UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

INSTITUTO DE INGENIERÍA Maestría y Doctorado en Ciencias e Ingeniería



Análisis de frecuencias de precipitación por la metodología de L-momentos y sus efectos en la cuenca del arroyo de Guadalupe, Baja California, México

Tesis para obtener el grado de:

Doctor en Ciencias

Presenta:

Michelle Hallack Alegría

Director: Dr. Jorge Ramírez Hernández Codirector: Dr. Onofre Rafael García Cueto

Mexicali, B. C. a 24 de febrero de 2011

Índice

Resumen4
Lista de Figuras
Lista de Tablas7
Agradecimientos9
1.0 Introducción 10
1.1 Antecedentes15
1.1.1 Sitio de Estudio17
1.2 Objetivos20
2.0 Marco Teórico
2.1 L-Momentos
2.2 Regiones Homogéneas26
2.3 Prueba de bondad de ajuste de la Distribución
2.4 Selección y Estimación de la Distribución de Frecuencias
2.5 Índice Estandarizado de Precipitación – SPI

3.0 Materiales y Métodos	40
3.1 Datos utilizados	40

3.1.1. Criterio de asignación de parámetros regionales	45
3.1.2. Eventos ENSO incluidos	45
3.2 Regiones de Precipitación	47
3.3 Variabilidad Interanual de Precipitación	49
3.4 Distribuciones de Frecuencia	51
3.5 Estimación del escurrimiento	52

4.0 Resultados y Discusión	56
4.1 Regiones Homogéneas de Precipitación	.56
4.2 Variabilidad interanual y estacional	.62
4.3 Estimación de frecuencias a escalas anual y estacional para eventos	
extremos	.66
4.4 Frecuencia de Sequías condicionadas a eventos ENSO	.74
4.5 Estimación del escurrimiento en base a la probabilidad de no-excedencia.	.80
5.0 Conclusiones	.88
6.0 Recomendaciones	.90

9	1
2)

Resumen

Localizada en el noroeste de Baja California, la Cuenca del arroyo Guadalupe está situada en una región semiárida donde los períodos de seguía son una realidad que causa una preocupación económica, social y ambiental. El sitio de estudio tiene un clima variable, con una precipitación media anual que va de menos de 12 mm hasta más de 750 mm por año para toda la extensión de la cuenca. La mayor parte de la precipitación anual ocurre durante las estaciones de otoño e invierno. Con el fin de cuantificar la frecuencia y severidad de las seguías meteorológicas a una escala local (cuenca), en esta tesis se han investigado datos de precipitación de 34 sitios pluviométricos del noroeste de Baja California a escalas de tiempo estacional y anual. En conjunto con el análisis de precipitación y variabilidad interanual, se ha demostrado que El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) es una herramienta potencial para predecir la precipitación estacional. Asimismo, se realizó un análisis de de la variabilidad de la precipitación a escalas de tiempo estacional y anual utilizando la metodología del Índice Estandarizado de Precipitación (SPI), además, se ejecuto un análisis de frecuencias de precipitación a escalas anual, estacional, y condicionado a eventos ENSO utilizando el algoritmo regional de Lmomentos. Las estimaciones del SPI y del análisis de sequías regional desarrolladas en esta tesis se recomiendan para monitorear seguías meteorológicas y para ser utilizadas como una componente clave en un plan de manejo de seguías. Adicionalmente, los métodos aplicados en esta investigación son transferibles a otros lugares que posean un clima semiárido, y se aplican con la finalidad de que los resultados obtenidos sean un soporta para mitigar los riesgos producidos por las sequías, y potencialmente los impactos de las condiciones secas esperadas para el siglo XXI.

4

Lista de Figuras

Figura 1. Distribución de la precipitación media mensual histórica en México (1971-2000).
Figura 2. Ubicación de la Cuenca del Arroyo Guadalupe13
Figura 3. Precipitación Media Anual durante el periodo 1950-2008 para el área
correspondiente a la Cuenca del Arroyo Guadalupe.
Figura 4. Distribución estándar normal con el SPI con una media de cero y una desviación
estándar de uno36
Figura 5. Ubicación espacial de las estaciones pluviométricas utilizadas en este estudio.
Figura 6. Período de registro en años para cada estación. Los círculos verdes representan
series de tiempo truncadas. Los círculos rojos representan series de tiempo continuas.
El tamaño el círculo representa el período de registro43
Figura 7. Regiones Homogéneas 1 y 2 propuestas58
Figura 8. Radios de L-Momentos para la Región 1. El sitio representado por un triángulo
corresponde a la estación discordante 2068, y el representado con un círculo a la
estación discordante 211460
Figura 9. Radios de L-Momentos para la Región 2. El sitio representado por un círculo la
estación discordante 211961
Figura 10. Precipitación media anual en el área de estudio62
Figura 11. SPI para la Región climática 164
Figura 12. SPI para la Región climática 265

Figura 13. Precipitación media anual en la Cuenca del Arroyo Guadalupe para intervalos
de recurrencia de 5 y 10 años71
Figura 14. Asociación entre MEI y lluvia normalizada. Coeficientes de correlación entre
MEI y lluvia normalizada en escala anual para las regiones 1 y 2 son de 0.54 y 0.44,
respectivamente76
Figura 15. Áreas de influencia de la Cuenca del Arroyo Guadalupe. Las líneas en gris
corresponden a los polígonos de Thiessen82
Figura 16. Uso de Suelo en la Cuenca del Arroyo Guadalupe82
Figura 17. Coeficiente de escurrimiento según el tipo de suelo en la Cuenca del Arroyo
Guadalupe. La Clasificación (NOM-011-CNA-2000) tipo A corresponde al Coeficientes
de Escurrimiento de 0-5%, y la tipo B corresponde al Coeficientes de Escurrimiento de
5-10%.

Lista de Tablas

Tabla 1. Descripción de la Magnitud Relativa de L-CV
Tabla 2. Descripción de la Magnitud Relativa de L-Asimetría. 25
Tabla 3. Valores críticos para la medida de Discordancia. 28
Tabla 4. L-momentos para las distribuciones más comunes. 34
Tabla 5. Localización geográfica de las estaciones pluviométricas utilizadas en este
estudio44
Tabla 6. Eventos ENSO incluidos en el análisis46
Tabla 7. Criterios de aceptación/declinación de la Región propuesta como homogénea48
Tabla 8. Categorías del Índice Estandarizado de Precipitación (SPI)
Tabla 9. Valores de K en función del tipo y uso de suelo. 54
Tabla 10. Ecuaciones para el cálculo del Coeficiente de Escurrimiento en base al
parámetro K
Tabla 11. Resultados de la prueba de heterogeneidad para las regiones 1 y 257
Tabla 12. Estadístico de bondad de ajuste para las distribuciones Generalizada Normal,
Generalizada Valor Extremo, Pearson Tipo III, Generalizada Logística, Generalizada
Pareto. Las distribuciones aceptadas son las que se muestran en negritas68
Tabla 13. Estimación Regional de cuantiles de precipitación anual. 70
Tabla 14. Estimación Regional de cuantiles de precipitación para la escala de tiempo de
dos-años para ambas regiones combinadas en una total72
Tabla 15. Estimación Regional de cuantiles de precipitación estacional húmeda para las
regiones 1 y 2

Tabla 16. Estimación Regional de cuantiles de precipitación estacional seca para las
regiones 1 y 2
Tabla 17. Correlaciones anuales y estacionales entre eventos ENSO y precipitación. Los
coeficientes de correlación estacional se realizaron entre la precipitación de invierno y
MEI de invierno (Noviembre-Abril)75
Tabla 18. Estaciones utilizadas para el análisis de las regiones correspondientes a los
regímenes EN, LN, y N78
Tabla 19. Estimaciones de cuantiles de la precipitación media anual condicionados a
eventos ENSO. Las distribuciones de probabilidad muestras resultados para períodos
de retorno de 100, 50, 20, 10 y, 5 años80
Tabla 20. Volumen anual de escurrimiento natural en la cuenca. 84
Tabla 21. Valores promedio del parámetro K (uso y tipo de suelo) y áreas en cada sub-
cuenca
Tabla 22. Volumen anual de escurrimiento natural en las tres sub-cuencas.
Tabla 23. Volumen de escurrimiento natural en la cuenca para un intervalo de recurrencia
de 5 años

Agradecimientos

Me gustaría agradecer y reconocer a las siguientes personas e instituciones por su dedicación y apoyo los cuales hicieron, de este, un proyecto exitoso:

- A la 13^a. Convocatoria de Proyectos de Investigación Interna de la Universidad Autónoma de Baja California y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) que mediante el programa de becas y apoyo para estudios de posgrado me brindaron la oportunidad de alcanzar el grado de Doctor.
- A la Universidad Autónoma de Baja California (UABC) y Michigan Technological University (MTU) por todo el conocimiento adquirido durante este tiempo.
- A todos mis compañeros del Centro de Ingeniería y Tecnología (CITEC) de la UABC por el apoyo brindado.
- A mi asesor en UABC, Dr. Jorge Ramírez Hernández y a mi asesor en MTU, Dr. David
 W. Watkins, por guiarme, brindarme su apoyo y por haber compartido conmigo toda su experiencia, la cual fue muy enriquecedora.
- A mi comité de tésis, Dr. Rafael García Cueto, Dra. Tereza Cavazos, Dra. Victoria Olavarrieta, Dr. Jaime Reyes y Dr. Juan Saiz por todas las contribuciones y comentarios hechos a mi trabajo de tesis.
- A mi familia y amigos por todo su amor y apoyo. Especialmente a mi esposo Abelardo por su amor y apoyo incondicional. A mis padres, Delia y Sergio, y mi hermana Diana por su amor y por siempre estar pendientes de mí. Gracias a mis amigos y familiares Lamberto, Mama-Delia, Rossy, Lennart, Dorian, Abraham, Eduardo M., Mario, Talía, Dulce, Alberto, Aldo, Cecilia por sus buenos consejos, paciencia, compañía y amistad.
- Y sobre todo a Dios por rodearme de amor, salud y entusiasmo para alcanzar todas mis metas.

1.0 Introducción

Hoy en día, la escasez de agua es una realidad que afecta la mayor parte del mundo. Mientras algunas regiones del planeta históricamente se han enfrentado a sequías constantes, otras, en los últimos años, las han enfrentado de manera irregular. La cada vez más frecuente incidencia de períodos secos, aunado a la creciente demanda de agua debida al crecimiento poblacional, la contaminación indiscriminada del agua superficial y subterránea, entre otros aspectos, obligan a la formulación de planes de manejo sustentables de este recurso vital. En regiones con climas semidesérticos que cuentan con un intenso crecimiento económico y poblacional, así como una floreciente actividad agrícola la planeación de recursos hídricos se vuelve indispensable para fomentar el crecimiento y mantener la vida a largo plazo (Hallack-Alegría, 2005).

Actualmente, se ha demostrado que Norte América se encuentra en una transición a un clima cada vez más árido como parte de una tendencia de sequía general y una expansión hacia los polos de las zonas subtropicales secas (Held and Soden 2006; Lu et al. 2007). Asimismo, el comportamiento de los fenómenos de sequía se han intensificado con una propensión de norte a sur (Dai et al. 2004), marcada por un decremento en precipitación que ha ocurrido principalmente en el sur y oeste de Canadá, Alaska y México (Kunkel et al. 2008). Las sequías en Norte América son parte de una tendencia global de variabilidad hidroclimática (Seager 2007). Por ejemplo, durante el período 1998-2002 precipitaciones persistentes por debajo de lo normal provocaron la ocurrencia de sequías regionales que abarcaron desde la parte oeste de Norte América hasta el Mediterráneo, el sur de Europa, e incluso el sureste y centro de Asia (Hoerling and Kumar 2003). Así, la planeación de los recursos hídricos se complica puesto que los extremos climáticos

10

muestran una significativa variabilidad espacial, de esta forma, en Norte América, no es inusual que una sequía severa y una inundación estén ocurriendo al mismo tiempo en diferentes localidades (Kunkel et al. 2008).

En el caso específico de México, los recursos hídricos son generalmente abundantes, se tienen un aproximado de 1489 kilómetros cúbicos de agua cada año, de los cuales aproximadamente el 73%, de esa agua de lluvia se evapora. La mitad de las precipitaciones que ocurren en el país se concentran en la parte sur, que representa una quinta parte del área superficial total. En el extremo opuesto, solamente el 25% de esta precipitación ocurre en la parte norte del país, la que representa el 50% del área superficial (CONAGUA, 2010).

Asimismo, la variabilidad hidroclimática es de particular interés si consideramos que la población del país se ha cuadruplicado en los últimos 55 años y que el mayor crecimiento poblacional y económico se ha dado en las zonas con una menor disponibilidad de agua; así, en el centro y norte del país donde se cuenta con el 31% de la disponibilidad nacional de agua se concentra el 77% de la población. A este paso, en tan solo 56 años México pasó de una disponibilidad de 18,035 a tan sólo 4,416 metros cúbicos por habitante al año, lo que ubica al País en una situación delicada (CONAGUA, 2007).

Así, entre los estados más secos de México, ubicamos a Baja California, que representa el 3.7% de la superficie del país, donde tan solo llueve un promedio de 177 mm por año, en contraste con Tabasco, que recibe 2095 mm (Figura 1) de agua cada año en promedio. (CONAGUA, 2010)



Figura 1. Distribución de la precipitación media mensual histórica en México (1971-2000). Fuente: Estadísticas del Agua en México, edición 2010. Comisión Nacional del Agua.

Esta tesis en particular se enfoca en la Cuenca del arroyo Guadalupe (Figura 2) localizado en la porción Noroeste de la península de Baja California a 20 kilómetros al Noreste de la ciudad de Ensenada cuya agua se utiliza para riego agrícola y se trasvasa para abastecer a la ciudad de Ensenada. La región es semiárida y existe una alta variabilidad interanual en precipitación (CNA, 2006). En regiones semiáridas con un alto crecimiento económico y poblacional, así como una prospera actividad agrícola, la planeación de los recursos hídricos se torna indispensable con el fin de estimular el desarrollo económico y mantener una sustentabilidad ambiental y económica a largo plazo (Hallack-Alegria 2005). El lograr comprender y predecir la variabilidad en precipitación

anual y estacional es de gran importancia para mitigar la adversidad económica y ambiental (Block et al. 2007).



Figura 2. Ubicación de la Cuenca del Arroyo Guadalupe.

En el año 2008 se formuló el Plan de Manejo Integral del agua en el acuífero del Valle de Guadalupe y la Misión (Ramírez-Hernández, 2007a y 2007b) el cual propone una serie de acciones encaminadas a hacer un uso sustentable del recurso. Sin embargo, todas estas acciones están condicionadas por el volumen de recarga de los acuíferos. Dada la incertidumbre que existe en la precipitación, se propone la instalación de estaciones climatológicas y el estudio de la ocurrencia de la precipitación, como principal elemento de la recarga (Ramírez-Hernández 2007a). La estimación de escenarios de precipitación permitirá adecuar los planes de manejo a situaciones más reales que den mayor certidumbre y seguridad a los usuarios del agua tanto residentes de la cuenca como de la región.

Esto motiva a desarrollar en este trabajo estimaciones de frecuencias de precipitación que cuenten con una alta precisión para diferentes duraciones e investigar teleconexiones con fenómenos oceánico-atmosféricos con propósitos de predicción, así como el análisis de la relación precipitación-escurrimiento en la cuenca. De esta forma, la presente tesis comienza con los antecedentes de la región, seguido por la descripción del área de estudio incluyendo su climatología y variabilidad interanual de precipitación. Las tendencias del fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENSO) son investigadas como potenciales factores de predicción para la precipitación estacional. Las sequías meteorológicas son analizadas a escalas de tiempo estacional y anual utilizando la metodología del Índice Estandarizado de Precipitación (SPI). Se realiza un análisis de frecuencias d precipitación a escalas de tiempo anual y estacional, así como, condicionado a eventos ENSO. Finalmente, se integra el análisis de frecuencias al balance hídrico de la cuenca en términos de la relación escurrimiento-precipitación.

1.1 Antecedentes

Es bien conocido que la cuenca del arroyo Guadalupe se encuentra en una zona semidesértica, donde se presentan períodos de sequía o años sucesivos con precipitaciones inferiores al promedio anual (CNA, 2006). Así, los principales problemas de disponibilidad se presentan durante los períodos de tiempo con un déficit en precipitación, ya que los habitantes y agricultores del Valle de Guadalupe dependen totalmente del agua subterránea de la cuenca, en conjunto con una gran parte de la ciudad de Ensenada (Waller-Barrera, 2008). El Registro Público de Derechos del Agua para el 18 de junio del 2007 documentó que, de los 44,328,418 hm³ existentes al cierre del 2006 en el Valle de Guadalupe, el 18% del agua concesionada es trasvasada a la ciudad de Ensenada, para usos público urbano y el 81% para uso agrícola. De tal forma que, durante el año 2006, la ciudad de Ensenada demandó 21,804,771 hm³ de los cuales el 35% fue trasvasado del acuífero Guadalupe y el resto de los acuíferos de La Misión (17%), Ensenada (19%) y Maneadero (29%), un aporte total del 52% de los valles ubicados dentro de la cuenca (Ramírez-Hernández, 2007a).

Se ha determinado, por estudios previos en el acuífero, que no hay un gran riesgo de sobreexplotación si se continúa extrayendo el mismo volumen de agua. Esto es, mantener un equilibrio dinámico del acuífero, ya que existe evidencia de que durante lluvias extraordinarias se recupera el nivel estático hasta una condición de abundancia (Modelo de Simulación Hidrodinámica del Acuífero del Valle de Guadalupe, CNA 1999). Sin embargo, estos estudios han remarcado, también, la importancia de realizar un análisis de precipitaciones que ayude en la prevención de los impactos causados por abatimientos durante periodos de sequía y estiaje.

Así mismo, se sabe que el constante incremento en la demanda de agua, tanto por el crecimiento poblacional como por las áreas cultivadas ejerce una presión muy importante sobre la disponibilidad del agua subterránea en toda la región. De aquí, se deriva la importancia de que los organismos regionales y federales encargados de la administración de los recursos hídricos cuenten con los estudios suficientes en los que puedan basar la planeación y control de este recurso vital, así como poder llevar a cabo una toma de decisiones basadas en resultados técnicos.

En el área de Ensenada existe una variedad de estudios realizados (CNA 1999, Gaeta-Lara 2006, Medellín-Azuara et al. 2007). Históricamente, en el Valle de Guadalupe en específico, se han realizado una diversidad de estudios se han llevado a cabo, entre ellos podemos encontrar algunos de carácter geohidrológico, como el presentado por el Grupo Agroindustrial del Valle de Guadalupe en 1997, donde se estudian las características geométricas del acuífero Guadalupe y se determina la evolución de su almacenamiento concluyendo un estado de sobreexplotación (CNA, 1999). El presentado por la Comisión Nacional de Agua en 1999, que tiene como propósito el establecer un modelo de funcionamiento hidrodinámico y el determinar los componentes de la ecuación de balance del agua subterránea, con el cual concluyen, entre algunos puntos, que el agua del acuífero es de gran importancia para la ciudad de Ensenada ya que aporta el, que en la última década se ha visto obligada a buscar fuentes de abastecimiento lejanas; y que las precipitaciones observadas dentro del período 1949-1998 han producido una gran variabilidad en la principal fuente de recarga del acuífero. Estudios más recientes en la región de Ensenada (Gaeta-Lara 2006, Medellín-Azuara et al. 2007, Waller-Barrera 2008) y zonas agrícolas de los Valles de Guadalupe y Maneadero, se han enfocado en modelos de optimización que tienen la finalidad de integrar y evaluar económicamente el reuso del

16

agua residual y plantas desalinizadoras para abastecer las regiones urbanas y agrícolas, tomando en cuenta el crecimiento poblacional y futuras demandas del vital liquido. Se llegó a la conclusión que el hacer uso del agua residual tratada era la opción mas viable para la región y que al año 2020 se requerirá de encontrar nuevas fuentes de agua (Medellín-Azuara et al., 2007).

Se observa que, son pocos los estudios existentes para la cuenca del arroyo Guadalupe que consideren recursos hídricos, y principalmente frecuencias en precipitación obtenidas a partir de indicadores de sequías, de aquí surge el interés de realizar un análisis de este tipo y correlacionarlo con el escurrimiento de la cuenca con la finalidad de obtener información más precisa sobre la disponibilidad de agua en la región de estudio.

1.1.1 Sitio de Estudio

La Cuenca del arroyo Guadalupe forma parte de la Región Hidrológica No. 1, y es una de las cuencas hidrológicas más importantes del Estado de Baja California, con un área de captación de aproximadamente 2400 km² (Kurczyn-Robledo et al. 2007). En ella se desarrolla una gran actividad agrícola, la que se caracteriza principalmente por los cultivos de vid y olivo, que a su vez generan una actividad económica y mano de obra significativas en la región, eso le ha permitido desarrollar una industria con capacidad de exportación; además sirve como soporte para el suministro de agua potable a la ciudad de Ensenada, B.C. (CNA 2008). En esta cuenca se encuentran los valles agrícolas, que de aguas arriba a aguas abajo son: Valle de la Trinidad, Valle de Guadalupe y Valle la Misión.

La distribución de la precipitación promedio mensual del área de estudio (Figura 3) indica una climatología típica Mediterránea, con la mayor intensidad de lluvia en las estaciones de otoño e invierno (Gaeta-Lara 2006), es durante esta época del año cuando

17

el anticiclón semi-permanente del Pacífico del Norte se debilita, permitiendo la entrada de sistemas convectivos y frontales en la región (Arriaga-Ramírez and Cavazos 2010).



Figura 3. Precipitación Media Anual durante el periodo 1950-2008 para el área correspondiente a la Cuenca del Arroyo Guadalupe.

Las sequías regulares y de largo término son una realidad que afecta la actividad agrícola y el abastecimiento de agua en la región (Waller-Barrera 2008). De acuerdo a las estimaciones realizadas por la instancia municipal encargada del manejo del agua en la ciudad de Ensenada, la demanda del recurso hídrico fue cubierta de manera sustentable hasta el año 2006, forzando a la búsqueda de fuentes alternativas de abastecimiento de agua a los habitantes de la Cuenca del Arroyo Guadalupe y los poblados aledaños (Medellín-Azuara et al. 2007). En consecuencia, existe una creciente necesidad de comprender la ocurrencia de la seguía en la región y mitigar aquellos eventos que puedan causar un daño severo. A lo largo de este estudio, se ha encontrado que muchos investigadores han realizado un gran esfuerzo por desarrollar predicciones hidroclimáticas en escalas de tiempo estacional y anual para la administración de recursos hídricos en diferentes partes del mundo (i.e. Gershunov and Cayan 2003; Wei and Watkins 2010). Estudios realizados en el noroeste de México encontraron que la precipitación es influenciada por una fuerte variabilidad interanual de circulación atmosférica, en su mayor parte, asociada con el fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENSO), una circulación persistente del Océano Pacífico que recurre en un lapso de dos a siete años (Pérez-Brunius et al. 2006, Cavazos and Rivas 2004). Desde el año 1950 hasta mediados de los setentas, el noroeste de Baja California enfrentó un período seco moderado (Reyes and Troncoso 2004), y después de 1980, dos episodios El Niño (1983 y 1998) fueron responsables de los años más húmedos registrados (Cavazos and Rivas 2004). Reyes-Coca y Troncoso-Gaytán (2001) investigaron los impactos del ENSO en la precipitación de invierno para el evento El Niño de 1997-1998 en Baja California, recreando posibles escenarios de precipitación y a su vez, promoviendo la investigación en predicción de precipitación basada en eventos ENSO. Minnich et al. (2000) evaluó la variabilidad en precipitación para la estación de invierno en Baja California en relación al ENSO utilizando el Índice de Oscilación del Sur (SOI), encontrando una fuerte correlación entre la variabilidad interanual del SOI con precipitación mensual y anual. Cayan et al. (1998) encontró que el fenómeno ENSO explica el 30% de la variabilidad interannual que ocurre en el noroeste de Baja California.

1.2 Objetivos

Objetivo General

Realizar un análisis de precipitación para estimar la intensidad, duración y frecuencia de sequías meteorológicas en el área de la cuenca del arroyo Guadalupe. Asimismo, correlacionar la ocurrencia de la precipitación al escurrimiento de la cuenca, con la finalidad de que sea utilizado por los organismos encargados del manejo de los recursos hídricos de la ciudad de Ensenada como herramienta para monitorear y evaluar sequías y con ello mitigar aquellos eventos que puedan causar un daño severo.

Objetivos Específicos

- Analizar la frecuencia de precipitación en el noroeste de Baja California para evaluar su implicación en la cuenca del Arroyo Guadalupe en escalas de tiempo anual y estacional.
- Estimar la intensidad de la precipitación en la región de estudio a escalas de tiempo anual y estacional utilizando el Índice Estandarizado de Precipitación, SPI.
- Caracterizar la intensidad y duración de las sequías meteorológicas en la región de estudio.
- Evaluar la influencia del fenómeno El Nino Oscilación del Sur (ENSO) en las sequías meteorológicas en la región a través de un análisis de frecuencias regional de precipitación condicionado a eventos ENSO en el área de estudio.

- Valorar las implicaciones del ENSO en la predicción de sequías para una escala de tiempo anual.
- Estimar el escurrimiento de la cuenca en base a los escenarios de ocurrencia de la precipitación con la finalidad de obtener información más precisa sobre disponibilidad de agua en la región de estudio.

2.0 Marco Teórico

2.1 L-Momentos

El análisis regional de frecuencias se realiza utilizando la técnica de Lmomentos y consiste en cuatro etapas básicas: exploración de los datos, identificación de regiones homogéneas, elección de una distribución de frecuencias, y estimación de la distribución de frecuencias.

Los L-momentos obtienen su nombre por su construcción como combinaciones lineales de estadísticos de orden. Se consideran un mejoramiento altamente relevante comparado con el producto estadístico de los momentos tradicionales para caracterizar la forma de una distribución probabilística y para estimar los parámetros de distribución, particularmente para datos ambientales donde los tamaños de muestra son comúnmente pequeños (Hosking y Wallis, 1997). A diferencia de los momentos, las propiedades de los estadísticos de L-momentos son objetivos, inclusive en muestras pequeñas y están muy cerca de seguir una distribución normal. Estas propiedades los hacen apropiados para caracterizar datos ambientales que normalmente exhiben un coeficiente de asimetría de moderado a alto.

Los L-momentos son valores esperados de cierta combinación lineal de estadísticos de orden, están asociados a una variable aleatoria o equivalentemente, a una distribución de probabilidad y son capaces de describir un mayor número de distribuciones que los momentos convencionales (Hosking, 1990). Históricamente aparecieron como una variación de los momentos de probabilidad ponderados. De esta forma, los L-momentos abarcan la caracterización de las distribuciones de probabilidad, resumen las muestras de datos observados, ajustan la distribución de probabilidad a la serie de datos, y la prueba de hipótesis de la forma de dicha distribución (Hosking, 1990). La principal ventaja de los L-momentos sobre los momentos convencionales es que los L-momentos, al ser funciones lineales de los datos, están expuestos en un menor grado a la variabilidad de la muestra, por lo que permiten realizar inferencias más seguras en muestras pequeñas bajo una distribución de probabilidad (Hosking, 1990). Los estadísticos L-momentos son utilizados para calcular las estadísticas de los datos en un sitio determinado para realizar lo siguiente: las pruebas de homogeneidad/heterogeneidad de los agrupamientos de sitios propuestos (regiones); conducir las pruebas de bondad de ajuste para identificar la distribución de probabilidad apropiada; y para encontrar los parámetros de la distribución para la distribución probabilística seleccionada (Hosking y Wallis, 1997). En particular, la estimación de los radios de los Lmomentos L-CV (Coeficiente de Variabilidad) y L-Asimetría son los elementos clave para determinar el éxito del análisis regional de frecuencias en la determinación de las estimaciones de cuantiles para los sitios seleccionados.

Las medidas de L-momentos de ubicación y radios de escala asimetría y curtosis se presentan a continuación, tal como los describen Hosking y Wallis (1997):

 ℓ_1 = L-ubicación de la media de la distribución

$$\ell_2$$
 = la L-escala
 $\tau = L-CV \Rightarrow \tau = \frac{\ell_2}{\ell_1}$
 $\tau_3 = L-Asimetría \Rightarrow \tau_3 = \frac{\ell_3}{\ell_2}$
 $\tau_4 = L-Curtosis \Rightarrow \tau_4 = \frac{\ell_4}{\ell_2}$

Donde:

$$\ell_1 = \beta_0$$

$$\ell_2 = 2\beta_1 - \beta_0$$

$$\ell_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0$$

$$\ell_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 + \beta_0$$

Donde los datos (x_1:n) son ordenados en orden ascendente de 1 a n, y

$$\begin{split} \beta_0 &= n^{-1} \sum_{j=1}^n x_{j;n} \\ \beta_1 &= n^{-1} \sum_{j=2}^n \frac{(j-1)}{(n-1)} x_{j;n} \\ \beta_2 &= n^{-1} \sum_{j=3}^n \frac{(j-1)(j-2)}{(n-1)(n-2)} x_{j;n} \\ \beta_3 &= n^{-1} \sum_{j=4}^n \frac{(j-1)(j-2)(j-3)}{(n-1)(n-2)(n-3)} x_j \end{split}$$

L-CV es una medida de variabilidad y se presenta en el rango 0≤L-CV≤1 si los datos de la muestra son únicamente positivos (L-RAP User Manual, 2009). La tabla 1 exhibe una guía general para describir la magnitud relativa de L-CV en una muestra de datos.

 Tabla 1. Descripción de la Magnitud Relativa de L-CV.

Evaluación de la Magnitud Relativa de L-CV			
	Variabilidad mínima: se encuentra con frecuencia en		
.000412-0714.023	procesos controlados de manufactura.		
.025 <il-c<sub>VI<.075</il-c<sub>	Variabilidad Menor		
.075 <il-c<sub>VI<.150</il-c<sub>	Variabilidad Moderada		
150 JL C L 400 Variabilidad Alta: frecuentemente acompañada de			
coeficiente de asimetría alto.			
	Variabilidad Muy Alta: frecuentemente acompañada de un		
coeficiente de asimetría muy alto.			
Fuente: L-RAP User Manual, 2009			

L-Asimetría es una medida de asimetría y se encuentra en el rango 0≤IL-Asimetríal≤1 si los datos de la muestra son únicamente positivos (L-RAP User Manual, 2009). La tabla 2 exhibe una guía general para describir la magnitud relativa de L-CV en una muestra de datos.

Evaluación de la Magnitud Relativa de L-Asimetría		
L-Asimetría =.000	Distribución Simétrica	
.000 <i i<.050<="" l-asimetría="" td=""><td>Asimetría Mínima</td></i>	Asimetría Mínima	
.050 <i i<.150<="" l-asimetría="" td=""><td>Asimetría Moderada</td></i>	Asimetría Moderada	
.150 <i i<.300<="" l-asimetría="" td=""><td>Asimetría Alta</td></i>	Asimetría Alta	
.300 <i i<="" l-asimetría="" td=""><td>Asimetría Muy Alta</td></i>	Asimetría Muy Alta	

 Tabla 2. Descripción de la Magnitud Relativa de L-Asimetría.

Fuente: L-RAP User Manual, 2009

2.2 Regiones Homogéneas

La técnica del análisis regional de frecuencias basada en L-momentos (Hosking and Wallis 1997) se lleva a cabo para producir estimaciones de períodos de retorno que tengan una precisión significativa sobre las estimaciones en el sitio (Wallis et al. 2007). En este trabajo, el análisis regional de precipitación ha sido conducido para la base de datos completa utilizando el programa *L-Moment Regional Analysis Program* generado por *MGS Engineering Consultants* ubicados en el estado de Washington, Estados Unidos de América (http://www.mgsengr.com/, 2009).

Una región homogénea se forma por sitios que pueden ser mezclados entre sí con la finalidad de mejorar la precisión de las estimaciones de magnitudfrecuencia para todas las estaciones (Wallis et al. 2007). El arreglo de regiones de precipitación ha sido realizado identificando agrupamientos utilizando el criterio de discordancia introducido por Hosking y Wallis (1997) para categorizar aquellos sitios en los cuales las estadísticas de muestreo sean relativamente inusuales comparadas con la región como un todo.

La definición formal de la medida de discordancia está definida como sigue (Hosking and Wallis, 1997):

Asume N sitios en un grupo. Sea $u_i = [t^{(i)}t_3^{(i)}t_4^{(i)}]^T$ un vector que contiene los valores de L-momentos t, t_3 , and t_4 para el sitio i, donde el superíndice T denota la transposición de un vector o matriz.

26

Sea $\overline{u} = N^{-1} \sum_{i=1}^{N} u_i$ el grupo promedio, entonces, define la matriz de la suma de

cuadrados y productos cruzados,

$$\mathcal{A} = \sum_{i=1}^{N} \left(u_i - \overline{u} \right) \! \left(u_i - \overline{u} \right)^{\mathsf{T}}$$

La medida de discordancia para el sitio i es,

$$\mathsf{D}_{i} = \frac{1}{3} \mathsf{N} (\mathsf{u}_{i} - \overline{\mathsf{u}})^{\mathsf{T}} \mathsf{A}^{-1} (\mathsf{u}_{i} - \overline{\mathsf{u}})$$

El sitio i es declarado discordante si D_i es grande, donde "grande" depende del número de sitios en el grupo. Puesto que la cantidad de sitios puede variar, se recomienda seguir los valores de discordancia críticos recomendados por Hosking y Wallis (1997) (Tabla 3).

Cantidad de sitios en la Región	Valor Crítico
5	1.333
6	1.648
7	1.917
8	2.140
9	2.329
10	2.491
11	2.632
12	2.757
13	2.869
14	2.971
≥15	3.000

Tabla 3. Valores críticos para la medida de Discordancia.

Fuente: Hosking and Wallis 1997

Con el fin de confirmar la identificación de regiones homogéneas, se calculan las medidas de heterogeneidad desarrolladas por Hosking y Wallis (1993, 1997). En esencia, las medidas de heterogeneidad comparan la dispersión entre los sitios de la muestra de L-momentos para el grupo de sitios con el valor esperado de una muestra grande obtenida de una región homogénea (Hosking y Wallis 1997). Las medidas estadísticas H1 y H2 miden la heterogeneidad estadística de distribuciones probabilísticas conocidas y no consideran ninguna variabilidad que pueda surgir de otras fuentes (Wallis et al. 2007). H1 es la desviación estándar, ponderada de acuerdo a la medida de L-CV en el sitio. H2 se refiere a la distancia promedio que existe de las coordenadas del sitio al promedio regional en un gráfico de los radios de L-momentos, L-CV contra L-Asimetría (Hosking y Wallis, 1997).

La medida de heterogeneidad se define como sigue (Hosking y Wallis, 1997):

Asuma que la región propuesta contiene N sitios, el sitio i tiene una dimensión de la serie de datos en registro n_i , y radios de las muestras de L-momentos $t^{(i)}$, $t_3^{(i)}$, $t_4^{(i)}$. Denota por t^R , t_3^R , t_4^R al promedio regional de L-CV, L-Asimetría, y L-Curtosis, con un peso proporcional ponderado según la dimensión de la serie de datos en record en el sitio; por ejemplo:

$$t^{R} = \frac{\sum_{i=1}^{N} n_{i} t^{(i)}}{\sum_{i=1}^{N} n_{i}}$$

Calcula la desviación estándar ponderada si el L-CV muestral en el sitio es,

$$V = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^{N} n_i (t^{(i)} - t^R)^2}{\sum_{i=1}^{N} n_i} \right\}^{1/2}$$

Después, la distribución de cuatro parámetros Kappa es ajustada utilizando los valores promedio regionales de los radios de los L-Momentos para los sitios, de tal forma que se genere un número grande N_{SIM} de simulaciones para la distribución ajustada, donde cada simulación tiene el mismo número de sitios y la misma dimensión de la serie de datos en registro que la región propuesta. De

las simulaciones, la media (μ_V) y la desviación estándar (σ_V) de los valores de N_{SIM} de *V* son determinados.

La medida de heterogeneidad es entonces calculada como:

$$\mathsf{H} = \frac{(\mathsf{V} - \mu_{\mathsf{v}})}{\sigma_{\mathsf{v}}}$$

Puesto que L-CV es una variable crítica para la formación de regiones, H1 es considerado más importante que H2 porque la variación en L-CV tiene un mayor efecto que la variación en L-Asimetría o L-Curtosis sobre la precisión de las estimaciones extremas de los cuantiles. Hosking y Wallis (1997) sugieren denotar a una región como aceptablemente homogénea si las medidas de heterogeneidad, H1 y H2, son menores a 1.

2.3 Prueba de bondad de ajuste de la Distribución

La prueba de bondad de ajuste es realizada para identificar la distribución o distribuciones de probabilidad que mejor ajusten los valores promedio ponderados de L-Asimetría y L-Curtosis para la región propuesta. El procedimiento para el cálculo de la prueba de bondad de ajuste se define como sigue (Hosking y Wallis, 1997): Suponga que la región contiene N sitios, donde el sitio i tiene una dimensión de la serie de datos en record n_i y una muestra de radios de Lmomentos t⁽ⁱ⁾, t⁽ⁱ⁾, t⁽ⁱ⁾, Denota por t^R, t^R₃, t^R₄ el promedio regional de L-CV, L-Asimetría, y L-Curtosis, ponderados proporcionalmente a la dimensión de la serie de datos en registro del sitio, como en

$$t^{R} = \frac{\sum_{i=1}^{N} n_{i} t^{(i)}}{\sum_{i=1}^{N} n_{i}}$$

Ensambla una serie de distribuciones candidatas de tres parámetros. Posibilidades razonables incluyen la Generalizada Logística (GLO), Generalizada del Valor Extremo (GEV), Generalizada Pareto (GPA), LogNormal (GNO), y Pearson Tipo III (PE3).

Ajusta cada distribución al promedio regional de L-momentos t^R y t_3^R . Denota L-Curtosis de la distribución ajustada por τ_4^{DIST} , donde DIST puede ser cualquiera de GLO, GEV, etc.

Ajusta una distribución Kappa al promedio regional de los radios de Lmomentos t^R , t_3^R , y t_4^R . Simula un número grande, N_{sim} , de realizaciones de una región con N sitios, cada uno con la distribución Kappa como su distribución de frecuencia. Las regiones simuladas son homogéneas y no tienen una correlación serial; además tienen la misma dimensión de la serie de datos en record del sitio real. El ajuste de la distribución Kappa y la simulación de las regiones pueden seguir los mismos cálculos que los de la medida de heterogeneidad. Para la región simulada m, calcula el promedio regional L-asimetría $t_3^{[m]}$ y L-curtosis $t_4^{[m]}$.

Calcula el sesgo de t_4^R ,

$$B_{4} = N_{sim}^{-1} \sum_{m=1}^{N_{sim}} (t_{4}^{[m]} - t_{4}^{R})$$

y la desviación estándar de t_4^R ,

$$\sigma_{4} = \left[\left(N_{sim} - 1 \right)^{-1} \left\{ \sum_{m=1}^{N_{sim}} \left(t_{4}^{[m]} - t_{4}^{R} \right)^{2} - N_{sim} B_{4}^{2} \right\} \right]^{1/2}$$

Y, para cada distribución, la medida de prueba de bondad de ajuste

$$Z^{\text{DIST}} = (\tau_4^{\text{DIST}} - t_4^{\text{R}} + B_4) / \sigma_4$$

Declara el ajuste adecuado si Z^{DIST} está suficientemente cerca de cero, siendo un criterio razonable $|Z^{DIST}| \le 1.64$.

2.4 Selección y Estimación de la Distribución de Frecuencias

En este estudio se analizan cinco distribuciones de tres parámetros, las cuales se consideran apropiadas para aplicaciones de análisis regional de frecuencias

(Hosking y Wallis, 1997). Las distribuciones utilizadas son: Pearson Tipo III (PE3), Generalizada Pareto (GPA), Generalizada Valor Extremo (GEV), Generalizada Logística (GLO), Log-Normal (GNO).

Los radios de las muestras de L-momentos para cada sitio son ponderados de acuerdo a la dimensión de la serie de datos en record y combinadas para proporcionar el promedio regional de los radios de los Lmomentos, los cuales son utilizados para estimar los parámetros y cuantiles regionales de la distribución (Hosking and Wallis, 1997). Así, la estimación del cuantil en el sitio i para el evento regional en T-año está dado por la siguiente ecuación:

$$\hat{Q}_{i}(T) = \lambda_{1}^{(i)} \hat{q}(T)$$

Donde $\hat{q}(T)$ es la estimación de cuantil regional y $\lambda_1^{(i)}$ es el factor de escala del sitio en específico, definido como la media.

Se puede encontrar una descripción detallada de la definición de los Lmomentos en Hosking (1990) y Hosking y Wallis (1997). La Tabla 4 presenta los L-momentos para las distribuciones utilizadas en esta tesis.

Distribución	Función de Probabilidad F(x) o x(F)	L-momentos
Pearson Tipo III	$F = \Phi\!\!\left(\frac{X-\!\mu}{\sigma}\right)$	$\begin{split} \lambda_1 &= \xi + \alpha \beta \\ \lambda_2 &= \pi^{-1/2} \beta \Gamma(\alpha + \frac{1}{2}) / \Gamma(\alpha) \\ \tau_3 &= 6 I_{1/3}(\alpha, 2\alpha) - 3 \end{split}$
Generalizada Pareto	$x = \xi + \alpha I \left\{ 1 - (1 - F)^k \right\} / k$	$\lambda_{1} = \xi + \alpha / (1 + k)$ $\lambda_{2} = \alpha / (1 + k)(2 + k)$ $\tau_{3} = (1 - k) / (3 + k)$ $\tau_{4} = (1 - k)(2 - k) / (3 + k)(4 + k)$
Generalizada Valor Extremo	$x = \xi + \alpha l \left\{ 1 - (-\log F)^k \right\} / k$	$\begin{split} \lambda_1 &= \xi + \alpha \{ 1 - \Gamma(1+k) \} / k \\ \lambda_2 &= \alpha (1 - 2^{-k}) \Gamma(1+k) / k \\ \tau_3 &= 2(1 - 3^{-k}) / (1 - 2^{-k}) - 3 \\ \tau_4 &= (1 - 6.2^{-k} + 10.3^{-k} - 5.4^{-k}) / (1 - 2^{-k}) \end{split}$
Generalizada Logística	$x = \xi + \alpha I \{1 - (1 - F) / F\}^k / k$	$\lambda_1 = \xi + \alpha \{1 - \Gamma(1 + k)\Gamma(1 - k)\} / k$ $\lambda_2 = \alpha \Gamma(1 + k)\Gamma(1 - k)$ $\tau_3 = -k$ $\tau_4 = (1 + 5k^2) / 6$
Log-Normal	$F = \Phi\left(\frac{\log(x - \xi) - \mu}{\sigma}\right)$	$ \frac{\lambda_{1} = \xi + \alpha(1 - e^{k^{2}/2}) / k}{\lambda_{2} = \frac{\alpha}{k} e^{k^{2}/2} \{ 1 - 2\Phi(-k / \sqrt{2}) \}} \\ \tau_{3} = 6\pi^{-1/2} \int_{0}^{\sigma/2} erf(x / \sqrt{3}) exp(-x^{2}) dx / erf(\sigma/2) $

Tabla 4. L-momentos para las distribuciones más comunes.

Nota: Parámetros ξ (ubicación), α (escala), k (forma), Φ es la función de la distribución normal estándar, Γ es la función Gamma. Fuente: Hosking 1990

2.5 Índice Estandarizado de Precipitación - SPI

La precipitación estandarizada es la diferencia en precipitación de la media para un período específico de tiempo, dividido por la desviación estándar cuando la media y la desviación estándar han sido determinados por datos históricos (McKee et al. 1993). El Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) es

un indicador de sequía que puede ser utilizado como una herramienta para el monitoreo y análisis de este fenómeno. Este índice requiere solo una variable de entrada como pueden ser, caudal, precipitación, nieve, entre otros, en este caso específico, es la precipitación. De igual forma, puede ser aplicado a una variedad de escalas de tiempo.

Matemáticamente, el SPI está basado en la probabilidad acumulada de un evento de lluvia dado que ocurre en cierta estación. Los datos históricos de precipitación de la estación son ajustados a una distribución Gamma. La función de probabilidad acumulada Gamma es transformada a una variable aleatoria estándar normal, Z, con media igual a cero y desviación estándar igual a uno, como se muestra en la Figura 4. De esta forma, si un evento particular de lluvia presenta una probabilidad baja en la función de probabilidad acumulada, es un indicativo de un evento de seguía. En contraste, si un evento de lluvia presenta una probabilidad alta en la función de probabilidad acumulada se refiere a un evento de inundación. Así, el SPI es la representación del número de desviaciones estándar de la media donde ocurre un evento determinado. En general, el SPI representa la cantidad de lluvia en una escala de tiempo dada, con la ventaja de que no solo provee información sobre la cantidad de lluvia, sino que también actúa como indicador de cuál es la relación de esta cantidad en relación con lo normal, de tal forma que podemos definir si la estación experimenta un período de seguía o no.

35



Figura 4. Distribución estándar normal con el SPI con una media de cero y una desviación estándar de uno.

El SPI es calculado con la siguiente secuencia: (1) se prepara una serie de datos para un período de m meses; (2) una serie de períodos promedio es seleccionada para determinar las escalas de tiempo de período i meses donde i es 3, 6, 12, 24 o 48 meses; (3) cada una de las series de tiempo se ajustan a una función de distribución; (4) una vez que la relación de probabilidad y precipitación es establecida a partir de los datos históricos, la probabilidad de no-excedencia para cualquier valor de precipitación observado es calculado y expresado en términos de la desviación estándar normal donde la media de la precipitación corresponde a un valor de SPI de cero. Este valor es el SPI para un valor particular de precipitación, el cual proporciona una definición funcional y cuantitativa de la seguía para cada escala de tiempo.
Thom (1966) encontró que la distribución Gamma ajusta las series de tiempo de precipitación climática adecuadamente, la cual se describe a continuación.

La distribución Gamma es definida por su frecuencia o función de densidad de probabilidad:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^{a} \Gamma(\alpha)} x^{\alpha - 1} e^{-x/\beta} \text{ para } x > 0$$

Donde:

 $\alpha > 0 - \alpha$ es la forma $\beta > 0 - \beta$ es la escala $x > 0 \ x$ es la cantidad de precipitación

$$\Gamma(\alpha) = \int_{0}^{\infty} y^{a-1} e^{-y} dy$$

 $\Gamma(\alpha)$ es la función Gamma

Los estimadores de máxima verisimilitud de α y β están dadas por (Thom, 1966)

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right)$$
$$\hat{\beta} = \frac{\overline{x}}{\hat{\alpha}}$$

37

Donde:

$$\mathsf{A} = \mathsf{ln}(\overline{\mathsf{x}}) - \frac{\sum \mathsf{ln}(\mathsf{x})}{\mathsf{n}}$$

n=numero de observaciones de precipitación

La probabilidad de no-excedencia acumulada está dada por:

$$G(x) = \int_{0}^{x} g(x) dx = \frac{1}{\hat{\beta}^{\hat{\alpha}} \Gamma(\hat{\alpha})} \int_{0}^{x} x^{\hat{\alpha}-1} e^{-x_{\hat{\beta}}} dx$$

Sea t = $\frac{x}{\hat{\beta}}$ la ecuación que convierte la función Gamma incompleta:

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\hat{\alpha})} \int_{0}^{x} t^{\hat{\alpha}-1} e^{-t} dt$$

El valor SPI puede ser obtenido utilizando la aproximación propuesta por Abramowitz and Stegun (1965), la cual convierte la probabilidad acumulada a una variable aleatoria normal estándar:

Z = SPI = -
$$\left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right)$$
 Para 0

Z = SPI = +
$$\left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right)$$
 Para 0.5

Donde:

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

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

$$c_0 = 2.515517$$

 $c_1 = 0.802853$
 $c_2 = 0.010328$
 $d_1 = 1.432788$
 $d_2 = 0.189269$
 $d_3 = 0.001308$

3.0 Materiales y Métodos

La definición e identificación de sequías ha sido el tema de una amplia variedad de estudios (Labedzki 2007). Con la finalidad de analizar sequías desde un punto de vista estadístico es necesario especificar las siguientes características: la variable climática que será utilizada para definir sequías, la caracterización de la distribución espacial y temporal de la variable elegida, los rangos numéricos para clasificar la severidad de una sequía en un punto específico, y la cuantificación de la sequía regional (Shin and Salas 2000). Así, se ha definido a la precipitación como la variable climática, y el enfoque es solamente en sequías meteorológicas, las cuales son usualmente expresadas en términos de índices de sequías y pueden ser definidas por el grado de sequedad y la duración del período seco (McKee et al. 1993, Paulo et al. 2005, Labedzki 2007, Hallack-Alegría y Watkins 2007).

3.1 Datos utilizados

El presente estudio utiliza datos de lluvia del período de 1950 a 2008 debido a que los datos mensuales de precipitación no están comúnmente disponibles con la cobertura espacial suficiente y para años históricos. Las estaciones elegidas son aquellas consideradas que contienen los períodos de registro más completos disponibles en las bases de datos utilizadas. Asimismo, se detectó la necesidad de realizar un control de calidad y una selección detallada de la precipitación media anual para remover datos erróneos debido a fallas en transcripción y una deficiencia en la toma de datos por varios meses. Los datos observados de precipitación se tomaron de la base de datos, ERIC III, proporcionada por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) para el período de 1950 a 2004. Una segunda fuente de información es la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) Gerencia Organismo de Cuenca Baja California para el período 2004 – 2008, y para llenar algunos espacios vacios para aquellas estaciones que coinciden en ambas bases de datos durante el periodo 1950 – 2004.

Las estaciones se seleccionaron considerando su: ubicación geográfica y patrones de precipitación, como lo son el rango de precipitación media anual y la estacionalidad. Además, los datos de precipitación incluidos en el análisis satisfacen los siguientes criterios: un mínimo de 15 años de record en cada estación y consistencia espacial con las estaciones aledañas. De la misma forma, con el fin de compensar un poco la ausencia de información para diferentes años en varias estaciones, se hicieron interpolaciones haciendo uso de regresión lineal simple de estación a estación bajo el supuesto de mantener un coeficiente de determinación igual o mayor al 80%. El total de estimaciones aceptables fue de 16 años para 9 estaciones. Así, de las 55 estaciones climatológicas tomadas inicialmente (Figura 5), un total de 34 estaciones cumplió las condiciones establecidas con períodos de registro en un rango de 15 a 59 años (Tabla 5). Sin embargo, no todas las estaciones cuentan con una base de

41

datos continua para el período de registro lo que lleva a la formación de series de tiempo truncadas (Figura 6).



Figura 5. Ubicación espacial de las estaciones pluviométricas utilizadas en este estudio.



Figura 6. Período de registro en años para cada estación. Los círculos verdes representan series de tiempo truncadas. Los círculos rojos representan series de tiempo continuas. El tamaño el círculo representa el período de registro.

Región 1				
Clave	Latitud Norte (°)	Longitud Oeste (%	Elevación (msnm)	
2001	32.10	116.45	410	
2004	32.20	116.49	555	
2005	32.07	116.75	40	
2017	32.33	117.05	22	
2024	32.30	116.53	330	
2030	32.54	116.68	480	
2036	32.05	116.68	315	
2038	32.45	116.91	120	
2045	31.75	116.43	170	
2066	32.00	115.95	1580	
2068	32.53	117.04	55	
2069	32.37	116.65	280	
2070	32.52	116.76	242	
2079	32.53	116.90	65	
2091	31.29	116.26	170	
2104	31.79	116.59	8	
2106	31.70	116.57	10	
2108	31.71	116.67	15	
2114	32.24	116.58	455	
2124	32.48	116.70	495	
2153	31.63	116.43	180	

Tabla 5. Localización geográfica de las estaciones pluviométricas utilizadas en este

estudio.

Región 2				
Clave	Latitud Norte (°)	Longitud Oeste (%	Elevación (msnm)	
2014	31.59	116.05	1115	
2019	32.34	116.25	1162	
2021	32.18	116.29	1350	
2031	32.55	116.05	1232	
2035	31.91	116.27	712	
2049	32.13	116.17	1280	
2057	31.66	115.82	1150	
2065	31.79	116.41	152	
2086	32.59	116.19	888	
2088	31.61	115.94	1070	
2093	32.36	115.75	780	
2118	31.92	116.23	721	
2121	32.52	116.30	960	

3.1.1. Criterio de asignación de parámetros regionales

Hosking (1990) enfatiza en que la variabilidad asintótica de los radios de los L-momentos es insignificante, solamente para las muestras de 20 datos o más, sin embargo, el imponer este criterio para este estudio hubiera terminado en una reducción de 34 a 28 estaciones. Así, el algoritmo regional de Lmomentos de Hosking y Wallis (1993) aplicado a partir de aquí permite una gran variabilidad de los radios de L-momentos para muestras pequeñas (Guttman 1994) haciendo una asignación de los radios específicos de cada sitio en forma proporcional a la extensión del período de registro del mismo. Así, en esta investigación, a las estaciones climáticas con un período de registro pequeño se les asigna una menor ponderación en la estimación de parámetros regionales que aquellas estaciones con un mayor período de datos, reduciendo así, una variabilidad potencial en las estimaciones regionales de cuantiles.

3.1.2. Eventos ENSO incluidos

Para el análisis ENSO, los eventos listados por el *Western Region Climate Center* (Centro Climático de la Región Oeste) y el *National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA- Climate Prediction Center* (Centro Climático de Predicción de la Administración Atmosférica y Oceanográfica Nacional de EEUU - NOAA) de Estados Unidos de América han sido incluidos en el análisis (Tabla 6).

El Niño	La Niña
1957-1958	1950-1951
1965-1966	1955-1956
1972-1973	1956-1957
1977-1978	1964-1965
1982-1983	1970-1971
1987-1988	1971-1972
1991-1992	1973-1974
1992-1993	1974-1975
1994-1995	1975-1976
1997-1998	1988-1989
2002-2003	1998-1999
	2000-2001
	2007-2008

Tabla 6. Eventos ENSO incluidos en el análisis

El Índice Multivariado del ENSO (MEI, Wolter and Timlin 1993) ha sido seleccionado para cuantificar la magnitud del ENSO. El MEI representa las seis variables principales de las componentes del análisis observado en el Pacifico Tropical: presión del nivel del mar, componente norte-sur del viento en la superficie, componente este-oeste del viento en la superficie, temperatura en la superficie del mar, temperatura del aire en la superficie, y, fracción total de nubosidad en el cielo (Wolter and Timlin 1993). Los valores de MEI fueron obtenidos del sitio de Internet del *Climate Prediction Center* de Estados Unidos de América <u>http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/</u> (Centro de Predicción Climática de EEUU). Los valores positivos representan episodios El Niño, mientras que valores negativos corresponden a eventos La Niña.

3.2 Regiones de Precipitación

Se utilizó la técnica de análisis Regional de Frecuencias basada en Lmomentos (Hosking and Wallis 1997) para producir estimaciones de períodos de retorno que presenten un incremento significativo en confiabilidad sobre las estimaciones en sitio. En esta sección, se presentan los primeros pasos en la metodología del análisis regional de frecuencias utilizado, que consiste en la exploración de datos e identificación de regiones de precipitación homogéneas.

El análisis comienza con la categorización de los sitios en arreglos de posibles regiones homogéneas utilizando el criterio de discordancia. Dado que el número de estaciones en las regiones puede variar, y la serie de datos es relativamente pequeña (34 sitios en total), los valores críticos de discordancia recomendados por Hosking y Wallis (1997) (Tabla 3) fueron tomados para identificar aquellos sitios con valores de discordancia mayores a 2.87 y clasificarlos como dudosos. Los datos de las estaciones dudosas fueron inspeccionados, y los valores erróneos se removieron manualmente de la serie de datos del sitio. La medida de discordancia es un indicador secundario que apoya en la toma de decisión al considerar mover una estación de una región a otra. Para continuar con el procedimiento de exploración de datos se efectúan dos criterios adicionales: que los datos sean estacionarios en el período de registro, y la independencia serial de los datos en cierto sitio. La prueba para conocer si los datos son estacionarios, comúnmente utilizada como una herramienta en análisis de series de tiempo, se realizó con el fin de asegurar

47

que no existieran tendencias significativas en los datos para el período de observaciones. La prueba de independencia serial se realizó para confirmar que no existiera una dependencia serial entre observaciones, lo cual es una suposición típica en análisis de frecuencias (Hosking and Wallis 1997). Estas pruebas estadísticas están incluidas en el software L-RAP, y son explicadas en detalle por Wallis et al. 2007. De esta forma, los cálculos confirmaron que la precipitación media anual y estacional cuentan con independencia serial y son estacionarias.

Posterior a la exploración de datos se identificó la región homogénea. Las medidas de heterogeneidad H1 y H2 son el indicador principal para aceptar o declinar la región propuesta como homogénea. La Tabla 7 presenta una guía para la toma de decisión sobre la región propuesta.

Medida de Heterogeneidad	Decisión sobre la Región Homogénea
H1 y H2 ≤ 1	Región se acepta como Homogénea
2 < 41 y 42 < 1	Región Posiblemente Heterogénea
2 3 1 1 Y 1 2 3 1	Reasignar algunos sitios puede ser benéfico
	Región Definitivamente Heterogénea
H1 y H2 ≥ 2	Se debe redefinir la región y/o reasignar sitios a
	otra región.

Tabla 7. Criterios de aceptación/declinación de la Región propuesta como homogénea.

Fuente: Wallis et al. 2007

3.3 Variabilidad Interanual de Precipitación

El SPI se enfocó exclusivamente en la precipitación para períodos de tiempo predeterminados por el usuario (por ejemplo: 3, 6, 12, 24-meses) para evaluar la acumulación y déficit en precipitación de tal manera, que permitió una comparación directa (estandarizada) entre las diferentes regiones climáticas (McPhee et al. 2004). Utilizando años calendario, el SPI fue calculado para ambas regiones para cada mes del período de registro, 1950 - 2008, para las escalas de tiempo de 2, 12 y 24-meses, ajustando una distribución Gamma como lo sugirió Wu et al. 2005. Para este estudio, los valores de SPI fueron calculados utilizando el software que provee el National Drought Mitigation Center, http://drought.unl.edu/ (Centro Nacional de Mitigación de Sequías) de Estados Unidos de América. La escala de tiempo de 6-meses puede ser utilizada para la identificación eventos de seguía a corto plazo o de temporada, que afectan la agricultura a través de déficits en la humedad del suelo o reducciones en los cultivos; las escalas de 12 y 24-meses se manejan para seguías que presentan una amenaza a largo plazo en los recursos hídricos, como son disminución en niveles del agua subterránea y reducciones de almacenamiento en presas (Labedzki 2007). Los eventos de sequía están definidos por cada escala de tiempo presentando valores de SPI negativos en forma continua que alcanzan un valor de -1.0 o menos. La sequía comienza en el momento que el SPI baja de cero y termina cuando el SPI alcanza condiciones de humedad indicados por valores positivos (McKee et al. 1995). La

49

tabla 8 muestra las categorías de severidad de la sequía meteorológica (McKee et al. 1993).

Valores de SPI	Categoría
> 2.00	Extremadamente Húmedo
1.50 a 1.99	Muy Húmedo
1.00 a 1.49	Moderadamente Húmedo
-0.99 a 0.99	Normal
-1.00 a -1.49	Moderadamente Seco
-1.50 a -1.99	Severamente Seco
< -2.00	Extremadamente Seco

Tabla 8. Categorías del Índice Estandarizado de Precipitación (SPI).

Asimismo, se utilizaron Sistemas de Información Geográfica (SIG) para crear mapas de precipitación para el área de estudio. Partiendo de las herramientas geoestadísticas que ofrece el software ArcMap 9.2 ©, se eligieron dos métodos de interpolación espacial, los cuales presentan una metodología adecuada para esta zona en particular. El primer método, Inverso de la distancia ponderada (Inverse Distance Weighted, IDW), es un método determinístico que mantiene que un valor estimado de un punto es influenciado mayormente por los puntos conocidos más cercanos que por aquellos más alejados. El segundo, Kriging, es una técnica que asume que la variación espacial de un atributo no es ni determinístico ni estocástico en su totalidad. En su lugar, considera que la variación espacial consiste en tres componentes principales: una tendencia espacial, representando la variación de la variable a regionalizar, una estructura, y un término aleatorio de error. La presencia o ausencia de la estructura y la

interpretación de la variable a regionalizar han guiado al desarrollo de diferentes métodos de Kriging para interpolación espacial: Ordinary Kriging, Simple Kriging, y Universal Kriging. Para esta tesis, se eligió el mapa de precipitación arrojado por el método Simple Kriging, que es aplicable cuando se dispone de pocos datos de muestreo (Kang-tsung Chang, 2004).

3.4 Distribuciones de Frecuencia

El análisis regional de frecuencias consiste en encontrar una distribución de frecuencias única que proyecte estimaciones de cuantiles confiables para cada sitio en una región homogénea. En este estudio se aplica el algoritmo regional de L-Momentos descrito en Hosking y Wallis (1997). La técnica incluye la utilización de estimadores de L-Momentos en lugar del método de momentos tradicional. No obstante, los momentos tradicionales y los L-momentos son medidas de ubicación, escala y forma de las distribuciones de probabilidad, Hosking et al. (1985b) y Hosking and Wallis (1987a) encontraron que con muestras pequeñas y moderadas, el método de L-momentos es con frecuencia más eficiente y robusto que los métodos de máxima verosimilitud o momentos tradicionales (Hosking and Wallis 1997). Los L-momentos son combinaciones lineales de estadísticos de orden de las observaciones posicionadas y son, por consecuencia, menos sensibles a observaciones periféricas que el método de los estimadores de momentos (Hosking 1990).

Posteriormente a la identificación de las regiones homogéneas, como se describe en las secciones previas, el siguiente paso es identificar la distribución de probabilidad apropiada para describir el comportamiento de los datos de interés (Wallis et al. 2007). Como se mencionó en el Capitulo 2, en este análisis se consideraron cinco distribuciones de probabilidad de tres parámetros: Pearson Tipo III (PE3), Generalizada Pareto (GPA), Generalizada Valor Extremo (GEV), Generalizada Logística (GLO), Log-Normal (GNO). Distribuciones de dos parámetros no han sido consideradas en el presente estudio puesto que los cuantiles en las colas de la distribución pueden ser seriamente sesgados si la forma de la cola de la distribución real no es estimada correctamente por la distribución ajustada (Hosking y Wallis, 1997). Siguiendo la metodología de Hosking y Wallis (1997), se utiliza el estadístico de la prueba de bondad de ajuste Z. El procedimiento indica una distribución como "aceptable" para $|Z| \leq 1.64$, el cual corresponde a la falla de rechazo de la distribución hipotética con un nivel de significancia del 90% (Hosking y Wallis 1997).

3.5 Estimación del escurrimiento

En este trabajo se estima el escurrimiento superficial de la cuenca del Arroyo Guadalupe tomando como criterio la Norma Oficial Mexicana NOM-011-CNA-2000, "Conservación del Recurso Agua – que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales". La disponibilidad se determinó mediante la siguiente expresión:

El volumen medio anual del escurrimiento se determinó indirectamente, como se muestra a continuación:

Se utilizaron polígonos de Thiessen para identificar el área de influencia de cada estación de la cuenca. El Coeficiente de Escurrimiento anual (Ce) se determina en función de dos factores (Tabla 9): (1) las clases de escurrimiento A, B, C; y, (2) el tipo de cobertura superficial, suelo desnudo, cultivos, pastizales, bosques, zonas urbanas.

Tipo de Suelo	Características
А	Suelos permeables, tales como arenas profundas y loess poco compactos
В	Suelos medianamente permeables, tales como arenas de mediana profundidad: loess algo mas compactos que los correspondientes a los suelos tipo A.
С	Suelos casi impermeables, tales como arenas o loess muy delgados sobre una capa impermeable, o bien arcillas

Tabla 9. Valores de K en función del tipo y uso de suel	о.
---	----

	Tipo de Suelo			
	Α	В	С	
Barbecho y áreas desnudas	0.26	0.28	0.30	
Cultivos:				
En Hilera	0.24	0.27	0.30	
Legumbres o rotación de pradera	0.24	0.27	0.30	
Granos pequeños	0.24	0.27	0.30	
Pastizal:				
% del suelo cubierto o pastoreo				
Más del 75%	0.14	0.20	0.28	
50% – 75%	0.20	0.24	0.30	
Menos del 50%	0.24	0.28	0.30	
Bosque:				
% del suelo cubierto				
Más del 75%	0.07	0.16	0.24	
50% – 75%	0.12	0.22	0.26	
25% – 50%	0.17	0.26	0.28	
Menos del 25%	0.22	0.28	0.30	
Zonas Urbanas	0.26	0.29	0.32	
Caminos	0.27	0.30	0.33	
Pradera permanente	0.18	0.24	0.30	

Fuente: Norma Oficial Mexicana NOM-011-CNA-2000

En la cuenca existen diferentes tipos y usos de suelo, por lo que el valor de K se promedia. Con el valor del parámetro K, se aplican las fórmulas que se presentan en la Tabla 10.

Tabla 10. Ecuaciones para el cálculo del Coeficiente de Escurrimiento en base alparámetro K.

K	Се
K ≤ 0.15	Ce = K (P-250)/2000
K > 0.15	Ce = K (P-250)/2000 + (K-0.15)/1.5

Nota: P = Precipitación anual, mm K = Adimensional

4.0 Resultados y Discusión

4.1 Regiones Homogéneas de Precipitación

Las medidas de heterogeneidad (H1 y H2) indicaron que todas las estaciones en el estudio se pueden considerar dentro de una sola región; sin embargo, la medida de discordancia fue alta para algunos sitios, indicando que posiblemente debían ser removidos de la serie de datos. Para evitar disminuir la cantidad de estaciones utilizadas, se decidió definir dos regiones físicamente consistentes con la zona costera y montañosa, lo cual redujo el número total de sitios discordantes. De esta forma, aplicando las pruebas de heterogeneidad (Hosking y Wallis 1997, Wallis et al. 2007) ambas regiones resultaron ser aceptablemente homogéneas con H1 y H2 < 1.0 para las escalas de tiempo analizadas en este trabajo, anual y estacional (Tabla 11).

Anual	Medidas de Heterogeneidad			
Anual	H1	H2		
Región 1	0.48	-2.58		
Región 2	-1.94	-1.77		
Estación	Medidas de Heterogeneidad			
Húmeda	H1	H2		
Región 1	-0.85	-1.91		
Región 2	-1.41	-1.31		
Estación	Medidas de Heterogeneidad			
Seca	H1	H2		
Región 1	-1.68	-1.24		
Región 2	-0.75	-1.58		

 Tabla 11. Resultados de la prueba de heterogeneidad para las regiones 1 y 2.

_

La Región 1 quedo con 21 estaciones, mientras que la Región 2 incluye 13 estaciones (Figura 7).



Figura 7. Regiones Homogéneas 1 y 2 propuestas. Figura 7. **Regiones Homogéneas 1 y 2 propuestas.**

Se encontraron dos sitios discordantes en la Región 1: 2114-Ejido Carmen Serdán, y 2068-Tijuana. El sitio 2114 cuenta con el L-CV más alto de cualquier agrupamiento, sin embargo, ésta no es la única causa del valor alto de discordancia obtenido. La Figura 8 muestra que la medida de discordancia ocurre debido a la combinación de un L-CV alto y, L-Asimetría y L-Curtosis moderados es discordante con el patrón que siguen el resto de los sitios. La estación 2068 tiene los estadísticos L-CV y L-Asimetría más bajos de cualquier sitio en la Región además de L-Curtosis moderado. En la Región 2, solamente una estación excedió el valor critico de discordancia de 2.87: estación 2019-El Compadre. Este sitio cuenta con un L-CV moderado combinado con los estadísticos L-Asimetría y L-Curtosis más bajos en la Región (Figura 9). Finalmente, no se obtuvo alguna evidencia de errores en la serie de datos de los tres sitios discordantes, de tal forma que han sido incluidos en el análisis de cada Región.



Figura 8. Radios de L-Momentos para la Región 1. El sitio representado por un triángulo corresponde a la estación discordante 2068, y el representado con un círculo a la estación discordante 2114.



Figura 9. Radios de L-Momentos para la Región 2. El sitio representado por un círculo la estación discordante 2119.

4.2 Variabilidad interanual y estacional.

La figura 10 muestra la variabilidad espacial de precipitación en el área de estudio, donde la precipitación media anual es de 280 mm y los totales de precipitación más bajos están en la zona costera correspondiente a la Región 1.



California, EEUU

Figura 10. Precipitación media anual en el área de estudio.

La variabilidad temporal puede ser expresada en términos de índices, como el SPI (McKee et al. 1993) utilizado para definir categorías de seguías objetivamente (Tabla 7). McKee et al. (1993) sugiere ajustar los datos históricos de precipitación a una distribución Gamma para definir el SPI, mientras que Guttman (1999) recomienda utilizar la distribución Pearson Tipo III. En este trabajo, el SPI ha sido calculado para cada estación utilizando la distribución Gamma para períodos de 6-, 12- y 24- meses. Los resultados de este análisis son mostrados en las Figuras 11 y 12 para las Regiones 1 y 2, respectivamente, cada barra muestra el rango de valores de SPI para todas las estaciones en la región en un período dado, ilustrando una variabilidad de precipitación interanual y estacional altas en ambas regiones. Este estudio también muestra una considerable variabilidad espacial en la escala de tiempo estacional, con una fuerte consistencia espacial. La evidencia más fuerte de la presencia de características de seguía se observan en la escala de tiempo de 24 meses. En la Región 1, tres episodios de sequía ocurrieron, 1954-1965, 1971-1973 y 2000-2004 donde los períodos permanecieron por debajo del promedio por doce, tres y cinco años consecutivos, respectivamente. De manera similar, en la Región 2 se observaron cuatro períodos de seguía 1954-1958, 1960-1965, 1971-1973 y 2000-2004 donde los períodos permanecieron por debajo del promedio por cinco, seis, tres, y cinco años consecutivos, respectivamente. En ambas regiones se advirtió un período extensivo de humedad 1977 a 1988, donde los eventos de precipitación se mantuvieron por 11 años consecutivos por arriba del promedio.



Figura 11. SPI para la Región climática 1.



Figura 12. SPI para la Región climática 2.

Los valores bajos de SPI al final del período de registro pueden estar asociados con la tendencia proyectada a un clima más árido para la región noroeste de México en el siglo XXI (Burke et al. 2006; Seager et al. 2007; Favre and Gershunov, 2008; Milly et al. 2008). Además, esto es consistente con evidencia que muestra un incremento significativo en los períodos secos en el área suroeste de Estados Unidos (Groisman and Knight, 2008). Diffenbaugh et al. (2008) encontró que las áreas ubicadas en el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos son las regiones mas susceptibles a los impactos del cambio climático en el siglo XXI debido, principalmente, a una precipitación con alta variabilidad.

4.3 Estimación de frecuencias a escalas anual y estacional para eventos extremos.

Los índices como el SPI son útiles para definir categorías de sequías pero no provee estimaciones explicitas sobre períodos de retorno. Aunado a esto, la distribución probabilística de dos parámetros Gamma, no proporciona estimaciones de frecuencia confiables para eventos extremos. De esta forma, las cinco distribuciones de probabilidad de tres parámetros han sido analizadas para ajustar los datos de precipitación en escalas de tiempo estacional y anual para cada región. La Tabla 12 muestra los valores del estadístico de bondad de ajuste Z, para el análisis anual y estacional de precipitación. Los valores resaltados indican que las distribuciones son aceptables cumpliendo con el criterio de $|Z| \le 1.64$, el cual corresponde a la falla de rechazar la distribución hipotética con un nivel de significancia del 90% (Hosking y Wallis 1997). Como se puede observar, para los análisis realizados, anual, estación húmeda (noviembre-abril), y estación seca (mayo-octubre), la distribución probabilística Generalizada Normal (GNO) es la más robusta puesto que se acepta en los tres casos. Sin embargo, antes de proponerla como la distribución probabilística a utilizar, se sugiere realizar comparaciones con los valores observados. **Tabla 12.** Estadístico de bondad de ajuste para las distribuciones Generalizada Normal, Generalizada Valor Extremo, Pearson Tipo III, Generalizada Logística, Generalizada Pareto. Las distribuciones aceptadas son las que se muestran en negritas.

Escala ANUAL	Z ^{DIST}			
Distribuciones Aceptables	Región 1	Región 2		
Generalizada Normal	0.69	-0.21		
Generalizada Valor Extremo	0.17	0.16		
Pearson Tipo III	-0.50	-0.98		
Generalizada Logística	2.76	-3.86		
Generalizada Pareto	1.84	-2.88		
Escala ESTACIONAL: Noviembre-Abril	Z	Z ^{DIST}		
Distribuciones Aceptables	Región 1	Región 2		
Generalizada Normal	-1.51	0.57		
Generalizada Valor Extremo	3.44	1.17		
Pearson Tipo III	1.01	-0.49		
Generalizada Logística	5.46	2.38		
Generalizada Pareto	-1.51	-1.86		
Escala ESTACIONAL: Mayo-Octubre	Z ^{DIST}			
Distribuciones Aceptables	Región 1	Región 2		
Generalizada Normal	0.58	-0.01		
Generalizada Valor Extremo	1.97	0.74		
Pearson Tipo III	-1.80	-1.30		
Generalizada Logística	2.35	1.79		
Generalizada Pareto 0.25 -2.		-2.05		

Para obtener los valores observados, se utilizan técnicas de posición de trazado. Existen diferentes posiciones de trazado que brindan estimaciones no sesgadas para diferentes distribuciones. La fórmula general para la posición de trazado es P= (m-b)/(n-a), donde m se refiere al rango de datos de precipitación ordenados de menor a mayor, n es el número de meses de registro, a y b son

parámetros entre 0.00 y 0.50. Cada dato de precipitación es asignado a una única categoría. Una vez que se realiza el arreglo, se define una fórmula para la posición de trazado para determinar la probabilidad de que un evento dado ocurra. Cunnane (1978) sugiere utilizar P= (m-0.4)/(n+0.2), Weibull propone p=m/(n+1), finalmente, Hosking (1990) y Hosking y Wallis (1995) utilizan P=(m-0.35)/n para algunas distribuciones de tres parámetros. Después de evaluar los datos observados de precipitación con las diferentes técnicas para posición de trazado, en este trabajo se encontró que la propuesta de Hosking y Wallis (1995) presenta el mejor ajuste para los datos de precipitación del área de estudio.

La Tabla 13 muestra las estimaciones de cuantiles con las tres distribuciones que brindaron el mejor ajuste para una escala de tiempo anual, y las estimaciones empíricas basadas en posiciones de trazado de Hosking y Wallis (1995).

Los cuantiles están expresados como porcentajes de la precipitación media anual en el período de tiempo correspondiente. Por ejemplo, para un sitio ubicado en la región 1, un valor total de precipitación anual tan pequeño como el 26% de la precipitación media anual está estimado a ocurrir en promedio una vez cada 50 años de acuerdo a la distribución Generalizada Normal (Tabla 12). Puede ser observado que para la intensidad de lluvia anual los intervalos de recurrencia en el rango de 5 a 100 años, las tres distribuciones proveen estimaciones consistentes. Sin embargo, para períodos de retorno, iguales o mayores a 100 años, los cuantiles de las distribuciones candidatas pueden comenzar a diverger, y las comparaciones con los datos observados se tornan

69

útiles. Considerando la Región 1, donde aproximadamente el 1% de los valores de precipitación anual son menores a 40 mm, que corresponde al 16% de la precipitación media anual, el cuantil determinado a través de la distribución GEV del 19% de la media es más cercano a los valores observados que las otras distribuciones candidatas (22% y 26%, Tabla 12). De esta forma, de las tres distribuciones propuestas, la distribución GEV es la más consistente con la escala de tiempo anual comparada con las estimaciones empíricas para ambas regiones, además de contar con las mejores medidas del estadístico de bondad de ajuste (valor absoluto más bajo de Z), mostrados en la Tabla 11.

Estimación de Cuantiles – Anual Curva de Crecimiento Regional					
Probabilidad de No-Excedencia Anual	0.01	0.02	0.05	0.10	0.20
Período de Retorno (Años)	100	50	20	10	5
Región 1					
Generalizada Normal	0.22	0.26	0.35	0.44	0.57
Generalizada Valor Extremo	0.19	0.25	0.34	0.44	0.57
Pearson Tipo III	0.26	0.29	0.36	0.43	0.56
Observado	0.17	0.22	0.30	0.40	0.56
Región 2					
Generalizada Normal	0.21	0.26	0.35	0.44	0.57
Generalizada Valor Extremo	0.19	0.25	0.35	0.44	0.58
Pearson Tipo III	0.25	0.29	0.36	0.44	0.56
Observado	0.13	0.18	0.29	0.41	0.58

Tabla 13. Estimación Regional de cuantiles de precipitación anual.

Asimismo, la Figura 13, muestra la variabilidad de la precipitación media anual esperada para los intervalos de recurrencia de 5, 10, 20 y 50 años, donde se puede observar una tendencia a períodos secos en la Cuenca conforme se avanza en el siglo XXI.



Figura 13. Precipitación media anual en la Cuenca del Arroyo Guadalupe para intervalos de recurrencia de 5 y 10 años.

Para el análisis de la escala de tiempo de dos-años, la ausencia de datos y un tamaño pequeño de la serie requirieron que las dos regiones se combinaran en una única región. Solamente, la distribución GPA resultó aceptable en el ajuste de los datos de precipitación. Como se muestra en la Tabla 14, los cuantiles de la curva de crecimiento regional son ligeramente más pequeños que los correspondientes a la escala anual, indicando que la región muestra una tendencia a sequías multi-anual ilustrado en las Figuras 10 y 11. La limitación en la disponibilidad de datos previno realizar análisis regional de frecuencias para duraciones más largas

Tabla 14. Estimación Regional de cuantiles de precipitación para la escala de tiempo dedos-años para ambas regiones combinadas en una total.

Estimación de Cuantiles – 24 meses Curva de Crecimiento Regional					
Probabilidad de No-Excedencia dos- años	0.01	0.02	0.05	0.10	0.20
Regiones 1 y 2					
Generalizada Pareto	0.18	0.20	0.24	0.31	0.46
Observado	0.16	0.22	0.28	0.38	0.53

En el análisis estacional, se observa una consistencia entre las distribuciones aceptables para los períodos de retorno de 5 a 20 años para las intensidades de lluvia, un comportamiento similar se observa en el análisis anual. Los cuantiles correspondientes a la estación húmeda (Tabla 15) son, de hecho, comparables a los cuantiles de la escala de tiempo anual debido a que la
región sigue un fuerte régimen invernal de precipitación. La distribución PE3 es aceptable para ambas regiones, sin embargo, en la Región 1 la distribución GPA presenta una mayor consistencia con respecto a los valores empíricos.

regiones 1 y 2.							
Estimación de Cuantiles – Estación Húmeda Curva de Crecimiento Regional							
Probabilidad de No-Excedencia Estacional	0.01	0.02	0.05	0.10	0.20		
Período de Retorno (Años)	100	50	20	10	5		
Región 1							
Pearson Tipo III	0.23	0.25	0.31	0.38	0.50		
Generalizada Pareto	0.30	0.31	0.34	0.38	0.48		
Observado	0.26	0.32	0.35	0.44	0.52		
Región 2							
Pearson Tipo III	0.19	0.22	0.27	0.34	0.46		
Generalizada Normal	0.13	0.17	0.26	0.35	0.48		
Generalizada Valor Extremo	0.09	0.15	0.25	0.35	0.49		
Observado	0.26	0.29	0.38	0.43	0.50		

 Tabla 15. Estimación Regional de cuantiles de precipitación estacional húmeda para las

Con respecto a la estación seca, se observa una mayor discrepancia, siendo más notable la Región 2 (Tabla 16). Esta variabilidad es debido a una serie de tiempo pequeña (con una cantidad significante de datos no disponibles), así como valores de precipitación muy bajos durante esta estación. Los valores de cero o negativos observados para la distribución GNO de la Región 1, y la distribución GEV de la Región 2, respectivamente, se han considerado, por propósitos prácticos, como cero, lo que indica que las estaciones dentro de estas regiones pueden esperar recibir esencialmente 0 mm de precipitación una vez en promedio cada 100 años. Las otras distribuciones indican que se puede esperar entre el 2% y 11% de la precipitación promedio estacional cada 100 años.

region	regiones r y 2.						
Estimación de Cuantiles – Estación Seca Curva de Crecimiento Regional							
Probabilidad de No-Excedencia 0.01 0.02 0.05 0.10 0. Estacional							
Período de Retorno (Años)	100	50	20	10	5		
Región 1	Región 1						
Generalizada Normal	0.00	0.02	0.06	0.11	0.21		
Generalizada Pareto	0.04	0.05	0.07	0.11	0.19		
Observado	0.01	0.13	0.13	0.15	0.28		
Región 2							
Pearson Tipo III	0.11	0.13	0.17	0.24	0.36		
Generalizada Normal	0.02	0.06	0.15	0.24	0.38		
Generalizada Valor Extremo	-0.03	0.03	0.13	0.24	0.40		
Observado	0.16	0.16	0.16	0.40	0.56		

 Tabla 16. Estimación Regional de cuantiles de precipitación estacional seca para las regiones 1 y 2

4.4 Frecuencia de Sequías condicionadas a eventos ENSO

La fuerte teleconexión que existe entre ENSO y, la lluvia estacional y anual en la región de estudio se presenta en la Figura 14, donde datos de precipitación promedio anual normalizada e índice MEI son graficados para años El Niño y La Niña en ambas regiones de precipitación. En la mayoría de los años, los valores positivos de MEI coinciden con valores de lluvia por arriba de lo normal, indicando, así, años húmedos durante eventos El Niño, y viceversa para eventos La Niña. La Tabla 17 muestra coeficientes de correlación para la precipitación anual, estación y MEI. Como se puede observar, los coeficientes de correlación más altos se presentan para la precipitación de invierno (Noviembre-Abril) y datos de MEI de invierno.

Tabla 17. Correlaciones anuales y estacionales entre eventos ENSO y precipitación.Los coeficientes de correlación estacional se realizaron entre la precipitación de inviernoy MEI de invierno (Noviembre-Abril).

	Región 1	Región 2
Anual		
EI NIÑO	0.38**	0.54**
LA NIÑA	0.48 [*]	0.18 [*]
NEUTRAL	0.36**	0.25**
GENERAL	0.54**	0.44**
Estación de	Invierno	
EI NIÑO	0.70 ^{**}	0.64**
LA NIÑA	0.60**	0.65**
NEUTRAL	0.36**	0.42**
GENERAL	0.59**	0.57**

Nota: = nivel de significancia del 90% = nivel de significancia del 95%



Figura 14. Asociación entre MEI y lluvia normalizada. Coeficientes de correlación entre MEI y lluvia normalizada en escala anual para las regiones 1 y 2 son de 0.54 y 0.44, respectivamente.

Con el propósito de mejorar la predicción de sequías, se realizó un análisis regional de frecuencias de sequía para tres regímenes: El Niño, La Niña, y años Neutrales (No-ENSO). Debido a la cantidad de datos existentes, solamente una región climática homogénea fue utilizada para este análisis, y el número de estaciones dentro de dicha región varió según la disponibilidad de datos para cada régimen y algunos sitios discordantes que debieron ser removidos. De esta forma, el análisis para El Niño (EN) incluyó 15 estaciones; el análisis para los años La Niña (LN) incluyeron 17 estaciones; y, finalmente, el análisis para años Neutrales (N) incluyó 28 estaciones. La Tabla 18 muestra las estaciones incluidas en la región correspondiente a cada régimen.

Región El Niño						
Clave	Latitud Norte (°)	Longitud Oeste (°)	Elevación (m)			
2001	32.10	116.45	410			
2004	32.20	116.49	555			
2021	32.18	116.29	1350			
2030	32.54	116.68	480			
2038	32.45	116.91	120			
2065	31.79	116.41	152			
2069	32.37	116.65	280			
2091	31.29	116.26	170			
2093	32.36	115.75	780			
2108	31.71	116.67	15			
	Regi	ón La Niñ	а			
Clave	Latitud Norte (°)	Longitud Oeste (°)	Elevación (m)			
2001	32.10	116.45	410			
2004	32.20	116.49	555			
2005	32.07	116.75	40			
2014	31.59	116.05	1115			
2019	32.34	116.25	1162			
2031	32.55	116.05	1232			
2035	31.91	116.27	712			
2036	32.05	116.68	315			
2038	32.45	116.91	120			
2045	31.75	116.43	170			
2049	32.13	116.17	1280			
2057	31.66	115.82	1150			
2065	31.79	116.41	152			
2068	32.53	117.04	55			
2069	32.37	116.65	280			
2070	32.52	116.76	242			
2091	31.29	116.26	170			

Tabla 18. Estaciones utilizadas para el análisis de las regiones correspondientes a los
regímenes EN, LN, y N.

Región Neutral						
Clave	Latitud Norte (°)	Longitud Oeste (°)	Elevación (m)			
2001	32.10	116.45	410			
2004	32.20	116.49	555			
2005	32.07	116.75	40			
2017	32.33	117.05	22			
2030	32.54	116.68	480			
2036	32.05	116.68	315			
2038	32.45	116.91	120			
2045	31.75	116.43	170			
2066	32.00	115.95	1580			
2069	32.37	116.65	280			
2070	32.52	116.76	242			
2091	31.29	116.26	170			
2104	31.79	116.59	8			
2106	31.70	116.57	10			
2124	32.48	116.70	495			
2153	31.63	116.43	180			
2014	31.59	116.05	1115			
2021	32.18	116.29	1350			
2031	32.55	116.05	1232			
2035	31.91	116.27	712			
2049	32.13	116.17	1280			
2057	31.66	115.82	1150			
2065	31.79	116.41	152			
2086	32.59	116.19	888			
2088	31.61	115.94	1070			
2093	32.36	115.75	780			
2118	31.92	116.23	721			
2121	32.52	116.30	960			

Además, para la región EN el período de tiempo analizado fue ajustado a 1977-1998 debido a la existencia de años completos con datos consecutivos de precipitación de 6 meses o menos. Las regiones LN y N fueron analizadas para el período de registro completo (1950-2008). De las cinco distribuciones candidatas, tres ajustaron de manera aceptable las tres regiones condicionadas a eventos ENSO, GLO, GNO, y GEV. Las estimaciones de los cuantiles para el total de las distribuciones aceptables se muestran en la Tabla 19. Notablemente, para los sitios en el análisis EN, el intervalo de recurrencia de seguía de 5 años (basado en el análisis de las regiones 1 y 2 para el período 1950-2008, 57% de la media), tiene una probabilidad del 1% de ocurrir dado un evento EN, es decir, se espera que suceda una vez cada 100 años, aproximadamente. Para las estaciones en el análisis LN, el intervalo de recurrencia de seguía de 50 años (29% de la media), tiene una probabilidad del 5% de ocurrir dado un evento LN. En consecuencia, basado en la fuerte teleconexión identificada entre el fenómeno ENSO y la precipitación del área correspondiente a la Cuenca del Arroyo Guadalupe, estos resultados proveen herramientas para la predicción de amenazas sobre la ocurrencia de seguías meteorológica en la región.

Tabla 19. Estimaciones de cuantiles de la precipitación media anual condicionados a eventos ENSO. Las distribuciones de probabilidad muestras resultados para períodos de retorno de 100, 50, 20, 10 y, 5 años.

Estimación de Cuantiles – Curva de Crecimiento Regional							
Probabilidad de No-Excedencia	0.01	0.02	0.05	0.10	0.20		
Período de Retorno (Años)	100	50	20	10	5		
El Niño							
Generalizada Logística	0.60	0.72	0.91	1.06	1.25		
Pearson Tipo III	0.74	0.80	0.92	1.04	1.21		
Generalizada Normal	0.72	0.79	0.92	1.04	1.23		
Generalizada Valor Extremo	0.70	0.79	0.92	1.04	1.23		
La Niña							
Generalizada Logística	0.03	0.15	0.30	0.42	0.54		
Pearson Tipo III	0.10	0.18	0.30	0.40	0.52		
Generalizada Normal	0.10	0.18	0.30	0.40	0.52		
Generalizada Valor Extremo	0.12	0.20	0.30	0.40	0.52		
Neutral							
Generalizada Logística	0.19	0.27	0.39	0.52	0.67		
Generalizada Normal	0.28	0.34	0.42	0.51	0.65		
Generalizada Valor Extremo	0.26	0.31	0.42	0.52	0.66		

4.5 Estimación del escurrimiento en base a la probabilidad de noexcedencia.

Para determinar el escurrimiento medio anual natural se utilizó el método del coeficiente de escurrimiento (NOM-011-CNA-2000). Las estaciones con influencia en la cuenca son las siguientes: 2001 Agua Caliente, 2004 I. Zaragoza – Belén, 2005 Boquilla Santa Rosalía, 2036 Olivares Mexicanos, 2114 Ejido Carmen Serdán, 2021 El Pinal, 2035 Ojos Negros, 2049 San Juan de Dios, 2066 Sierra de Juárez, 2118 Valle de San Rafael, para un registro de datos disponibles de 1989 a 2008. Se calculó la precipitación anual en base al porcentaje del área de influencia, la cual se obtuvo con polígonos de Thiessen, construidos con sistemas geográficos de información (ESRI® ArcMap, 2006). La Figura 15 presenta las tres sub-cuencas, que de aguas arriba a aguas abajo son, Real del Castillo, Valle de Guadalupe, La Misión, así como los polígonos de Thiessen correspondientes a cada estación climática con influencia en la cuenca del arroyo Guadalupe. El Coeficiente de Escurrimiento se determinó en función del valor del parámetro K, el cual depende del tipo y uso del suelo. Dado que en la cuenca existen diferentes tipos y usos del suelo, se obtiene un valor K promedio. Las figuras 16 y 17 presentan el uso de suelo y escorrentía de acuerdo al tipo de suelo, respectivamente, las cuales, con el uso de sistemas geográficos de información (ESRI® ArcMap, 2006), se unen para obtener el valor de K correspondiente a cada tipo de suelo.



Figura 15. Áreas de influencia de la Cuenca del Arroyo Guadalupe. Las líneas en gris corresponden a los polígonos de Thiessen.



Figura 16. Uso de Suelo en la Cuenca del Arroyo Guadalupe.



Figura 17. Coeficiente de escurrimiento según el tipo de suelo en la Cuenca del Arroyo Guadalupe. La Clasificación (NOM-011-CNA-2000) tipo A corresponde al Coeficientes de Escurrimiento de 0-5%, y la tipo B corresponde al Coeficientes de Escurrimiento de 5-10%.

El valor del parámetro K fue de 0.248 para el área total de la cuenca de 2380 km². La Tabla 20 presenta el volumen anual de escurrimiento natural. Los datos de precipitación se refieren a la media anual de cada estación con área de influencia en la cuenca.

Nombre de Estación	Precipitación Media Anual	Porcentaje de Influencia	Precipitación Media Anual en la Cuenca	Ce	Volumen Anual de Escurrimiento Natural
	(mm)		(mm)		(Hm³)
I. Zaragoza-Belén	364.2	4.4%	16.1	0.037	1.42
Boquilla Rosalía	281.5	11.3%	31.9	0.039	2.95
Olivares Mex.	297.7	8.6%	25.7	0.038	2.33
Ej. C. Serdán	283.6	6.5%	18.4	0.037	1.63
Agua Caliente	280.1	12.0%	31.7	0.039	2.93
El Pinal	503.8	9.6%	75.3	0.044	7.93
San J. de Dios	361.6	14.1%	79.0	0.045	8.41
Sierra de Juárez	370.1	15.8%	90.9	0.046	10.00
Valle San Rafael	303.6	10.3%	48.4	0.041	4.71
Ojos Negros	230.5	7.3%	36.8	0.039	3.45
					4.38

Tabla 20. Volumen anual de escurrimiento natural en la cuenca.

Asimismo, se evalúa el escurrimiento superficial tomando el sector del Valle de Guadalupe, una de las tres sub-cuencas que conforman la cuenca del arroyo Guadalupe (Kurczyn-Robledo 2007). La Tabla 21 presenta los valores promedio del parámetro K y las áreas correspondientes a cada sub-cuenca (Figura 15), para las cuales se calculó el volumen de escurrimiento natural (Tabla 22). En La Misión se obtuvo un escurrimiento de 1.62 Hm³; en el Valle de Guadalupe, 1.63 Hm³; y, en Real del Castillo 3.88 Hm³.

Tabla 21. Valores promedio del parámetro K (uso y tipo de suelo) y áreas en cada sub-

cuenca.					
L	a Misión				
Área=	513.5	km²			
K=	0.249	Adim			
Valle o	de Guadal	upe			
Área=	331.59	km²			
K=	0.249	Adim			
Real del Castillo					
Área=	1535.38	km²			
K=	0.248	Adim			

Tabla 22. Volumen anual de escurrimiento natural en las tres sub-cuencas.

La Misión						
Nombre de Estación	Precipitación Media Anual	Porcentaje de Influencia	Precipitación Media Anual en la Cuenca	Ce	Volumen Anual de Escurrimiento Natural	
	(mm)		(mm)		(Hm³)	
I. Zaragoza-Belén	364.2	3.6%	13.3	0.04	0.25	
Boquilla Rosalía	281.5	52.4%	147.4	0.05	4.03	
Olivares Mex.	297.7	14.7%	43.6	0.04	0.90	
Ejido C. Serdán	283.6	29.4%	83.2	0.05	1.93	
	v	alle de Guad	alupe			
Agua Caliente	280.1	33.6%	94.1	0.05	1.45	
I. Zaragoza-Belén	364.2	26.8%	97.7	0.05	1.52	
Olivares Mex.	297.7	39.6%	117.8	0.05	1.94	
Real del Castillo						
Agua Caliente	280.1	11.3%	31.7	0.04	1.86	
El Pinal	503.8	14.9%	75.3	0.04	5.05	
San J. de Dios	361.6	21.9%	79.0	0.04	5.36	
Sierra de Juárez	370.1	24.6%	90.9	0.05	6.37	
Valle San Rafael	303.6	16.0%	48.4	0.04	3.00	
Ojos Negros	230.5	11.4%	36.8	0.04	2.20	

Asimismo, a partir de los cuantiles de precipitación obtenidos, se estima el valor de lluvia para un intervalo de recurrencia dado. La Tabla 23 presenta el cálculo del volumen de escurrimiento natural en la cuenca para un intervalo de recurrencia de 5 años, el cual resulta en 2.30 Hm³. Los datos de precipitación utilizados son los generados para un cuantil de 0.10 (Intervalo de recurrencia de 5 años) para cada estación con área de influencia en la cuenca.

Nombre de Estación	Precipitación Media Anual	Porcentaje de Influencia	Precipitación Media Anual en la Cuenca	Се	Volumen Anual de Escurrimiento Natural
	(mm)		(mm)		(Hm³)
I. Zaragoza- Belén	207.6	4.4%	9.2	0.037	0.81
Boquilla Rosalía	160.5	11.3%	18.2	0.039	1.68
Olivares Mex.	169.7	8.6%	14.7	0.038	1.33
Ejido C. Serdán	161.7	6.5%	10.5	0.037	0.93
Agua Caliente	159.7	12.0%	19.1	0.039	1.77
El Pinal	287.2	9.6%	27.7	0.044	2.92
San J. de Dios	206.1	14.1%	29.1	0.045	3.09
Sierra de Juárez	211.0	15.8%	33.4	0.046	3.67
Valle San Rafael	173.1	10.3%	17.8	0.041	1.73
Ojos Negros	131.4	7.3%	9.5	0.039	0.90

Tabla 23. Volumen de escurrimiento natural en la cuenca para un intervalo derecurrencia de 5 años.

De la misma manera, se obtuvieron estimaciones del volumen de escurrimiento para la cuenca para períodos de retorno de 10, 20 y 50 años, 1.77 Hm³, 1.41 Hm³, 1.05 Hm³, respectivamente. La relación precipitación-escurrimiento presentada provee un aporte significativo en el balance hídrico de la Cuenca ya que los resultados aumentan la certidumbre en la obtención de

estimaciones de escurrimiento, dado que los valores de precipitación utilizados han sido obtenidos de un análisis regional de frecuencias. Esto puede tener implicaciones para el potencial de recarga del acuífero del Valle Guadalupe.

5.0 Conclusiones

- 1. En este estudio se analizaron datos de precipitación estacional y anual para 34 estaciones ubicadas en el noroeste de Baja California. Se identificaron dos regiones climáticamente homogéneas – región costera y región montañosa. Además, se obtuvieron valores de SPI para caracterizar la severidad de las sequías para duraciones de 6 meses, 1 año y 2 años. El SPI fue calculado utilizando una distribución Gamma, sin embargo, podrían ser utilizadas otras distribuciones que ajusten los datos de precipitación.
- 2. Se aplicó el algoritmo regional de L-momentos para derivar estimaciones de frecuencias de sequías estacionales y anuales para intervalos de recurrencia largos. De las cinco distribuciones probabilísticas de tres-parámetros identificadas como candidatas para ajustar los datos regionales, la distribución GEV fue seleccionada como la más apropiada para el análisis de frecuencias anual, mientras que la PE3 y la GNO fueron seleccionadas para las estaciones húmeda y seca, respectivamente.
- En este trabajo, se confirmó la correlación entre el fenómeno ENSO y la precipitación en el área de estudio. Asimismo, los valores de MEI fueron claramente vinculados a la variabilidad de la precipitación.
- 4. El análisis de frecuencias condicionado a eventos ENSO mostró que la intensidad de un evento de precipitación en la zona de estudio está influenciado en un % por debajo, o bien, en un % por arriba de la estimación

de lluvia en un año neutral, por la ocurrencia de un evento La Niña o El Niño, respectivamente.

- 5. Las intensidades de la precipitación estimadas para los diferentes períodos de retorno a partir del análisis estadístico de L-momentos considerando los datos de precipitación desde 1950 hasta 2008, y la cobertura espacial de estaciones, pueden utilizarse en el diseño de obras relacionadas con recursos hídricos y toma de decisiones.
- 6. Las estimaciones del escurrimiento natural de la cuenca del Arroyo Guadalupe pueden ser utilizadas para establecer una política de aprovechamiento del agua de forma periódica y la construcción de obras de inducción de la infiltración que aumenten la disponibilidad del agua en el acuífero.
- 7. El índice SPI y las estimaciones de lluvia para frecuencias de sequía desarrolladas en esta investigación son una herramienta útil para monitorear sequías meteorológicas presentes y para evaluar condiciones climáticas actuales en la cuenca.

6.0 Recomendaciones

- Lo anterior permitirá desarrollar un modelo de precipitación para la predicción de sequías en la región, con beneficios significativos para la administración del agua, antes y durante períodos de sequía.
- Las predicciones confiables de lluvia tienen un efecto significativo para la operación de sistemas de agua, el trabajo futuro podría enfocarse en analizar otras componentes del sistema hidrológico (infiltración, evaporación, entre otras) que contribuyan a sequías hidrológicas, agrícolas y socioeconómicas.
- 3. Es necesaria una mejor comprensión de la variabilidad estacional e interanual de evaporación, escurrimiento, humedad del suelo, y agua subterránea, en conjunto con la habilidad del humano para manejar y adaptarse a esta variabilidad.
- 4. Un modelo de predicción de sequía y un plan de manejo de sequía debe ser incluido en el Plan de Manejo de la Cuenca del Arroyo Guadalupe para prepararse, adaptarse, y responder a los impactos de las sequías.
- 5. Las metodologías aplicadas en esta investigación son transferibles a otras localidades y se recomienda utilizarlas principalmente en áreas con climas semiáridos o que se estén expuestas a los impactos producidos por el cambio climático como aquellas que se predice sufrirán condiciones cada vez más secas durante el siglo XXI.

7.0 Literatura Citada

Arriaga-Ramirez, S. and T. Cavazos, 2010: Regional trends of daily precipitation indices in Northwest Mexico and the Southwest United States. *J. Geophysical Research*, **115**, D14111, 10 pp.

Block, P., & B. Rajagopalan 2007: Interannual variability and ensemble forecast of the Upper Blue Nile Basin Kiremt season forecast, *J. Hydrometeorology*, 8, 327-342.

Burke, E.J., S.J. Brown, N. Christidis, 2006: Modeling the Recent Evolution of Global Drought and Projections for the Twenty-First Century with the Hadley Centre Climate Model. *J. of Hydrometeorology*, **7**, 1113-1125.

Cayan, D.R., M.D. Dettinger, H.F. Diaz, N.W. Graham, 1998: Decadal Variability of precipitation over western North America. *J. Climate*, **11**, 3148-3166.

Cavazos, T., and D. Rivas, 2004: Variability of extreme precipitation events in Tijuana, Mexico. *Climate Research*, **25**, 229-243

Chapman, L. and Thornes, J.E., 2003: The use of geographical information systems in climatology and meteorology. Prog. In Phys. Geog., **27**, 313-330.

Comisión Nacional del Agua, 1999: Modelo de Simulación Hidrodinámica del Acuífero del Valle de Guadalupe, Baja California.

Comisión Nacional del Agua, 2004: Estadísticas del agua en México, 2004. www.conagua.gob.mx.

Comisión Nacional del Agua, 2006: Estudio para Actualizar la Disponibilidad Media Anual de las Aguas Nacionales Superficiales en las 85 (ochenta y cinco) Subregiones Hidrológicas de las 7 (siete) Regiones Hidrológicas 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7 de la Península de Baja California, Mediante la Aplicación de la NOM-011-CNA-2000.

Comisión Nacional del Agua, 2007: Programa Nacional Hídrico 2007-2012. www.conagua.gob.mx.

Comisión Nacional del Agua, 2010: Estadísticas del agua en México, 2010. www.conagua.gob.mx.

Dai, A.G., K.E. Trenberth, and T.T. Qian, 2004: A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J. Hydrometeorology*, **5(6)**, 1117-1130.

Diffenbaugh, N. S., F. Giorgi, and J. S. Pal, 2008: Climate change hotspots in the United States, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L16709.

Favre A., and A. Gershunov, 2008: North Pacific Cyclonic and Anticyclonic transients in a global warming context: Possible consequences for western North American daily precipitation and temperature extremes. *Clim. Dynamics*, **32**, 969-987.

Gaeta-Lara, A., 2006: Productividad de la vid en función del aprovechamiento del agua subterránea en el Valle de Guadalupe 1994-2004. MPA Thesis. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Ensenada, Mexico, 61pp.

Gershunov, Alexander, Daniel R. Cayan, 2003: Heavy Daily Precipitation Frequency over the Contiguous United States: Sources of Climatic Variability and Seasonal Predictability. *J. Climate*, **16**, 2752–2765. Groisman, P.Y., R.W. Knight, 2008: Prolonged Dry Episodes over the Conterminous United States: New Tendencies Emerging during the Last 40 Years. *J. of Climate*, **21**, 1850–1862.

Guttman, N.B. 1994: On the Sensitivity of Sample L Moments to Sample Size. *J. of Climate*, **7**, 1026-1029.

Guttman, N.B. 1999: Accepting the Standardized Precipitation Index: A calculation Algorithm. *J. of the American Water Resources Association*, **35**, 311-322.

Hallack-Alegria Michelle, 2005: Drought Frequency Analysis and Prediction for Sonora, Mexico. M.S. thesis, Dept. of civil and Environmental Engineering, Michigan Technological University, Houghton, MI, 65 pp.

Hallack-Alegria, M., and D.W. Jr. Watkins, 2007: Annual and Warm season Drought-Intensity-Duration-Frequency Analysis for Sonora, Mexico. *J. Climate*, **20**, 1897-1909.

Held, I. M. and B. J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. of Climate*, **19**, 5686-5699

Hoerling, M.P. and A. Kumar, 2003: The perfect ocean for drought. *Science*, **299**, 691–694.

Hosking, J.R.M., J.R. Wallis and E.F. Wood, 1985b: Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability weighted-moments. *Technometrics*, **27**, 251-261.

Hosking, J.R.M., and J.R. Wallis, 1987a: Parameter and Quantile estimation for the Generalized Parapeto Distribution. *Technometrics*, **29**, 339-349.

Hosking, J.R.M., 1990: L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of the Royal Statistical Society,* Series B, **52**, 105-124.

Hosking, J.R.M., and J.R. Wallis, 1993: Some statistics useful in regional frequency analysis. *Water Resources Research*, **29**, 271-281.

Hosking, J.R.M., and J.R. Wallis (1995). A comparison of unbiased and plotting position estimators of L-moments. *Water Resources Res.*, **31(8)**, 2019-2025.

Hosking, J.R.M., and J.R. Wallis, 1997: *Regional Frequency Analysis*. Cambridge University Press. 224 pp.

Kand-tsung Chang, 2004: Introduction to Geographic Information Systems. McGraw Hill.

Karamouz, M.F. & Zahraie, B. 2004: Seasonal streamflow forecasting using snow budget and El Niño-Southern Oscillation climate signals: Application to the Salt River Basin in Arizona, *J. Hydrologic Engrg.* **9(6)**, 523-533.

Kunkel, K.E., P.D. Bromirski, H.E. Brooks, T. Cavazos, A.V. Douglas, D.R. Easterling, K.A. Emanuel, P.Ya. Groisman, G.J. Holland, T.R. Knutson, J.P. Kossin, P.D. Komar, D.H. Levinson, R.L. Smith, 2008: Observed Changes in Weather and Climate Extremes in Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands. T.R. Karl, G.A. Meehl, C.D. Miller, Hassol, S.J. Waple, A.M., and W.L. Murray (eds.). A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC.

Kurczyn-Robledo, J. A., Kretzschmar, T., & Hinojosa-Corona, A. (2007). Evaluacion del escurrimiento superficial en el noreste del Valle de Guadalupe, B.C., Mexico, usando el metodo de curvas numeradas y datos de satelite. Revista Mexicana de Ciencias Geologicas , 24, 1-14.

Labedzki L., 2007: Estimation of Local Drought Frequency in Central Poland using the Standardized Precipitation Index SPI. *Irrigation and Drainage*, **56**, 67-77.

Leung L.R., Y. Qian, X. Bian, and A. Hunt, 2003: Hydroclimate of the Western United States Based on Observations and Regional Climate Simulation of 1981-2000. Part II: Mesoscale ENSO Anomalies. *J. of Climate*, **16**, 1912-1928.

Lu J., G. Vecchi and T. Reichler, 2007: Expansion of the Hadley Cell under global warming. *Geophys. Res. Lett,* **34**, doi:10.1029/2006GL028443

Medellin-Azuara, J., L.G. Mendoza-Espinosa, J.R. Lund, and R.J. Ramirez-Acosta, 2007: The application of an economic-engineering optimization model for water management in Ensenada, Baja California, Mexico. *Water Science & Technology*, **55**(1-2), 339-347. McKee, T.B., N.J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. Preprints, *Eighth Conference on Applied Climatology*, Anaheim, CA. Amer. Meteor. Soc., 179-184.

McPhee, J., A. Comrie, and G. Garfio, 2004: Drought and Climate in Arizona CLIMAS Final Report, The University of Arizona, Tucson, AZ, 24 pp.

Milly P.C.D., J. Betancourt, M. Falkenmark, R.M. Hirsch, Z.W. Kundzewicz, D.P. Lettenmaier, and R.J. Stouffer, 2008: Stationarity is dead: Whither Water Management? *Science*. **319**, 573-574.

Minnich, R.A., E.F. Viscaino, R.J. Dezzani, 2000: The El Niño/Southern Oscillation and precipitation variability in Baja California, Mexico. *Atmosfera*, **13**, 1-20.

Oldenborgh, G.J. van & G. Burgers 2005: Searching for decadal variations in ENSO precipitation teleconnections, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 15, L15701, doi:10.1029/2005GL 023110.

Paulo, A.A., E. Ferreira, L.S. Pereira, 2005: Stochastic Prediction of SPI Drought Class Transitions. *ICID 21st European Regional Conference*. Frankfurt (Oder) and Slubice, Germany and Poland, 15-19 May 2005.

Perez-Brunius, P., M. Lopez, J. Pineda, 2006: Hydrographic conditions near the coast of northwestern Baja California: 1997-2004. *Continental Shelf Research,* **26**, 885-901.

Ramírez-Hernández J., C. Carreón D., H. Campbell R., R. Palacios B., O. Leyva C., L. Ruiz M., R. Vázquez G., P. Rousseau F., R. Campos G., L. Mendoza E. y J. A. Reyes L. (2007a) Informe Final. Plan de Manejo Integrado de las Aguas Subterráneas en el Acuífero de Guadalupe, Estado de Baja California. Tomo I. Reporte Interno. Elaborado por la Universidad Autónoma de Baja California para la Comisión Nacional del Agua, Organismo de Cuenca Península de Baja California, Dirección Técnica. Convenio: SGT-OCPBC-BC-07-GAS-001. Ramírez-Hernández J., C. Carreón D., H. Campbell R., R. Palacios B., O. Leyva C., L. Ruiz M., R. Vázquez G., P. Rousseau F., R. Campos G., L. Mendoza E. y J. A. Reyes L. (2007b) Informe Final. Plan de Manejo Integrado de las Aguas Subterráneas en el Acuífero de La Misión, Estado de Baja California. Tomo I. Reporte Interno. Elaborado por la Universidad Autónoma de Baja California para la Comisión Nacional del Agua, Organismo de Cuenca Península de Baja California, Dirección Técnica. Convenio: SGT-OCPBC-BC-07-GAS-001.

Reyes-Coca, S. y R. Troncoso-Gaytan, 2001: El Niño Oscilación del Sur" y los fenómenos hidrometeorológicos en Baja California: el evento de 1997/98. *Ciencia Pesquera*, **15**, (PA: CEOFA20016)

Reyes, S., and R. Troncoso, 2004: Multidecadal modulation of winter rainfall in northwestern Baja California. *Ciencias Marinas*, **30(1A)**, 99-108.

Seager, R., 2007: The turn of the century North American Drought: Global context, dynamics, and past analogs. *Journal of Climate*, **20**, 5527-5552.

Seager, R., M. Ting, I. Held, Y. Kushnir, J. Lu, G. Vecchi, H. Huang, N. Harnik, A. Leetmaa, N. Lau, C. Li, J. Velez, N. Naik, 2007: Model Projections on an imminent transition to a more arid climate in the southwestern North America. *Science*. **316**, 1181-1184.

Shin, H.S., and J.D. Salas, 2000: Regional Drought Analysis based on Neural Networks. *J. Hydrologic Engineering*, **5**, 145-155.

Smith, T.M., R.W. Reynolds, T.C. Peterson & J. Lawrimore (2008): Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006), *J. of Climate*, **21**, 2283-2296. Sun, Y., S. Solomon, A. Dai, and R. Portmann, 2006: How often does it rain? *J. of Climate*, **19**, 916-934.

Waller-Barrera Cynthia, 2008: Optimización del manejo del agua de uso urbano de Ensenada y uso agrícola de Mandadero y Valle de Guadalupe, B.C. M.S. thesis, Dept. of Sciences, Universidad Autonoma de Baja California, BC, Mexico, 103 pp.

Wallis, J.R., M.G. Schaefer, B.L. Barker and G.H. Taylor, 2007: Regional precipitation-frequency analysis and spatial mapping for 24-hour and 2-hour durations for Washington State. *J. Hydrology & Earth System Sciences*, **11(1)**, 415-442.

Watkins, D.W. Jr., G.A. Link and, D.L. Johnson, 2005: Mapping Regional Precipitation Intensity-Duration-Frequency Estimates. *J. the American Water Resources Association*, **41(1)**, 157-170.

Wei, W., and D.W. Watkins, Jr., 2010: "Probabilistic Streamflow Forecasts Based on Hydrologic Persistence and Large-Scale Climate Signals in Central Texas," *Journal of Hydroinformatics*, in press. Wolter, K., and M.S. Timlin, 1993: Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index, Proc. of the 17th. *Climate Diagnostic Workshop, Norman, OK. NOAA/NMC/CAC, NSSL*, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, 52-57.

Wu, H., M. J. Hayes, D. A. Wilhite, and M. D. Svoboda, 2005: The effect of the length of record on the standardized precipitation index calculation. *Int. Journal of Climatology*, **25**, 505-520.