaciones. Cabe mencionar que la palabra VARIABLE indica que la mejor normalización se logra usando distintas ecuaciones para cada mes.

En el anexo B se puede observar la evaluación del coeficiente de sesgo para cada una de las ecuaciones en las 19 series de aportaciones.

APORTACION	NORAMLIZACION SELECCIONADA
APO1	VARIABLE
APO2	VARIABLE
APO3	$\text{LN}(Q+1)$
APO4	$Q^{0.5}$
APO5	$Q^{0.5}$
APO6	$\text{LN}(\text{LN}(Q+1)+1)$
APO7	$Q^{0.5}$
APO8	$\text{LN}(Q+1)$
APO9	$Q^{0.5}$
APO10	$\text{LN}(\text{LN}(Q+1)+1)$
APO11	$\text{LN}(Q+1)$
APO12	$\text{LN}(\text{LN}(Q+1)+1)$
APO13	VARIABLE
APO14	$Q^{0.5}$
APO15	VARIABLE
APO16	$\text{LN}(Q+1)$
APO17	$Q^{0.5}$
APO18	$\text{LN}(Q+1)$
APO19	$Q^{0.5}$

Tabla 7.16 Normalización seleccionada para cada serie de aportaciones de gasto

b) Generación de series sintéticas

Sánchez (1999) realizó un análisis de la longitud de series a generar, evalúan múltiples series de un año y comprando los resultados con series de 100, 200, 300, 500 y 1000 años. El resultado al que llegó fue que una serie de longitud en años elevada es semejante al análisis con múltiples series más cortas.

Dicho lo siguiente se realizaron 19 series sintéticas de una longitud de 300 años. Esto debido a los resultados de la caracterización de las sequias meteorológica e hidrológicas que señalan un longitud media de hasta dos años en sequía.

En las tablas 7.17 a la 7.21 se muestran los estadísticos básicos de las series históricas comparadas a las generadas con el modelo AR1.

MES	APO1	SSAPO1	APO2	SSAPO2	APO3	SSAPO3	APO4	SSAPO4
ENERO	1.504	1.256	0.836	0.553	57.095	57.401	3.252	2.922
FEBRERO	0.837	0.784	0.455	0.387	35.523	37.79	1.521	0.834
MARZO	0.896	0.906	0.337	0.4	28.653	23.384	0.67	0.185
ABRIL	0.828	0.865	0.253	0.151	19.582	17.075	0.295	0.242
MAYO	0.824	0.801	0.193	0.219	15.399	24.623	0.144	1.485
JUNIO	1.135	1.054	1.102	1.589	107.376	82.745	6.24	5.503
JULIO	3.893	4.146	2.737	2.266	194.284	165.977	13.878	13.571
AGOSTO	5.282	5.259	2.917	2.748	196.432	254.338	22.289	19.45
SEPTIEMBRE	5.679	4.977	3.25	3.127	213.86	215.49	24.773	22.046
OCTUBRE	2.773	4.326	2.171	2.232	127.268	120.909	17.671	18.344
NOVIEMBRE	1.389	0.995	1.516	1.56	86.45	77.247	9.282	12.731
DICIEMBRE	0.847	0.818	0.807	0.85	62.857	64.328	4.407	6.712
PROMEDIO ANUAL	25.887	26.187	16.574	16.082	1144.779	1141.307	104.422	104.025

Tabla 7.17 Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 1, 2, 3 y 4 contra las series sintéticas generadas

MES	APO5	SSAPO5	APO6	SSAPO6	APO7	SSAPO7	APO8	SSAPO8
ENERO	4.822	4.232	1.911	1.844	0.02	0.009	0.211	0.202
FEBRERO	2.2	2.451	1.027	0.977	0.011	0.011	0.075	0.14
MARZO	1.116	0.98	0.617	0.453	0.007	0.003	0.043	0.055
ABRIL	0.565	0.446	0.367	0.287	0.004	0.004	0.025	0.054
MAYO	0.293	0.767	0.225	0.459	0.002	0.001	0.014	0.045
JUNIO	8.048	6.708	2.848	1.993	0.001	0.002	0.008	0.002
JULIO	19.003	18.437	6.176	6.26	0.001	0	0.005	0.03
AGOSTO	26.776	31.299	8.302	10.062	0	0.001	0.22	0.247
SEPTIEMBRE	31.748	29.188	9.555	9.52	0.104	0.065	0.625	0.435
OCTUBRE	18.517	18.045	6.151	5.649	0.039	0.035	0.209	0.293
NOVIEMBRE	9.635	9.626	3.756	3.531	0.023	0.011	0.123	0.124
DICIEMBRE	4.689	4.621	2.166	2.284	0.013	0.012	0.071	0.133
PROMEDIO ANUAL	127.412	126.8	43.101	43.319	0.225	0.154	1.629	1.76

Tabla 7.18 Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 5, 6, 7 y 8 contra las series sintéticas generadas

MES	APO9	SSAPO9	APO10	SSAPO10	APO11	SSAPO11	APO12	SSAPO12
ENERO	0.662	0.651	0.029	0.048	0.075	0.087	0.908	0.594
FEBRERO	0.375	0.463	0.017	0.044	0.044	0.07	0.433	0.442
MARZO	0.839	0.687	0.394	0.146	0.025	0.068	0.25	0.326
ABRIL	0.266	0.252	0.093	0.112	0.014	0.032	0.144	0.151
MAYO	0.198	0.292	0.054	0.07	0.008	0.009	0.083	0.059
JUNIO	0.775	0.749	0.031	0.06	0.005	0.005	0.202	0.122
JULIO	1.562	1.496	0.018	0.024	0.003	0.053	0.869	0.549
AGOSTO	1.707	1.816	0.014	0.034	0.185	0.187	4.73	2.659
SEPTIEMBRE	1.742	1.741	0.03	0.044	0.713	0.304	8.118	8.369
OCTUBRE	1.135	1.115	0.035	0.069	0.306	0.414	4.457	7.671
NOVIEMBRE	0.818	0.749	0.02	0.027	0.172	0.276	1.81	2.23
DICIEMBRE	0.601	0.597	0.011	0.033	0.099	0.154	1.049	1.017
PROMEDIO ANUAL	10.68	10.608	0.746	0.711	1.649	1.659	23.053	24.189

Tabla 7.19 Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 9, 10, 11 y 12 contra las series sintéticas generadas

MES	APO13	SSAPO13	APO14	SSAPO14	APO15	SSAPO15	APO16	SSAPO16
ENERO	0.226	0.241	1.481	0.882	0.185	0.154	2.535	2.505
FEBRERO	0.13	0.104	0.736	0.941	0.066	0.053	1.517	1.782
MARZO	0.075	0.065	0.425	0.81	0.038	0.039	1.12	0.954
ABRIL	0.043	0.039	0.245	0.206	0.022	0.011	0.821	0.671
MAYO	0.025	0.023	0.141	0.009	0.013	0.014	0.739	1.166
JUNIO	0.015	0.027	0.129	0.246	0.007	0.005	3.941	3.482
JULIO	0.119	0.072	2.159	3.363	0.004	0.003	7.843	7.131
AGOSTO	1.533	1.821	10.572	9.461	0.193	0.196	9.176	9.952
SEPTIEMBRE	3.347	2.679	16.824	13.815	0.548	0.294	8.132	8.347
OCTUBRE	1.08	0.985	8.084	9.728	0.183	0.26	5.143	5.213
NOVIEMBRE	0.614	0.906	3.326	4.256	0.108	0.086	3.673	3.445
DICIEMBRE	0.354	0.286	1.908	1.551	0.062	0.063	2.652	2.637
PROMEDIO ANUAL	7.561	7.248	46.03	45.268	1.429	1.178	47.292	47.285

Tabla 7.20 Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 13, 14, 15 y 16 contra las series sintéticas generadas

MES	APO17	SSAPO17	APO18	SSAPO18	APO19	SSAPO19
ENERO	6.258	6.516	27.667	29.642	2.932	2.597
FEBRERO	3.952	4.624	17.851	18.978	1.397	1.492
MARZO	2.904	2.54	13.188	11.273	0.719	0.517
ABRIL	2.127	1.466	9.647	8.404	0.374	0.194
MAYO	1.633	2.72	7.573	12.963	0.244	1.051
JUNIO	9.891	9.135	67.963	51.923	8.201	6.682
JULIO	21.76	20.593	114.897	111.029	16.196	15.578
AGOSTO	27.364	28.823	142.574	164.637	16.971	20.49
SEPTIEMBRE	24.287	23.883	134.264	130.769	19.183	18.427
OCTUBRE	14.265	15.112	73.023	71.243	12.451	12.009
NOVIEMBRE	9.715	9.136	43.712	40.841	6.793	6.173
DICIEMBRE	7.044	6.832	31.669	31.515	3.416	3.758
PROMEDIO ANUAL	131.2	131.38	684.028	683.217	88.877	88.968

Tabla 7.21 Comparación de estadísticos básicos de las series de aportaciones 17, 18, 19 y 20 contra las series sintéticas generadas

7.7 Evaluación del riesgo de sequía en la cuenca del río Tepalcatepec

Se entiende por riesgo admisible; a la posibilidad de fallo para cada elemento del sistema de recursos hídricos que está dispuesto a aceptar el tomador de decisiones para un futuro inmediato.

La vulnerabilidad del SRH en conjunto o de cada uno de sus elementos depende del desarrollo social, económico y tecnológico de la cuenca. La vulnerabilidad en un

SRH varía de uno a otro, aun dentro de la misma cuenca, como también varía la vulnerabilidad en el suministro para cada uno de sus elementos y el impacto de la sequía varía de una zona a otra en la misma cuenca.

De lo antes mencionado, se puede decir que el riesgo admisible en sistemas desarrollados, se obtiene a partir del conocimiento que tenga el tomador de decisiones sobre la capacidad del SRH para hacer frente, resistir y recobrase de los impactos de una sequía. Por otro lado este valor es imparcial y puede verse afectado por una voluntad conservadora o arriesgada por parte del gestor.

Riesgo asumido, puede definirse como el riesgo que se asume al tomar la decisión de dar una determinada cantidad de agua a una demanda, decisión que va unida a una evaluación del reparto del riesgo en la cuenca.

Para el cálculo del riesgo asumido de forma histórica en la cuenca del río Tepalcatepec, se requirió de la implementación en el SRH de series estocásticas con una longitud de 200, 300, 400 y 500 años, y evaluar en las demandas consideradas más vulnerables los fallos para estas series.

Del análisis anterior sobre los índices IPE y SDI, se pueden considerar como demandas vulnerables aquellas que tenga una afectación recurrente de sequías. Por lo que se decide a tomar los módulos 8, 9 y 12 del distrito de riego 097 para la evaluación del riesgo asumido de forma histórica.

Con resultados de las simulaciones de series de 200, 300, 400 y 500 años sobre las demandas de los módulos 8, 9 y 12 del distrito de riego, el riesgo asumido resulta de aproximadamente **27%**.

7.7.1 Riesgo con restricción en las demandas

El Programa de Medidas Preventivas y de Mitigación de la sequía del Consejo de Cuenca del río Balsas (PMPMS-CCRB, 2015), propone para las distintas etapas de la sequía restricciones a las demandas del orden del 10, 20, 35 y 50%.

Estas restricciones serán puestas en las demandas de los módulos 8, 9 y 12 del distrito de riego del modelo de gestión (SIMGES), para evaluar el comportamiento del riesgo contra la garantía volumétrica (G_v) para una serie sintética de 300 años. Los resultados de las simulaciones se muestran en la siguiente tabla:

% D	RIESGO			GARANTÍA VOLUMÉTRICA		
	M12	M9	M8	M12	M9	M8
0	26.84	26.76	26.59	64.59	64.312	64.282
10	23.94	23.72	23.58	77.037	76.963	77.96
20	21.29	21.1	21.01	79.54	79.491	80.093
35	17.92	17.87	17.7	82.695	82.744	83.132
50	15.08	14.97	14.77	85.215	85.279	85.587

Tabla 7.22 Riesgo y garantía volumétrica con restricción en las demandas

En la figuras 7.51 y 7.52 se muestran los resultados gráficos de la simulación anterior, del riesgo y la garantía volumétrica.

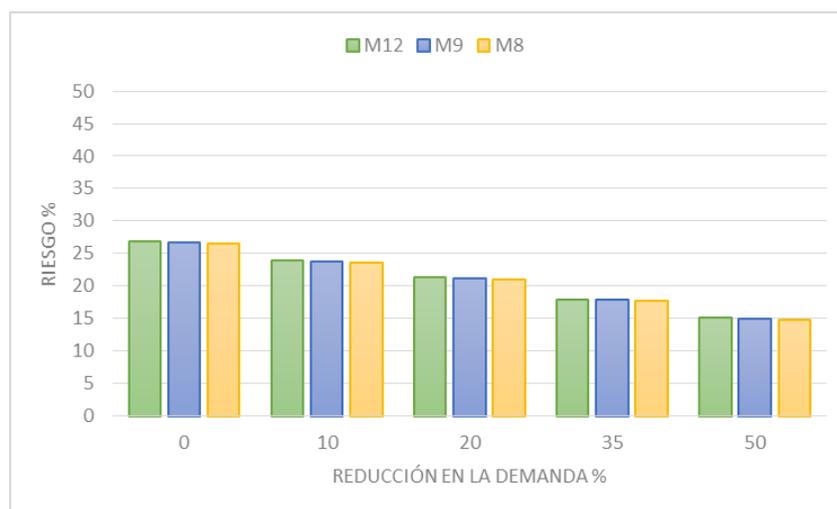


Figura 7.51 Riesgo de fallo con reducciones en las demandas

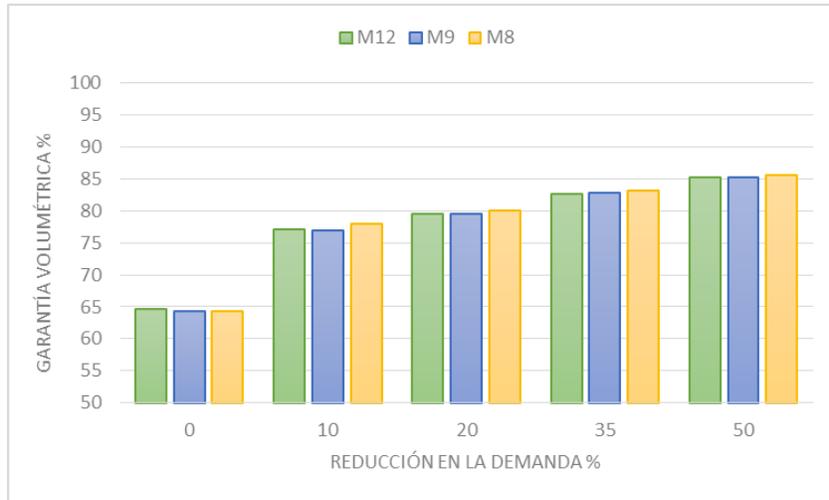


Figura 7.52 Garantía Volumétrica con reducciones en las demandas

Mientras tanto en las figuras 7.53 y 7.54 se muestra la relación entre el riesgo y la garantía volumétrica para cada reducción en el suministro de la demanda.

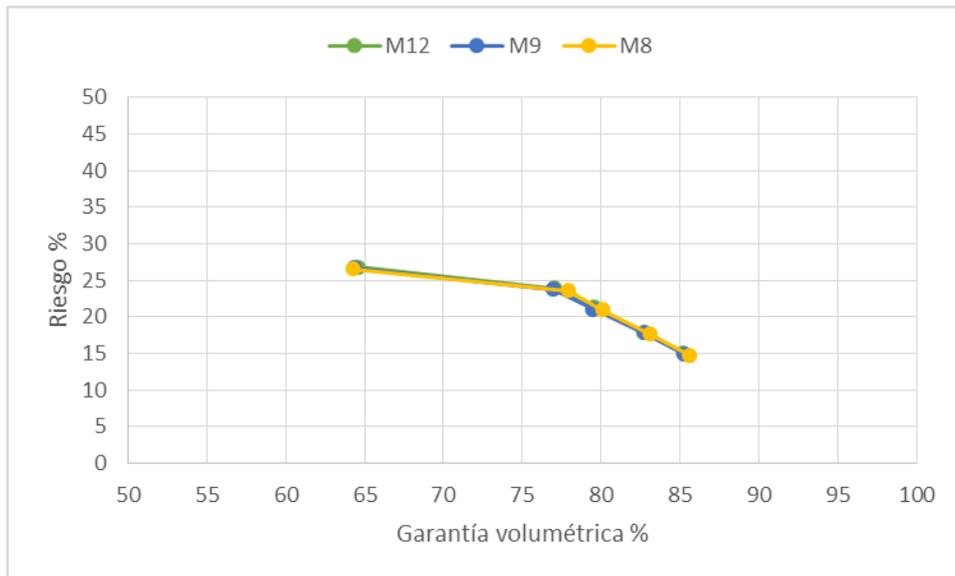


Figura 7.53 Garantía volumétrica vs riesgo

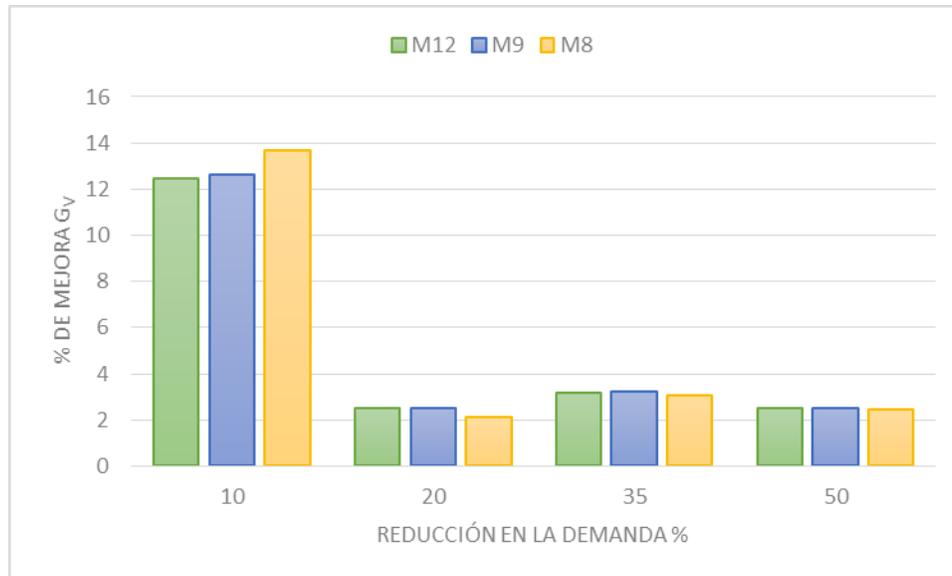


Figura 7.54 Diferencia entre las garantías volumétricas para cada reducción.

El riesgo asumido de manera histórica en la cuenca es alto debido a la escasez que se presenta en la zona y que con las reducciones solo se logra con cada una de ellas en promedio una reducción del riesgo de tan solo 3%.

De los resultados de la simulación con reducción en la demanda se observa que con la reducción del 10% se logra un aumento en la garantía volumétrica del 12%. Mientras tanto con las reducciones del 20, 35 y 50% con respecto a la demanda reducida en 10%, la garantía volumétrica solo mejora entre estas en promedio 2.6%.

Es evidente hacer reducciones en la demandas cuando se presentan eventos de sequía, lo que no está claro es cuanto, por lo que el modelo de gestión hídrica es un apoyo fundamental en la toma decisiones

Al realizar una relación entre el riesgo y la garantía volumétrica se puede observar que con una reducción del 10% se logra una mejora sustancial tanto en el riesgo como en la garantía volumétrica. Por lo tanto se puede utilizar esta reducción contra eventos de sequía y también para mejorar la garantía en estado normal del sistema.

8 CONCLUSIONES Y LINEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURA

8.1 Conclusiones

Se concluye que el uso de los índices de sequía aunados a un modelo de gestión hídrica en escala de cuenca son una importante herramienta en la toma de decisiones y su evaluación ante eventos de sequía.

La metodología que incorpora el riesgo es necesaria para una planificación y gestión de un sistema de recursos hídricos, puesto que hay que asegurar el abastecimiento a corto, mediano y largo plazo.

La utilización de índices estandarizados como el índice de precipitación estandarizada y el índice de sequía hidrología son fundamentales para el desarrollo de medidas estratégicas de alerta temprana.

Desde la perspectiva de que el fenómeno natural como la sequía es inevitable, es necesario la evaluación de medidas de operación de la infraestructura, que normalmente resultan mejorando la gestión en el sistema de recursos hídricos y que a su vez sirve como medidas preventivas para mitigar los impactos ante eventos de sequía. Esto se puede desarrollar y evaluar fácilmente en un modelo de gestión como lo es SIMGES.

Por último es importante mencionar que no se debe gestionar la crisis ocasionada por la sequía sino que hay que gestionar la sequía utilizando reglas de operación de la infraestructura de forma anticipada.

8.2 Futuras líneas de investigación

Las futuras líneas de investigación que se desprenden del desarrollo del presente trabajo se describen a continuación:

- Evaluar el riesgo de sequía con distintas restricciones, con la intención de generar reglas de operación anticipadas contra eventos de sequía.
- Incorporar factores económicos a las reglas de decisión en escenarios de riesgo, de forma que se puedan estimar las pérdidas económicas para un determinado nivel de riesgo.
- Dada la evidencia del cambio climático a nivel mundial, incorporar la variación climática en la simulación futura de sistemas de recursos hídricos.
- Evaluar la calidad del agua para los diferentes niveles de riesgo de sequía y proponer reglas de operación con este factor.

9 BIBLIOGRAFÍA

- Andreu, J. 2007. *Aquival, modulo para el pre proceso y simulación de acuíferos*. Manual de usuario. Departamento de Ingeniería y Medio Ambiente, Universidad Politécnica de Valencia. Valencia, España. 43 pp.
- Andreu, J., Solera, A., Capilla, J. y Ferrer, J. 2007. Modelo SIMGES para simulación de cuencas. Manual de usuario v 3.0. Editorial Universidad Politécnica de Valencia, referencia 2007-2313.
- BANDAS. Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales. (<http://www.conagua.gob.mx>). Consultado: Enero 2015.
- Box, G. E. P. y Jenkins, G. M. 1970. *Time series analysis forecasting and control*. Holden day series in time series analysis. San Francisco, USA.
- Camacho C. A. A. 2005. *Revisión del proyecto, estudio integral para mejorar el funcionamiento hidráulico del río la compañía del Valle de México*. Tesis Maestría en Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, México D.F. 1-173
- Casas A. 2013. *Evaluación del recurso hídrico en la cuenca del río Turi (España) mediante la aplicación de modelos semiagregados de precipitación-escorrentía*. Proyecto final de carrera tipo II. Universidad Politécnica de Valencia. 158 pp.
- Castorena, G., M. E. Sánchez, M. E. Florescano, R. G. Padilla y U. L. Rodríguez. 1980. *Análisis histórico de las sequías en México*. Comisión del Plan Nacional Hidráulico, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. México. 137 p.
- Chow, V. T., Maidment, D. R. y Mays, L. W. 1994. *Hidrología aplicada*. McGrawHill. Bogota, Colombia. 584 pp.
- CLICOM. Climating Computing Program. Base de datos meteorológicos. Servicio Meteorológico Nacional, México. (<http://clicom-mex.cicese.mx>). Consultado: Enero 2015.

- Colotti E., Cedeño M. y Montañez C. 2013. *La sequía meteorológica y la variación de la superficie agrícola en la isla de la Margarita, Estado Nueva Esparta, Venezuela periodo 1972-2004*. Terra. Vol. XXIX, No 45, pp. 11-53.
- CONABIO. Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la biodiversidad. Geo información. (<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>). Consultado: Noviembre 2014.
- CONAGUA. 2004. *Mediciones piezométricas en las unidades hidrogeológicas de Uruapan, Nueva Italia y Apatzingán, Estado de Michoacán*. Informe Final del estudio. México, D. F. 200 pp.
- CONAGUA. 2013. *Estadísticas del agua en México, edición 2013*. Mexico D.F. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales. 165 pp.
- CONANP. 2011. *Programa de adaptación al cambio climático en áreas naturales protegidas del complejo de la selva Maya*. Resumen ejecutivo. Ideas sustentables. 25 pp.
- Contreras, S. C. 2005. Las sequías en México durante el siglo XIX. Investigaciones Geográficas, *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*. **56**: 118-133.
- Contreras, S., C. 1999. *El clima de la República Mexicana en el siglo XIX, México*. Tesis de Doctorado, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México.
- Davis, G. H., y Velikanov, A. L. 1979. *Hydrological problems arising from the development of energy: a preliminary report*. Paris. Unesco
- DOF. 2013. *Diario Oficial de la Federación*, 11 de diciembre de 2013.
- Duan, Q., Sorooshian, S. y Gupta, V. K. 1994. *Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models*. Journal of Hydrology. Vol 158. 265-284 pp.
- Escalante, C. y Reyes, L. 2004. "Análisis de Sequías". Vol. I, facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de México. México DF.

- Estrela T. 1992. *Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos*. Centro de estudios hidrográficos y experimentación de obras públicas. CEDEX. 55 pp.
- Galván L. M. 2011. *Impacto de la sequía meteorológica en la vegetación en distintas regiones climáticas de México (1982-2006)*. Tesis de maestría. Posgrado de Geografía, Universidad Autónoma de México, 1-65.
- García P. A. 2006. *Sequías teoría y practicas*. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. Universidad Politécnica de Valencia. 15-18.
- Gibbs, W. J., y J. V. Maher. 1967. *Rainfall deciles as drought indicators*. Bull. Aust. Bur. of Meteorol. Melbourne, Aust. **48**: 1 - 37.
- Gutiérrez, M. 1994. *Amenazas por sequía meteorológica*. Sequía Meteorológica en Nicaragua. Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales. Nicaragua. Página Web: <http://www.inter.gob.ni/Direcciones/meteorología/Desastres/>
- Guttman N. B. 1999. *Accepting the Standardized Precipitation Index: A Calculation algorithm*. Journal of the American Water Resources Association, Vol. 35, No. 2, 311-323.
- Hashimoto, T., et al. 1982. *Reliability, resilience and vulnerability criteria for water resource system performance evaluation*. Water resources research. **18**, 14-20.
- Hazen, A. 1914. *Storage to be in impounding reservoirs for municipal water supply*. ASCE, 77.
- Klemes, V. 1969. *Reliability estimates for storage reservoir with seasonal input*. Journal hydrologic. **7**. 198-216.
- Klemes, V., et al. 1981. *Long memory flow models in reservoir analyses: What is their practical value?* Water resources research. **17**. 737-751.
- Komuscu A. 1999. *Using the SPI to analyze spatial and temporal patterns of drought in Turkey*. Drought Network News 11. 7-13.
- Kritskiy, S. N. y Menkel, M. F. 1952. *Water Management Computations (in Russian)*. GIMIZ, Leningrad.

- Kulik. M. S. 1962. *Agroclimatic índices of drought*. Compendium of abridged reports to the second session of CagM. Hydrometeorological Publishing. Moscú. 75-81.
- Linsley et al. 1975. *Hydrology for enginers*. New York. McGraw Hill. **2** 1-22.
- Marcos V. O. 2001. *Sequía, definiciones, tipologías y métodos de cuantificación*. Investigaciones Geográficas. Instituto Universitario de Geografía. Universidad de Alicante. **26** 59-80.
- McKee, T. B., N. J., Doesken, and J. Kleist. 1993: *The relationship of drought frequency and duration to time scales*. Conference on applied Climatology, California, American Meteorological Society, 179-184.
- Méndez P. M. y Magaña R. V. 2010. *Regional aspects of meteorological droughts over México and Central America*. American Meteorological Society. 23. 1175-1188.
- Mendez Pérez, J. M., y V. Magaña. 2007. *Meteorological drought episodes over México region*. Eos, Trans Amer. Geophys Union, 88 Abstract U41B-05.
- Mendoza M., Velázquez A., Larrazábal A., Toledo A. 2010. *Atlas Fisiográfico de la cuenca de Tepalcatepec*. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Distrito Federal, México. 1-53.
- Ministerio de Obras Públicas y Transporte. 1992. Orden 24 de septiembre de 1992 por la que se aprueban las instrucciones y recomendaciones técnicas complementarias para la elaboración de los planes hidrológicos de cuencas intercomunitarias, 1992/23128, BOE 249/1992 de 16/10/1992, pág. 35023.
- Ministerios de Obras Públicas y Transporte. 1992. *Orden de 24 de septiembre de 1992 por la que se aprueban las instrucciones y recomendaciones técnicas complementarias para la elaboración de los planes hidrológicos de cuencas intercomunitarias*.
- Molnar P. 2011. *Calibration*. Watershed Modelling SS. Institute of Enviromental Engineering, Chair of Hydrology and Water Resources Management, ETH Zurich. Switzerland.

- Nalbantis, I., y Tsakiris, G. 2009. *Assessment of hydrological drought revisited*. Water Resources Management, Vol. **23**, No. 5. 881-897 pp.
- Oropeza, O., M. Hernández, R. Zárate, J. Ortega, G. Alfaro, M. Anaya y M. Pascual. 1995. *Estudio de País: México: Vulnerabilidad a la Desertificación y a la Sequía Meteorológica*. Instituto Nacional de Ecología. SEMARNAT. www.ine.gob.mx/dgicurg/cclimatico/mycc/
- Palmer W. C. 1968. *Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: The new crop moisture index*. Weatherwise. **21** 156-161.
- Palmer, W.C. 1965. *Meteorological drought*. Oficina Meteorológica del Departamento de Comercio. Washington D. C. Documento de investigación. **45** 1-58.
- Parajuli P. et al. 2007. *New Methods in Modeling Source-Specific Bacteria at Watershed Scale Using SWAT*. Watershed Management to meet Water Quality Standards and TMDLs (Total Maximum Daily Load) Proceedings. ASABE Publication No. 701P0207.
- Paredes J., et al. 2014. *Herramienta EvalHid para la evaluación de recursos hídricos*. Manual Técnico. Universidad Politécnica de Valencia. 52 pp.
- Philander, S.G. 1990. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. International Geophysics series. **46** 1-293 pp.
- PMPMS. 2014. *Programa de Medidas Preventivas y Mitigación y de Mitigación de la Sequía*. Consejo de cuenca del río Balsas. **1** 1-248.
- PMPMS-CCRB. 2015. *Programa de Medidas Preventivas y de Mitigación de la Sequía del Consejo de Cuenca del Río Balsas. Versión 2*. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. México D. F. 240 pp.
- Russell et al. 1970. *Drought and water supply*. Johns Hopkins University Press. Baltimore. 1-232.
- SAGARPA. 2012. *Análisis de la problemática de la sequía 2011-2012 y sus efectos en la ganadería y agricultura de temporal*. Saltillo, Coahuila.

- Sahuquillo A. et al. 2010. *Modelos de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas*. Instituto Geológico y Minero de España. 383 pp.
- Sahuquillo, A., Cassiraga, E., Solera, A., Murillo, J. M. 2008. *Modelos de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas*. Instituto Geológico y Minero de España, Valencia, España. 367 pp.
- Sahuquillo, A., et al., 1983. *Determinación de autovalores y autofunciones de acuíferos relacionados con ríos*. V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid.
- Salas, J. D., Delleur, J. W., Yevjevich, V. y Lane, W. L. 1980. *Applied Modeling of Hydrologic Time Series*. Water Resources Publications. Littleton, Colorado.
- Salas, J. D., Delleur, J. W., Yevjevich, V. y Lane, W. L. 1988. *Applied modeling of hydrologic time series*. Water Resources Publications. USA. 484 pp.
- Salati, E. y A. C. Nobre. 1991. *Possible climatic impacts of tropical deforestation*, en Climatic Change. **19** 177-196.
- Sánchez, S. T. 1999. *Gestión de sistemas de recursos hídricos con toma de decisión basada en riesgo*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Valencia. Valencia, España.
- Sazonov. B. J. 1989. *Lucha contra los efectos de la sequía. Informe del ponente sobre sequía y desertificación en los climas fríos*. Organización Meteorológica Mundial. Comisión de Climatología, Lisboa, 1-9.
- Shafer, B. A., Dezman, L. E. 1982. *Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas*. Actas de la conferencia sobre la Nieve en el Oeste. 164-175.
- Silva H. 2012. *Efecto de la escala temporal en la determinación de escurrimientos naturales: el caso de la cuenca del río Conchos*. XXII Congreso Nacional de Hidráulica, Acapulco, Guerrero, México. 8 pp.

- Sistema de Seguridad de Presas. CONAGUA. (www.conagua.gob.mx/sisp/). Consultado: Marzo 2015.
- Snedecor, G. W. y Cochran, W. G. 1967. *Statistical Methods*. The Iowa State University Press. Ames, Iowa.
- Susana M. 2003. *Integración de la información espacio temporal para la restitución de las series de aportaciones al régimen natural*. Tesis Doctoral. Departamento de hidráulica y energética. Universidad Politécnica de Madrid. 161 pp.
- Témez, J. R. 1977. *Modelo Matemático de transformación precipitación-escorrentía*. Asociación de Investigación Industrial Eléctrica. Madrid. 1-39.
- Thom H. 1958. *A note on the Gamma distribution*. Monthly Weather Review. 86. 117-122.
- U. S. Drought Monitor. 1999. *Drought severity classification*. Lincoln, Nebraska, U.S.A. <http://droughtmonitor.unl.edu/AboutUs/ClassificationScheme.aspx>. Consultado: 12 diciembre de 2014.
- Villalobos A. A. 2007. *Análisis y seguimiento de distintos tipos de sequía en la cuenca del río Júcar*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Valencia, 1-261.
- Wilhite, D. A. y Glantz, M. H. 1985. *Understanding the drought phenomenon: The role of definitions*. Water international **10** 11-20.
- Yevjevich, V. 1967. An objective approach to definition and investigation of continental droughts. Hyd. CSU, fort Collins. 23.

ANEXO A.- Cálculo de evapotranspiración de series de temperatura mensual.

En México se usan principalmente dos métodos para el cálculo de la evapotranspiración o uso consuntivo: el método de Thornwaite y el de Blaney-Criddle. El primero se usa normalmente para estudios preliminares o de gran visión, ya que sus resultados son estimativos. Mientras que Blaney.Criddle es aplicado a casos más específicos, por ejemplo el diseño de sistemas de riego.

A continuación se describe las ecuaciones para el cálculo de evapotranspiración por el método de Thorntwaite:

Este método fue desarrollado en 1944 y calcula la evapotranspiración mensual como una función de las temperaturas medias mensuales.

$$U_j = 1.6 K_a \left(\frac{10T_j}{I} \right)^\alpha$$

Donde:

U_j = Evapotranspiración en el mes j , en cm

T_j = Temperatura media en el mes j , en °C

α, I = Constantes

K_a = Constante que depende de la latitud y el mes del año.

Las constantes I y α se calculan usando las siguientes ecuaciones:

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j$$

Donde

$$i_j = \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1.514}$$

j = número de mes

$$a = 675 \times 10^{-9}I^3 - 771 \times 10^{-7}I^2 + 179 \times 10^{-4}I + 0.492$$

Los valores de Ka se obtienen de la siguiente tabla:

Latitud Grados	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.01
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.91
30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

Fuente: Fundamentos de hidrología de Superficie. Francisco J. Aparicio 1992 (Página 57)

ANEXO B.- Estadísticos de las aportaciones mensuales normalizadas y límites de Senedecor y Cochran para el test de normalidad.

ESTACIÓN 1	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
	MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.
ENERO	6.318	4.852	5.408	5.87	-0.71	0.71
FEBRERO	-0.701	-0.871	-0.804	-0.818		
MARZO	6.143	5.183	5.631	5.712		
ABRIL	-0.723	-0.895	-0.827	-0.842		
MAYO	-0.728	-0.899	-0.831	-0.846		
JUNIO	2.827	2.288	2.474	2.545		
JULIO	1.114	-0.224	0.04	0.342		
AGOSTO	1.159	-0.368	0.041	0.459		
SEPTIEMBRE	1.094	-0.296	0.091	0.486		
OCTUBRE	1.767	0.653	0.917	1.174		
NOVIEMBRE	6.28	4.762	5.35	5.795		
DICIEMBRE	-0.41	-0.554	-0.498	-0.508		

ESTACIÓN 2	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
	MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.
ENERO	6.076	2.76	4.109	4.668	-0.71	0.71
FEBRERO	5.72	3.182	4.212	4.196		
MARZO	4.229	2.756	3.294	3.054		
ABRIL	3.375	2.665	2.989	2.602		
MAYO	2.788	1.99	2.352	1.612		
JUNIO	2.384	0.41	0.923	0.999		
JULIO	1.306	-0.1	0.285	0.552		
AGOSTO	1.634	-0.083	0.349	0.728		
SEPTIEMBRE	1.537	-0.112	0.363	0.746		
OCTUBRE	0.884	-0.151	0.186	0.337		
NOVIEMBRE	4.58	0.726	1.598	2.333		
DICIEMBRE	4.005	1.196	1.981	2.158		

ESTACIÓN 3	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	6.07	0.916	2.153	4.833	-0.71	0.71
FEBRERO	2.184	-1.062	-0.431	0.861		
MARZO	4.242	0.083	0.967	2.731		
ABRIL	1.889	-0.836	-0.192	0.848		
MAYO	1.768	-1.103	-0.304	0.762		
JUNIO	0.757	-0.726	-0.452	0.163		
JULIO	0.626	-0.441	-0.311	0.126		
AGOSTO	1.715	0.184	0.38	1.023		
SEPTIEMBRE	1.161	0.006	0.189	0.71		
OCTUBRE	1.635	0.189	0.409	1.03		
NOVIEMBRE	1.068	-0.104	0.083	0.576		
DICIEMBRE	0.713	-0.268	-0.101	0.306		

ESTACIÓN 4	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	5.928	0.02	1.503	3.458	-0.71	0.71
FEBRERO	6.049	0.869	2.603	3.758		
MARZO	6.049	1.975	3.699	3.759		
ABRIL	6.049	3.343	4.686	3.763		
MAYO	5.42	3.779	4.517	3.211		
JUNIO	3.647	-0.264	0.325	1.208		
JULIO	3.218	-1.178	-0.178	1.156		
AGOSTO	1.843	-1.402	-0.274	0.819		
SEPTIEMBRE	0.441	-2.124	-1.163	-0.328		
OCTUBRE	0.26	-1.9	-1.126	-0.468		
NOVIEMBRE	0.265	-1.442	-0.841	-0.401		
DICIEMBRE	0.677	-0.958	-0.423	-0.124		

ESTACIÓN 5	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	5.57	1.076	2.454	4.141	-0.71	0.71
FEBRERO	4.767	1.406	2.574	3.481		
MARZO	4.364	2.087	3.081	3.41		
ABRIL	4.219	2.779	3.507	3.415		
MAYO	4.039	3.025	3.508	3.151		
JUNIO	3.546	-0.675	0.128	1.399		
JULIO	1.068	-2.521	-0.931	0.135		
AGOSTO	2.21	-0.356	0.257	1.291		
SEPTIEMBRE	2.058	-0.234	0.156	0.98		
OCTUBRE	2.107	-0.477	0.055	0.981		
NOVIEMBRE	2.043	-0.433	0.141	0.949		
DICIEMBRE	1.903	-0.25	0.321	0.906		

ESTACIÓN 6	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	5.01	1.707	2.808	3.656	-0.71	0.71
FEBRERO	3.78	1.694	2.492	2.721		
MARZO	3.812	2.198	2.894	2.839		
ABRIL	3.977	2.663	3.239	2.942		
MAYO	3.739	2.749	3.179	2.679		
JUNIO	3.127	-0.365	0.429	1.119		
JULIO	0.737	-2.105	-0.842	-0.272		
AGOSTO	2.157	0.134	0.658	1.356		
SEPTIEMBRE	2.372	0.101	0.534	1.284		
OCTUBRE	2.814	-0.096	0.528	1.433		
NOVIEMBRE	2.382	-0.107	0.487	1.135		
DICIEMBRE	2.273	0.112	0.692	1.105		

ESTACIÓN 7	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	4.74	4.597	4.655	4.489	-0.71	0.71
FEBRERO	4.742	4.642	4.686	4.499		
MARZO	4.737	4.673	4.703	4.497		
ABRIL	4.735	4.695	4.714	4.497		
MAYO	4.755	4.729	4.742	4.502		
JUNIO	4.779	4.763	4.771	4.51		
JULIO	4.693	4.686	4.69	4.484		
AGOSTO	4.755	4.749	4.752	4.502		
SEPTIEMBRE	6.481	6.48	6.481	6.458		
OCTUBRE	6.481	6.48	6.481	6.445		
NOVIEMBRE	6.481	6.481	6.481	6.451		
DICIEMBRE	6.481	6.481	6.481	6.446		

ESTACIÓN 8	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	6.331	4.575	5.508	4.831	-0.71	0.71
FEBRERO	5.961	4.627	5.271	3.987		
MARZO	5.96	5.086	5.524	3.984		
ABRIL	5.96	5.422	5.695	3.985		
MAYO	5.957	5.635	5.798	3.977		
JUNIO	5.947	5.755	5.852	3.968		
JULIO	5.964	5.855	5.91	3.992		
AGOSTO	5.434	4.432	4.705	4.506		
SEPTIEMBRE	4.18	3.076	3.327	3.391		
OCTUBRE	3.239	2.937	3.01	2.946		
NOVIEMBRE	3.166	2.943	3.006	2.919		
DICIEMBRE	3.166	2.982	3.044	2.919		

ESTACIÓN 9	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	6.268	3.426	4.937	5.092	-0.71	0.71
FEBRERO	4.198	1.779	2.74	2.068		
MARZO	6.451	4.854	5.844	6.053		
ABRIL	5.547	3.849	4.611	4.085		
MAYO	5.413	4.055	4.668	4.011		
JUNIO	1.038	0.339	0.588	0.48		
JULIO	2.071	0.339	0.954	1.103		
AGOSTO	2.457	0.368	1.005	1.279		
SEPTIEMBRE	3.734	0.292	1.347	1.897		
OCTUBRE	1.044	-0.509	0.066	-0.011		
NOVIEMBRE	0.144	-0.599	-0.283	-0.443		
DICIEMBRE	0.187	-0.386	-0.143	-0.332		

ESTACIÓN 10	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	6.03	5.583	5.796	4.848	-0.71	0.71
FEBRERO	6.029	5.745	5.884	4.845		
MARZO	6.477	6.181	6.389	6.259		
ABRIL	6.456	6.226	6.367	5.966		
MAYO	6.456	6.33	6.405	5.966		
JUNIO	6.456	6.388	6.427	5.961		
JULIO	6.455	6.418	6.438	5.959		
AGOSTO	5.575	5.294	5.425	4.595		
SEPTIEMBRE	5.598	4.939	5.245	4.003		
OCTUBRE	6.289	5.893	6.106	4.898		
NOVIEMBRE	6.277	6.044	6.167	4.864		
DICIEMBRE	6.276	6.141	6.211	4.863		

ESTACIÓN 11	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	3.684	3.236	3.402	2.933	-0.71	0.71
FEBRERO	3.684	3.355	3.487	2.932		
MARZO	3.683	3.454	3.553	2.936		
ABRIL	3.684	3.532	3.601	2.932		
MAYO	3.695	3.597	3.643	2.937		
JUNIO	3.694	3.635	3.664	2.936		
JULIO	3.675	3.64	3.657	2.918		
AGOSTO	6.428	5.751	6.13	5.842		
SEPTIEMBRE	6.423	4.572	5.501	5.64		
OCTUBRE	4.477	3.387	3.763	3.548		
NOVIEMBRE	4.583	3.606	3.949	3.557		
DICIEMBRE	4.583	3.82	4.106	3.556		

ESTACIÓN 12	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	4.771	0.634	1.726	1.558	-0.71	0.71
FEBRERO	2.245	0.628	1.176	0.46		
MARZO	2.292	0.999	1.497	0.48		
ABRIL	2.292	1.35	1.749	0.474		
MAYO	2.29	1.649	1.939	0.466		
JUNIO	6.443	5.671	6.171	5.257		
JULIO	5.316	2.715	3.264	3.565		
AGOSTO	2.649	1.119	1.432	1.713		
SEPTIEMBRE	2.449	0.021	0.354	0.881		
OCTUBRE	2.836	-0.038	0.454	0.957		
NOVIEMBRE	2.454	-0.058	0.336	0.409		
DICIEMBRE	2.432	0.112	0.559	0.403		

ESTACIÓN 13	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	1.641	1.319	1.436	1.192	-0.71	0.71
FEBRERO	1.641	1.4	1.496	1.192		
MARZO	1.641	1.471	1.544	1.189		
ABRIL	1.642	1.529	1.58	1.19		
MAYO	1.642	1.57	1.604	1.189		
JUNIO	1.616	1.579	1.597	1.204		
JULIO	6.211	5.249	5.685	5.004		
AGOSTO	3.32	2.769	2.917	2.965		
SEPTIEMBRE	2.406	1.533	1.733	1.876		
OCTUBRE	2.189	1.291	1.483	1.461		
NOVIEMBRE	1.845	1.317	1.466	1.352		
DICIEMBRE	1.845	1.401	1.545	1.352		

ESTACIÓN 14	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	5.562	-0.083	1.55	2.178	-0.71	0.71
FEBRERO	2.998	-0.098	0.784	0.201		
MARZO	3.016	0.417	1.28	0.226		
ABRIL	3.014	0.97	1.745	0.162		
MAYO	3.015	1.52	2.148	0.178		
JUNIO	5.82	4.33	5.058	3.283		
JULIO	2.824	1.852	2.086	2.231		
AGOSTO	3.127	0.286	0.714	1.34		
SEPTIEMBRE	2.18	-1.061	-0.571	0.265		
OCTUBRE	1.618	-1.09	-0.365	0.296		
NOVIEMBRE	0.195	-1.277	-0.826	-0.763		
DICIEMBRE	0.211	-1.044	-0.622	-0.755		

ESTACIÓN 15	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	6.331	4.725	5.592	4.828	-0.71	0.71
FEBRERO	5.961	4.747	5.339	3.985		
MARZO	5.961	5.181	5.574	3.988		
ABRIL	5.958	5.48	5.722	3.982		
MAYO	5.953	5.668	5.813	3.977		
JUNIO	5.953	5.786	5.87	3.975		
JULIO	5.956	5.859	5.908	3.987		
AGOSTO	5.434	4.467	4.736	4.506		
SEPTIEMBRE	4.181	3.098	3.355	3.391		
OCTUBRE	3.239	2.946	3.02	2.946		
NOVIEMBRE	3.167	2.952	3.015	2.92		
DICIEMBRE	3.166	2.992	3.053	2.918		

ESTACIÓN 16	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	5.832	1.814	3.338	4.55	-0.71	0.71
FEBRERO	2.015	-0.15	0.655	0.856		
MARZO	1.877	0.09	0.778	0.794		
ABRIL	1.848	0.342	0.942	0.797		
MAYO	3.958	1.641	2.471	2.454		
JUNIO	0.972	-0.482	-0.052	0.29		
JULIO	0.574	-0.619	-0.252	0.127		
AGOSTO	1.069	-0.009	0.26	0.631		
SEPTIEMBRE	0.277	-0.524	-0.344	-0.085		
OCTUBRE	1.257	0.261	0.489	0.783		
NOVIEMBRE	2.589	0.779	1.204	1.705		
DICIEMBRE	1.521	0.318	0.621	0.892		

ESTACIÓN 17	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	5.884	0.081	2.191	4.4	-0.71	0.71
FEBRERO	1.148	-2.171	-1.063	-0.29		
MARZO	1.094	-1.893	-0.842	-0.294		
ABRIL	1.075	-1.595	-0.611	-0.283		
MAYO	1.047	-1.781	-0.704	-0.557		
JUNIO	1.507	-0.32	0.091	0.668		
JULIO	1.148	-0.114	0.099	0.55		
AGOSTO	1.012	0.061	0.254	0.631		
SEPTIEMBRE	0.992	-0.214	-0.022	0.42		
OCTUBRE	0.697	0.171	0.284	0.478		
NOVIEMBRE	1.102	0.238	0.415	0.71		
DICIEMBRE	0.422	-0.11	0.012	0.181		

ESTACIÓN 18	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
MES	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	5.529	-1.263	0.58	3.73	-0.71	0.71
FEBRERO	1.411	-3.279	-2.184	-0.442		
MARZO	1.414	-3.209	-2.069	-0.446		
ABRIL	1.4	-3.1	-1.917	-0.446		
MAYO	1.55	-2.666	-1.294	0.047		
JUNIO	2.396	-0.395	-0.102	0.816		
JULIO	1.04	-0.872	-0.454	0.366		
AGOSTO	0.982	-0.144	-0.008	0.446		
SEPTIEMBRE	1.026	-0.491	-0.291	0.333		
OCTUBRE	1.431	0.482	0.648	1.059		
NOVIEMBRE	0.388	-0.359	-0.233	0.065		
DICIEMBRE	-0.061	-0.634	-0.527	-0.301		

ESTACIÓN 19	SESGO				SENEDECOR Y COCCHRAN	
	Q	$\ln(\ln(Q+1)+1)$	$\ln(Q+1)$	$Q^{0.5}$	LIM.INF.	LIM.SUP.
ENERO	4.661	1.271	2.443	3.484	-0.71	0.71
FEBRERO	4.281	1.612	2.656	3.156		
MARZO	4.137	2	2.841	2.902		
ABRIL	3.722	2.413	2.937	2.648		
MAYO	3.229	2.46	2.787	2.39		
JUNIO	0.973	-0.551	-0.112	0.248		
JULIO	0.558	-1.088	-0.643	-0.044		
AGOSTO	1.122	-0.604	-0.176	0.463		
SEPTIEMBRE	1.144	-0.575	-0.207	0.404		
OCTUBRE	1.903	-0.519	-0.026	0.768		
NOVIEMBRE	1.567	-0.446	0.048	0.633		
DICIEMBRE	1.887	-0.173	0.347	0.819		