

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE
LA SEQUÍA METEOROLÓGICA
EN MÉXICO:
ASPECTOS DINÁMICOS

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS

P R E S E N T A:

JUAN MATÍAS MÉNDEZ PÉREZ

JURADO EXAMINADOR

Dr. Víctor O. Magaña Rueda (Tutor)
Dr. Carlos A. Escalante Sandoval
Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro
Dra. María Engracia Hernández Cerda
Dr. Adalberto Tejeda Martínez



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatoria

A *Daniela*, por la dicha de haberte encontrado nuevamente en esta vida. Por estar a mi lado en todo momento, alentándome en cada paso, compartiendo logros y penas.

Porque así lo he decidido ... Te amaré

A mis padres y abuelita por el apoyo incondicional en cada etapa de mi vida, por su amor, cariño y consejos. Para ellos, todo mi amor y admiración por ser un ejemplo para mi y todos mis hermanos.

A mis hermanos, por la suerte de haber crecido juntos, compartiendo logros y felicidades. Además de contar con su ayuda cuando más lo necesitaba. Estoy muy orgulloso y agradecido de cada uno de ellos.

A mis sobrinos, por brindar alegría a cada uno de nosotros y por llenar el vacío en casa que dejamos mis hermanos y yo desde que estamos lejos.

A la familia Cruz Pastrana, por haberme recibido como un miembro más.

A mi gran amigo de toda la vida Juan Carlos Cortéz y a su familia, de quien admiro todo su esfuerzo para lograr lo que quiere.

A mis amigos Juanita, Marco, Jorge Luis y Vladimir, por su amistad de tantos años.

A TODOS USTEDES GRACIAS

Agradecimientos

Al Dr. Víctor Magaña por la dirección de esta tesis, por toda su enseñanza, tiempo, paciencia, confianza y sobre todo su amistad a lo largo de todo este tiempo. Por haberme motivado a dar mis primeros pasos en la investigación en las Ciencias Atmosféricas.

A los sinodales, Dra. María Engracia Hernández Cerda, Dr. Víctor Magaña, Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro, Dr. Carlos Escalante Sandoval y Dr. Adalberto Tejeda Martínez, por el tiempo dedicado en la revisión de esta tesis y por sus valiosas sugerencias para mejorarla.

Al Dr. Ernesto Caetano por su apoyo, consejos, amistad y paciencia. Por impulsarme cada día.

A todos mis compañeros y amigos que están o han estado en el Grupo de Meteorología Tropical: Aidé, Armenia, Caro, Cecilia, Christian, Lety G., Paola, Rosa, Violeta, Abraham, Adolfo, Alan, Alex Z., Antonio Salinas, Baldemar, Boris, Carlos, Clemente, David, Edgar Méndez, Edgar Pérez, Eduardo, E. Balbuena, Francisco Berra, Genaro, Guilherme, Gustavo, Iván, Jaime, Joel, Jorge Luis, José Luis, Luis Galván, Manuel, Misael, Roberto, Rubén, Saúl, Sergio, Vladimir, y a quienes haya olvidado mencionar. Agradeciéndoles a todos por los momentos agradables que compartimos dentro y fuera de los cubículos.

A la *Universidad Nacional Autónoma de México*, por todo su apoyo en mi formación académica. Es un orgullo pertenecer a ella.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, por el apoyo económico y las facilidades prestadas durante mi estancia en el Doctorado.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme la beca número 15801, así como la beca parcial de la DGEP durante mi estancia en el Doctorado. A los apoyos financieros adicionales para el presente trabajo, provenientes de los proyectos: PAPIIT-IN109707, CONACYT-SEMARNAT 2002-C01-0278.

Me encanta Dios [...] Mueve una mano y hace el mar, mueve otra y hace el bosque. Y cuando pasa por encima de nosotros, quedan las nubes, pedazos de su aliento. Dicen que a veces se enfurece y hace terremotos, manda tormentas, caudales de fuego, vientos desatados, aguas alevosas, castigos y desastres. Pero esto es mentira. Es la Tierra que cambia -y se agita y crece- cuando Dios se aleja.

JAIME SABINES

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Sequía meteorológica: definiciones, conceptos y tipos	1
1.2. Aspectos históricos de la sequía meteorológica en México	5
1.3. Las lluvias en México	12
1.3.1. Lluvias de invierno	12
1.3.2. Lluvias de verano	13
1.3.3. Variabilidad de baja frecuencia de la precipitación	20
1.3.3.1. El Niño / Oscilación del Sur (ENOS)	20
1.3.4. Variabilidad interdecadal de la precipitación	22
1.3.4.1. Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)	22
1.3.4.2. Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO)	23
1.4. Motivación	26
1.5. Objetivos	27
2. Datos y Metodología	28
2.1. Descripción de datos de precipitación	28
2.2. Esquema de control de calidad de los datos	29
2.3. Metodología	31
2.3.1. Análisis objetivo tipo Cressman	31
2.4. Índices de sequía	35
2.4.1. Índice de severidad de sequía de Palmer (PDSI)	35
2.4.2. Índice estandarizado de precipitación (SPI)	36
2.4.2.1. Cálculo del SPI	37
2.5. Técnica de seguimiento de ondas del este	42
3. Resultados	46
3.1. Periodos importantes de sequía	46
3.2. Modos de variabilidad de la sequía meteorológica	51
3.3. Mecanismos moduladores de la sequía meteorológica	56

3.4.	Aspectos dinámicos de la sequía meteorológica	60
3.4.1.	Ondas del este	60
3.4.2.	Jet de Niveles Bajos del Caribe	62
3.5.	Variabilidad de la sequía meteorológica durante el siglo XIX en México	68
4.	Conclusiones y Trabajo Futuro	70
4.1.	Conclusiones	70
4.2.	Trabajo Futuro	71
A.	Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs)	73
A.1.	Cálculo de las EOFs	74
B.	Artículo publicado	79
B.1.	Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America	79
	Referencias bibliográficas	94

Índice de figuras

1.1. Características de los tipos de sequía (<i>Fuente: The US National Drought Mitigation Centre, NDMC</i>)	5
1.2. Índice de espesor de anillo de crecimiento de árboles para 13 años “Uno Conejo” entre 882 y 1558. (Adaptado de Therrel et al. 2004) . . .	7
1.3. Reconstrucciones de PDSI a partir de espesor de anillos de crecimiento de árboles en algunas regiones de México (<i>Fuente de datos: Cook et al. 2004</i>)	11
1.4. Patrón promedio (1949-2008) de precipitación (en mm, colores), presión reducida a nivel medio del mar (en mb, isolíneas) y vectores de viento (en m/s) en superficie durante eventos de “Nortes” (según criterio de Vázquez 2000)	13
1.5. Precipitación acumulada (en mm) durante (a) invierno y (b) verano (<i>Fuente de datos: GPCC</i>)	14
1.6. Precipitación mensual promedio (1979-2008) (en mm) en subdominios de 5° x 5°. Adaptado de Magaña et al. (1999) (<i>Fuente de datos: CMAP</i>)	15
1.7. Estructura mensual de ZCIT basada en el número de días al mes cubierto por sistemas convectivos profundos de gran escala (Adaptado de Waliser and Gautier 1993)	16
1.8. Precipitación promedio (en mm) durante el Monzón Mexicano (julio-septiembre) (<i>Fuente de datos: GPCC</i>)	17
1.9. Diferencia de precipitación (en mm/día) entre veranos con alta y baja actividad de ondas del este, de acuerdo al criterio de Patricola et al. (2004)	18
1.10. Trayectorias de huracanes durante el periodo 1949-2007	19
1.11. Anomalías de precipitación (en %) durante veranos (a) El Niño y (b) La Niña	21
1.12. Anomalías de temperatura superficial del mar durante la fase (a) cálida y (b) fría de la PDO	23

1.13. Anomalías de temperatura superficial del mar durante la fase (a) cálida y (b) fría de la AMO	24
2.1. Localización de estaciones climatológicas de CLICOM + GHCN	29
2.2. Ejemplo de consistencia de eventos extremos de precipitación mensual en Meoqui (estación de referencia) y Delicias (estación vecina), Chihuahua	31
2.3. Esquema del análisis objetivo tipo Cressman (D: radio de influencia, d: distancia del punto de malla a la estación i	32
2.4. Comparación del ciclo anual de precipitación (en mm) observada (OBS), campo preliminar (CRU) y base de datos mejorada (PCP-UNAM) en el (a) noroeste, (b) norte, (c) centro y (d) sur de México	34
2.5. Función de Distribución de Probabilidad (FDP) tipo Gamma para diferentes valores del parámetro de forma α	37
2.6. Transformación de una distribución Gamma a una Gaussiana para una estación de Chihuahua	40
2.7. Campo de SPI-24 para septiembre de 1956	42
2.8. Trayectoria del huracán Emily (julio 2005) observada (línea roja) y estimada por TRACK (línea negra)	44
2.9. Trayectorias de centro de vorticidad a 700 mb durante el verano de (a) 1997 y (b) 2005	45
3.1. Anomalía estandarizada (con respecto a 1951-2000) de precipitación anual en el norte (Chihuahua) y sur (Chiapas) de México	47
3.2. SPI-24 para veranos de (a) 1930s (1934-1939), (b) 1950s (1953-1957), y (c) 1990s (1996-2002)	49
3.3. como la Fig. 3.2 pero para (a) 1940s (1941-1943), (b) 1970s (1972-1979), y (c) 1980s (1985-1988)	50
3.4. EOF de SPI-24 de verano (a) primer EOF y (b) segundo EOF. Entre paréntesis se muestra el porcentaje de varianza explicada	52
3.5. Series de tiempo de coeficientes (PCs) de los EOFs (líneas) e índices de variabilidad del clima de baja frecuencia (barras) (a) EOF1 y AMO, y (b) EOF2 y PDO	54
3.6. Reconstrucción de SPI-24 mediante la combinación de los dos primeros EOFs y sus correspondientes coeficiente PCs para (a) sequía de 1950s (1954-1957) y (b) húmedo de 1940s (1941-1943)	55
3.7. Anomalías de precipitación (en %) de verano durante la fase (a) cálida y (b) fría de AMO	57

3.8.	Anomalías de precipitación (en %) de verano durante la combinación de (a) +AMO y -PDO, y (b) -AMO y +PDO	59
3.9.	(a) Climatología (1971-2000), anomalías de densidad de trayectorias de ondas durante periodos (b) secos y (c) húmedos en el norte de México	61
3.10.	Series de tiempo de índice mensual del CLLJ (m/s) (con una media móvil de tres meses)	62
3.11.	Anomalía estacional (junio-septiembre) de varianza filtrada entre 3 y 9 días del viento meridional a 700 mb (línea roja) en el punto 17.5°N y 70°W e intensidad del CLLJ (línea azul)	63
3.12.	Anomalía estandarizada de precipitación anual (barras) en el sur de México, anomalía del número de ondas del este (línea azul) e intensidad del CLLJ (en m/s) (línea roja)	64
3.13.	Anomalía de precipitación (en %) durante un CLLJ (a) intenso y (b) débil	65
3.14.	(a) Climatología del viento (en m/s) a 925 mb y (b) diferencia de campo de viento entre periodos secos (1950s y 1990s) y húmedos (1970s y 1980s) en el norte de México	67
3.15.	Correlación lineal entre la intensidad del CLLJ y SPI-24 durante el verano (junio-septiembre)	69
A.1.	Matriz F. Cada renglón representa un mapa para el tiempo t_1 , cada columna representa una serie de tiempo para un sitio x_{np}	74

Índice de tablas

1.1. Número de sequías durante La Colonia	8
1.2. Sequías en el México Independiente	9
2.1. Clasificación de sequía en términos de SPI y su correspondiente probabilidad de ocurrencia	41

Capítulo 1

Introducción

1.1. Sequía meteorológica: definiciones, conceptos y tipos

La preocupación por la disminución en la disponibilidad de agua en el mundo se ha incrementado. Durante los años recientes, la falta de agua en ciertas regiones del mundo ha puesto de manifiesto la alta vulnerabilidad ante este fenómeno. Desde la década de 1970s, se ha observado que sequías severas y prolongadas ocurren en áreas geográficamente más amplias, especialmente en los trópicos y sub-trópicos (IPCC 2007), cuya extensión espacial es consistente con los cambios esperados en el ciclo hidrológico bajo calentamiento global. Aunque la precipitación se ha incrementado en muchas áreas del mundo, el área bajo sequía, así como su duración e intensidad, se han incrementado (Dai et al. 2004; IPCC 2007).

La sequía es resultado de una precipitación por debajo de la condición “normal” que, cuando se extiende por un periodo largo, el agua resulta insuficiente para satisfacer las demandas de las diversas actividades humanas y el medio ambiente. La sequía es una característica normal y recurrente del clima, que forma parte de la variabilidad climática de una región, aunque en ocasiones se le considera como un evento raro y aleatorio. La sequía ocurre casi en todas las zonas climáticas, aunque con variaciones espaciales y temporales, así como su severidad. Es común confundir el término de sequía con aridez; este último concepto se refiere a una condición en la que las lluvias son escasas e incluso nulas, además de ser una característica permanente del clima.

La vulnerabilidad a la sequía está frecuentemente en relación inversa al grado de desarrollo social y económico de las áreas afectadas. En los países más desarrollados la sequía por lo general no representa una amenaza tan severa, pues se dispone de

los medios económicos para afrontarla. En países de menor desarrollo, sin embargo, una sequía es frecuentemente sinónimo de hambre, pobreza y desastre, condiciones que los habitantes difícilmente pueden afrontar sin ayuda externa. Existen áreas extremadamente vulnerables a la sequía, que además de ubicarse en zonas de baja disponibilidad de agua, poseen una alta densidad demográfica y un uso intensivo de recursos naturales. Ahí se requiere de medidas que permitan a la población alcanzar niveles adecuados de calidad de vida. Sin embargo, estas medidas rara vez existen por lo que su nivel de vulnerabilidad y la recurrencia del desastre se vuelven una constante. En México, la vulnerabilidad de la población a los efectos del clima es grande. Dado que una vasta parte de nuestro territorio es semiárido (poca precipitación la mayor parte del año), los cambios en la temporada de lluvias resultan en amenaza de sequía, con frecuencia, en desastres para sectores dependientes del agua (Magaña et al. 2004).

La sequía en sí misma no es un desastre; el que lo sea depende de sus impactos en la gente y el medio ambiente. Al no ser la sequía algo aleatorio, sino parte de la variabilidad natural del clima; las sociedades modernas deberán contar con planes para enfrentarla. La clave para comprender a la sequía es entender sus dimensiones naturales y sociales (Wilhite 2005). En el contexto científico actual se intenta no solo responder al desastre, sino que se intenta prevenirlo usando los avances en materia de pronóstico climático. Es claro que, tal situación sólo se logrará cuando se comprendan los mecanismos que producen la sequía meteorológica.

De acuerdo a Wilhite (2005), la sequía difiere de otros fenómenos naturales debido a que:

- Su desarrollo es muy lento y sus efectos se van acumulando durante un tiempo considerable. De ahí la dificultad de determinar en tiempo real cuándo inicia y concluye una sequía.
- La ausencia de una definición de sequía que sea concisa y universalmente aceptada provoca confusión sobre si realmente está ocurriendo y con qué severidad.
- Los impactos de la sequía están dispersos sobre una mayor área geográfica comparados con los daños que resultan de otros fenómenos naturales (*e.g.* inundaciones, tormentas tropicales y terremotos). La sequía rara vez resulta en daños estructurales en viviendas, vías de comunicaciones, etc.

La sequía ocurre cuando el agua es insuficiente para satisfacer las necesidades

de un sistema (Redmon 2002); esto se debe principalmente a un déficit de precipitación que afecta el servicio de agua que proveen los ecosistemas. El hecho de que existan diversas definiciones de sequía, y que muchas de ellas involucren un balance de agua (demanda y disponibilidad), lleva incluso a darle poca importancia al factor meteorológico. Por ello, el desarrollo de esquemas para pronosticar la sequía ha sido con frecuencia dejado en un segundo plano para favorecer esquemas temporales de respuesta a la emergencia.

En general, es posible organizar las definiciones de sequía como *conceptuales* y *operacionales* (Wilhite and Glantz, 1985). La definición conceptual, es aquella de tipo diccionario que, sólo se limita a definir y describir al fenómeno. Por otro lado, la definición operacional intenta identificar el inicio, evolución y fin del fenómeno, y a veces requiere considerar su frecuencia, severidad y duración. Analizar la sequía involucra diversas disciplinas, cada una de las cuales incorpora diferentes factores en su definición. Por ello, la sequía puede ser de tipo *meteorológico*, *hidrológico*, *agrícola* y *socioeconómico*, y sus diferencias radican en el grado de intervención humana en el sistema (Fig. 1). En todo caso, los diversos tipos de sequía tienen un origen común: el déficit de precipitación (Wilhite and Glantz 1985).

Sequía meteorológica

Se define en términos de una disminución de la precipitación por debajo de lo “normal” o de un valor umbral específico más de un tiempo determinado. Usualmente este tipo de sequía precede a los otros tipos. La ocurrencia de una sequía meteorológica debe ser considerada como parte de la variabilidad del clima de un sitio o una región. Este tipo de sequía se considera como un proceso totalmente natural, debido a que no hay una influencia humana directa. Diversos autores coinciden que esta sequía es resultado de persistentes cambios en los patrones de circulación atmosférica de gran escala. Es importante mencionar sin embargo, que el cambio climático de origen antrópico podría estar llevando a sequías meteorológicas más frecuentes e intensas en algunas regiones del mundo (Dai et al. 2004; IPCC 2007).

Sequía hidrológica

Ocurre cuando las fuentes de agua en la superficie y en el subsuelo están por debajo del nivel medio o un valor umbral (crítico) definido. A nivel superficial, esta sequía se manifiesta por una disminución en escurrimiento, caudal de ríos y nivel de almacenamiento de presas. Mientras que en el subsuelo, se manifiesta por un descenso del nivel freático. Los efectos de este tipo de sequía no son inmediatos ya que hay un tiempo de atraso entre la reducción de la precipitación y el momento en que se vuelve

evidente en el sistema hidrológico. Aunque en general resulta como consecuencia de la sequía meteorológica, una inadecuada administración del agua (factor humano) puede llevar a que algunas regiones experimenten una sequía hidrológica. Por lo anterior, este tipo de sequía no es totalmente natural e involucra cierto grado de influencia humana.

Sequía agrícola

Se refiere a una situación en la que la cantidad de humedad disponible en el suelo no satisface las necesidades de un cultivo, lo que se manifiesta por un menor o nulo desarrollo vegetativo, y por ende, en un bajo rendimiento de cultivos. Si los niveles de humedad en el subsuelo son suficientes para proporcionar agua a un determinado tipo de cultivo durante el periodo que dure la sequía meteorológica, no llegará a producirse una sequía agrícola. Este tipo de sequía depende de las sequías meteorológica e hidrológica. Es justo cuando se presenta este tipo de sequía que organismos oficiales toman nota de la sequía e inician los programas para mitigar los efectos negativos. La sequía agrícola puede ser causada por mal manejo de suelos y pérdida en la capacidad de retención de humedad por lo que se puede considerar que hay cierta intervención humana.

Sequía socioeconómica

Ocurre una vez que el déficit de lluvia empieza a afectar a la sociedad y a las actividades económicas. Se manifiesta cuando la demanda de agua, por parte de la población, es mayor que su disponibilidad. Su ocurrencia se relaciona con elementos de la administración del agua. Esta sequía difiere marcadamente de los otros tipos debido a que asocia en gran medida a la actividad humana con elementos de las sequías meteorológica, agrícola e hidrológica. Este tipo de sequía puede resultar de factores que afectan la oferta y la demanda por algunas necesidades económicas (*e.g.* agua, pastoreo, energía hidroeléctrica) que dependen de la precipitación. También puede alimentar conflictos entre diferentes grupos por la competencia de limitadas fuentes de agua.

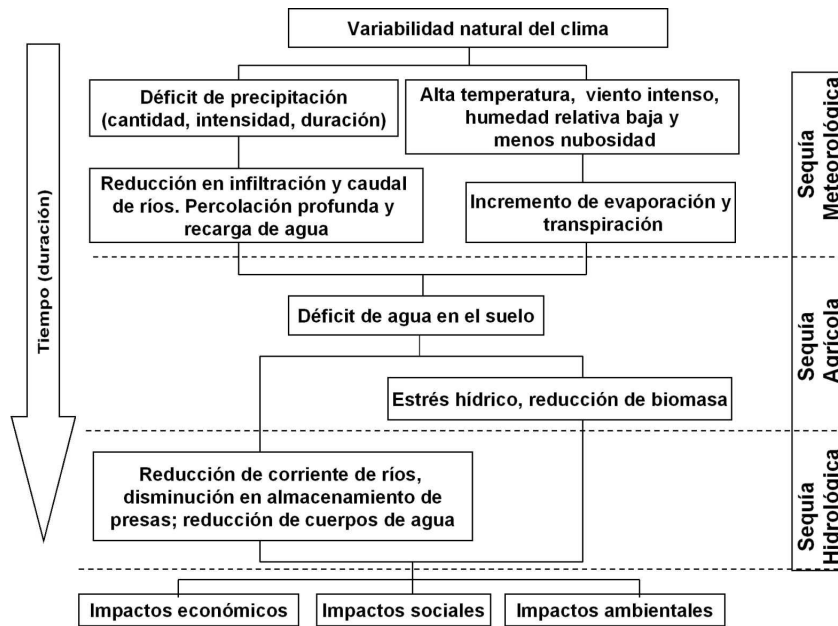


Figura 1.1: Características de los tipos de sequía (*Fuente: The US National Drought Mitigation Centre, NDMC*)

1.2. Aspectos históricos de la sequía meteorológica en México

Para describir la variabilidad del clima de una región en escalas de tiempo de décadas a cientos de años, se han utilizado algunos elementos alternativos como los llamados registros *proxy* o paleoclimáticos, que incluyen, entre otros: anillos de crecimiento de árboles, sedimentos de lagos, núcleos de hielo, polen, etc., con los que ha sido posible reconstruir gran parte del clima del pasado.

A lo largo de su historia, México ha experimentado periodos de sequía persistentes o prolongados con consecuencias negativas importantes en su vida socioeconómica. Aquellos periodos de sequía ocurridos antes de la era instrumental, han quedado plasmados en crónicas, bitácoras, diarios personales, archivos históricos, así como en material iconográfico y bibliográfico. Algunos autores (García et al. 2003; Endfield and Fernandez-Tejedo 2006) han utilizado este tipo de fuentes de información para reconstruir la historia de diversas condiciones climáticas extremas (sequías, inundaciones, huracanes, heladas, granizadas, ondas cálidas y gélidas, etc.), cuyos efectos adversos fueron resentidos principalmente en el sector agrícola. Por considerarse que se trató de sequías prolongadas y severas, tema del presente estudio, a continuación

se describen algunos de estos periodos de sequía ocurridos a lo largo de la historia de México.

La sequía y la caída del Imperio Maya

La civilización Maya se desarrolló en Mesoamérica hace aproximadamente 3000 años. Después de florecer en el llamado periodo Clásico, colapsó alrededor del año 750-900 D.C. Se ha especulado que el cambio climático pudo haber jugado un papel importante de dicho colapso (Sabloff 1995). Reconstrucciones de registros climáticos a partir de sedimentos del Lago Chichancanab (Hodell et al. 2007), sugieren que entre el año 800 y 1000 se registró el periodo más seco de la época del Holoceno tardío, que coincidió con un periodo de gran deforestación con fines agrícolas en la región. Gill (2008) sugiere que las grandes sequías, posiblemente conectadas con anomalías oceánicas, causaron el despoblamiento (migración y muerte) del Imperio Maya.

La Maldición del año “Uno Conejo” y el Imperio Azteca

De acuerdo con el calendario azteca, “Uno Conejo” es el primer año de un ciclo solar de 52 años y que estaba altamente asociado a la ocurrencia de hambruna y epidemias. Un análisis del espesor de anillos de crecimiento de árboles de la parte central de México, indica que el temor por parte de los aztecas a el año “Uno Conejo” pudo haber sido por la experiencia de muchos eventos de sequías. De acuerdo a Therrell et al. (2004), el análisis de 13 años “Uno Conejo” ocurridos entre 882 y 1558 resultó que 10 de estos años fueron precedidos por una sequía severa (Fig. 1.2). Los años 1037, 1089, 1297 y 1157 destacan por ser de los más secos en la parte central de México resultando en una escasez de maíz (Therrell et al. 2006). Esta coincidencia entre sequía, hambruna y el ciclo del calendario azteca fue un factor aparentemente importante en la desaparición de este Imperio y se sugiere un origen climático para la llamada Maldición del año “Uno Conejo” (Therrell et al. 2004).

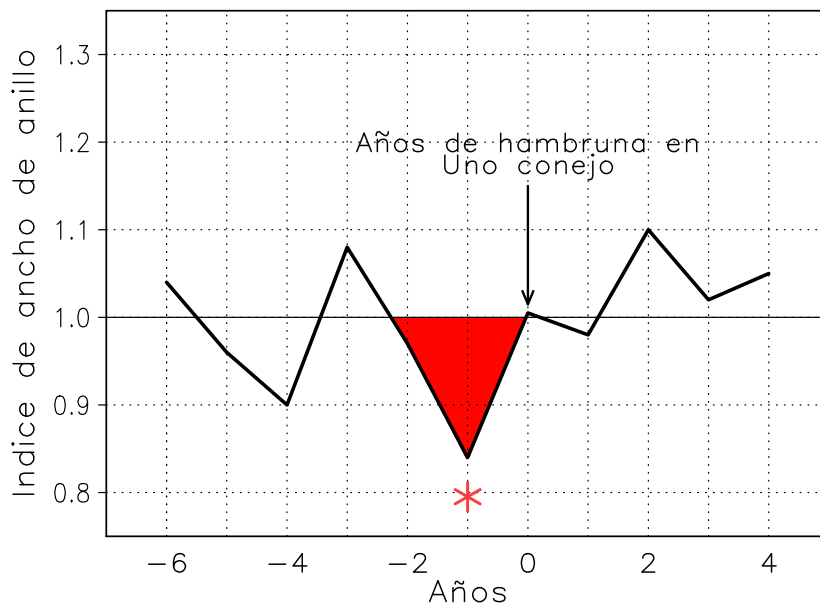


Figura 1.2: Índice de espesor de anillo de crecimiento de árboles para 13 años “Uno Conejo” entre 882 y 1558. (Adaptado de Therrel et al. 2004)

La sequía durante la Colonia

Las reconstrucciones de precipitación mediante anillos de árboles han sido comparadas con información histórica de las condiciones sociales y ambientales para analizar los impactos de la sequía (Stahle and Dean 2007; Cook et al. 2007). Por ejemplo, la Mega-sequía del siglo XVI en Norteamérica, impactó a las colonias inglesa y española, particularmente en México, donde la sequía indujo cambios sociales y epidemias durante una de las más grandes afectaciones demográficas en la historia de la humanidad (Acuña Soto et al. 2002).

Para el análisis de las sequías durante la Colonia en México, los registros anuales del llamado diezmo (décima parte de la producción que los agricultores debían pagar a la iglesia) proveen información, de forma indirecta, sobre rendimientos agrícolas. Los historiadores han logrado reconstruir las fluctuaciones de cosechas y producciones de maíz y trigo, a partir del precio de dichos granos. Aún con información limitada, Florescano (2000) indica que México se volvió de manera progresiva más seco durante los tres siglos de ocupación española (Tabla 1.1), con sequías severas más frecuentes para finales del siglo XVIII y principios del siglo XIX.

La situación de sequía más severa en la parte central de México fue entre 1785-1786, conocido como el “Año del Hambre” (Therrell 2005), que agravó de manera

trágica la producción de maíz en la región. Finalmente, el periodo de sequía severa entre 1808 y 1811, generó una crisis económica que al parecer intensificó los movimientos sociales de lucha de Independencia.

Periodo	Número de sequías
1521-1600	13
1600-1699	25
1700-1821	50

Tabla 1.1: Número de sequías durante La Colonia(Florescano 2000)

La sequía durante el México Independiente

Durante esta época, la sequía continuó afectando a la agricultura, principalmente de temporal. Los registros documentales, parecen indicar la ocurrencia de una sequía continua (Tabla 1.2), que agravó la situación social y económica del país.

La sequía durante la Revolución Mexicana

Para finales del siglo XIX y principios del siglo XX, en la última etapa del Porfiriato, en el norte de México y el Bajío se registró una sequía severa entre 1908 y 1911, provocando considerables pérdidas de cosechas y ganadería, así como incrementos en los precios de diversos productos. Justo antes del inicio de la Revolución, se registraron diversos brotes de violencia en zonas rurales y urbanas, asociados a una escasez de alimentos provocada por una sequía prolongada, por lo que fue necesario la importación de granos básicos. Si bien los aspectos político-sociales fueron factores importantes para el inicio de la Revolución Mexicana, la prolongada sequía agravó la situación del campo, impulsando la lucha por parte de cientos de miles de campesinos.

De lo anteriormente descrito, se puede concluir que la sequía ha estado presente en México desde épocas muy remotas, siendo un factor importante en los acontecimientos sociales y económicos de su historia. De ahí que la sequía debe ser analizada desde la perspectiva natural así como social. El riesgo asociado con la sequía es producto de la exposición al fenómeno (amenaza) con la vulnerabilidad de la sociedad al mismo. Aunque un entendimiento de la vulnerabilidad es esencial para entender el riesgo ante una sequía para un grupo de personas, un sistema de alerta temprana debe ser diseñado para identificar las tendencias negativas de precipitación y así predecir tanto la ocurrencia como el impacto de una sequía lo que debe llevar a la respuesta más apropiada (Buchanan-Smith and Davies 1995).

Años	Tipo	Área afectada
1810-1813	Local	Asunción, NL
1822-1823	Regional	Península de Yucatán
1834-1835	Regional	Península de Yucatán
1854	Regional	Querétaro
1868	Regional	Chis., Ver., Oax., Coah., valle de Méx.
1875	Regional	Meseta central y norte
1877-1878	Nacional	Varias regiones
1884-1885	Regional	Oaxaca, Zacatecas y norte
1885	Local	Oaxaca
1891	Nacional	Varias regiones
1892	Nacional	Varias regiones
1894	Local	Veracruz
1896	Regional	Norte
1901	Regional	Interior
1908	Regional	Interior

Tabla 1.2: Sequías en el México Independiente (Florescano 2000)

Dada que la disponibilidad del agua en México es desigual, tanto espacial como temporalmente, las sequías en el norte son consideradas más severas y consecuentemente, más ampliamente analizadas desde perspectivas socioeconómicas y físicas (García Acosta 2003; Magaña and Conde 2003). Sin embargo, periodos secos y húmedos en el centro y sur de México también ocurren como parte de la variabilidad del clima con importantes consecuencias. Por ejemplo, sequías severas en la región noroeste y centro de México durante el verano han sido relacionadas con la influencia de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) (Magaña et al. 2003). De acuerdo a reconstrucciones de precipitación anual en Norteamérica de los últimos 500 años (Cook et

al. 2004), mediante el espesor medio de anillos de árboles, los episodios prolongados de sequía en el norte de México frecuentemente corresponde a condiciones de normal a ligeramente húmedas en Mesoamérica (sur de México y Centroamérica) y viceversa (Fig. 1.3). Este comportamiento es evidente en la década de 1950s (una de las sequías recientes más severas de que se tenga registro), en la que gran parte del norte de México se encontraba bajo una condición de sequía, mientras que el sur registraba anomalías positivas de precipitación. Por otro lado, en Mesoamérica se han registrado sequías intensas durante las décadas de 1940s, 1970s y 1980s, periodos que coinciden con condiciones relativamente húmedas en el norte de México. Lo anterior muestra que una forma de variabilidad de la precipitación en México se asocia con una especie de “sube-baja” en la que las anomalías de un signo en el norte frecuentemente se relacionan con anomalías del signo opuesto en el sur.

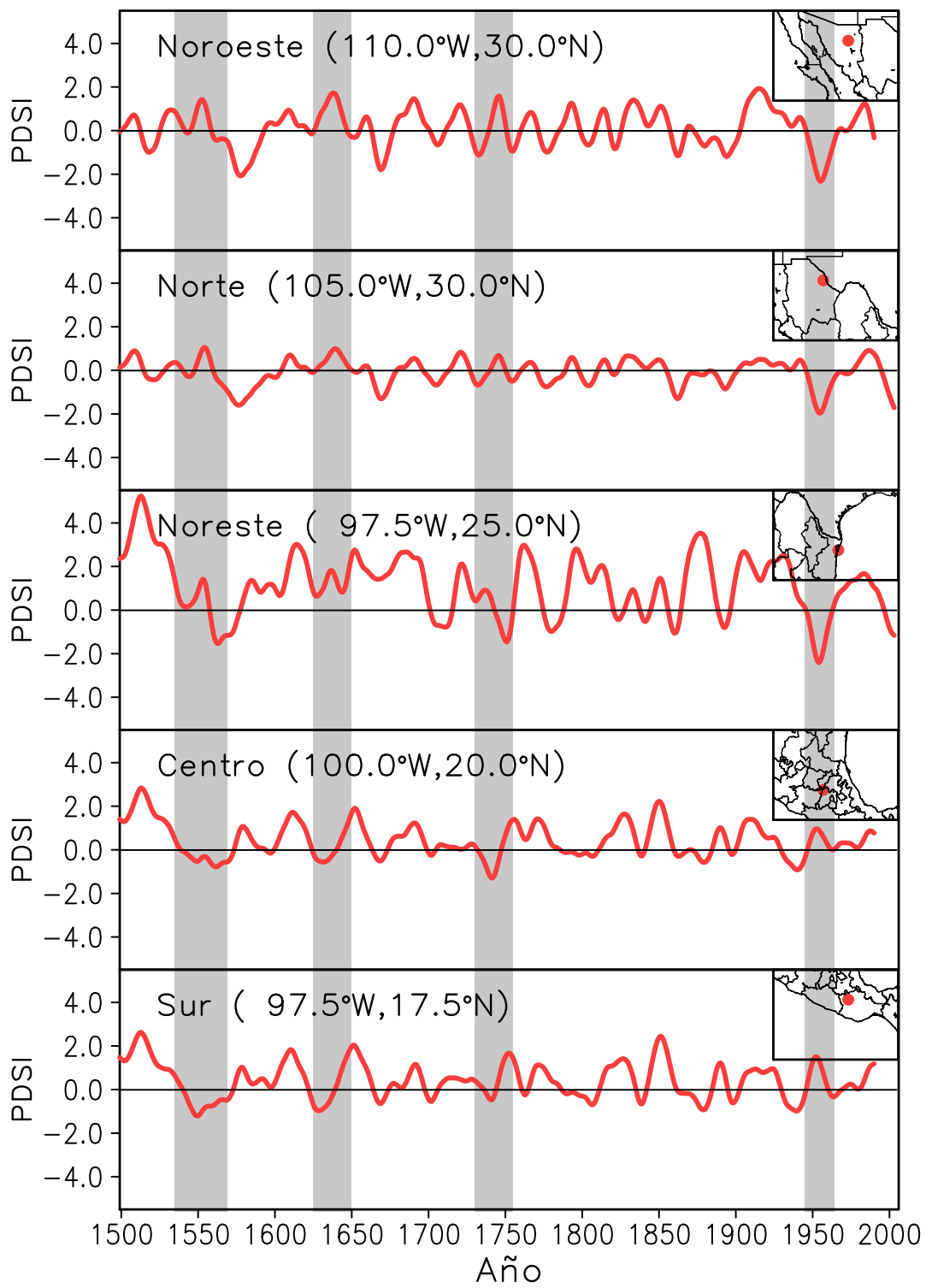


Figura 1.3: Reconstrucciones de PDSI a partir de espesor de anillos de crecimiento de árboles en algunas regiones de México (*Fuente de datos: Cook et al. 2004*)

1.3. Las lluvias en México

En México, las actividades económicas como la agricultura, la ganadería, la pesca, la generación de energía eléctrica, se ven afectadas por las variaciones que experimenta el clima de un año a otro. Algunos de los impactos de estas variaciones son más evidentes durante condiciones extremas del clima, tal como acontece bajo sequías prolongadas, con duración mayor a dos años. Las variaciones interanuales del clima están moduladas, en gran medida, por la ocurrencia de El Niño (Magaña 1999). Los eventos de sequía ocurridos hacia finales del siglo XX en el norte de México, requieren de un análisis profundo sobre los mecanismos que determinan el origen, extensión y duración de sequías prolongadas (Schubert et al. 2009). Entender la sequía significa entender los procesos climáticos que resulten en la temporada de lluvias, en diferentes escalas temporales y espaciales. Dadas las características de la estación lluviosa en México, se puede dividir el ciclo hidrológico en lluvias de invierno y de verano.

1.3.1. Lluvias de invierno

Dada su ubicación geográfica, en México el régimen de lluvias durante el invierno está dominado por sistemas meteorológicos de latitudes medias, como los ciclones de latitudes medias y los llamados frentes fríos. Conforme la masa de aire frío, asociada a estos sistemas frontales, se desplaza hacia el Golfo de México, se experimenta una disminución en la temperatura, así como la presencia de lluvias que en ocasiones suelen ser intensas a lo largo de la vertiente del Golfo de México. Algunos de estos sistemas de latitudes medias logran avanzar hacia los Mares Intra-Americanos, convirtiéndose en los llamados “Nortes”, que afectan el Golfo de México y sureste de México, e incluso en ocasiones hasta Centroamérica y el Caribe (Schultz et al. 1997). La lluvia asociada al paso de estos sistemas ocurre principalmente en la vertiente del Golfo de México, sureste de México y Península de Yucatán (Fig. 1.4). Por su desplazamiento y características, los “Nortes” son una manifestación de la interacción entre los subtrópicos y trópicos.

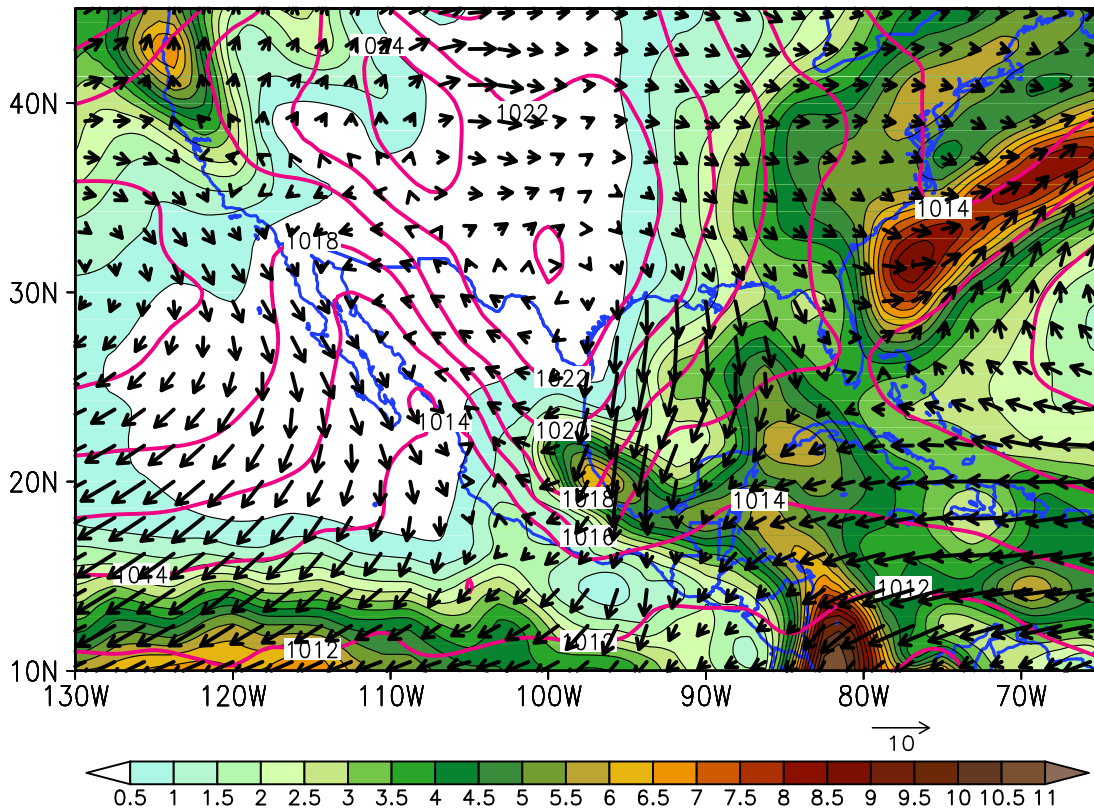


Figura 1.4: Patrón promedio (1949-2008) de precipitación (en mm, colores), presión reducida a nivel medio del mar (en mb, isolíneas) y vectores de viento (en m/s) en superficie durante eventos de “Nortes” (según criterio de Vázquez 2000)

1.3.2. Lluvias de verano

México tiene una gran variedad de climas, desde los más calurosos con condiciones secas en el noroeste del desierto de Sonora, con precipitación anual menor de 100 mm, hasta un clima tropical en la parte sur donde la lluvia anual puede superar los 3500 mm (García 2003), como en Tabasco o Chiapas. En gran parte del país, más del 60% de la precipitación anual ocurre durante los meses de verano (junio-septiembre), aunque en algunas partes del sur de México la temporada lluviosa se extiende de mayo a octubre. En general, la mayor parte del territorio nacional tiene un clima de tipo monzónico, caracterizado por un periodo lluvioso durante los meses de verano (Fig. 1.5b) y un periodo relativamente seco durante el invierno (Fig. 1.5a).

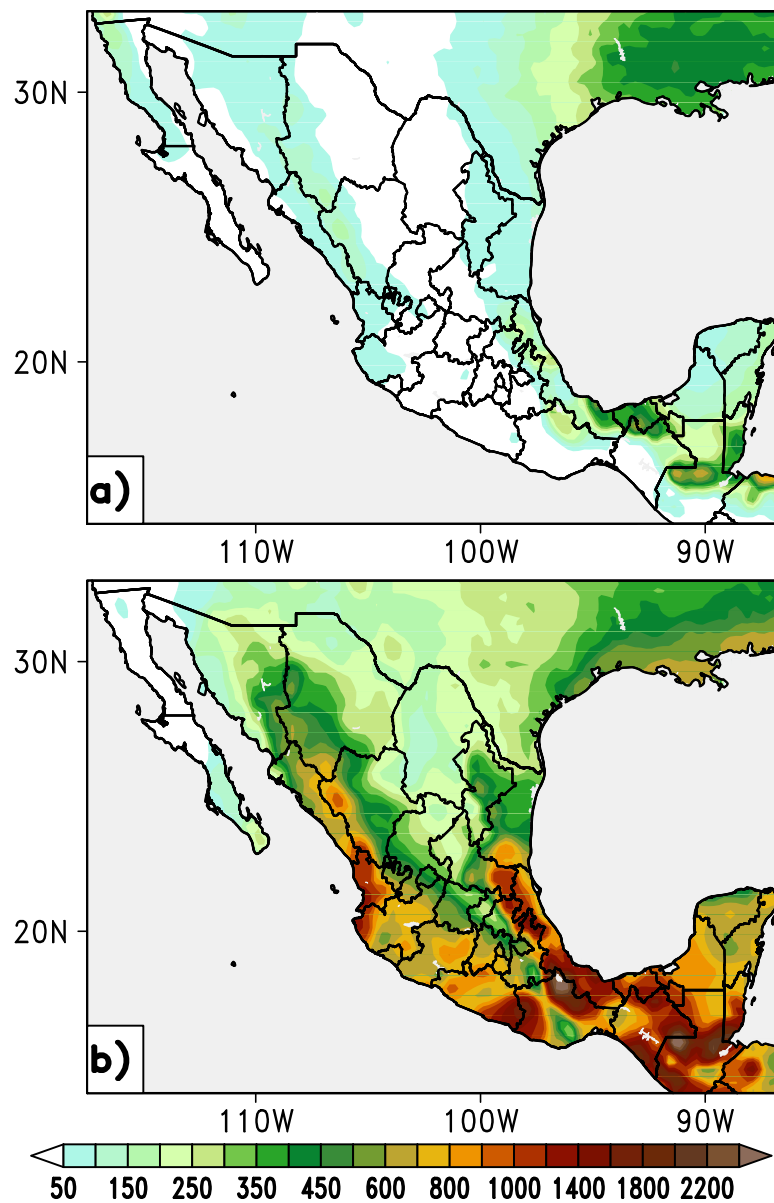


Figura 1.5: Precipitación acumulada (en mm) durante (a) invierno y (b) verano (*Fuente de datos: GPCC*)

La estación lluviosa en el sur de México y gran parte de Centroamérica (vertiente del Océano Pacífico), se caracteriza por dos máximos de lluvia en los meses de junio y septiembre, y un mínimo relativo durante julio y agosto (Fig. 1.6). Este mínimo relativo en la actividad convectiva y precipitación se conoce, dependiendo de la región, como sequía intraestival, sequía de medio verano o *canícula* (Magaña et al. 1999; Magaña and Caetano 2005).

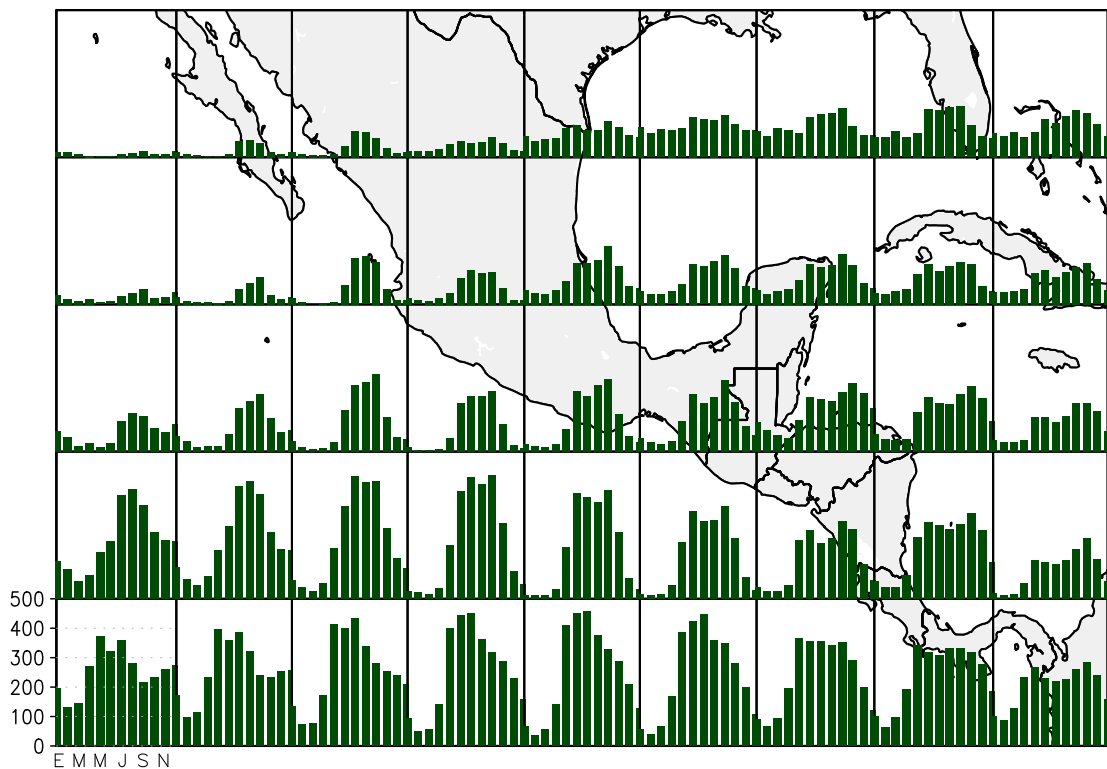


Figura 1.6: Precipitación mensual promedio (1979-2008) (en mm) en subdominios de $5^\circ \times 5^\circ$. Adaptado de Magaña et al. (1999) (*Fuente de datos: CMAP*)

La precipitación durante los meses de verano está modulada principalmente por los siguientes sistemas:

- Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT),
- Monzón Mexicano,
- Ondas del este y ciclones tropicales

Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT)

La Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) es una de las estructuras climáticas más importantes de la atmósfera tropical. Esta región de nubosidad profunda y precipitación es la manifestación de la rama ascendente de la celda de Hadley, con convergencia de humedad de niveles bajos a gran escala. La ZCIT está marcada por una banda de convección profunda que circunda al globo terrestre. La posición latitudinal de la ZCIT varía a lo largo del año, durante el verano se desplaza hacia el norte alcanzando los 12°N en el Pacífico del este (Waliser and Gautier, 1993) (Fig. 1.7),

con excursiones meridionales que afectan el sur de México. La posición, intensidad y densidad de nubes profundas sobre esta región puede resultar en periodos de lluvias intensas o débiles en el país (Uribe 2002). Durante El Niño, la ZCIT en el Pacífico del este, tiende a permanecer cerca del ecuador, lejana del territorio mexicano; junto con la actividad convectiva, la rama descendente de la celda de Hadley ocupa la mayor parte del territorio Mesoamericano contribuyendo a una disminución en las lluvias (Magaña et al. 1999).

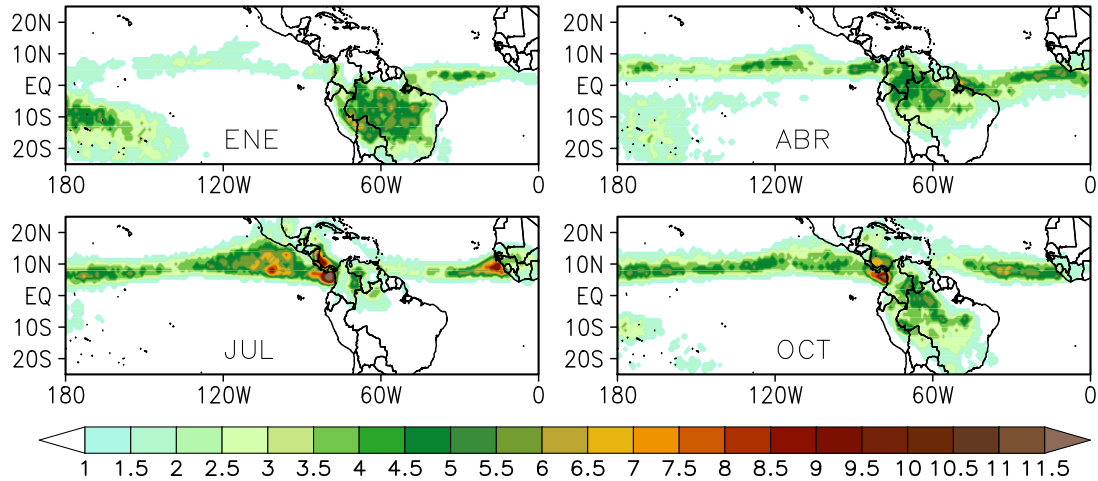


Figura 1.7: Estructura mensual de ZCIT basada en el número de días al mes cubierto por sistemas convectivos profundos de gran escala (Adaptado de Waliser and Gautier 1993)

Monzón Mexicano

El régimen de lluvias de verano en el noroeste de México, corresponde al llamado Monzón Mexicano (Douglas et al. 1993) (Fig. 1.8), que se caracteriza por un periodo de lluvias intensas entre los meses de julio y septiembre (representando el 70% de la precipitación anual), después de varios meses con altas temperaturas en la región. El incremento de humedad en esta región está asociado a variaciones en la circulación atmosférica regional y un jet en niveles bajos de sur a norte a lo largo del Golfo de California (Stenrud et al. 1997). Otro factor en el incremento de humedad está relacionado a la actividad de ciclones tropicales en el Pacífico del este. Un inicio tardío

del monzón generalmente significa una temporada de lluvias deficientes, lo cual parece ocurrir durante años El Niño (Higgins et al. 1999). Sin embargo, de acuerdo a Koster et al. (2000), las lluvias de verano en esta región no están directamente influenciadas por El Niño.

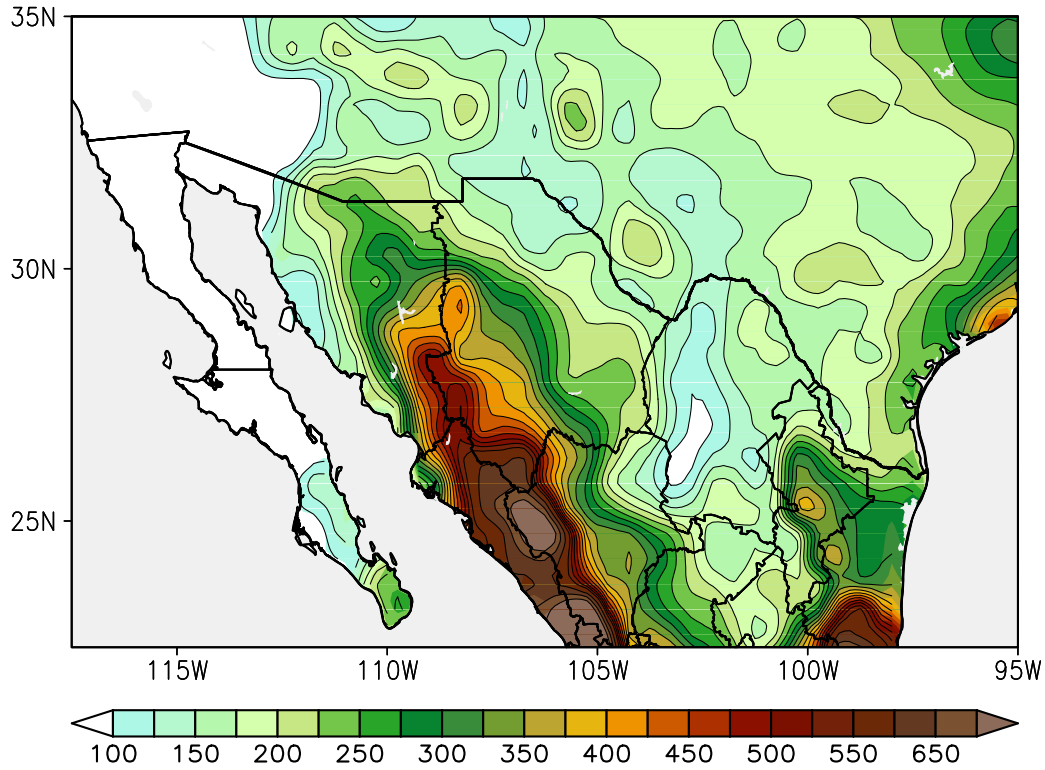


Figura 1.8: Precipitación promedio (en mm) durante el Monzón Mexicano (julio-septiembre) (*Fuente de datos: GPCC*)

Ondas del este y ciclones tropicales

Otro mecanismo determinante en las lluvias de verano sobre México son las ondas del este (Jáuregui 1967;2003a). Estas perturbaciones atmosféricas se propagan sobre el Océano Atlántico desde la costa oeste de África, tienen un periodo de entre 3 y 5 días y una longitud de onda de 2000-4000 km, viajando con velocidades de fase de 6 a 8 m/s a 700 mb (Burpee 1972; Reed et al. 1977). Las ondas del este son las perturbaciones más frecuentes que modulan las lluvias sobre México, Centroamérica y el Caribe; ocurriendo alrededor de 60 ondas por año (Pasch and Avila 1992; Pasch et al. 1998), cuya actividad es mayor durante septiembre y octubre, cuando el proceso de inestabilidad que producen estas ondas es más intenso. Aunque aproximadamente el 50% de las ondas del este se disipan sobre la parte central del Océano Atlántico

antes de alcanzar Centroamérica (Boucher 1975; Frank 1976), pueden desarrollarse sobre el Mar Caribe (Molinari 1997). Aquellas que afectan a México se presentan entre mayo y noviembre, desplazándose sobre el Océano Atlántico desde África hasta el Caribe, Golfo de México y en ocasiones al Océano Pacífico del este (Burpee 1972, Molinari et al. 1997; Patricola et al. 2004; Salinas 2006).

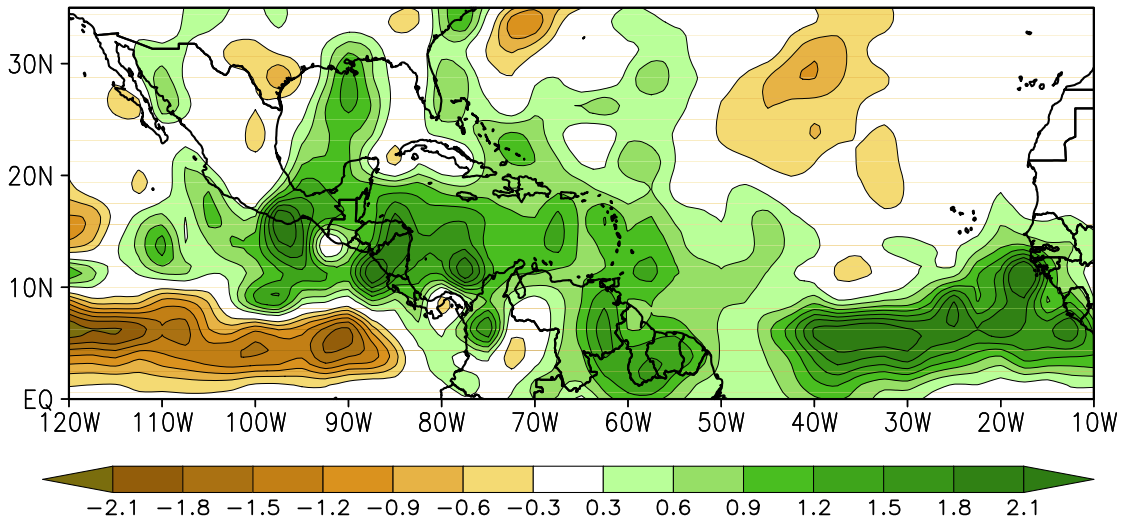


Figura 1.9: Diferencia de precipitación (en mm/día) entre veranos con alta y baja actividad de ondas del este, de acuerdo al criterio de Patricola et al. (2004)

El paso de ondas del este sobre México resulta en variabilidad de alta frecuencia importante de las lluvias asociadas a la humedad que acompaña al paso de estos sistemas (Jáuregui 1967; Salinas 2006). Años con mayor actividad de ondas del este pueden producir entre un 20 y un 30 % más precipitación que años con poca actividad en regiones como el Caribe y Península de Yucatán (Fig. 1.9). La gran subsidencia que domina el Caribe sólo se interrumpe cuando sistemas como las ondas del este rompen mecánicamente la subsidencia con intensos movimientos ascendentes. Esto también ocurre con el paso de huracanes.

La actividad de ciclones tropicales es por tanto otro factor esencial para las lluvias de verano en México (Jáuregui 1967;1989;2003b). Dada su situación geográfica, México se encuentra en medio de dos regiones ciclogénicas muy activas: el Pacífico del este y Mar Caribe (Fig. 1.10). Durante veranos El Niño hay una disminución en las lluvias, principalmente en el noreste de México, asociada a un menor número de huracanes en el Caribe y Golfo de México (DeMaria and Kaplan 1994). Esta

menor actividad de huracanes en el Atlántico afecta principalmente a las lluvias del norte de Veracruz, Tamaulipas y Coahuila. En Tamaulipas por ejemplo, un ciclón tropical puede dejar suficiente lluvia para que la temporada de lluvias se considere anómalamente húmeda, por lo que la falta de estos sistemas puede ocasionar sequías (Uribe 2000). Por ello, cambios en la actividad de huracanes en ciertas regiones de México puede hacer que el total anual de precipitación varíe entre 30 o 40 %. Bajo tales cambios o rangos de precipitación a escala local, puede ocurrir que un sitio experimente condiciones de sequía, mientras que otro cercano tenga una temporada lluviosa. Por ello, las sequías prolongadas deben ser manifestación regional más que solo local.

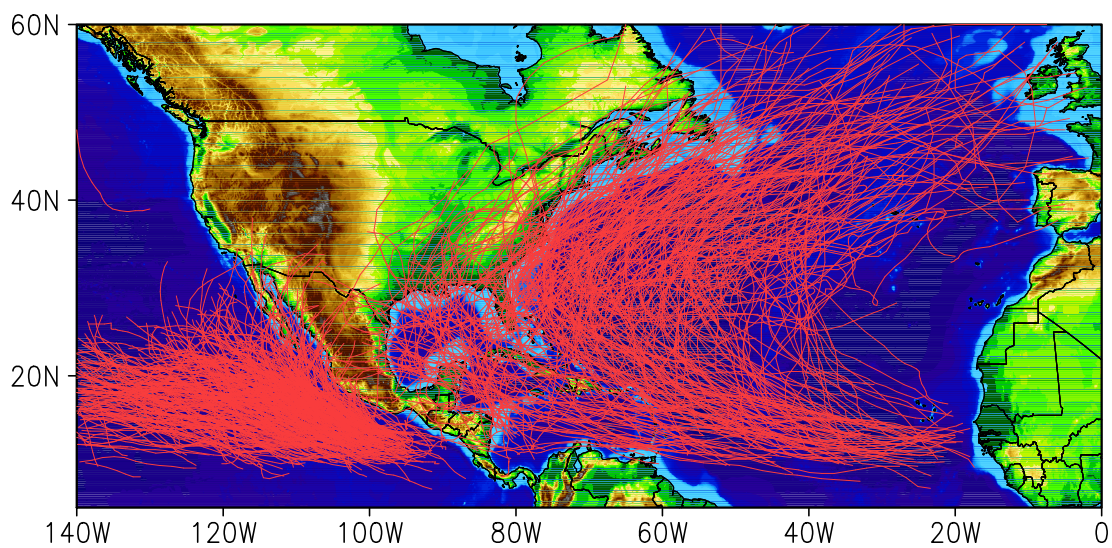


Figura 1.10: Trayectorias de huracanes durante el periodo 1949-2007

Un aspecto particular del ciclo hidrológico en México por analizar, es la relación entre la actividad de eventos hidrometeorológicos extremos, tanto lluvias intensas como sequías y la condición climática dominante. Así, la falta de eventos de lluvia intensa en ciertas regiones podría resultar en sequía, pudiendo ser este factor más importante incluso que el número de días que llueve (Méndez 2003).

1.3.3. Variabilidad de baja frecuencia de la precipitación

1.3.3.1. El Niño / Oscilación del Sur (ENOS)

La variabilidad de baja frecuencia del clima en los trópicos está asociada principalmente a variaciones interanuales como las producidas por el fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS). La intensa anomalía de convección en el Pacífico del este genera mayores circulaciones descendentes sobre el Mar Caribe, que inhiben la convección profunda y las lluvias. En el caso del invierno, la onda de Rossby estacionaria que se dispara desde el Pacífico central se dispersa hasta el Caribe creando ahí una zona de subsidencia, mientras que en el norte de México se favorecen los mecanismos ascendentes y la lluvia (Magaña and Ambrizzi, 2005).

Durante veranos de El Niño, las lluvias disminuyen en gran parte del territorio mexicano, principalmente en el centro y sur (Fig. 1.11a), llegando con frecuencia a condiciones de sequía (Magaña et al. 1999). Esta reducción en las lluvias está asociada, entre otras cosas, a un desplazamiento hacia el ecuador de la ZCIT, reforzando la subsidencia sobre la parte continental y disminuyendo la actividad de ondas del este y ciclones tropicales en los Mares Intra-Americanos. La disminución de actividad de las ondas del este está aparentemente relacionada con la aceleración del Jet de los Niveles Bajos del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés). Al ser demasiado intenso este jet sale del rango en que las ondas del este pueden desarrollarse por inestabilidad barotrópica. Esta anomalía negativa de precipitación en verano lleva a una menor humedad en el suelo, estrés hídrico de la vegetación y con frecuencia a una mayor incidencia de incendios forestales, resultado del uso del fuego indiscriminado en agricultura. Los efectos de El Niño 1997-98, incluyen menos humedad en el suelo favoreciendo un mayor número de incendios forestales, y pérdidas de miles de hectáreas de bosques, siendo uno de los peores desastres ecológicos ocurridos en México (Magaña 1999).

Por otro lado, durante veranos La Niña, las lluvias son cercanas a lo normal e incluso por arriba de lo normal en gran parte de México (Fig. 1.11b). Algunos de los factores que favorecen a este incremento en lluvias tienen que ver con el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT en el Pacífico del este, el debilitamiento de los vientos alisios (Cavazos and Hastenrath 1990) que favorece una mayor actividad de ondas del este (Salinas 2006), y más ciclones tropicales en los Mares Intra-Americanos.

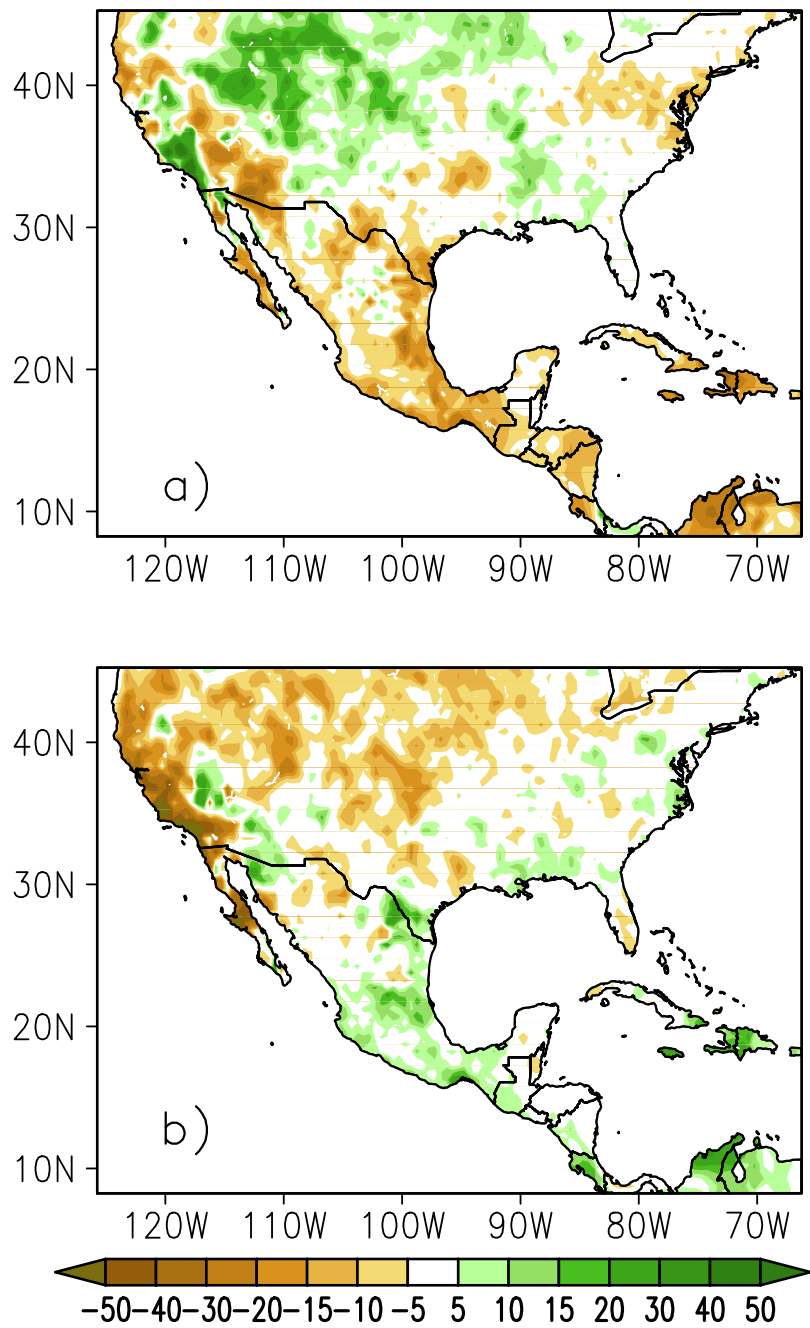


Figura 1.11: Anomalías de precipitación (en %) durante veranos (a) El Niño y (b) La Niña

1.3.4. Variabilidad interdecadal de la precipitación

1.3.4.1. Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)

En lo que se refiere a la variabilidad interdecadal, la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) es una fluctuación oceánica del Océano Pacífico descubierta mientras se investigaba la conexión entre los ciclos de producción del salmón y el clima de esa región (Mantua et al. 1997). Aunque esta oscilación tiene características espaciales similares a ENOS, difiere en cuanto a su periodicidad, ya que PDO persiste entre 20 y 30 años, mientras que ENOS dura de 6 a 18 meses.

La PDO refleja el patrón espacial de la temperatura del Océano Pacífico del Norte. Cuando la PDO es positiva, hay un enfriamiento en la parte central y oeste del Pacífico y calentamiento en el Pacífico del este (Fig. 1.12a); bajo una PDO negativa se invierte el patrón (Fig. 1.12b). Tales eventos positivos y negativos han sido asociados con tendencias regionales de precipitación y temperatura en Norteamérica (Bove and O'Brien 2000). La variabilidad de lluvias en algunas partes de México, en relación con la PDO ha sido investigada en conexión a la frecuencia y magnitud de El Niño (Pavia 2006; 2009). En el noroeste de México las fluctuaciones de las lluvias invernales se caracterizan por una relación en fase con la PDO (Brito et al. 2002). La fase cálida de la PDO generalmente está asociada con inviernos húmedos, mientras que en su fase fría el invierno se caracteriza por ser relativamente seco.

La influencia de ENOS en el clima de Norteamérica es dependiente de la fase de la PDO, dado que las anomalías del clima tienden a ocurrir en años en los que la PDO y El Niño están en fase, es decir la fase caliente de la PDO coincide con El Niño, y la fase fría coincide con La Niña, pero no en otras combinaciones (Gershunov et al. 1999; McCabe and Dettinger 1999). Lo anterior permite, en cierto grado, combinar la PDO y ENOS como una herramienta de pronóstico climático para Norteamérica.

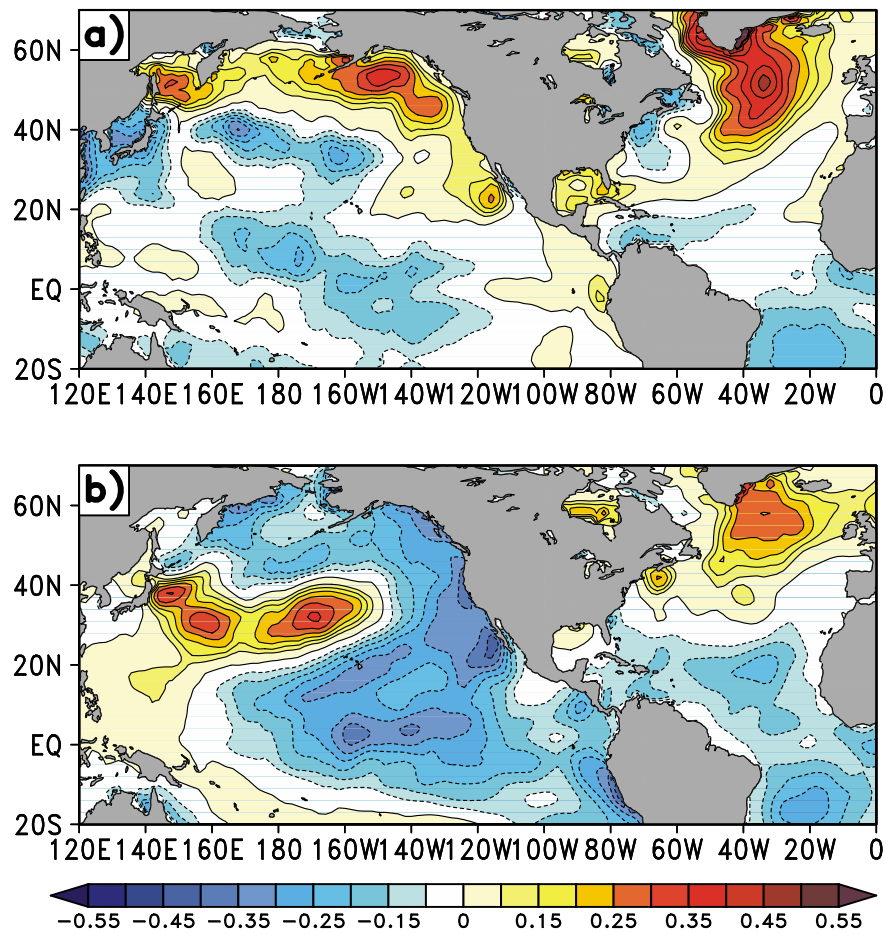


Figura 1.12: Anomalías de temperatura superficial del mar durante la fase (a) cálida y (b) fría de la PDO

1.3.4.2. Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO)

Existen otras formas de variabilidad decadal del clima. Algunas se relacionan con las temperaturas superficiales del mar en el Océano Atlántico, en lo que se conoce como la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) (Enfield et al. 2001), que puede ser definida como el primer modo de variabilidad de las anomalías de TSM en el Atlántico Norte. Este patrón se caracteriza por un signo constante en la mayor parte del Atlántico Norte y tiende a tener el mismo signo excepto en el Atlántico Sur y Pacífico Ecuatorial (Fig. 1.13).

La AMO involucra cambios en la TSM sobre grandes áreas del Atlántico tropical

en periodos de varias décadas (Enfield et al. 2001) y representa las anomalías de temperatura anual (con tendencia removida) promediadas sobre el Atlántico Norte (0-70°N). Este patrón de anomalías de TSM, es identificado como un modo importante de la variabilidad del clima, particularmente en Norteamérica y Europa (Sutton and Hodson 2005).

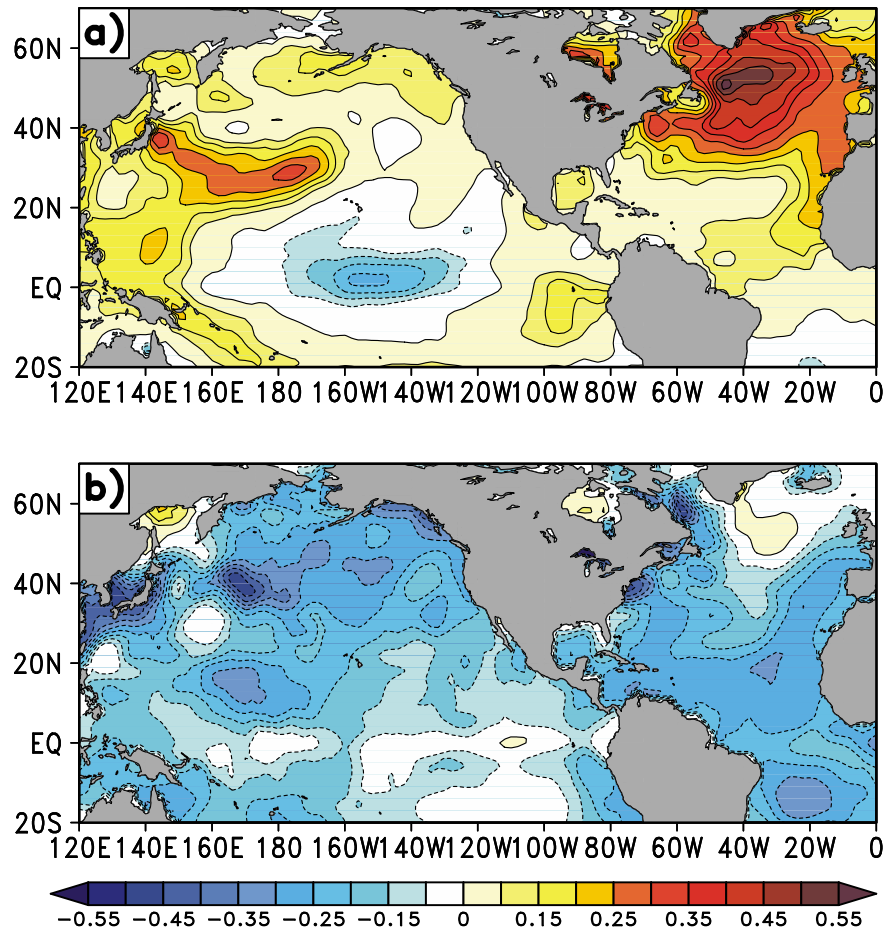


Figura 1.13: Anomalías de temperatura superficial del mar durante la fase (a) cálida y (b) fría de la AMO

Las sequías históricas en el sureste de México coinciden con la fase fría de la AMO y con menor influencia de ENOS (Mendoza et al. 2007). Por otro lado, durante la fase cálida de la AMO, el noroeste de México está más seco y se observa una reducción de eventos extremos de precipitación diaria relacionada por una menor actividad de

huracanes (Curtis 2008).

Diversos experimentos numéricos (Schubert et al. 2009; Seager et al. 2009) sugieren que la influencia del Pacífico tropical, así como la del Atlántico, son cruciales para determinar las características de la sequía de Norteamérica. Para el caso específico de México, es poco lo que se ha explorado sobre el impacto que tiene AMO en su clima. En particular, no hay análisis dinámicos que permitan analizar como relacionar AMO y PDO con las sequías prolongadas.

1.4. Motivación

Aunque se ha avanzado en el entendimiento sobre los mecanismos que modulan la variabilidad del clima de México, es difícil establecer cuándo se presentará una sequía de larga duración. Aun más, el reto de diagnosticar y pronosticar una sequía meteorológica incluye saber cuándo inició, cuánto durará y cuándo concluirá. Para entrar al campo del pronóstico de sequía se deben conocer los mecanismos forzantes persistentes que llevan a una condición de menor precipitación. En general, la búsqueda del forzante se concentra en procesos que varían lentamente. El elemento que más se ha considerado como forzante climático es, en general, la temperatura de superficie del mar, aunque no se descartan otros como las variaciones de humedad en el suelo (Dickinson 1992), los cambios en la radiación solar, o la influencia del cambio climático. Al parecer, la mayor parte de las sequías en América están relacionadas con cambios en las temperaturas de la superficie del mar, por lo cual se vuelve necesario no sólo establecer la relación causa-efecto, sino explorar los mecanismos físicos que teleconectan una región oceánica con una zona continental en donde se produce la sequía. El reto de establecer teleconexiones climáticas ha sido de gran interés en las ciencias atmosféricas (Horel and Wallace 1981). La capacidad de traducir los avances de observaciones y estos diagnósticos en mejores predicciones con modelos sigue siendo un problema cuando se tratan de explorar elementos regionales del clima (Magaña and Ambrizzi 2005). Ante los retos de proveer mejor información climática a sectores como el del agua, es preciso avanzar en el entendimiento de los mecanismos físicos que generan relaciones causa-efecto en el clima y no solo describir algún cambio en las observaciones.

El presente estudio examina la estructura espacial de sequías prolongadas en México para el periodo instrumental (siglo XX), examinando los mecanismos que conducen a un patrón dominante de “sube-baja” entre el norte y el sur de México, así como explorando otros aspectos regionales en términos de teleconexiones, como la extensión meridional de las anomalías negativas de precipitación. Las características de sequías severas son exploradas con relación a las anomalías de temperatura de la superficie del mar en los océanos Pacífico y Atlántico, echando mano de algunos mecanismos dinámicos para teleconectar condiciones oceánicas con señales de lluvia continental. El uso potencial de la variabilidad de los modos de muy baja frecuencia de la precipitación y la ocurrencia de sequías severas para otros siglos también son discutidos, dado el gran potencial de proyectar probabilidades de sequías prolongadas en los años por venir.

1.5. Objetivos

Este trabajo tiene el objetivo de analizar los factores dinámicos en la atmósfera que producen sequías meteorológicas de larga duración en México, mediante el uso de observaciones y diagnósticos observacionales.

Específicamente, se trata de:

- Realizar un análisis de los periodos de sequías prolongadas durante el siglo XX.
- Establecer las relaciones forzante-anomalía climática (variaciones en la temperatura de superficie del mar-sequía) que permanecen por periodos mayores de una estación y que se consideran condiciones climáticas extremas
- Establecer los mecanismos dinámicos de teleconexión que relacionan fenómenos como ENOS, la PDO o la AMO con eventos de sequía en México

El estudio profundiza en diagnósticos que llevan a

- Determinar los modos de variabilidad de la sequía meteorológica para los meses de verano (junio-septiembre) en México para el periodo 1903-2002.
- Identificar los mecanismos físicos y dinámicos que resultan en sequía meteorológica con duración mínima de dos años.

Esta tesis está estructurada de la siguiente forma: en el capítulo 2 se describen los datos utilizados, así como la metodología desarrollada e implementada. En el capítulo 3, se discuten los resultados obtenidos. Finalmente, se dan las conclusiones y se propone trabajo a futuro.

Capítulo 2

Datos y Metodología

2.1. Descripción de datos de precipitación

Un elemento de gran importancia en el análisis del clima de una región es contar con bases de datos completas y confiables. Dicho planteamiento genera una serie de preguntas sobre la calidad, cantidad, disponibilidad o variedad de las bases de datos. La situación actual en meteorología es que existen fuentes y bases de datos dispersas. La información climática proviene de diversas fuentes, entre las que se incluye información obtenida de redes de estaciones meteorológicas, estimaciones por satélite, radiosondeos o radar. Mucha de esta información es integrada en bases de datos en mallas regulares conocidas como reanálisis (Kalnay et al. 1996). En los reanálisis, se integran observaciones y estimaciones meteorológicas mediante modelos que imponen restricciones físicas a los campos generados en puntos de malla.

Para la primera parte de este trabajo, se desarrolló una base de datos de precipitación mensual en una malla regular con una resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, y cuyas observaciones han sido sometidas a un control de calidad. Para la construcción de esta base de datos en una malla regular, se usaron registros de estaciones climatológicas de México, sur de Estados Unidos, Centroamérica, Caribe y norte de Sudamérica. Estos datos fueron obtenidos de las siguientes fuentes:

1. Climate Computing (CLICOM)

Esta base de datos incluye, entre otras variables, registros diarios de precipitación de la red de estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Se calculó la precipitación mensual acumulada en aquellas estaciones que tuvieran por lo menos 70% (20 días) de registros válidos por mes. Esta base de datos se utilizó para los registros de precipitación de las estaciones de México.

2. Global Historical Climatological Network (GHCN) versión 2

Esta fuente de datos de precipitación mensual, forma parte de una red global de estaciones climatológicas (Peterson et al. 1998). Esta base complementó a la anterior, con información de las estaciones de Estados Unidos, Centroamérica y el Caribe.

De estas dos fuentes de datos se eligieron aquellas estaciones climatológicas (Fig. 2.1) que tuvieran información disponible en el periodo de análisis de 1901 a 2002.

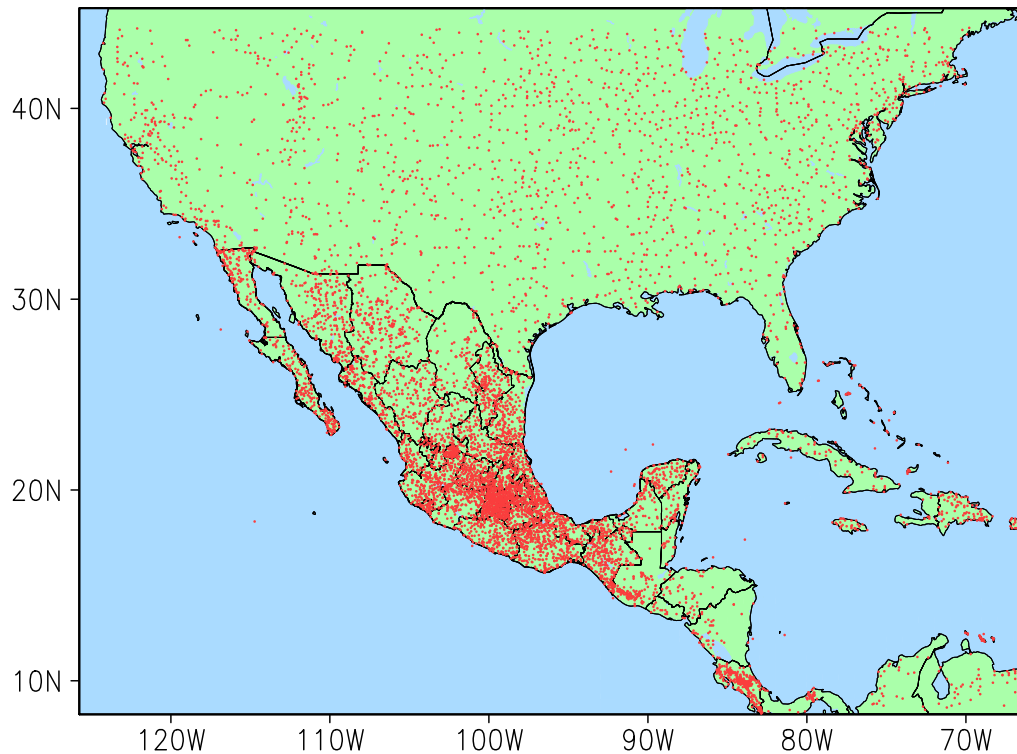


Figura 2.1: Localización de estaciones climatológicas de CLICOM + GHCN

2.2. Esquema de control de calidad de los datos

Antes de proceder a generar la malla uniforme a partir de estaciones distribuidas de manera irregular, los datos mensuales de precipitación fueron sometidos a un esquema de control de calidad para mejorar los análisis de lluvia. Se supone que los datos obtenidos de la base GHCN han pasado por un control de calidad desde su origen, sin embargo el esquema de control de calidad propuesto en este trabajo se aplica a cada una de las estaciones disponibles dentro del periodo de análisis. El control de calidad desarrollado en este trabajo incluye dos etapas:

I. Errores de registro

- Verificación y, en su caso, corrección de la posición geográfica de las estaciones climatológicas.
- Eliminación de registros repetidos.
- Detección de errores de captura.

II. Consistencia de valores extremos

- Esta etapa tiene la finalidad de preservar los eventos extremos en acumulados mensuales de precipitación. Se considera que cuando un evento extremo ocurre en un sitio, su señal se verá reflejada en al menos una de las estaciones de los alrededores. A partir de la serie de tiempo de una estación, llamada “estación de referencia”, se determina el valor umbral de precipitación mensual que corresponde al percentil 95 y que define a un evento extremo. En la estación de referencia se identifican las fechas en que la precipitación mensual rebasa dicho umbral y se compara con las estaciones vecinas localizadas en un radio de aproximadamente 20 km. Si al menos una estación vecina rebasa su correspondiente valor umbral en la misma fecha, entonces se considera que el valor extremo en la estación de referencia es válido. En caso contrario, el registro de lluvia en esa estación es removido y se reemplaza por el indicador de dato perdido.

Como un ejemplo de la segunda etapa de control de calidad, se seleccionaron las estaciones de Meoqui (estación de referencia) y Delicias (estación vecina) en el estado de Chihuahua, y cuya distancia entre ellas es de aproximadamente 20 km. Se observa que la mayoría de las veces, cuando en Meoqui ocurre un evento extremo de precipitación mensual (señalado por un *), también ocurre en Delicias (señalado por un signo +). De ahí que la consistencia de eventos extremos se mantiene en ambos sitios.

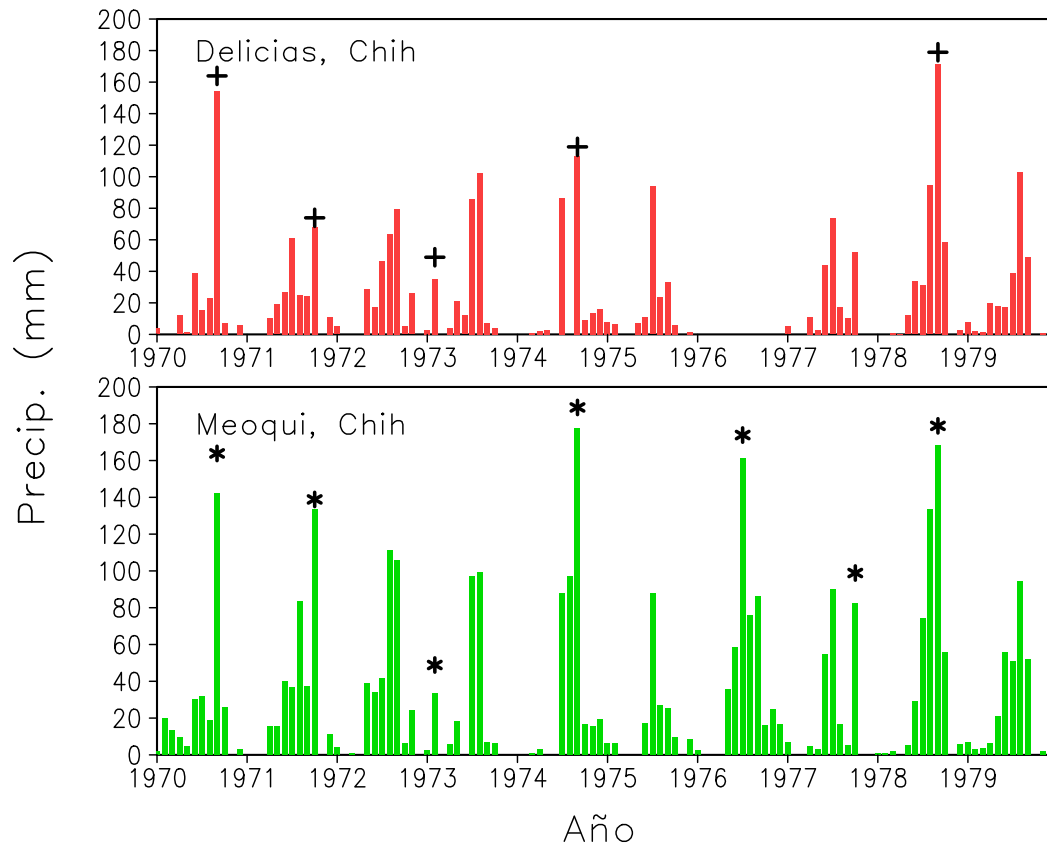


Figura 2.2: Ejemplo de consistencia de eventos extremos de precipitación mensual en Meoqui (estación de referencia) y Delicias (estación vecina), Chihuahua

Dado el interés en que la base de datos a desarrollar tenga la habilidad de detectar la señal de periodos de sequía, se aplicó la etapa de consistencia de eventos extremos, definiendo el valor de precipitación mensual que corresponde al percentil 5.

2.3. Metodología

2.3.1. Análisis objetivo tipo Cressman

Después de someter los datos de estaciones climatológicas al esquema de control de calidad ya descrito, se procedió a interpolarlos a una malla regular de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, mediante un esquema de análisis objetivo de correcciones sucesivas tipo Cressman (Cressman 1959). El análisis objetivo es un proceso de interpolación espacial de los datos a una malla regular a partir de reportes de estaciones distribuidas de manera irregular. El esquema seleccionado debe tener la capacidad de realizar una interpolación suave, detectar y remover datos erróneos y conducir a un campo consistente

(Krishnamurti and Bounoua 1996). El objetivo de este tipo de esquema es mejorar un campo preliminar, mediante la incorporación de observaciones. El resultado sigue siendo una estimación del campo de lluvia que se apega a ciertos criterios.

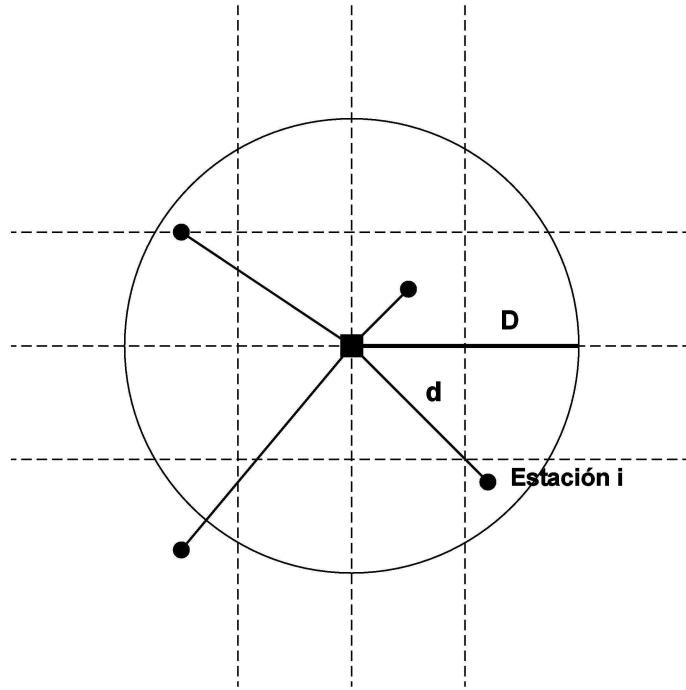


Figura 2.3: Esquema del análisis objetivo tipo Cressman (D: radio de influencia, d: distancia del punto de malla a la estación i)

Este esquema inicia con un campo preliminar razonable. Se sugiere seleccionar como campo preliminar una base de datos en una malla regular que haya sido construida previamente, esto es para tener una mejor aproximación al campo final tanto como sea posible. Para este estudio se tomó como campo preliminar la base de datos de precipitación mensual de alta resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, desarrollada por el Climate Research Unit (CRU) (Mitchel and Jones 2005), y que cubre el periodo de análisis (1901-2002). Este campo preliminar se somete a una serie de correcciones al incorporar observaciones cuando estén disponibles. Entre cada paso de corrección se aplica un suavizamiento para remover algunos datos inusuales que son significativamente diferentes del campo preliminar. Tal corrección se basa en las observaciones que se encuentran dentro de un radio de influencia D alrededor del punto de malla de

interés. Se asignan pesos cuya magnitud es inversamente proporcional a la distancia entre la estación i y el punto de malla (Fig. 2.3). De esta forma, el punto de malla no es representativo de una sola estación, sino de un ajuste de todos los datos de los alrededores. El radio de influencia disminuye para cada paso de corrección, así que el campo es corregido con las características de mayor escala en la primera iteración y con una menor escala durante las iteraciones siguientes. Este procedimiento se repite en cada punto de la malla y en cada paso de tiempo.

Una vez desarrollada una versión mejorada (se referirá como PCP-UNAM) de la base de datos de lluvia mensual, se procedió a una comparación entre la precipitación observada y el campo preliminar (CRU), para cuatro sitios de México con diferente régimen de lluvias (Fig. 2.4): Noroeste (Baja California Norte) con lluvias invernales (diciembre-marzo); Norte (Chihuahua) con lluvias de verano (julio-septiembre), Centro (Tlaxcala) con lluvias de verano (junio-septiembre) y Sur (Oaxaca) mostrando la llamada *Canícula*. En términos generales, se puede decir que los valores estimados de precipitación por PCP-UNAM son muy cercanos a los observados, además tiene la capacidad de reproducir el ciclo anual de la lluvia en diferentes regiones de México.

La base de datos desarrollada (PCP-UNAM) para este estudio está disponible en la biblioteca de datos climáticos del International Research Institute (IRI) for Climate and Society (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/>) y también ha sido utilizada para el análisis de sequía en México (Seager et al. 2009).

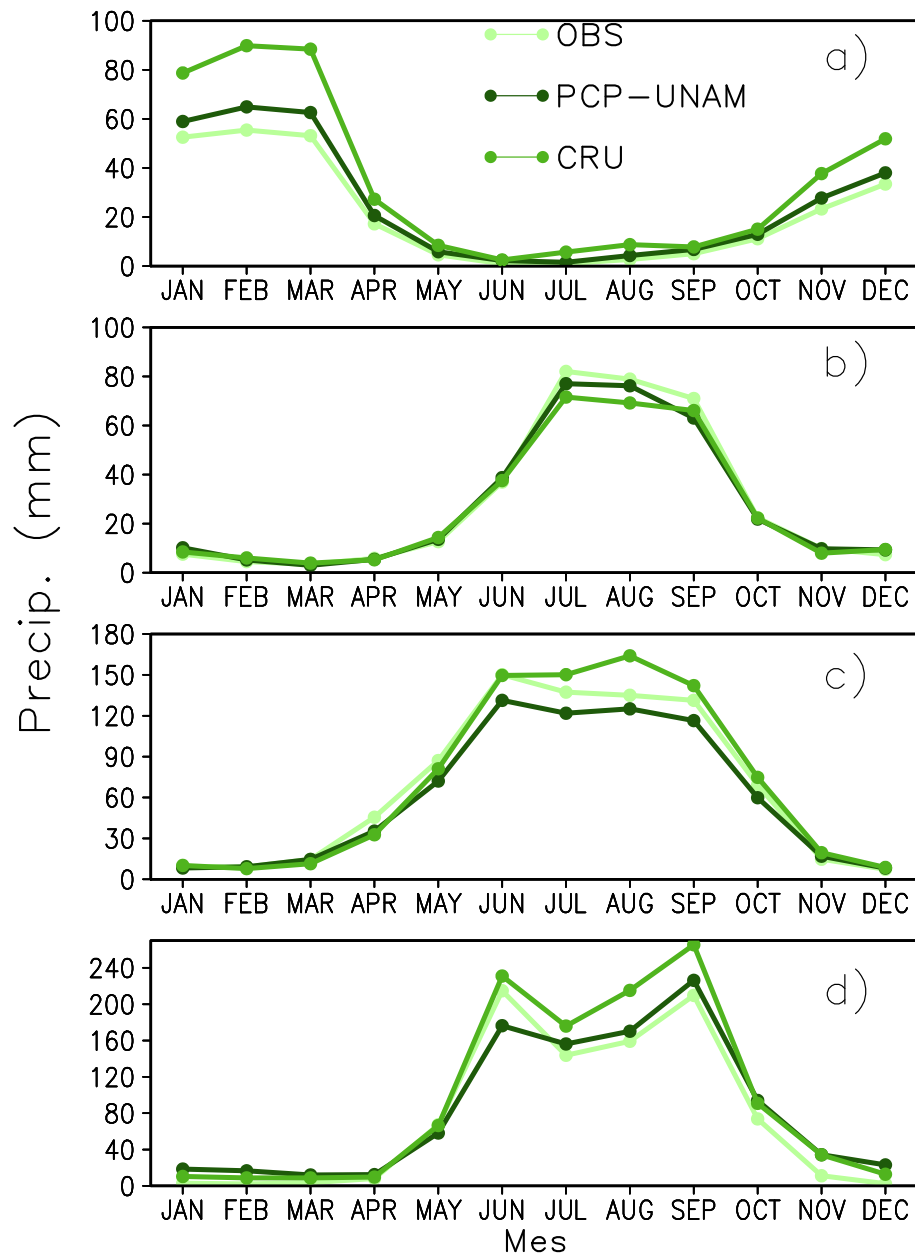


Figura 2.4: Comparación del ciclo anual de precipitación (en mm) observada (OBS), campo preliminar (CRU) y base de datos mejorada (PCP-UNAM) en el (a) noroeste, (b) norte, (c) centro y (d) sur de México

2.4. Índices de sequía

En diversas regiones del mundo se han desarrollado los llamados *índices de sequía* (Keyantash and Dracup 2002; Heim 2002), como herramientas para el análisis y monitoreo de la severidad de esta condición climática. Un índice de sequía, no es más que una variable derivada de registros meteorológicos (precipitación, humedad del suelo, temperatura, etc.) o hidrológicos (escurrimiento o caudal de ríos, almacenamiento de presas, etc.), cuyo valor refleja la severidad de la sequía y en cierta medida la disponibilidad de agua. Existe una gran variedad de estos índices, que van desde los más simples que sólo utilizan registros de precipitación como el llamado Índice Estandarizado de Precipitación (SPI, por sus siglas en inglés), a los más complejos como el Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI, por sus siglas en inglés). Estos dos índices son ampliamente utilizados alrededor del mundo. En el caso de México se pueden mencionar algunos trabajos en los que se obtienen desde diferentes perspectiva la descripción de sequías en México: un análisis de anomalías de precipitación con respecto a la moda estadística de precipitación a nivel de la República Mexicana para el periodo 1921-1980 (García y Hernández, 1988); una regionalización de la sequía en términos de PDSI (Douglas 1996); un análisis de sequía a nivel municipal de la República Mexicana (Escalante y Reyes, 2004); una zonificación de climas para la República Mexicana (Giddings et al. 2004) en términos de SPI; una identificación de sequías históricas a nivel de estaciones durante el periodo 1920-2000 (Galván, L. 2007) mediante el uso de SPI.

2.4.1. Índice de severidad de sequía de Palmer (PDSI)

Este índice mide la duración e intensidad de la sequía de largo plazo, considerando las condiciones de humedad del suelo, a partir de un balance hídrico (Palmer 1965). Dicho índice toma en cuenta el carácter acumulativo de la sequía, en la que su intensidad durante el mes actual depende de los meses previos. El PDSI se calcula basado en registros de precipitación, temperatura, humedad y contenido de agua disponible en el suelo, entre otros parámetros. Este índice es muy efectivo para medir los impactos de las condiciones de humedad en el suelo, principalmente en el sector agrícola. De este índice existe una serie de variaciones (Índice de sequía hidrológica, Índice Z, Humedad de cultivo de Palmer, etc.), que se utilizan para monitorear los déficits de lluvia, humedad del suelo, escurrimiento, etc.

2.4.2. Índice estandarizado de precipitación (SPI)

El Índice Estandarizado de Precipitación (SPI, por sus siglas en inglés) (McKee 1993;1995), fue desarrollado para analizar los déficits de precipitación en múltiples escalas de tiempo (meses). Este índice es considerado el más viable para medir la intensidad, duración y extensión espacial de la sequía (Guttman 1998; Keyantash and Dracup 2002; Lloyd-Hughes and Saunders 2002). El SPI se obtiene a partir de series de tiempo de precipitación en diferentes escalas temporales y consiste simplemente en la transformación de una función de distribución de probabilidad, generalmente Gamma, a una distribución normal estandarizada.

El SPI tiene tres ventajas principales:

1. Simplicidad, dado que está basado únicamente en registros de precipitación y requiere de tan sólo dos parámetros, comparado con los 68 términos necesarios para el cálculo del PDSI (Soulé 1992).
2. Versatilidad temporal, siendo útil para el análisis de la dinámica de la sequía, que permite describir las condiciones importantes de la sequía para un rango de aplicaciones en diferentes escalas de tiempo.
3. Forma estandarizada, permite que la frecuencia de eventos extremos (sequías o anomalías húmedas) en cualquier sitio y escala de tiempo sean consistentes.

Sin embargo, el SPI también tiene desventajas como son:

1. La limitada cantidad y calidad de los datos usados para ajustar la función de distribución de probabilidad, puede resultar en valores de SPI no confiables.
2. No permite identificar regiones extremadamente secas o húmedas para escalas de tiempo muy prolongadas, debido a que las sequías ocurren con la misma frecuencia en todos los sitios.
3. En escalas de tiempo muy cortas, en ocasiones se obtienen valores de SPI muy grandes (positivos o negativos) que se generan debido a anomalías relativamente pequeñas cuando el régimen normal para la región analizada es caracterizado por poca lluvia.

2.4.2.1. Cálculo del SPI

Existen algunas variables físicas, incluyendo la precipitación, que presentan asimetría en su función de distribución de probabilidad (FDP), con un sesgo hacia la derecha y que están limitadas del lado izquierdo por el cero. Aunque es matemáticamente posible hacer un ajuste a los datos de precipitación mediante una distribución Normal, los resultados generalmente son físicamente imposibles, pues se pueden obtener valores negativos. Ante esta situación, para el análisis de probabilidad con datos de precipitación es recomendable utilizar la FDP tipo Gamma (Fig. 2.5).

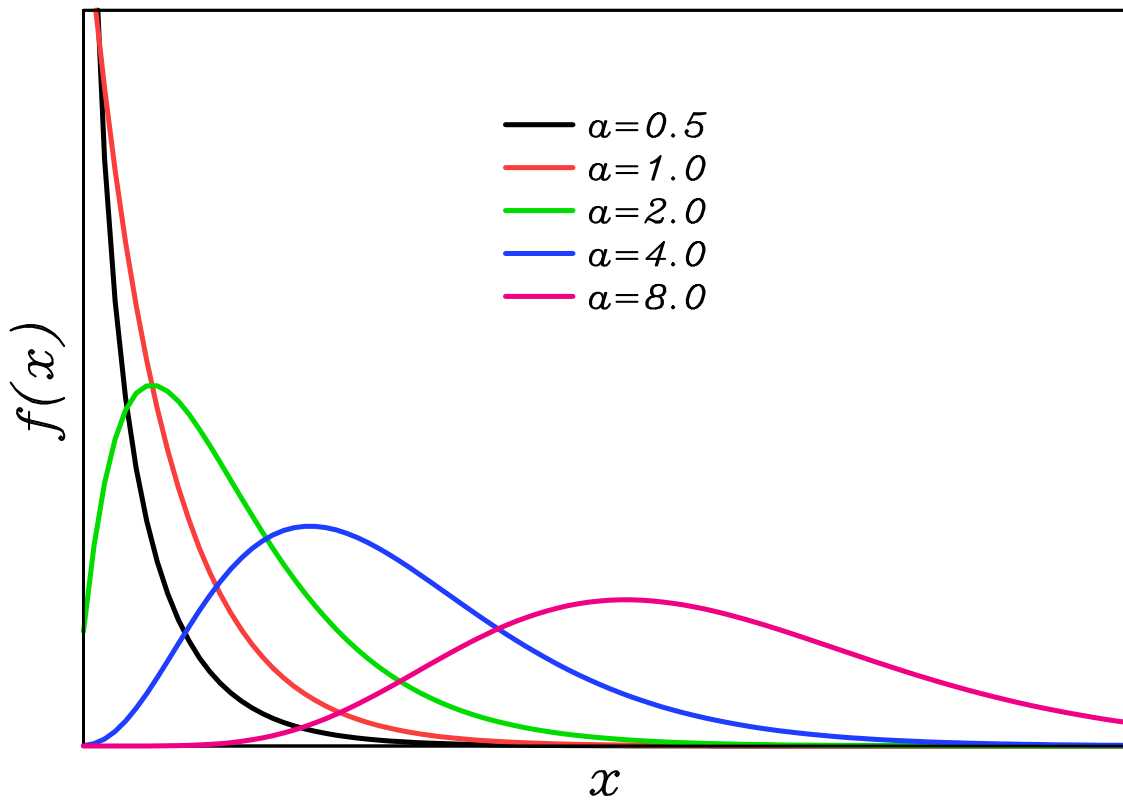


Figura 2.5: Función de Distribución de Probabilidad (FDP) tipo Gamma para diferentes valores del parámetro de forma α

La FDP Gamma está definida por la expresión:

$$f(x) = \left(\frac{x}{\beta}\right)^{\frac{1}{\alpha}} \frac{\exp\left(-\frac{x}{\beta}\right)}{\beta\Gamma(\alpha)} \quad (2.1)$$

Donde α y β son los llamados parámetros de forma y escala, respectivamente. Mientras que Γ es la función Gamma, definida por la integral

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (2.2)$$

La función Gamma puede ser evaluada numéricamente o aproximada utilizando valores en tablas (eg. Wilks 2005). La función Gamma satisface la siguiente relación de recurrencia:

$$\Gamma(\alpha + 1) = \alpha\Gamma(\alpha) \quad (2.3)$$

El parámetro de forma α , es adimensional y dependiendo de su valor, la FDP Gamma toma una gran variedad de formas (Fig. 2.5). Para valores de $\alpha < 1$ la distribución está muy sesgada hacia la derecha, mientras que para $\alpha > 1$, el sesgo es menor y la distribución se desplaza hacia la derecha. Para valores de α muy grandes, la FDP Gamma se aproxima en la forma a la distribución Normal.

Por otro lado, el parámetro de escala β , tiene la función de “alargar” la distribución Gamma hacia la derecha o a la izquierda, dependiendo de los valores de los datos representados. Conforme los valores de β aumentan, la distribución se alarga hacia la derecha y su altura debe disminuir para satisfacer (2.1). Conforme la distribución Gamma se alarga hacia la izquierda, su altura debe aumentar. Estos ajustes en altura de la distribución se deben al parámetro β del denominador de (2.1).

Un buen modo de determinar los parámetros α y β , es mediante dos aproximaciones simples en las que se emplea el estadístico de muestra D:

$$D = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i) \quad (2.4)$$

La primera de las dos aproximaciones de los parámetros α y β , fue propuesta por Thom (1958). El estimador de Thom para el parámetro α es

$$\hat{\alpha} = \frac{1 + \sqrt{1 + 4D/3}}{4D} \quad (2.5)$$

Mientras que β se obtiene mediante la relación

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}} \quad (2.6)$$

La segunda aproximación, es usando una expresión polinomial en términos del estadístico de muestra D :

$$\hat{\alpha} = \frac{0.5000876 + 0.1648852D - 0.0544274D^2}{D}; 0 \leq D \leq 0.5772, \quad (2.7)$$

o

$$\hat{\alpha} = \frac{8.898919 + 9.059950D - 0.9775373D^2}{17.79728D + 11.968477D^2 + D^3}; 0.5772 \leq D \leq 17.0, \quad (2.8)$$

Finalmente, el parámetro β se calcula con (2.6)

Este ajuste a una distribución Gamma se realiza para precipitación acumulada en diversas escalas de tiempo (1, 3, 6, 12, 24, 48 meses). Esto se realiza para cada mes y para cada sitio de la región de estudio. Posteriormente, la FDP es transformada en una distribución normal estandarizada y el valor obtenido corresponde al SPI. A manera de ejemplo, se muestra el caso de un sitio en el norte de México (Chihuahua). Para determinar el valor de precipitación acumulada en tres meses (julio-septiembre) (Fig. 2.6) a partir del cual ocurre una sequía ($SPI < -1$): se localiza el valor de $SPI = -1$, se traza una línea vertical hasta interceptar la curva de distribución Normal, después la línea se proyecta horizontalmente hasta interceptar la curva de distribución Gamma, en ese punto se traza una línea vertical hacia abajo que resulta en el valor de la abscisa y el correspondiente valor de precipitación (en este caso es de 65 mm).

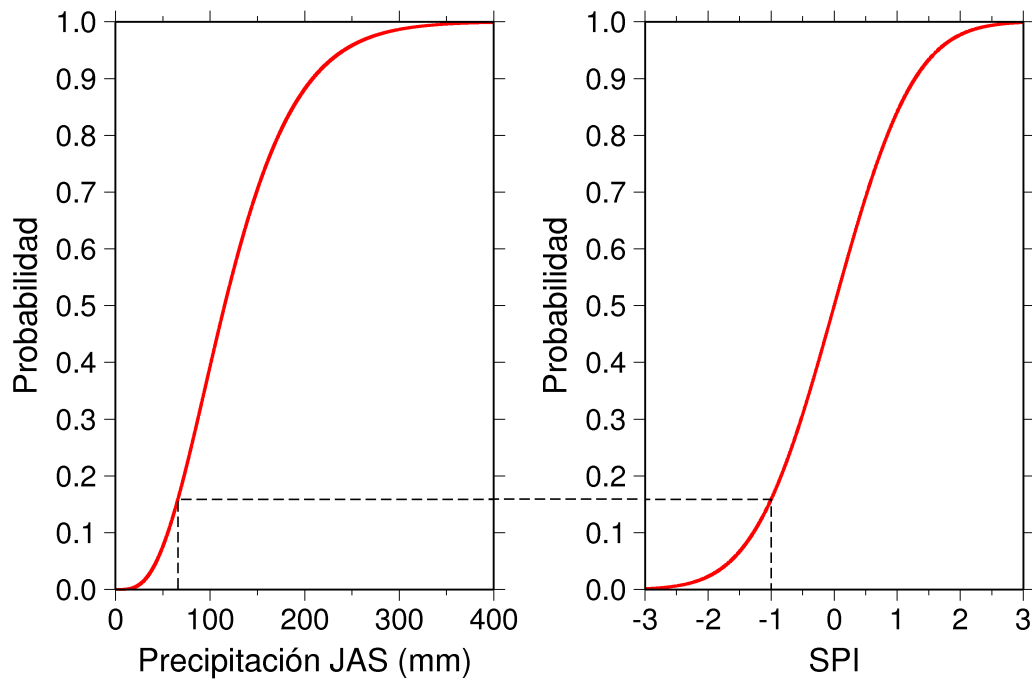


Figura 2.6: Transformación de una distribución Gamma a una Gaussiana para una estación de Chihuahua

Este índice tiene un carácter probabilístico lo que permite clasificar a la sequía de acuerdo a la magnitud de la anomalía de precipitación. La sequía con su correspondiente probabilidad de ocurrencia para un sitio y mes dado, puede clasificarse como sequía moderada ($SPI < -1$), con una probabilidad de ocurrencia de 15.0%, mientras que la sequía extrema ($SPI < -2$) tiene una probabilidad de 2.3% de que ocurra (Tabla 2.1).

El SPI puede ser calculado y analizado usando una escala de tiempo (en meses) de interés:

- SPI-1 refleja las condiciones a corto plazo y cuya aplicación puede estar relacionada a la humedad del suelo;
- SPI-3 provee una estimación estacional de la precipitación;
- SPI-6 y SPI-9 indica tendencias a mediano plazo en los patrones de precipitación;

- SPI-12 refleja los patrones de precipitación a largo plazo, usualmente relacionado a caudales de ríos, niveles de almacenamiento de presas, etc.
- SPI-24 captura la variabilidad de baja frecuencia, evitando el ciclo anual explícito.

SPI	Categoría	Probabilidad(%)
> 2.0	Extremadamente húmedo	2.3
1.5 a 1.99	Severamente húmedo	4.4
1.0 a 1.49	Moderadamente húmedo	9.2
0.5 a 0.99	Húmedo	15.0
0.0 a 0.49	Normal a ligeramente húmedo	19.1
-0.49 a 0.0	Normal a ligeramente seco	19.1
-0.5 a -0.99	Seco	15.0
-1.0 a -1.49	Moderadamente seco	9.2
-1.5 a -1.99	Severamente seco	4.4
< -2.0	Extremadamente seco	2.3

Tabla 2.1: Clasificación de sequía en términos de SPI y su correspondiente probabilidad de ocurrencia

Para este trabajo se decidió utilizar el SPI de 24 meses (SPI-24), que ha sido probada como una escala de tiempo adecuada para capturar la variabilidad de baja frecuencia (Bordi et al. 2001) y debido al interés de este trabajo en analizar los eventos de sequía con duración mayor a 2 años.

A partir de la base de datos de precipitación mensual, descrita en la sección 2.3.1, se obtuvieron los campos mensuales de SPI-24 para el periodo 1903-2002, mediante el programa spi.f (disponible en <http://greenleaf.unl.edu/downloads/SPI.zip>), con algunas modificaciones.

Mediante los campos de SPI-24 es posible identificar los periodos secos y húmedos a nivel regional, como la sequía de 1950s, considerada como una de las sequías más severas y prolongadas que se tenga registro. En septiembre de 1956 (Fig. 2.7), se observa una extensa anomalía negativa de precipitación ($SPI < -2$) que cubre el norte de México y el centro-sur de los Estados Unidos. Por otro lado, en la parte sur de México se experimentaba una condición extremadamente húmeda ($SPI > 2$). Esta característica de contraste de precipitación entre el norte y el sur, durante eventos de sequía, parece recurrente del clima de México.

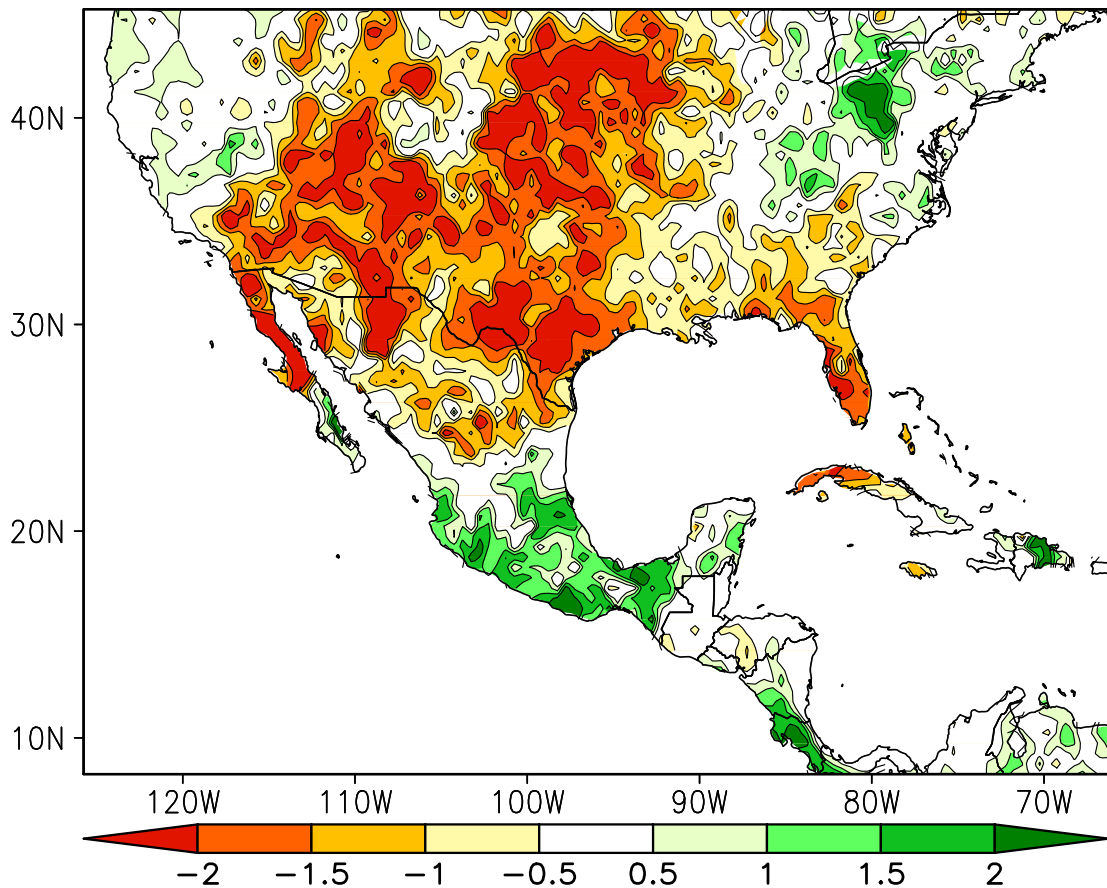


Figura 2.7: Campo de SPI-24 para septiembre de 1956

Uno de los retos en el estudio de la dinámica de la sequía es explicar qué determinará el patrón dominante. Dada la importancia del mar Caribe en el clima de México, a través de una teleconexión dada por ondas del este, es necesario revisar cómo cambia la actividad de estas perturbaciones en la muy baja frecuencia.

2.5. Técnica de seguimiento de ondas del este

Un análisis de cómo se relacionan las anomalías de la temperatura de superficie del mar con las precipitaciones anómalamente bajas en México, requiere explorar los mecanismos atmosféricos de teleconexión entre dos regiones. En general, las teleconexiones están relacionadas con ondas estacionarias (Hoskins and Karoly 1981) o con actividad de ondas que viajan de un punto a otro, por ejemplo las ondas del este.

El método utilizado para el análisis de actividad de ondas del este fue desarrollado por Hodges (1995,1996), y sistematizado en una herramienta computacional llamada TRACK (disponible en <http://www.nerc-essczac.uk/kih/TRACK/Track.html>). Este método identifica, de manera automática y objetiva, aquellos sistemas que cumplen con los siguientes criterios:

1. Intensidad. Contornos de vorticidad cerrada con valor al menos de $+0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.
2. Longevidad. Duración mínima de vida de dos días.
3. Propagación. Desplazamiento mínimo de 10° (aproximadamente 1000 km).

Esta herramienta requiere de datos de las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento a 700 mb en intervalos de 6 horas (Kalnay et al. 1996) para los meses de verano (junio-septiembre) y cubriendo el periodo 1948-2006. Dicho análisis se desarrolló en el nivel de 700 mb, debido a que en este nivel de presión es más clara la señal de las ondas del este (Reed et al. 1977).

Se muestra el caso del huracán Emily en el verano de 2005 (Fig. 2.8), a manera de ejemplo del uso de TRACK para obtener trayectorias de ondas. La trayectoria obtenida con la herramienta TRACK (línea negra) describe adecuadamente a la observada (línea roja).

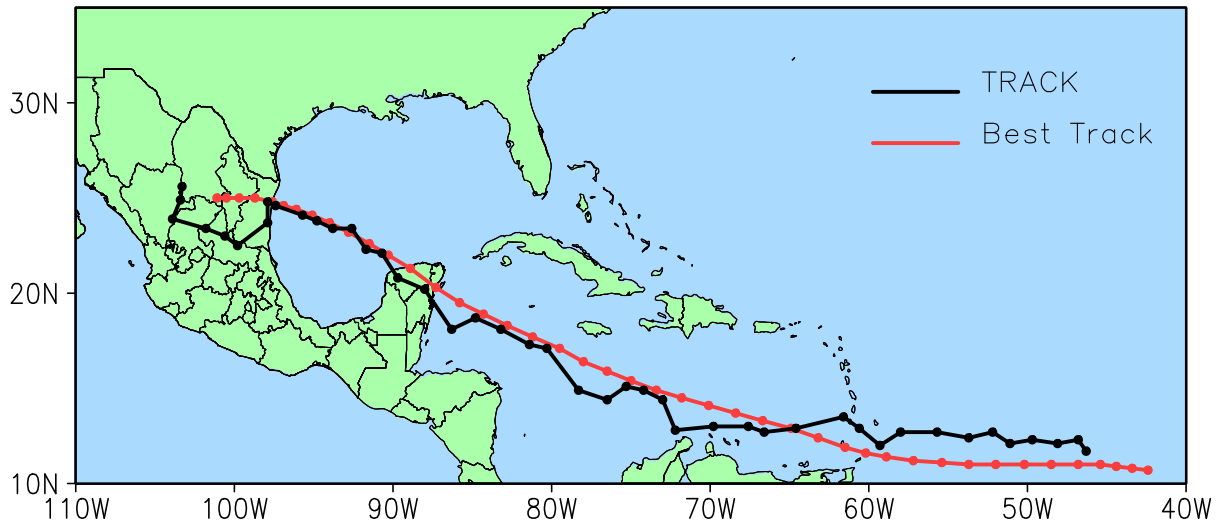


Figura 2.8: Trayectoria del huracán Emily (julio 2005) observada (línea roja) y estimada por TRACK (línea negra)

A partir de campos de vorticidad a 700 mb, se obtuvieron las trayectorias de los sistemas de ondas tropicales y así como su estadística (densidad de génesis, densidad de trayectorias, etc.), cubriendo el periodo 1948-2006. Con esta herramienta se obtiene que la temporada de huracanes del 2005 en el Océano Atlántico (Fig. 2.9b), siendo una de las más activas que se tenga registro (Beven et al. 2008). Por otro lado, la temporada de 1997 se caracterizó por una actividad ciclónica muy baja (Fig. 2.9a). Esta reducción coincidió con el fenómeno de El Niño 1997-98, caracterizado por menos lluvias en el centro y sur de México. Durante veranos El Niño, una combinación de tres factores: intensificación de vientos alisios, reducción de agua precipitable y menor desarrollo vertical de nubes profundas, inhiben la ciclogénesis en la región del Caribe (Magaña et al. 1999).

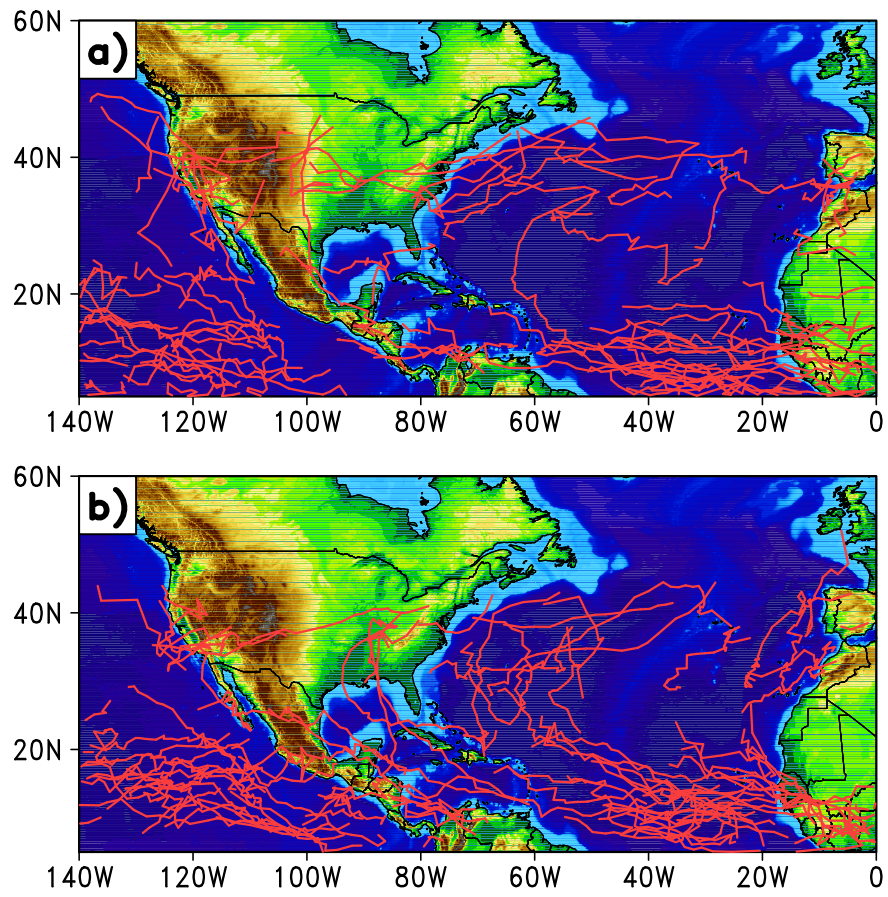


Figura 2.9: Trayectorias de centro de vorticidad a 700 mb durante el verano de (a) 1997 y (b) 2005

Capítulo 3

Resultados

3.1. Periodos importantes de sequía

Para analizar los diversos periodos de sequías ocurridos en México desde la época pre-colonial en que no se contaba con instrumental de registro de lluvia, se ha requerido de fuentes alternativas de datos lluvia, como los llamados *proxi* (*e.g.* anillos de los árboles). La variabilidad de las lluvias de al menos los últimos 500 años, se puede verificar mediante reconstrucciones de precipitación por anillos de árboles en varias regiones del país (Villanueva-Diaz et al. 2007). De acuerdo a los registros instrumentales de precipitación de los últimos 100 años (Fig. 3.1), se ha observado que los periodos de sequía en el norte de México (Chihuahua), frecuentemente corresponden a condiciones lluviosas en el sur (Chiapas) y viceversa; es decir existe un patrón espacial tipo “sube-baja”. Un claro ejemplo de este comportamiento es el periodo de sequía prolongada ocurrida durante la década de 1950s en el norte de México, que contrasta con una condición anómalamente húmeda en el sur (Fig. 3.1).

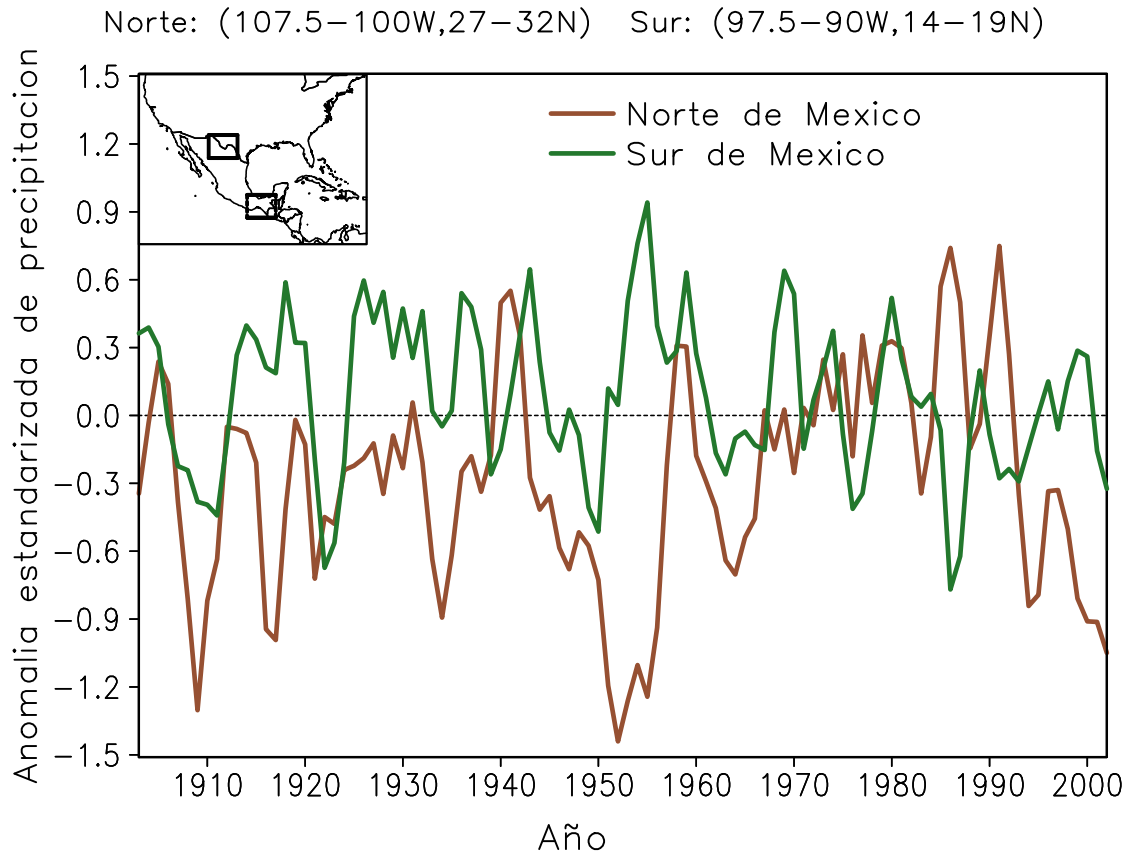


Figura 3.1: Anomalia estandarizada (con respecto a 1951-2000) de precipitación anual en el norte (Chihuahua) y sur (Chiapas) de México

Dado que la mayor parte de las lluvias en México ocurre durante los meses de verano (junio-septiembre), el estudio de la sequía meteorológica se ha concentrado en esos meses. Para identificar los periodos de sequía prolongada (con duración mínima de dos años) en México, se elaboraron los campos promedios de verano de SPI-24 para el periodo 1903-2002. De estos periodos de sequía prolongada en el norte de México destacan por su severidad, duración y extensión espacial, las ocurridas en las décadas de 1930s, 1950s y 1990s. Previo a estos periodos, hubo una sequía intensa entre 1908 y 1911, que se extendió sobre el norte de México y Texas, pero dado que sólo algunas estaciones estaban disponibles para documentar de manera confiable su estructura espacial, se decidió no incluir dicho periodo en este trabajo. A continuación se describen brevemente estos periodos importantes de sequía en el norte de México ocurridos en el siglo XX.

Sequía de 1930s (1934-1939)

Esta sequía conocida como “Dust Bowl”, ha sido ampliamente analizada (Schubert et al. 2004; Cook et al. 2008) debido al severo impacto en la agricultura y ecología del centro y norte de Estados Unidos y parte de Canadá. En el caso específico de México, el déficit de precipitación se extendió hacia la frontera con Estados Unidos, afectando algunas partes del norte y noroeste de México (Fig. 3.2a). Al mismo tiempo que ocurría esta sequía en el norte, una situación de mayor precipitación se registraba en gran parte de Mesoamérica y el Caribe.

Sequía de 1950s (1953-1957)

Este periodo corresponde a una de las sequías más severas y prolongadas en la historia reciente de Estados Unidos y México (Seager et al. 2005; Cook et al. 2007; Seager et al. 2009), con importantes afectaciones en las actividades socioeconómicas de la región (Yetman et al. 2004). Esta sequía se distingue por su severidad y extensión espacial al cubrir gran parte del sur y medio-oeste de Estados Unidos y el norte de México, incluyendo la Península de Baja California (Fig. 3.2b). Mientras esta condición de sequía severa prevalecía en el norte de México, una condición anómalamente húmeda se presentaba en el sur de México, las Antillas Mayores y Centroamérica, excepto algunas partes de Honduras.

Sequía de 1990s (1996-2002)

El periodo de sequía prolongada más reciente ocurrió durante la segunda mitad de la década de 1990s, y se extendió sobre una porción del norte de México y algunos estados del sur de Estados Unidos (Fig. 3.2c), afectando las cuencas de los ríos en esa frontera (*e.g.* Conchos), agravando la crisis del agua transfronteriza. Al igual que en los episodios de sequías descritos anteriormente, esta condición de déficit de lluvias en el norte de México contrastó con el sur, en donde se registraron anomalías positivas de precipitación en Mesoamérica y el Caribe, excepto en algunas partes de la Península de Yucatán y Guatemala.

De la misma forma, se identificaron los episodios de sequía en Mesoamérica y el Caribe, destacando las décadas de 1940s (1941-1943) (Fig. 3.3a), 1970s (1972-1979) (Fig. 3.3b) y 1980s (1985-1988) (Fig. 3.3c). Estas sequías en el sur, corresponden generalmente a condiciones anómalamente húmedas en el norte de México, reflejando nuevamente el patrón característico de “sube-baja”. Aunque en algunos casos, se registra una anomalía negativa de precipitación en la parte este de Estados Unidos, como en las sequías de 1940s y 1980s, donde domina el contraste meridional de SPI-24. El contraste zonal de SPI-24 es de importancia en la variabilidad del clima.

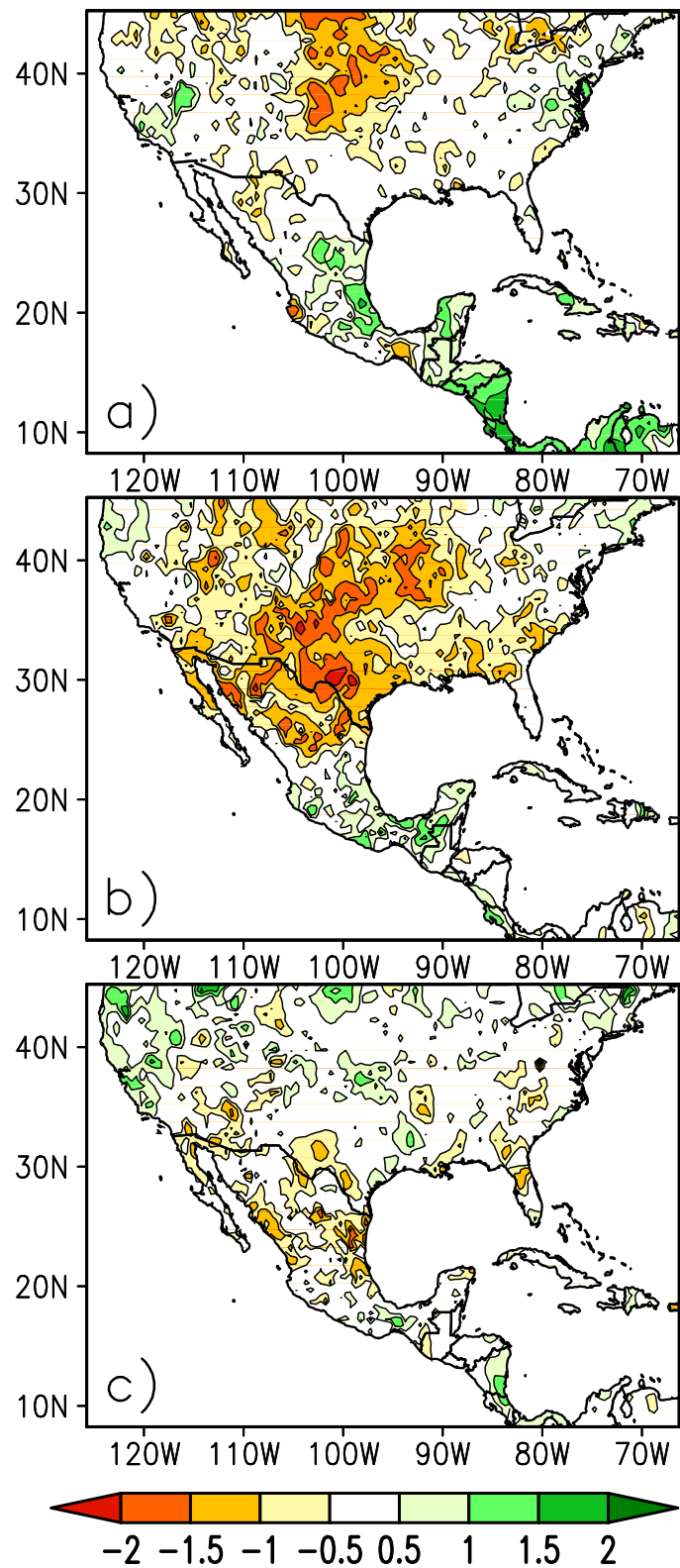


Figura 3.2: SPI-24 para veranos de (a) 1930s (1934-1939), (b) 1950s (1953-1957), y (c) 1990s (1996-2002)

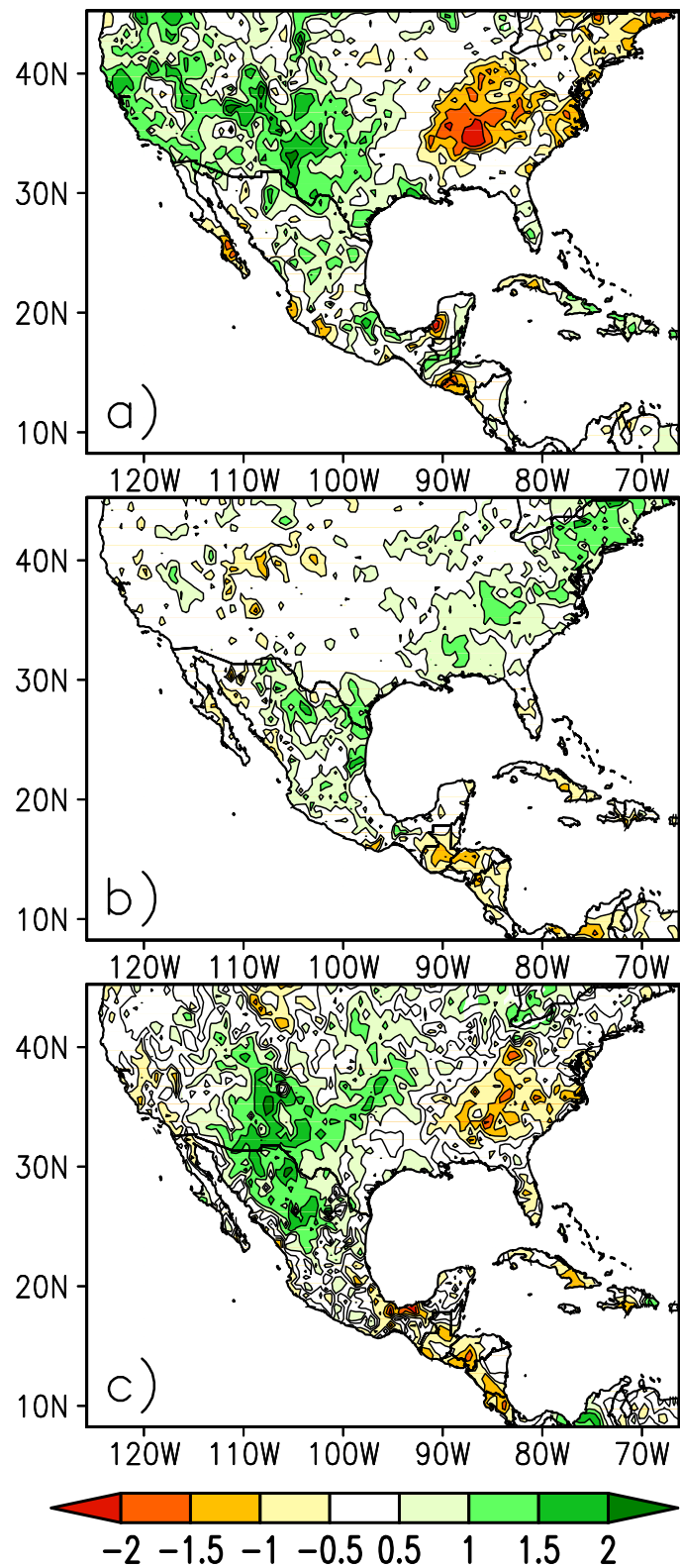


Figura 3.3: como la Fig. 3.2 pero para (a) 1940s (1941-1943), (b) 1970s (1972-1979), y (c) 1980s (1985-1988)

3.2. Modos de variabilidad de la sequía meteorológica

Diversos estudios de sequía en el mundo (Dai et al. 2004; Bordi et al. 2006; Karlsruks et al. 2008) han tratado de identificar la estructura espacial característica de la sequía con la finalidad de establecer patrones de evolución o regiones geográficas que respondan a un tipo de forzante en particular. En ciencias atmosféricas es común el uso de las llamadas Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs, por sus siglas en inglés) (Hannachi et al. 2007), para tratar de identificar los modos de variabilidad de algún campo meteorológico. Esta técnica determina las formas de anomalías en campos de variables físicas que aparecen con mayor frecuencia, sintetizando una gran cantidad de datos, reduciéndolos a un número pequeño de patrones o modos de variabilidad y cuya variación temporal aparece a través de los coeficientes (PCs, por sus siglas en inglés) asociados a cada modo de variabilidad (ver apéndice A para mayores detalles sobre la teoría y el cálculo de EOFs). El propósito del análisis de EOFs, es obtener los patrones espaciales dominantes en anomalías acumuladas de lluvia (en términos de SPI-24), que permitan caracterizar la variabilidad de la sequía temporal y espacialmente.

Los campos estacionales (junio-septiembre) de SPI-24 fueron empleados en un análisis de EOFs para el periodo 1903-2002. Se extrajeron los primeros cinco modos de variabilidad de SPI-24, que en conjunto explican aproximadamente el 50 % de la cantidad total de la varianza total acumulada. En este estudio sólo se discutirán los dos primeros modos de variabilidad, dado que éstos explican el carácter de multianual a multidecadal de la sequía en la región y que explican, en conjunto, aproximadamente el 23 % de la varianza.

El primer modo (EOF1) de variabilidad de la sequía explica el 14.6 % de la varianza total y su patrón está relacionado con la estructura característica del dipolo norte-sur, entre Estados Unidos-México y Mesoamérica-el Caribe (Fig. 3.4a). Este modo corresponde al patrón típico de sequías prolongadas que se experimenta comúnmente en México y la región, en el que mientras el norte de México se encuentra en una condición seca, el sur se presenta una condición anómalamente húmeda, y viceversa. El segundo modo (EOF2) de variabilidad explica alrededor del 8.1 % de la varianza total, y corresponde a un contraste de anomalías de precipitación entre el norte de México-sur de Estados Unidos y el este de los Estados Unidos, así como también entre el Caribe y el oeste de Mesoamérica (Fig. 3.4b). Como es de esperarse,

este modo, tiene una estructura espacial con mayores contrastes, tanto meridionales como zonales.

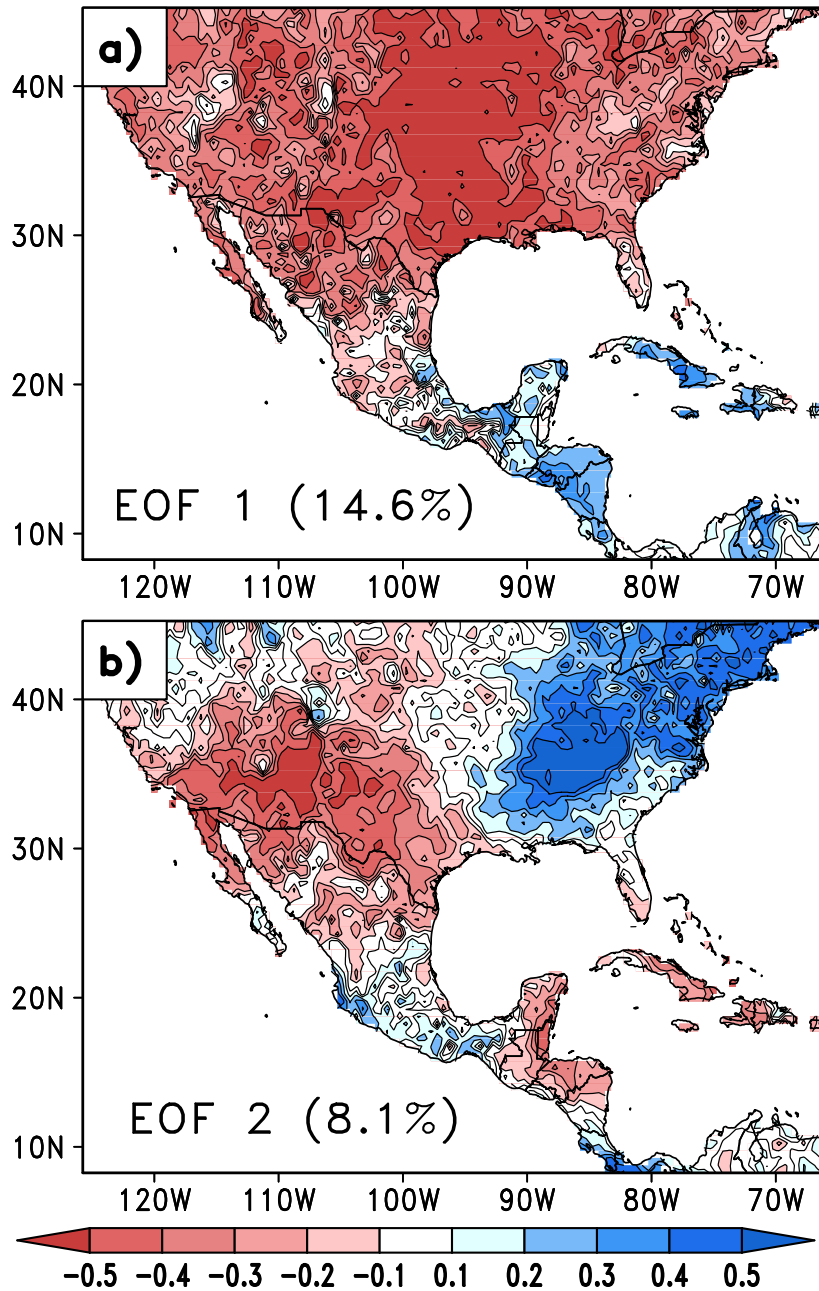


Figura 3.4: EOF de SPI-24 de verano (a) primer EOF y (b) segundo EOF. Entre paréntesis se muestra el porcentaje de varianza explicada

Un análisis de las series de tiempo de los coeficientes PCs, (Fig. 3.5), de los dos primeros modos de variabilidad, revela variaciones de escala de multianual a multide-

cadal de sequías y periodos húmedos durante el siglo XX. Mediante la combinación de los dos primeros EOFs y sus correspondientes coeficientes, es posible reconstruir las principales características espaciales de SPI-24 en la región durante los periodos secos y húmedos identificados previamente:

La sequía de la década de 1930s (Fig. 3.2a), puede ser expresada como una combinación del EOF1 en su fase positiva y el EOF2 en su fase negativa. Tal condición resulta en una anomalía negativa de precipitación a lo largo de la frontera México-Estados Unidos, aunque no tan intensa como se registró en el centro y norte de Estados Unidos. Por otro lado, Mesoamérica y el Caribe muestran una anomalía positiva de precipitación.

La sequía severa de la década de 1950s (Fig. 3.2b), resulta de los efectos combinados de los dos primeros modos de variabilidad de SPI-24, cuyas señales se refuerzan durante el periodo 1953-1957 para dar como resultado una anomalía negativa de precipitación que se extendió a lo largo del sur y medio-oeste de Estados Unidos y el norte de México. El signo positivo de EOF2 sobre el noreste de Estados Unidos tiende a debilitar la intensidad de la sequía sobre esta región, mientras que en Mesoamérica se encuentra bajo una condición húmeda importante, resultado de la magnitud de PC1.

Durante la sequía de 1990s (Fig. 3.2c), el PC1 está en su fase negativa, lo cual induce una anomalía positiva de precipitación en el norte de México. Sin embargo, PC2 está en su fase positiva, lo que resulta en anomalías negativas de precipitación a lo largo de la frontera norte de México y en más lluvias en el sur de México y Centroamérica.

Un razonamiento similar se puede aplicar para explicar los periodos húmedos identificados. El periodo de 1940s (Fig. 3.3a), corresponde a una condición intensa negativa de EOF2 y un débil patrón del EOF1, por lo tanto el patrón de sequía en este periodo se parece al EOF2. Por otro lado, durante la década de 1970s (Fig. 3.3b), se observa un PC1 muy negativo, y un PC2 muy positivo. Esta combinación da como resultado una anomalía positiva de precipitación en el este de los Estados Unidos y noreste de México. Sobre Centroamérica, PC1 y PC2 se combinan para producir una intensa anomalía negativa de precipitación. Finalmente, durante la década de 1980s (Fig. 3.3c), se da una combinación de un PC1 muy negativo y un EOF2 muy negativo que resulta en una anomalía negativa de precipitación sobre el este de Estados Unidos, Centroamérica y el Caribe.

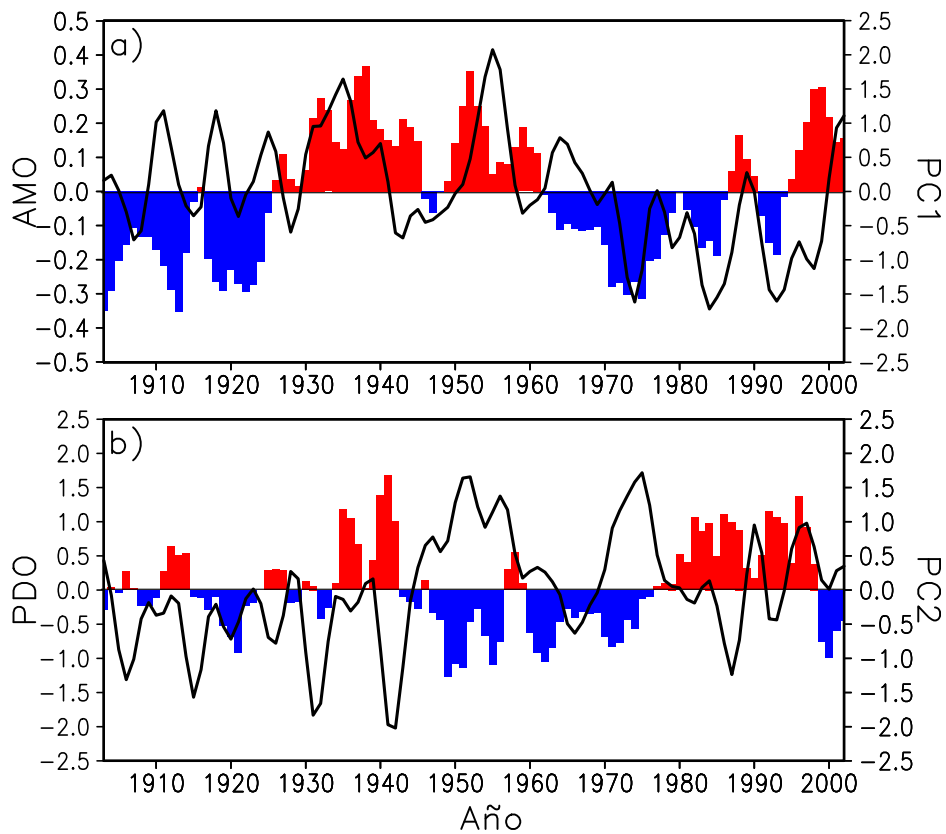


Figura 3.5: Series de tiempo de coeficientes (PCs) de los EOFs (líneas) e índices de variabilidad del clima de baja frecuencia (barras) (a) EOF1 y AMO, y (b) EOF2 y PDO

En general, la suma de los dos primeros modos de variabilidad (EOF1 y EOF2) de SPI-24 multiplicados por sus respectivos coeficientes temporales (PCs), es posible reconstruir parte de los patrones regionales de anomalías de precipitación persistentes en México y Estados Unidos durante los periodos secos y húmedos importantes. Mediante esta combinación se logra reproducir el patrón de anomalías negativas de precipitación en el norte de México durante la sequía de 1950s (Fig. 3.6a), aunque no se reproduce el contraste de precipitación en el sur del país. De manera similar al combinar EOFs y PCs se obtiene la condición anómalamente húmeda en el norte de México y un contraste de anomalías negativas de precipitación en el oeste de Estados Unidos (Fig. 3.6b) durante la década de 1940s. En ambos periodos no se logra

reproducir la intensidad de la sequía, aunque el patrón de anomalía de precipitación en el norte de México es reproducido adecuadamente.

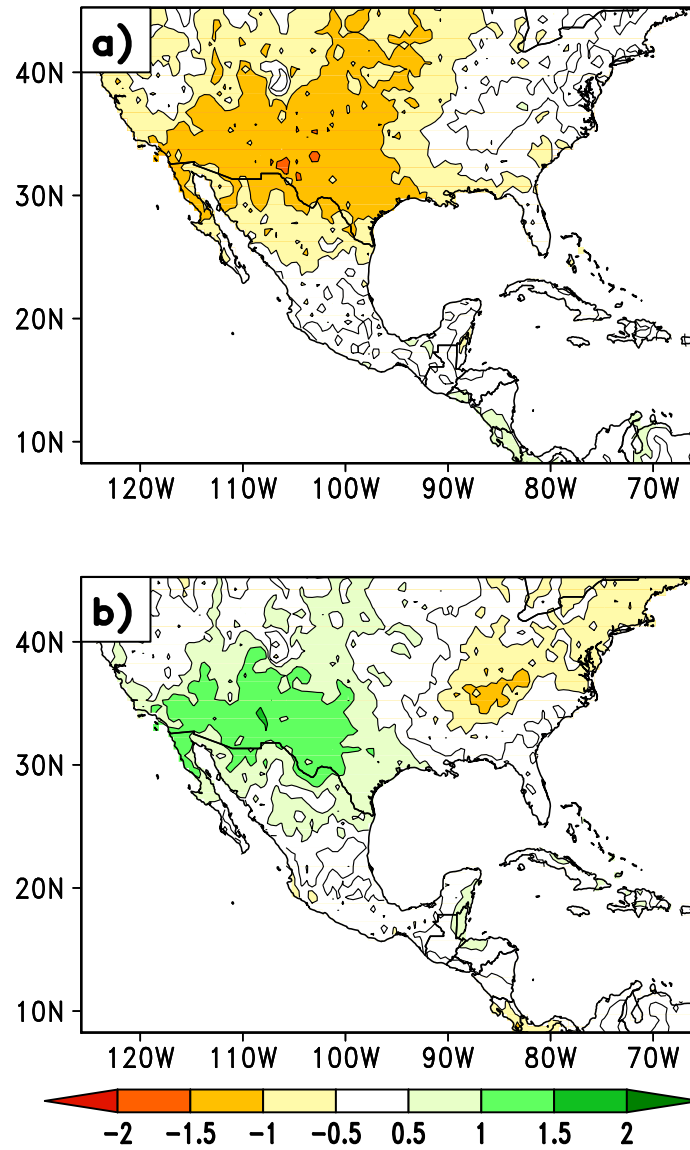


Figura 3.6: Reconstrucción de SPI-24 mediante la combinación de los dos primeros EOFs y sus correspondientes coeficiente PCs para (a) sequía de 1950s (1954-1957) y (b) húmedo de 1940s (1941-1943)

Un aspecto interesante del análisis de los coeficientes, es que PC1 de SPI-24 está correlacionado con AMO (Fig. 3.5a), principalmente después de 1930s cuando los datos de precipitación disponibles son más confiables. Por otro lado, PC2 de SPI-24 está negativamente correlacionado con PDO (Fig. 3.5b). Ante esta relación, entre

la sequía meteorológica y las anomalías de temperatura del mar, en términos de PDO y AMO, es necesario analizar a éstos como mecanismos que modulan a los periodos prolongados de sequía en la región. De lo anterior, resulta necesario explicar porqué o cómo, un cierto patrón espacial de anomalías de precipitación está relacionado con la condición térmica de los océanos Pacífico y Atlántico. Para ello, es necesario explorar los mecanismos de teleconexión que modulan la sequía meteorológica.

3.3. Mecanismos moduladores de la sequía meteorológica

Para el análisis de sequías prolongadas en México, la teleconexión entre los océanos Pacífico y Atlántico debería ser considerada. Circulaciones cuasi-estacionarias han sido propuestas para relacionar regiones distantes (Horel and Wallace 1981) a efectos locales. Sin embargo, cambios en las circulaciones medias pueden resultar en actividad *transiente* (Trenberth and Mo, 1985), cuyos impactos acumulados para periodos prolongados resultan en anomalías climáticas. Las anomalías de precipitación contrastantes entre el norte y el sur de México podrían estar relacionadas con un desplazamiento de las circulaciones meridionales tales como la celda de Hadley que modula la subsidencia y la convergencia de humedad (Seager et al. 2009). Esta estructura está generalmente asociada con la posición y extensión media de la ZCIT del Pacífico. El movimiento descendente reduce la precipitación y produce sequía en el centro-norte de México y sur de Estados Unidos (Mendez and Magaña, 2007). Sin embargo, hay elementos regionales, tales como el contraste zonal de precipitación sobre el norte de México que caracteriza las sequías en Norteamérica y que están relacionadas a las condiciones en el océano Atlántico en general, y a los Mares Intra-Americanos en particular.

Diversas explicaciones sobre los mecanismos que modulan las sequías prolongadas han sido dadas en términos de anomalías de temperatura de superficie del mar (Hoerling and Kumar, 2003). Tales periodos largos e intensos de anomalías de precipitación tienen un origen en la variabilidad de baja frecuencia de las temperaturas de los océanos Atlántico y Pacífico. De acuerdo a McCabe et al. (2004), los dos principales modos de variabilidad decadal a multidecadal en el océano son PDO y AMO, que modulan la precipitación en Norteamérica.

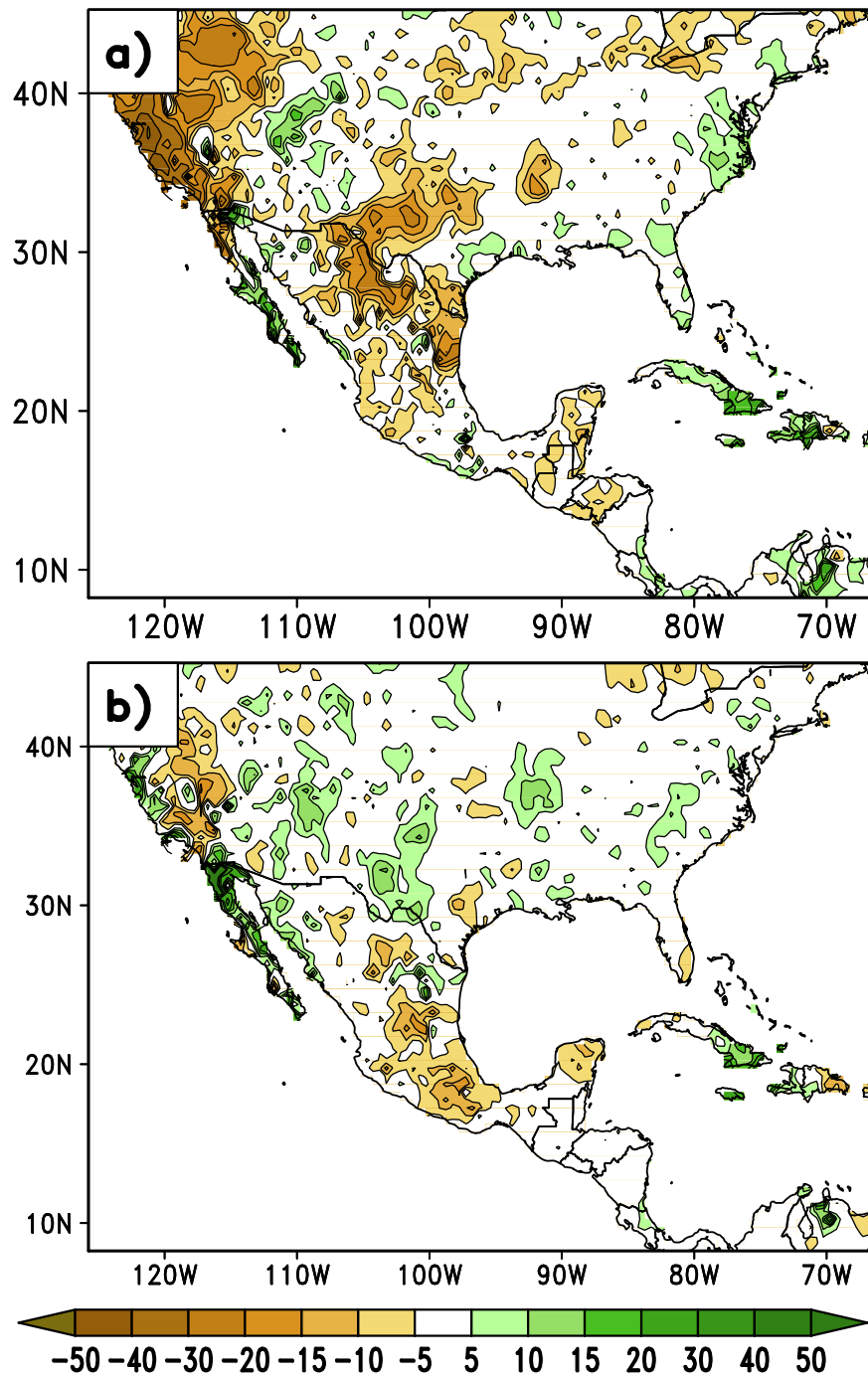


Figura 3.7: Anomalías de precipitación (en %) de verano durante la fase (a) cálida y (b) fría de AMO

Algunos experimentos numéricos (Schubert et al. 2009) sugieren que la influencia del Pacífico tropical, así como también el Atlántico tropical es crucial para determinar las características de las sequías prolongadas en Norteamérica. Para el caso de

México, es importante examinar los mecanismos que resultan en condiciones climáticas contrastantes entre el sur y el norte durante el verano. Durante la fase cálida de AMO, las lluvias se reducen considerablemente en gran parte del norte de México y sur de los Estados Unidos, mientras que en el centro y sur de México se observan condiciones de mayor precipitación (Fig. 3.7a). Por otro lado, durante la fase fría de AMO, los patrones de anomalías de precipitación en México se invierten (Fig. 3.7b). Las sequías tienden a ser más frecuentes y/o más severas durante la fase cálida de AMO, mientras que una situación inversa ocurre para la fase fría. Durante el siglo XX, dos de las sequías más severas (1930s y 1950s) ocurrieron durante la fase cálida de AMO que se extendió entre 1925 y 1965.

Los periodos prolongados de sequía en el norte de México identificados en este estudio, coinciden en que estuvieron asociados a un calentamiento en el Atlántico Norte (AMO en fase cálida, +AMO) y a un enfriamiento en el noreste del Pacífico tropical (PDO en fase fría, -PDO), que tiende a incrementar el área de sequías severas en el suroeste de Estados Unidos y norte de México (Fig. 3.8a). Esta combinación de anomalías de temperatura del mar de ambos océanos y su impacto en las lluvias de México coincide con lo obtenido por otros autores para Norteamérica (Seager et al. 2009; McCabe et al. 2004). Por otro lado, cuando se invierte el signo de las anomalías de TSM en ambos océanos, es decir AMO en fase fría (-AMO) y PDO en fase cálida (+PDO), resulta en un patrón de más lluvias en el norte y menos lluvias en el sur de México (Fig. 3.8b).

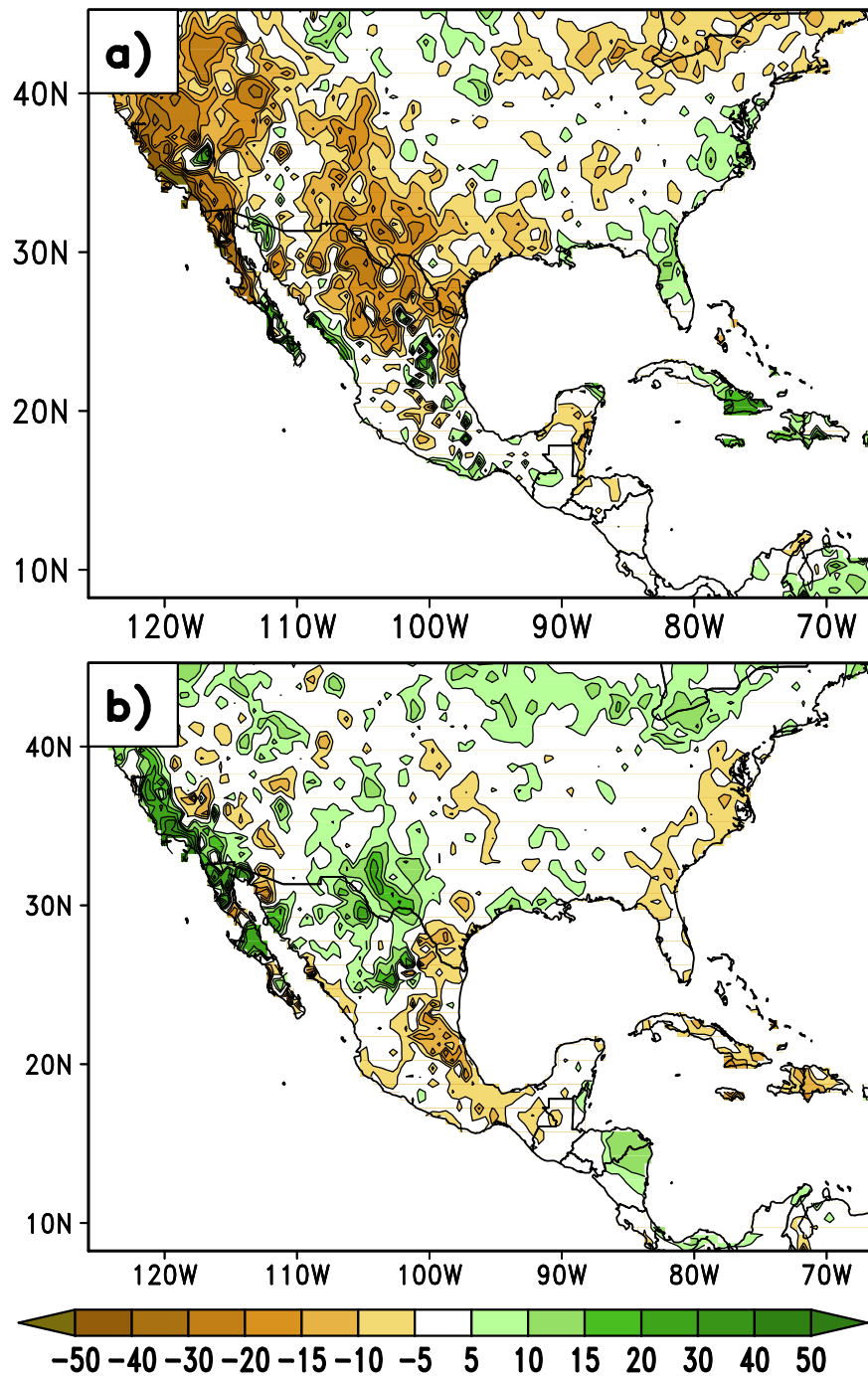


Figura 3.8: Anomalías de precipitación (en %) de verano durante la combinación de (a) +AMO y -PDO, y (b) -AMO y +PDO

3.4. Aspectos dinámicos de la sequía meteorológica

3.4.1. Ondas del este

La variabilidad del clima de las Américas en escala decadal ha sido relacionada con la actividad de fenómenos perturbadores como los ciclones tropicales, cuya actividad es modulada por el calentamiento o enfriamiento en el Atlántico Norte (Goldenberg et al. 2001). De ahí la importancia de estudiar el impacto que tienen los sistemas tropicales, como las ondas del este y los ciclones tropicales, en las lluvias en México. Tales variaciones decadales en extremos de precipitación son forzadas por cambios en la circulación de gran escala y en temperatura del aire en conjunción con AMO. Como se mencionó anteriormente, durante la fase cálida de AMO el norte de México es común que se encuentra bajo una situación de sequía, además se reduce el número de eventos extremos de precipitación diaria asociada a la actividad de huracanes (Curtis 2008).

Un análisis de cómo se relacionan las anomalías de la temperatura de superficie del mar con las precipitaciones anómalamente bajas en México, requiere explorar los mecanismos atmosféricos que teleconectan el Pacífico del este o el Atlántico tropical con la región continental. En general, las teleconexiones están relacionadas con ondas estacionarias (Hoskins and Karoly, 1981) o con actividad de ondas que viajan de un punto a otro.

Mediante el uso del programa TRACK, se determinó la actividad de sistemas tropicales viajando a lo largo del océano Atlántico tropical, principalmente en la franja de entre 10 y 20° N, desde la costa occidental de África hasta el oeste del Atlántico. Un segundo máximo de actividad se localiza cerca de el Caribe, frente a Panamá. En el Pacífico del este también existen indicaciones de perturbaciones que se propagan en dirección sureste-noroeste, muy probablemente en relación con los ciclones tropicales de la región (Fig. 3.9a). Para determinar el potencial impacto espacialmente diferenciado de la actividad de las ondas del este en relación con los episodios de sequías prolongadas, se construyeron compuestos de densidad de trayectorias durante periodos secos y húmedos en el norte de México, comparándolos con su climatología. Durante periodos secos, la densidad de trayectorias disminuye en el norte y noroeste de México, mientras que en el sur y el Caribe se presenta un incremento en la densidad de trayectorias (Fig. 3.9b). Una reducción en las trayectorias de estos sistemas en el norte y noroeste de México, trae consigo una disminución

en las lluvias. Por otro lado, un incremento en el número de trayectorias en el sur de México trae consigo una mayor entrada de humedad en esa región y por tanto mayores lluvias. Cuando la sequía ocurre en el sur de México y Mesoamérica, parece ocurrir una disminución en las trayectorias en esas latitudes (Fig. 3.9c).

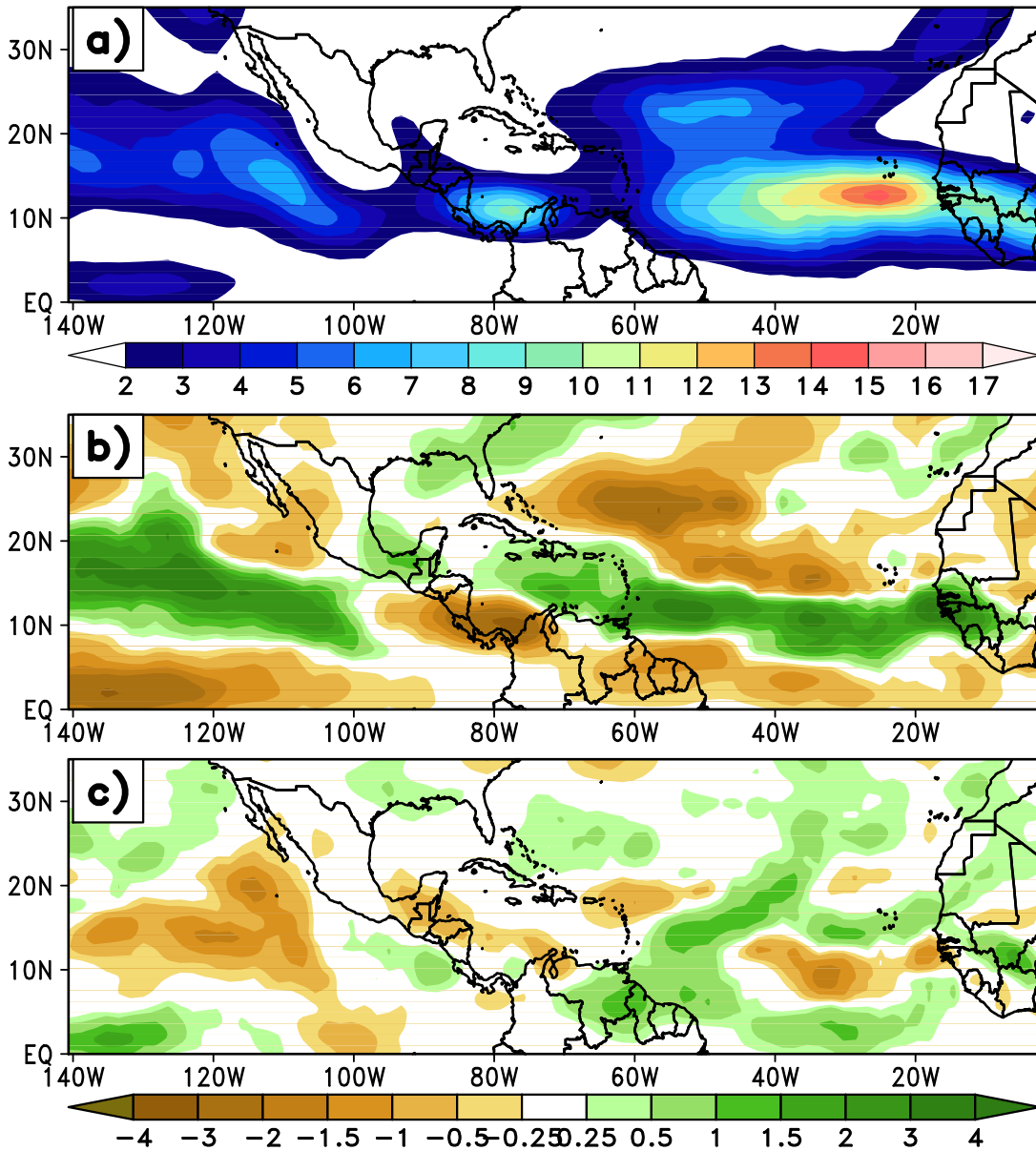


Figura 3.9: (a) Climatología (1971-2000), anomalías de densidad de trayectorias de ondas durante periodos (b) secos y (c) húmedos en el norte de México

3.4.2. Jet de Niveles Bajos del Caribe

Dado que el mar Caribe y el Golfo de México son una fuente de humedad atmosférica para las lluvias sobre América (Brubaker et al. 2001; Bosilovich and Schubert 2002; Mestas-Nunez et al. 2005), es de esperarse que el llamado Jet de Niveles Bajos del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) sea un transportador potencial de humedad hacia Norteamérica (Schubert et al. 2009). Aún más, el CLLJ está relacionado con el clima en la región del Caribe, Centroamérica y México (Amador 1998).

La intensidad del CLLJ se pueden definir en términos del negativo de las anomalías del viento zonal a 925 mb en la región 12.5° - 17.5° N y 70° - 80° W (Wang 2007) (ver recuadro de la Fig. 3.11). Debido a que los vientos de niveles bajos dentro de la región del jet son del este, la definición indica que cuando el índice es positivo (negativo), CLLJ es anómalamente intenso (débil) (Fig. 3.10).

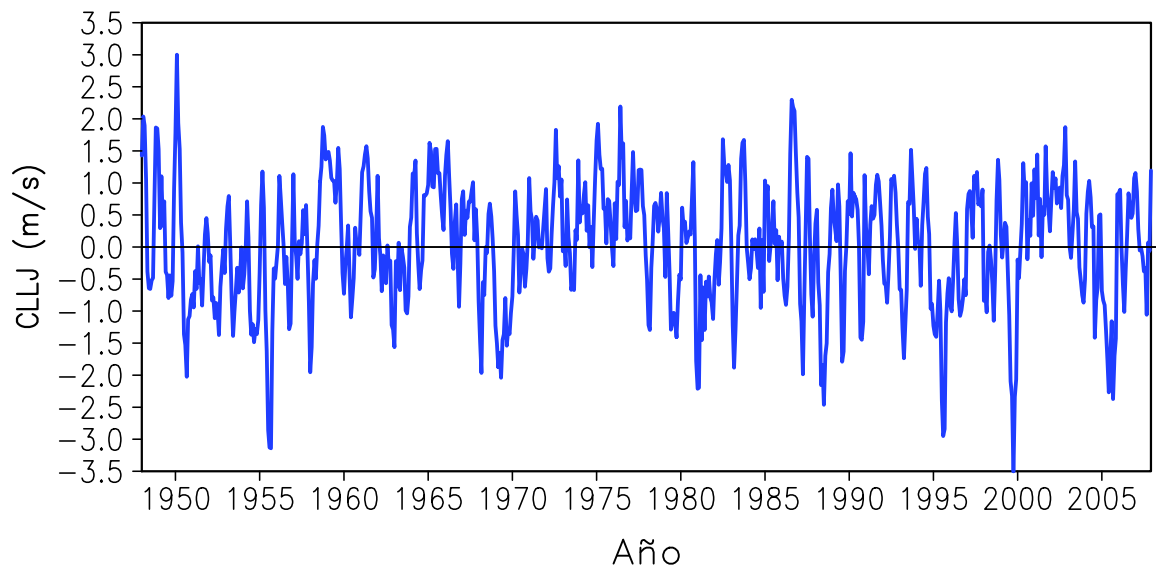


Figura 3.10: Series de tiempo de índice mensual del CLLJ (m/s) (con una media móvil de tres meses)

Para determinar la relación entre la actividad de ondas del este y la intensidad del CLLJ, se calculó la varianza filtrada entre 3 y 9 días del viento meridional para el periodo junio-septiembre para cada año en la región del mar Caribe. El valor de

la varianza filtrada se considera como una medida de la actividad de ondas del este en la región, a mayor varianza se asocia una mayor energía debido al paso de ondas del este (Diedhiou et al. 1999). Se tomó un sitio en el mar Caribe (17.5°N y 70°W) dentro del cinturón de trayectorias de ondas del este. Se observa que una intensificación (debilitamiento) del CLLJ corresponde con una disminución (aumento) en la actividad de ondas del este (Fig. 3.11) en la región.

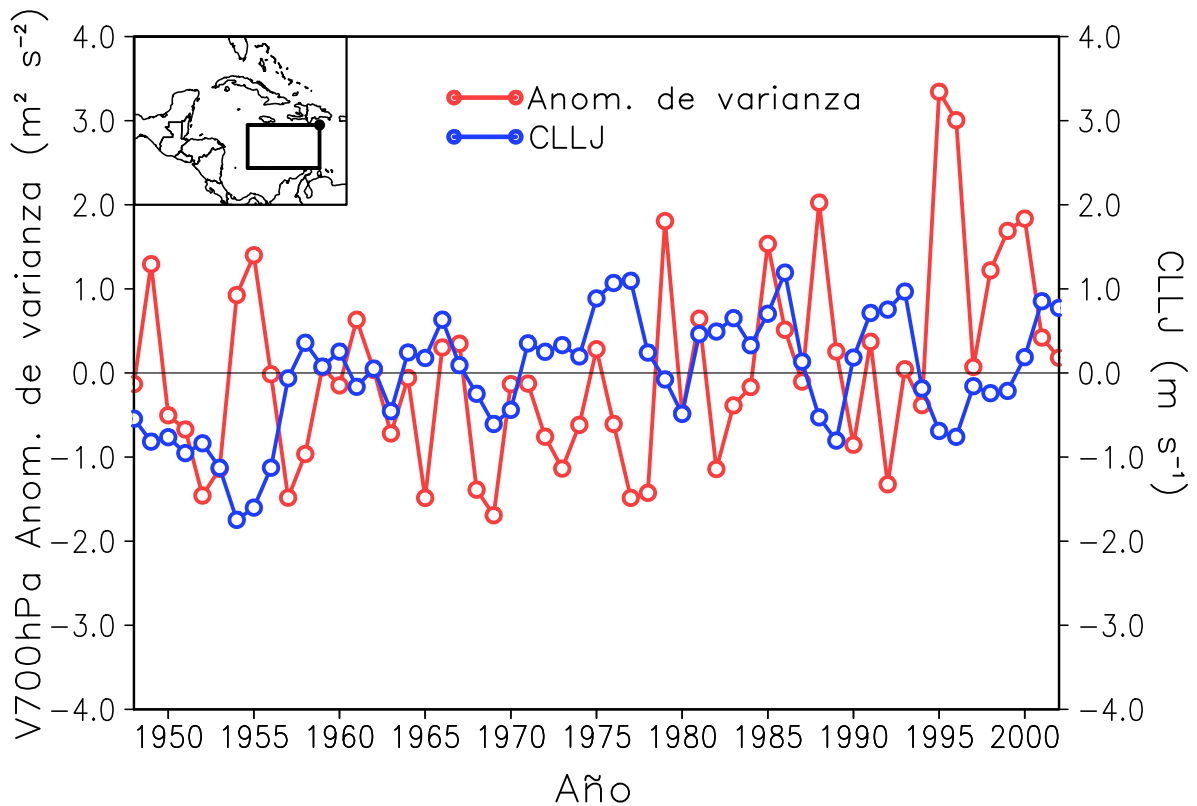


Figura 3.11: Anomalía estacional (junio-septiembre) de varianza filtrada entre 3 y 9 días del viento meridional a 700 mb (línea roja) en el punto 17.5°N y 70°W e intensidad del CLLJ (línea azul)

Las ondas del este, son uno de los sistemas tropicales que transportan humedad y lluvias durante su desplazamiento sobre el territorio mexicano. De ahí que es necesario analizar el impacto que tienen estos sistemas en las lluvias de México, así como su conexión con la intensidad del CLLJ y la actividad de ondas del este. Para esto, se calculó la anomalía de precipitación, durante el periodo junio-septiembre, para el sur de México (14-19°N y 97.5-90°W). Por otro lado, a partir de las trayectorias generadas por el programa TRACK, se contabilizó el número de ondas del este que

cruzaron el área 15-20° N y 80-60° W (ver recuadro de Fig. 3.12). Cuando el CLLJ se intensifica (debilita), se observa una reducción (incremento) en el número de ondas del este que atraviesan el Mar Caribe, y se presenta una anomalía negativa (positiva) de precipitación en el sur de México (Fig. 3.12).

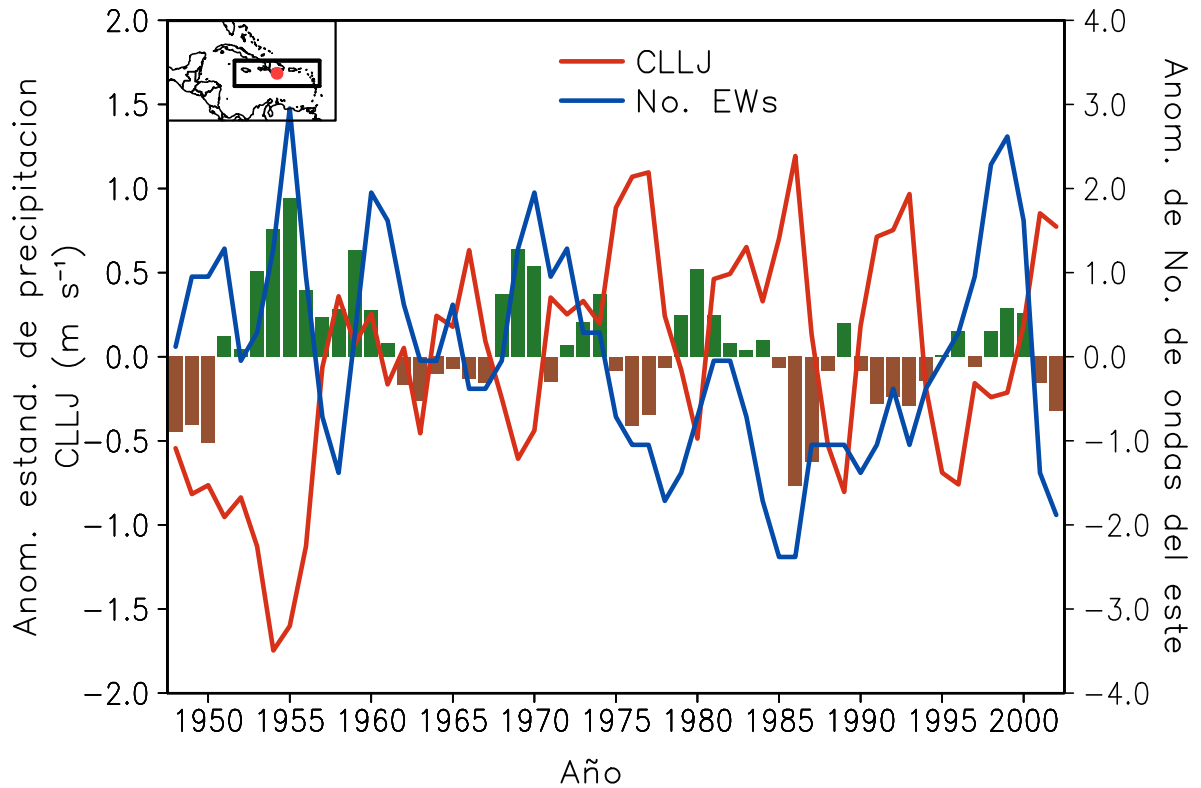


Figura 3.12: Anomalía estandarizada de precipitación anual (barras) en el sur de México, anomalía del número de ondas del este (línea azul) e intensidad del CLLJ (en m/s) (línea roja)

Para la condición de un CLLJ intenso, se refleja una disminución de precipitación en el sur de México, asociado a un menor número de ondas del este que atraviesan esa región, mientras que en el norte se incrementa las lluvias (Fig. 3.13a). Por otro lado, cuando el CLLJ se debilita, permite el paso a un mayor número de ondas del este y un incremento en la lluvias en el sur de México (Fig. 3.13b).

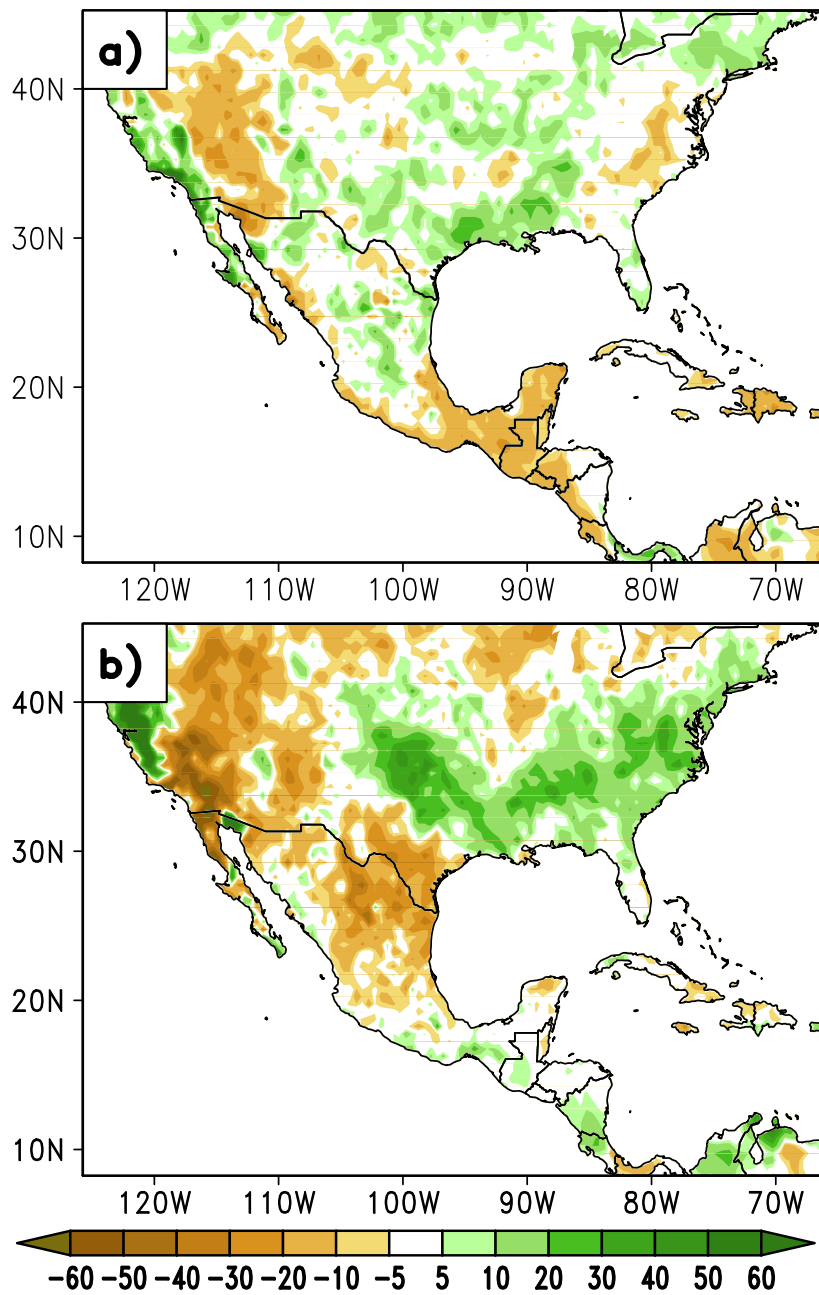


Figura 3.13: Anomalia de precipitación (en %) durante un CLLJ (a) intenso y (b) débil

Un jet intenso (débil) está asociado con anomalías del viento del sur (norte) hacia los Estados Unidos que transportan mayor (menor) humedad hacia el norte de México y sur de Estados Unidos. Al mismo tiempo, si más (menos) humedad es llevada desde el océano hacia esa región, es plausible que menos (más) humedad estaría disponible para lluvia local sobre las regiones oceánicas.

Un CLLJ intenso está asociado con una reducción en la actividad de ciclones tropicales en la región del Caribe, posiblemente debido a que el CLLJ incrementa la divergencia de flujo de humedad en el Caribe y así suprime la convección, disminuye la lluvia y suprime la formación de ciclones tropicales (Wang 2007).

El campo de viento a 925 mb durante el verano muestra que el CLLJ se divide en dos ramas sobre el Mar Caribe (Fig. 3.14a). Una rama se desprende hacia el oeste y penetra el océano Pacífico con una componente hacia el sur inducida orográficamente. La segunda rama fluye hacia el Golfo de México y se conecta con el llamado Jet de Niveles Bajos de las Grandes Planicies (GPLLJ, por sus siglas en inglés). Dado el potencial de transporte de humedad asociado a este jet, es de interés revisar los cambios de circulación durante periodos contrastantes de humedad en el norte de México. Un análisis de la diferencia de los campos de viento a 925 mb entre los periodos secos (1950s y 1990s) y húmedos (1970s y 1980s) en el norte de México, resulta en un debilitamiento de la circulación en el noreste de México y Golfo de México (Fig. 3.14b), con menos flujo de humedad hacia estas regiones y una reducción de precipitación. Mientras, en el mar Caribe, los vientos alisios se desaceleran y esto permite una mayor actividad de ondas del este, resultando en más precipitación en el sur de México. Sin embargo, vientos alisios más débiles sobre el Golfo de México pueden reducir el número de ondas del este que alcanzan el norte de México, llevando a condiciones más secas. Contrario a lo que pasa sobre el mar Caribe, un flujo del este más débil no intensifica la actividad de ondas del este, presumiblemente debido a que el flujo en estas latitudes no es barotrópicamente inestable.

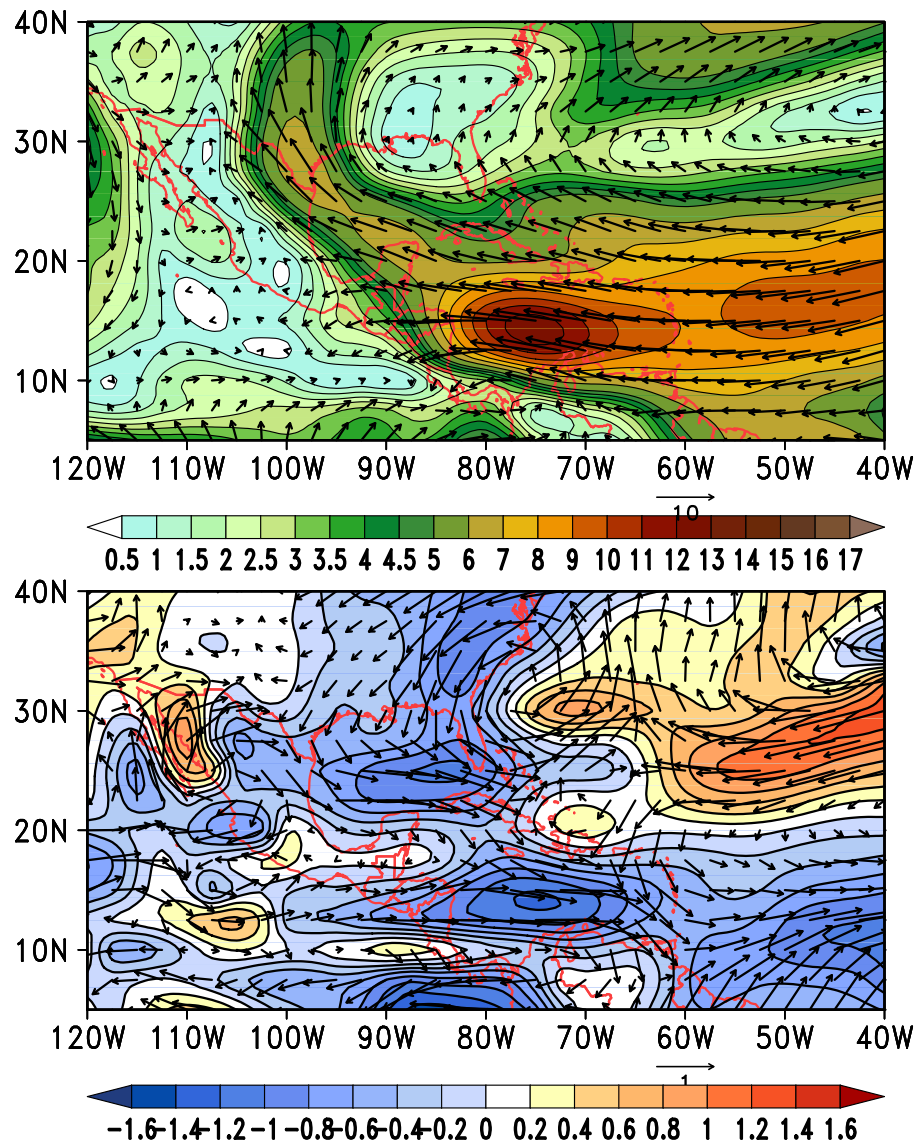


Figura 3.14: (a) Climatología del viento (en m/s) a 925 mb y (b) diferencia de campo de viento entre periodos secos (1950s y 1990s) y húmedos (1970s y 1980s) en el norte de México

La intensidad del CLLJ está relacionado con ENOS y PDO, de tal forma que un Pacífico del este cálido intensifica al jet (Amador 1998) y reduce la formación de ondas del este (Salinas 2006), como también la actividad convectiva tropical sobre el Caribe (Magaña et al. 2003). La reducción en las lluvias sobre el Caribe y Mesoamérica puede resultar debido a una celda local de Hadley más débil y a condiciones menos estables sobre el norte de México. Una correlación lineal entre la intensidad del CLLJ y SPI-24 (Fig. 3.15) muestra que un jet intenso (débil) corresponde a anomalías positivas

(negativas) de precipitación en el norte de México, y anomalías negativas (positivas) en el sur. En general, un jet intenso (débil) inhibe (permite) la actividad de ondas del este y consecuentemente menor (mayor) precipitación en el sur de México. Esto muestra que un jet intenso resulta en anomalías negativas de precipitación sobre Mesoamérica y anomalías positivas sobre el norte de México y la parte centro-sur de Estados Unidos, con una estructura que asemeja al segundo modo (EOF2) de variabilidad de SPI-24. De ahí que, la intensidad del jet corresponde con una relación entre la PDO y PC2 de SPI-24. Resumiendo, un jet intenso (débil) corresponde a anomalías negativas (positivas) de precipitación en el sur de México asociado a menos (más) actividad de ondas del este.

3.5. Variabilidad de la sequía meteorológica durante el siglo XIX en México

Las relaciones entre AMO, PDO y las sequías prolongadas en México, pueden ser utilizadas para examinar las sequías registradas durante el siglo XIX. Dado que las mediciones directas de la precipitación no existen en gran parte de este periodo, las reconstrucciones de periodos de sequías en varias regiones de México han sido basadas en documentos históricos. De acuerdo a Contreras (2005), las sequías más severas en la región centro-norte de México ocurrieron durante los periodos 1808-1811, 1868, 1877, 1884-1885 y 1892-1896, considerando a este último periodo como el más severo. Por otro lado, las primeras dos décadas del siglo XX corresponde a condiciones secas en el sur de México (Mendoza et al. 2007).

Reconstrucciones de series de tiempo de la PDO (Biondi et al. 2001) y AMO (Gray et al. 2004) basados en cronologías de anillos de árboles, muestran que durante el inicio del siglo XIX la AMO se encontraba en una fase fría muy intensa, en conjunción con episodios frecuentes de la PDO en fase cálida (Fig. 3.16). Esta combinación de AMO y PDO correspondería a condiciones secas en Mesoamérica, y más probablemente, el Caribe. Muchas sequías de la segunda mitad del siglo XIX pueden ser asociadas con periodos de la PDO en fase cálida y la AMO en fase fría. Por ejemplo, la década de 1890s correspondió a una gran sequía sobre gran parte de México bajo la fase fría de la PDO. El patrón espacial de la sequía de finales de 1910s en México corresponde con una gran anomalía negativa de precipitación sobre el centro y sur de México, reflejando una fase cálida de la PDO que se combina con condiciones de AMO en su fase fría.

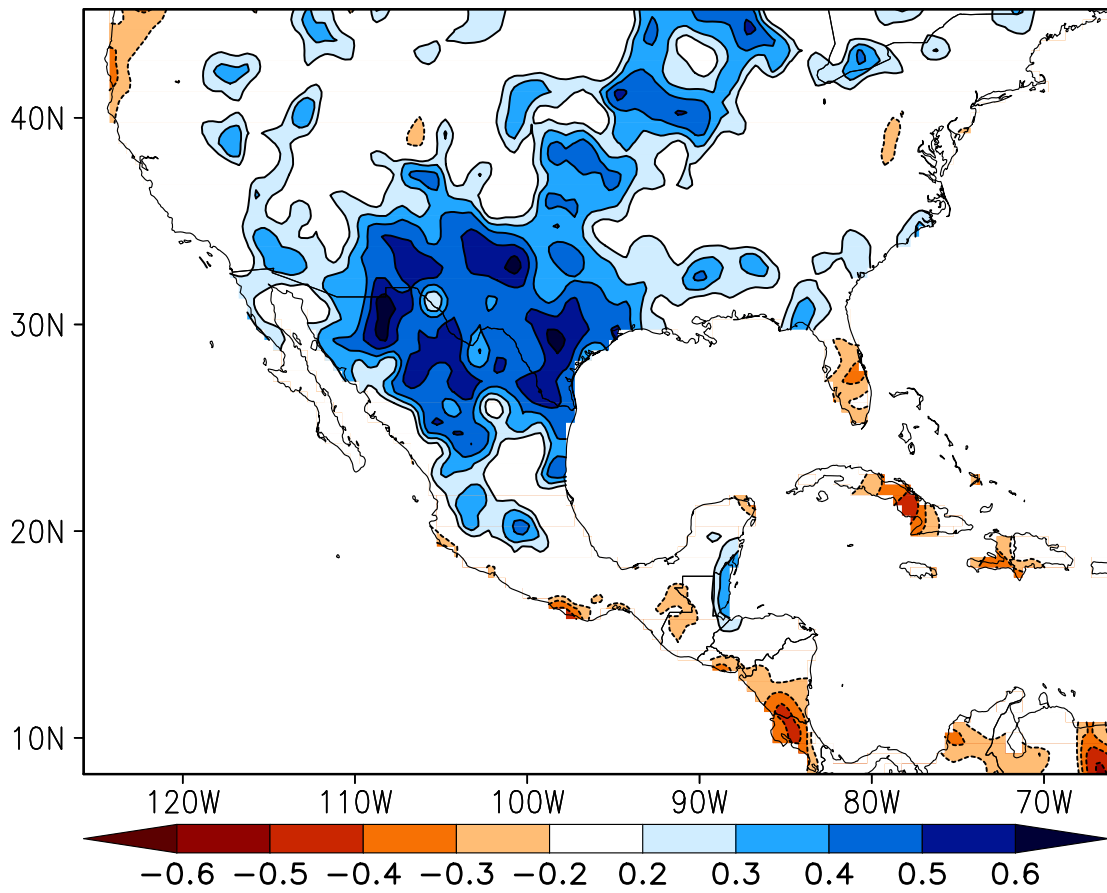


Figura 3.15: Correlación lineal entre la intensidad del CLLJ y SPI-24 durante el verano (junio-septiembre)

Capítulo 4

Conclusiones y Trabajo Futuro

4.1. Conclusiones

El impacto negativo de sequías prolongadas en México a lo largo de su historia ha motivado a analizar los elementos que modulan la variabilidad del clima de la región. Un análisis de las sequías prolongadas en México que se han registrado durante el último siglo como las de 1930s (1934-19349), 1950s (1952-1957) y 1990s (1996-2002), muestran un patrón espacial dominante y contrastante entre el norte y el sur. Más aún, de acuerdo a reconstrucciones de lluvias a partir del espesor de anillos de crecimiento de árboles de los últimos 500 años, este patrón de anomalías de lluvias estuvo presente. Mediante un análisis de EOFs aplicado a SPI-24 se obtiene que el primer modo de variabilidad (EOF1) corresponde a esta estructura dominante de “sube-baja”, mientras que el segundo modo (EOF2) corresponde a un contraste zonal en anomalías de precipitación, tal y como la que se presenta entre el medio oeste y este de Estados Unidos o entre el norte de Mesoamérica y la península de Yucatán.

Los dos primeros modos de variabilidad (EOF1 y EOF2) son modulados por una muy baja frecuencia de los océanos tropicales, a través de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). El primer modo (EOF1) de SPI-24, se relaciona con la AMO, mientras que el segundo modo (EOF2) está relacionado con la PDO. El efecto combinado de EOF1 y EOF2 o PDO y AMO sirven para reconstruir algunos patrones regionales de sequía sobre México, sur de Estados Unidos, Centroamérica y el Caribe. Las sequías más severas en el norte de México han ocurrido cuando coinciden un calentamiento en el Atlántico Norte (AMO en su fase positiva) y un enfriamiento en el Pacífico del este (PDO en su fase negativa). La amplitud y fase de los dos primeros modos (EOF1 y EOF2) o PDO y

AMO para el siglo XX, ha probado ser útil para examinar las características de la sequía aún para las ocurridas en el siglo XIX.

La caracterización espacial de anomalías prolongadas de precipitación provee una percepción en la dinámica regional de la sequía. La variabilidad de baja (interanual) y muy baja (decadal) frecuencia del clima sobre los trópicos está determinada en gran parte por la actividad *transiente* de alta frecuencia. En el caso de México, las ondas del este interactuando con el flujo medio es crucial para entender la causa de años de lluvias intensas o sequías a nivel regional. De un análisis preliminar, se demuestra que la intensidad del CLLJ y la formación de ondas del este determinan la variabilidad del clima sobre los mares intra-Americanos y México. Se ha explorado la dinámica de la sequía a través de la modulación de *transiente* de alta frecuencia mediante circulaciones estacionarias y viceversa. La interacción entre las ondas del este y los vientos alisios sobre los mares intra-Americanos parecen ser cruciales para explicar los patrones espaciales de las sequías que han afectado a México. Una inversión de la circulación en superficie en la costa este de Estados Unidos es responsable de una reducción de humedad proveniente del Golfo de México hacia el norte, que combinado con un incremento de temperatura en el océano Atlántico produce una disminución de las lluvias y potencialmente una condición de sequía.

4.2. Trabajo Futuro

En México, la agricultura de temporal es particularmente sensible a alteraciones en la estación de lluvias debido a un retraso o déficit de las lluvias. Por lo anterior, es importante examinar el potencial de predecibilidad estacional de la sequía meteorológica para México, en término de las variaciones de la temperatura superficial del mar de los océanos Atlántico y Pacífico con suficiente tiempo de anticipación para reducir los posibles impactos en el clima de la región y sus efectos en los sectores vulnerables. Actualmente, los pronósticos estacionales de lluvias sobre la región consideran mayormente las anomalías de TSM sobre el Pacífico del este. Dada las características de los moduladores oceánicos de baja frecuencia (AMO y PDO), surge la necesidad de explorar el potencial de pronóstico a mayor plazo (más de un año), que sería de gran utilidad y con implicaciones prácticas inmediatas para las políticas de manejo de agua.

En este trabajo, así como en uno previo (Salinas 2006), se ha identificado a la actividad de ondas del este, como un elemento importante para las lluvias en México.

La variabilidad interanual del CLLJ depende también de otros aspectos de baja frecuencia de los océanos Atlántico y Pacífico, así como la variabilidad intra-estacional de las perturbaciones que se favorecen de esta corriente chorro, siendo importante la estimación de energía de la perturbación. Es necesario estudiar los factores que influyen en la intensidad y número de ondas en el Atlántico y en el Pacífico, incluyendo a la inestabilidad barotrópica, orografía y propagación de las ondas desde el océano Atlántico, la importancia relativa de estos factores y la modulación de gran escala. De la ahí la propuesta de realizar un análisis de dinámica de los factores que determinen que el CLLJ se intensifique o debilite, y su conexión con la génesis, evolución, trayectorias y frecuencia de las ondas del este y su impacto en las lluvias en México.

Apéndice A

Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs)

Las variaciones del clima son resultado de interacciones no lineales complejas entre muchos grados de libertad o modos. Un trabajo es encontrar las maneras para reducir la dimensionalidad del sistema y encontrar los patrones más importantes que explican tales variaciones. Posiblemente el método de análisis multivariado más ampliamente utilizado en Ciencias Atmosféricas es el llamado análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF, por sus siglas en inglés). Desde su introducción a la meteorología por Obukhov (1947; 1960), Fukuoka (1951), Lorenz (1956), el análisis de EOFs, se ha vuelto una herramienta estadística de importancia fundamental en atmósfera, océanos y clima para el análisis exploratorio de datos y reducción de modo dinámico.

La técnica de las EOFs tiene como objetivo encontrar un nuevo conjunto de variables que capture gran parte de la varianza observada de los datos a través de una combinación lineal de las variables originales. Dicho método intenta sintetizar en un pequeño número de nuevas variables no correlacionadas más de la variación total de un gran número de variables altamente inter-correlacionadas. Estas nuevas variables son combinaciones lineales de las originales y son elegidas para representar la máxima fracción posible de la variabilidad contenida en los datos originales. Esta técnica de reducción pueda llevar a un mejor entendimiento e interpretación de los datos. Las nuevas variables no correlacionadas son llamadas Componentes Principales (PCs, por sus siglas en inglés) y consiste de una combinación lineal de las variables originales.

El propósito original de la técnica de las EOFs fue reducir un gran número de variables de los datos originales a un menor número de variables, pero sin comprometer mucha de la varianza explicada. Últimamente, sin embargo, esta técnica ha sido

de covarianza de la matriz de datos F mediante $R = F^t F$ y entonces se realiza una solución de un problema de eigenvalor:

$$RC = C\Lambda \quad (\text{A.1})$$

donde Λ es una matriz diagonal que contiene los eigenvalores λ_i de R . Los vectores columnas c_i de C son los eigenvectores de R correspondiente a los eigenvalores λ_i . Ambos Λ y C son de tamaño $p \times p$.

Para cada eigenvalor λ_i elegido, encontramos el correspondiente eigenvector c_i . Cada uno de estos eigenvectores puede ser desplegado como un mapa. Estos eigenvectores son los EOFs que estamos buscando. Asumimos que estos eigenvectores (EOFs) son ordenados de acuerdo al tamaño de los eigenvalores. Así EOF1, es el eigenvector asociado con el más grande eigenvalor, y uno asociado con el segundo más grande eigenvalor es EOF2, etc. Cada eigenvalor λ_i da una medida de la fracción de la varianza total en R explicada por el modo. Esta fracción es encontrada al dividir por λ_i la suma de todos los otros eigenvalores.

La matriz de eigenvector C tiene la propiedad que $C^t C = C C^t = I$ (donde I es la matriz identidad). Esto significa que las EOFs no están correlacionadas en el espacio. Otra forma de establecer esto es decir que los eigenvectores son ortogonales uno con otro, de ahí que adquiere su nombre.

El patrón obtenido cuando un EOF es trazado como un mapa, representa la oscilación estacionaria. La evolución en el tiempo de un EOF muestra como este patrón oscila en el tiempo. Para ver como EOF1 evoluciona en el tiempo calculamos:

$$\vec{a}_1 = F \vec{c}_1 \quad (\text{A.2})$$

Las n componentes del vector a_1 son las proyecciones de los mapas en F sobre EOF1, y el vector es una serie de tiempo para la evolución del EOF1. En general, para cada EOF_j calculado podemos encontrar un correspondiente a_j . Estos son las series de tiempo de las Componentes Principales (PCs, por sus siglas en inglés) o coeficientes de expansión de las EOFs. Así como las EOFs están no correlacionadas en el espacio, los coeficientes de expansión están no correlacionados en el tiempo.

Podemos reconstruir los datos a partir de las EOFs y los coeficientes de expansión, mediante la relación:

$$F = \sum_{j=1}^p \vec{a}_j (EOF_j) \quad (\text{A.3})$$

Un uso común de EOFs es reconstruir una versión “más limpia” de los datos mediante al truncar esta suma en algún $j = N \ll p$, esto es, nosotros solo usamos las EOFs de los eigenvalores más grandes. Los primeros N eigenvectores están capturando el comportamiento dinámico del sistema, y los otros eigenvectores de los eigenvalores más pequeños son sólo debido a ruido aleatorio.

En resumen, un procedimiento simple para el análisis de EOFs es el siguiente:

- Forma una matriz F de las observaciones, y se remueve la media en cada serie de tiempo
- Encontrar la matriz de covarianza $R = F^t F$
- Encontrar los eigenvalores y eigenvectores de R al resolver $RC = C\Lambda$
- Encontrar los eigenvalores y sus correspondientes eigenvectores, las EOFs.
- Encontrar los coeficientes de expansión al calcular $\vec{a}_j = F \times EOF_j$ (la proyección de F sobre el j -ésimo EOF)

Imagine un mapa de contornos de un campo que evoluciona en el tiempo. Conforme transcurre el tiempo los contornos cambian y se desplazan a lo largo del mapa. El método de EOFs es un método de análisis de “series de mapas” que toma toda la variabilidad en el tiempo del campo que evoluciona y se rompe en unas pocas oscilaciones estacionarias y una serie de tiempo que determina la magnitud de dicha oscilación. Cada una de estas oscilaciones (EOF) es referida como un modo de variabilidad y los coeficientes de expansión del modo (PCs) muestran como el modo oscila en el tiempo.

Suponemos que tenemos una base de datos en una malla regular compuesta de un campo espacio-tiempo $X(t, s)$, que representa el valor del campo X , tal como precipitación, en el tiempo t y en la posición espacial s .

El valor del campo en un tiempo t_i y en un punto de malla s_j es denotado por x_{ij} para $i = 1, \dots, n$ y $j = 1, \dots, p_1 * p_2$

El campo observado es entonces representado por la matriz de datos:

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2p} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{np} \end{pmatrix}$$

Si denotamos por \bar{x}_j el promedio del campo en el tiempo en el j -ésimo punto de malla, es decir

$$\bar{x}_j = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_{kj} \quad (\text{A.4})$$

entonces la climatología del campo es definido por $\bar{x} = (\bar{x}_1, \dots, \bar{x}_p)$

El campo de anomalía, es definida en (t, s) por: $x'_{ts} = x_{ts} - \bar{x}_s$

o en su forma matricial

$$X' = X - 1\bar{x} = (I - \frac{1}{n}11^T)X \quad (\text{A.5})$$

donde $1 = (1, \dots, 1)^T$ es el vector columna que contiene n unos, y I es la matriz identidad $n \times n$.

Una vez que la matriz de anomalía (A.5) es determinada, la matriz de covarianza es definida por:

$$\Sigma = \frac{1}{n-1} X'^T X' \quad (\text{A.6})$$

que contiene la varianza entre un par de puntos de malla. El objetivo de EOFs es encontrar la combinación lineal de todas las variables, es decir puntos de malla, que explica la máxima varianza. Esto es, encontrar una dirección $a = (a_1, \dots, a_p)^T$, tal que $X'a$ tiene variabilidad máxima. Ahora la varianza de las series de tiempo centrada (anomalías) $X'a$ es:

$$\text{var}(X'a) = \frac{1}{n-1} \|X'a\|^2 = \frac{1}{n-1} (X'a)^T (X'a) = a^T \Sigma a \quad (\text{A.7})$$

Para hacer un problema limitado, se requiere que el vector a sea unitario. El problema se reduce a

$$\text{max}_a (a^T \Sigma a), \text{ s.t. } a^T a = 1 \quad (\text{A.8})$$

La solución de (A.8) es un problema de eigenvalor simple:

$$\Sigma a = \lambda a \quad (\text{A.9})$$

Por definición, la matriz de covarianza es simétrica y diagonalizable.

El k-ésimo EOF es simplemente el k-ésimo eigenvector a_k de los eigenvalores, y los correspondientes eigenvectores, han sido ordenados en orden decreciente. La matriz de covarianza es también semi-definida, y todos sus eigenvalores son positivos. El eigenvalor correspondiente al k-ésimo EOF da una medida de la varianza explicada por a_k , $k = 1, \dots, p$. Es usual escribir la varianza explicada en porcentaje mediante la relación:

$$\frac{100\lambda_k}{\sum_{k=1}^p \lambda_k} \% \quad (\text{A.10})$$

La proyección del campo de anomalía X' sobre el k-ésimo EOF a_k , es decir $c_k = X'a_k$ es la k-ésima componente principal (PC, por sus siglas en inglés)

$$c_k(t) = \sum_{s=1}^p x'(t, s = a_k(s)) \quad (\text{A.11})$$

Apéndice B

Artículo publicado

- B.1. Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America



Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America

MATÍAS MÉNDEZ AND VÍCTOR MAGAÑA

Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico

(Manuscript received 6 February 2009, in final form 24 September 2009)

ABSTRACT

Major prolonged droughts in Mexico during the twentieth century are mainly related to anomalous dry summers, such as those observed in the 1930s, the 1950s, or the 1990s. Droughts in northern Mexico frequently coincide with anomalously wet conditions over Mesoamerica (i.e., southern Mexico and Central America), and vice versa, displaying a dominant “seesaw” structure in persistent precipitation anomalies, mostly in relation to tropical sea surface temperature (SST) anomalies. A warmer North Atlantic Ocean, expressed as a positive phase of Atlantic multidecadal oscillation (AMO), is related to the occurrence of major droughts in North America associated with weaker-than-normal moisture flux into northern Mexico. Drought over northern Mexico may also be related to changes in transient activity in the Caribbean Sea. During the negative phase of the Pacific decadal oscillation (PDO), the Caribbean low-level jet (CLLJ) weakens and easterly wave (EW) activity increases, leading to more tropical convection over Mesoamerica and less moisture flux into northern Mexico. On the other hand, when EW activity is weak over the intra-Americas seas (IAS) (i.e., the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea) because of a stronger-than-normal CLLJ, precipitation increases over northern Mexico. Therefore, the interaction between easterly waves and the trade winds over the IAS appears to be crucial to explain the spatial patterns of droughts that have affected Mexico. In addition, low-frequency modulators, such as AMO or PDO, may serve to explain the spatial patterns of severe prolonged droughts in Mexico during the nineteenth century.

1. Introduction

Persistent or prolonged droughts (duration of more than one year) have had negative consequences on the socioeconomic life of Mexico (Endfield et al. 2004; Endfield and Fernández-Tejedo 2006; Acuña-Soto et al. 2000, 2002). For example, some studies suggest that the collapse of the Mayan empire was related to a major drought episode in the eighth century (Culbert 1973; Hodell et al. 1995, 2007). The so-called mega-drought in the sixteenth century, described through the use of tree-ring data, led to famine and epidemics (Therrell et al. 2004). At the end of the eighteenth century, the cumulative effect of recurrent droughts (1780, 1782, 1784, and 1785) culminated with the so-called Year of Hunger, between 1785 and 1786, with devastating consequences for society in

the agrarian heartland of central Mexico (Endfield 2007). In the twentieth century, prolonged droughts have also affected the socioeconomic life of Mexico and have led to transboundary water conflicts with the United States. Understanding the mechanisms that result in prolonged drought, therefore, has been and continues to be of importance to the society.

Mexican climate ranges from the hot and dry conditions in the northwestern Sonoran desert, with an annual rainfall of less than 100 mm, to the wet tropical climate in the southern part, where annual rainfall may reach more than 3000 mm. During winter, subsidence from the direct Hadley cell associated with the intertropical convergence zone (ITCZ) in the eastern Pacific maintains stable dry conditions over most of Mexico (Magaña et al. 2003) and little rain. Several studies on persistent droughts are based on tree-ring chronologies (Villanueva-Díaz et al. 2007), but they mainly reflect winter or spring climatic conditions. Over most of Mexico, more than 60% of the annual precipitation occurs during the boreal summer, that is, from the May–June period through

Corresponding author address: Matías Méndez, Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Exterior s/n, Mexico City, 04510, Mexico.
E-mail: matias@atmosfera.unam.mx

September–October (García 2003). Because of this seasonality, an analysis of prolonged drought in Mexico should focus on Northern Hemisphere (NH) summer rains. During this season, trade winds and easterly waves produce moisture flux from the Americas warm pools into continental Mesoamerica (i.e., the geographical area that extends from central Mexico down through Central America) (Mestas-Núñez et al. 2002; Wu et al. 2009). In the northern part of Mexico subsidence persists most of the year. It is only when easterly waves (EW) or tropical cyclones (TC) force ascending motions that copious rains occurs in the northeastern states. Over northwestern Mexico, the North America monsoon (Higgins et al. 2006) is associated with numerous mesoscale convective systems and severe rain events from July through September.

Large-scale climatic phenomena, such as El Niño–Southern Oscillation (ENSO), result in climate variability on interannual time scales at locations about the globe (Diaz and Markgraf 2000). In Mexico, El Niño (La Niña) conditions during summer lead to below- (above) normal precipitation over most of the territory. More precipitation during La Niña summers is likely due to the northward shift of the eastern Pacific ITCZ, weaker trade winds (Cavazos and Hastenrath 1990) that favor EW activity (Salinas-Prieto 2006), and more TCs in the intra-Americas seas (IAS) (i.e., the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea) (Gray 1993). On the other hand, El Niño summers tend to inhibit precipitation over most of central southern Mexico because of an equatorward shift of the ITCZ (Waliser and Gautier 1993), enhanced subsidence over most of this continental region (Diaz and Bradley 2004), and diminished EW and TC activity over the IAS. Therefore, El Niño is not associated with increased rainfall in Mexico, as it is in the U.S. southwest.

Since water availability in northern Mexico is scarce, the impacts of droughts in this region are considered more severe than in the south, and consequently they have been more deeply analyzed from the socioeconomic perspective (e.g., García-Acosta et al. 2003; Magaña and Conde 2003). However, dry and wet episodes are also part of the natural climate variability in both central and southern Mexico. Regionally, prolonged dry periods in recent centuries have been analyzed based on documents (e.g., Endfield and Fernández-Tejedo 2006), meteorological records (e.g., Mendoza et al. 2005; Mendoza et al. 2006), and *proxy* climatic reconstructions, such as marine and lake core sediments (Metcalf and Davies 2007) or tree-ring data (e.g., Therrell et al. 2002; Villanueva-Diaz et al. 2007). In this way, severe droughts in northern Mexico during the second half of the sixteenth century (1545–1600) and during 1752–68, 1801–13, 1859–68, the

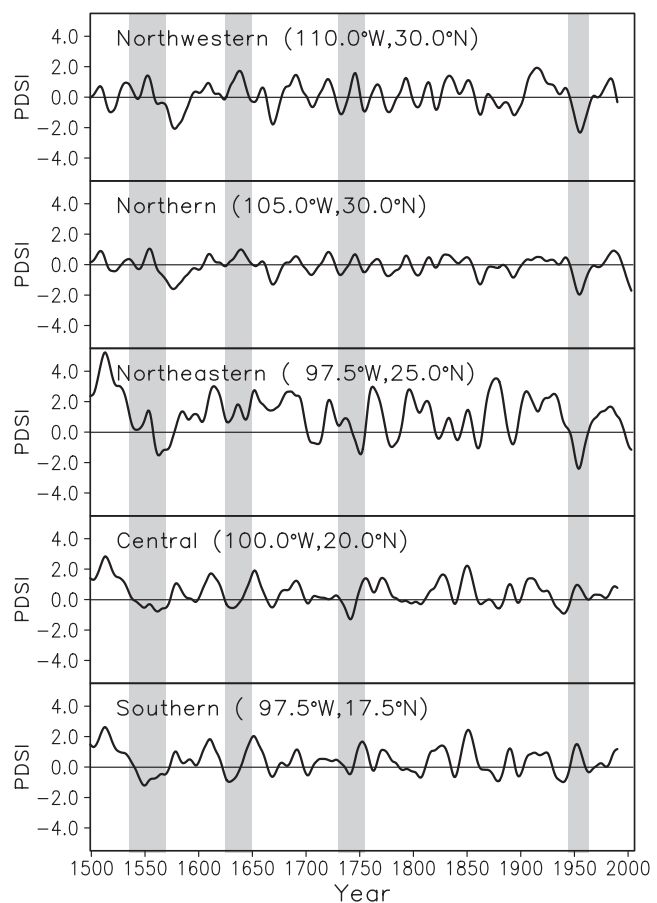


FIG. 1. Time series of reconstructed tree-ring PDSI (20-yr low pass) for various regions of Mexico (data from Cook et al. 2004).

1910s, the 1930s, the 1950s, and the 1990s have been documented. During the 1940s, 1970s, or mid-1980s, relatively dry conditions were experienced in central-southern Mexico that contrasted with relatively wet conditions in the north, characterizing a seesaw pattern in precipitation anomalies. Such contrast in persistent climatic anomalies is a characteristic of the decadal climate variability over Mexico and Central America. Even, tree-ring reconstructions of precipitation in North America (Cook et al. 2004) show that a prolonged drought in northern Mexico, as the one in the sixteenth century, corresponds with wet conditions in the south (Fig. 1). On the other hand, a drought in southern Mexico in the 1630s corresponds to wet conditions in the north.

Most explanations of the mechanisms that result in prolonged droughts over North America have been given in terms of persistent sea surface temperature (SST) anomalies, either in the tropical Pacific, in relation to the Pacific decadal oscillation (PDO) (Mantua et al. 1997), or in the subtropical North Atlantic Ocean, in relation to the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) (Enfield et al. 2001); this is the case of droughts during the 1930s and

1950s (Schubert et al. 2004a,b; Cook et al. 2007), with cooler tropical Pacific and warmer subtropical Atlantic conditions. According to Englehart and Douglas (2002), interdecadal shifts in the PDO are associated with significant changes in teleconnectivity between rainfall in Mexico and large-scale climate modes. In northwestern Mexico, fluctuations of winter rains are characterized by an in phase relationship with the PDO, with the positive phase associated with humid winters and the negative phase with relatively dry winters (Brito-Castillo et al. 2002). In general, during winter, climate across Mexico is influenced by the state of the tropical Pacific Ocean with minor influence from the Atlantic Ocean. Some studies suggest that historical droughts in southern Mexico coincide with the negative phase of the AMO (Mendoza et al. 2007) but may also be affected by the positive phase of the PDO or El Niño conditions (Seager et al. 2009); recurrent droughts are expected over central/southern Mexico during this phase of PDO. The northwest of Mexico is drier and a reduction of extreme daily precipitation events is observed during the positive phase of the AMO (Curtis 2008). However, there is not much understanding of how the AMO affects the central and southern parts of Mexico.

One of the mechanisms that may modulate precipitation over Mexico is subsidence from the Hadley cell. Its meridional position is modulated by SST anomalies over the eastern Pacific (Diaz and Bradley 2004). Consequently, the latitudinal position of subsidence and negative precipitation anomalies are influenced by ENSO and PDO. This mechanism does not directly incorporate the role of Atlantic SST into summer precipitation. Given that Atlantic SST anomalies are correlated with more or less precipitation, it is necessary to explore how SST anomalies exert influence on precipitation. The tropical Atlantic teleconnects with Mexico through easterly wave activity or moisture fluxes, from the Caribbean Sea, as well as through other mechanisms.

There are a number of dynamical elements during the NH summer that should be considered to explain drought over Mexico in relation to persistent SST anomalies. The main objective of the present study is to examine the regional spatial structures of prolonged droughts in Mexico and Central America for the instrumental period (1903–2002) and to determine their relationship with the very low-frequency variability from the Pacific and Atlantic Oceans, represented as the PDO and AMO, respectively. This work also explores other regional aspects of drought, such as the meridional extent of the persistent negative precipitation anomalies, and the east–west contrasts in precipitation anomalies, over northern Mexico. The use of PDO and AMO to explain the nineteenth-century droughts over Mexico is also discussed.

The study is divided in four sections. In section 2, the data and methodologies used for the analysis are presented. Section 3 is an analysis of the relationships between PDO, AMO, and persistent regional precipitation anomalies in Mexico. In section 4, the main findings are discussed in terms of the dynamical mechanisms that may teleconnect SST anomalies with regional climate in Mexico. Summary and conclusions are given in section 5.

2. Data and methodology

This study is based on drought indices derived from precipitation records. Drought indices may also be derived from records of other meteorological variables such as soil moisture, temperature, or hydrologic variables (streamflow, levels of water reservoirs, etc.). These indices reflect the impact of precipitation deficiency on the availability of water and provide reliable information on the intensity, duration, and spatial extension of drought (Keyantash and Dracup 2002; Heim 2002). However, it is the dynamical mechanisms that lead to summer precipitation anomalies that are the main focus of this analysis. In this study, meteorological droughts are analyzed by means of the so-called standardized precipitation index (SPI) (McKee et al. 1993), which is considered a highly valuable estimator of drought severity. SPI quantifies the precipitation anomalies on multiple time scales (3, 6, 12, 24 months), depending on the process to be examined. For instance, soil moisture conditions respond to precipitation anomalies on relatively short time scales of a few months, whereas groundwater, streamflow, and reservoir storage reflect longer-term precipitation anomalies (more than one year). The SPI has three main advantages: First, its simplicity, since it is based on precipitation records and requires only two parameters to calculate (the shape and scale for the gamma probability distribution), compared with the numerous parameters necessary to calculate the Palmer drought severity index (PDSI) (Palmer 1965). Second, its temporal versatility is useful for the analysis of the dynamics of drought on various time scales. Third, its standardized form allows one to characterize the frequency of extreme (wet or dry) conditions and to define various droughts intensities (Table 1). The SPI also has disadvantages: First, the assumption that a suitable theoretical probability distribution can be found to model the raw precipitation data prior to standardization is not always met. Second, the SPI does not allow identification of regions of extreme wet and dry conditions when it is obtained for a very long time period because droughts occur with the same frequency at all locations over a long time period. Third, at short time scales (about a few months)

TABLE 1. Classification of drought severity in terms of SPI and its probability.

SPI	Category	Probability (%)
>2.0	Extremely humid	2.3
1.5 to 1.99	Severely humid	4.4
1.0 to 1.49	Moderately humid	9.2
0.5 to 0.99	Humid	15.0
0.0 to 0.49	Normal to slightly humid	19.1
-0.49 to 0.0	Slightly dry to normal	19.1
-0.99 to -0.5	Dry	15.0
-1.49 to -1.0	Moderately dry	9.2
-1.99 to -1.5	Severely dry	4.4
<-2.0	Extremely dry	2.3

misleadingly large positive or negative SPI values could be generated by relatively small anomalies when the normal regime for the region analyzed is characterized by low seasonal precipitation. In spite of these issues, the SPI is useful index to characterize prolonged droughts.

The SPI requires building a frequency distribution from precipitation data at every location in the domain for a given time period (usually 1, 3, 6, 12, 24 months). A gamma probability density function may be fitted to the empirical distribution of precipitation frequency for the selected time scale and the cumulative distribution of precipitation to be determined. The cumulative distribution is transformed through an equal probability transformation to a standard normal distribution (mean of zero and variance of one) to obtain the SPI values. Positive SPI values indicate greater-than-median precipitation, and negative values indicate less-than-median precipitation. Because the SPI follows a normal distribution, wet and dry climates can be represented and monitored using this index. An SPI value equal to zero means that the corresponding monthly precipitation represents 50% of the cumulative gamma distribution. SPI values ranging from -1 to $+1$ represent a normal amount (68%) of probability and values out of this range represent relevant deviations from the normal regime. Qualitatively, SPI values ranging from -2 to -1 (13.6% of cumulative probability) are associated with moderately dry and very dry episodes. Values exceeding -2 (2.3% of cumulative probability) are representative of extremely dry episodes (Table 1).

Because of its temporal versatility, the SPI can be calculated and analyzed using a specified time scale. For example, SPI-1 reflects the short-term conditions and its application can be related to, for example, soil moisture; SPI-3 provides information on short- and medium-term moisture conditions and seasonal estimates of precipitation; SPI-6 or SPI-9 characterizes medium-term trends in precipitation and is considered to be more sensitive to moisture conditions than the Palmer index at these time

scales. It may also be associated with anomalous streamflow and reservoir levels. Droughts usually take a season or more to develop, so SPI-12 is used to reflect the long-term precipitation patterns related to volumes of rivers or reservoir levels. For the present study, SPI-24 months will be used to characterize persistent drought, capturing low-frequency climate variability associated with streamflow, reservoir levels, and groundwater levels at the longer time scales. The use of SPI-24 reduces the signals of year-to-year climate variability.

Analyses of precipitation or SPI for the twentieth century are fairly reliable since the Mexican Weather Service has digitized historical records of daily precipitation for more than 3000 stations. The number of reports for the early part of the twentieth century is relatively meager with 20–30 meteorological weather stations over Mexico. The number of stations increased to hundreds and even thousands after the 1930s and 1950s, respectively. For outside Mexico, monthly precipitation data was obtained from Global Historical Climatological Network (GHCN) version 2 (Peterson et al. 1998). The precipitation reports have been subjected to quality control by including a duplicate station check and spatial consistency (or “buddy”) check. In addition, the coherence in monthly precipitation among neighboring stations (within a radius of 20 km) is used as a data quality criterion. Reports of anomalously large monthly precipitation (above the 95th percentile) or weak monthly precipitation (below the 5th percentile) in a station should coincide with the occurrence of positive or negative anomalies in precipitation in at least one of the neighboring stations. Using climatological stations from Mexico, the United States, Central America, and the Caribbean, a gridded monthly precipitation dataset was developed using an objective analysis scheme of the Cressman type (Cressman 1959). This scheme is an interpolation method that corrects a first-guess precipitation field by a linear combination of residuals (corrections) between calculated and observed values. In the current analysis, the scheme begins with a first guess of gridded monthly precipitation data obtained from the Climate Research Unit (CRU) of the University of East Anglia (Mitchell and Jones 2005) for the period of 1901–2002. The background value at each grid point is then successively adjusted on the basis of nearby observations within the radius of influence (initial value is about 100 km) in a series of successive scans through the data, reducing this radius in order to increase precision. The monthly precipitation dataset covers the period 1901–2002 in a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ mesh and is available at the International Research Institute for Climate and Society (IRI) (<http://ingrid.ldeo.columbia.edu>). This dataset has been used in other studies of drought for Mexico and

North America (Mendez-Perez and Magaña 2007; Seager et al. 2009).

In this study, the PDO is defined as the first empirical orthogonal function (EOF) of monthly SST anomalies in the North Pacific Ocean (20° – 65° N and 120° E– 100° W) (Mantua et al. 1997). Its time evolution or principal components correspond to the so-called PDO index, and it has been used to characterize the decadal variability of the Pacific Ocean. When the PDO index is positive, the north-central Pacific Ocean tends to be cooler, and the west coast of North America tends to be warmer than normal. The opposite is true when the PDO index is negative.

The AMO has been characterized following Enfield et al. (2001) by considering the first EOF of SST anomalies in the North Atlantic region (between 20° and 65° N and 100° W and 0°). Its spatial pattern is characterized by SST anomalies in the North Atlantic basin (see Fig. 1 from Enfield et al. 2001). The amplitude of AMO phase exhibits a decadal time scale that modulates interannual variations of climate in the United States and other regions of the world (Sutton and Hodson 2005). Time series of AMO and PDO for the twentieth century (1903–2002) are available at the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Diagnostics Center (CDC) Web site. The analysis of dry periods during nineteenth century in Mexico were determined by means of *proxy* climatic reconstructions of PDO (Biondi et al. 2001) based on tree-ring chronologies of Southern and Baja California, and these show decadal-scale variability back to A.D. 1661. Additionally, tree-ring-based reconstructions of the AMO index (Gray et al. 2004) were used.

In the present study the dynamical processes that result in precipitation anomalies in Mexico for the second half of the twentieth century are examined through the use of tropospheric wind data from the National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) reanalysis (Kalnay et al. 1996) for the period 1948–2002. Specifically, EW activity is analyzed in the IAS region through the estimate of high-frequency (3–9 days) variance of the meridional wind at 700 hPa (Diedhiou et al. 1999) from June through September in the central Caribbean Sea (17.5° N and 70° W). Finally, the Caribbean low-level jet (CLLJ) intensity is defined by averaging the 925-hPa zonal wind anomalies multiplied by -1 over the region 12.5° – 17.5° N and 80° – 70° W (Wang 2007).

3. Persistent droughts in Mexico during the twentieth century

An analysis of annual precipitation anomalies, for the last century (1903–2002) shows that frequently, dry (wet)

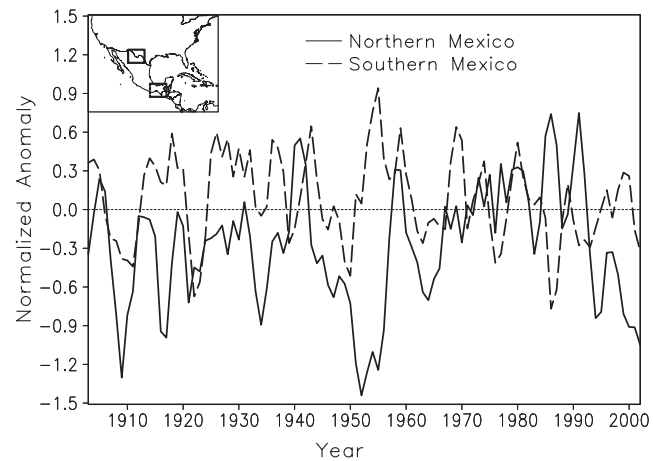


FIG. 2. Normalized annual precipitation anomalies (zero line is the 1961–90 mean) in northern Mexico, Chihuahua (solid line), and southern Mexico, Chiapas (dashed line). The anomalies are derived from the developed gridded dataset (see text) using area-weighted averaging.

periods in northern Mexico (e.g., Chihuahua) correspond to wet (dry) periods in southern Mexico (e.g., Chiapas) (Fig. 2). This out-of-phase relationship is also observed in previous prolonged drought periods (Fig. 1), where northern Mexico precipitation anomalies are out-of-phase with those in Central America.

The twentieth century provides clear examples of intense droughts in northern Mexico during the 1930s, 1950s, and the late 1990s (Fig. 3). There was also an intense and prolonged drought in the late 1910s (not shown) that extended over most of Mexico and Texas, but only a few stations recorded data at that time, making it impossible to reliably document its spatial structure across North America. The signal of such intense drought may be observed in the precipitation anomaly in Chihuahua (Fig. 2). The Dust Bowl drought in the 1930s (1934–39) has probably been the most extensively documented dry event because of the severe impacts it had across North America (Schubert et al. 2004a; Cook et al. 2008). During this period, several more precipitation reports are available for Mexico and the SPI-24 spatial pattern is more reliable. It is observed that, during the summer months, the Dust Bowl drought affected parts of northwestern Mexico, near the U.S. border (Fig. 3a). During the same period, significant positive precipitation anomalies ($\text{SPI-24} > 1.5$) occurred over most of Mesoamerica and parts of the Caribbean, showing the characteristic north–south seesaw pattern of drought in this region.

The 1950s drought (1953–57) corresponds to the most severe event of this type in the recent history of the United States (Seager et al. 2005) and Mexico (Seager et al. 2009). A broad area of precipitation deficit

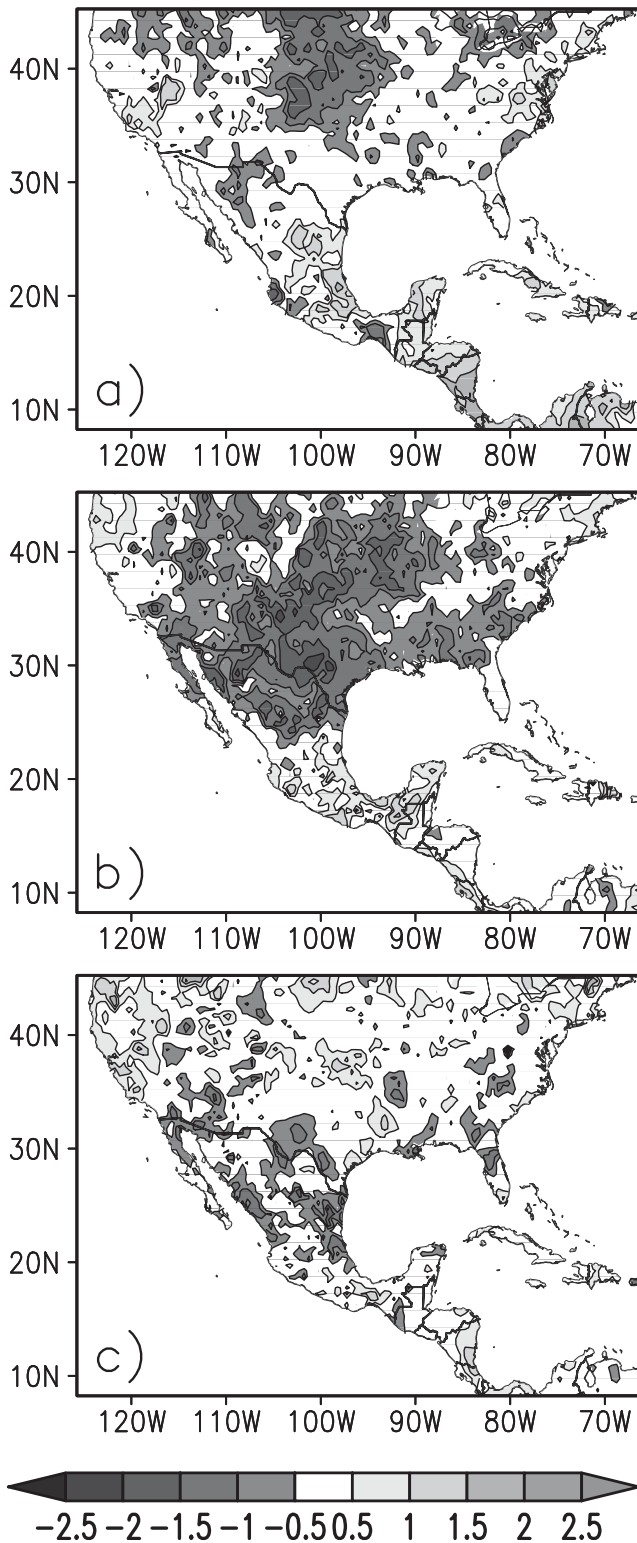


FIG. 3. SPI-24 for NH summer during the (a) 1930s (1934–39), (b) 1950s (1953–57), and (c) 1990s (1996–2002).

(SPI-24 < -2), extending from the U.S. Midwest through northern Mexico, including the Baja Peninsula, is observed (Fig. 3b). During this period a positive precipitation anomaly (SPI-24 > 1) is observed over southern

Mexico, the Greater Antilles, and Central America, except over a small part of Honduras. This drought pattern extends well across a large portion of North America, including parts of southeastern United States.

The most recent persistent drought in North America occurred during the second half of the 1990s (1996–2002), extending over most of northern Mexico and parts of Texas, affecting some of the most important river basins shared by Mexico and the United States (Fig. 3c). The negative precipitation anomaly (SPI-24 < -1) affected only some parts of the southern United States but most of northern Mexico. As in previous cases, during this episode, positive SPI-24 values are observed in the Caribbean and Mesoamerica regions, except over parts of the Yucatan Peninsula and Guatemala. The impact of this drought episode was concentrated mainly between the northern states of Mexico and parts of Texas and Arizona, where water transfers from the Conchos River from Mexico are expected in the United States. There seems to be a well-defined dry–wet transition region around 20°N.

As part of climate variability a dry episode is followed by a wet period (SPI-24 > 1). The relatively wet episodes in northern Mexico (Fig. 4) contrast with negative precipitation anomalies over Mesoamerica and the Caribbean region as during the 1940s (1941–43) (Fig. 4a), the 1970s (1972–79) (Fig. 4b), and the 1980s (1985–88) (Fig. 4c), reflecting the characteristic seesaw pattern associated with very low-frequency (decadal) precipitation variability in North America. At times, these episodes also show a negative precipitation anomaly in the eastern part of the United States (1940s and 1980s), exhibiting a zonal contrast in the SPI-24 pattern. As in the previous case of droughts in northern Mexico, the transition zone between wet and dry is roughly around 20°N.

The north–south dipole of low-frequency variability of summer precipitation is more clearly visible in the first two EOFs of the seasonal (June–September) SPI-24 for North America, Mesoamerica, and the Caribbean region (8.25°–45.25°N and 66.25°–125.75°W). The leading mode (first EOF) of SPI-24 has opposite signs loading patterns over the United States–northern Mexico and Mesoamerica–Caribbean regions, displaying a well-defined seesaw spatial structure (Fig. 5a), with a transition zone between negative and positive anomalies around 20°N. This mode explains approximately 15% of the total variance. The spatial pattern of the second EOF (Fig. 5b) corresponds to a contrasting SPI-24 structure between northern Mexico–southern United States and the eastern part of the United States, as well as between the Caribbean and western Mesoamerica. This mode explains around 8% of the total variance and provides a contrasting zonal structure that may be considered

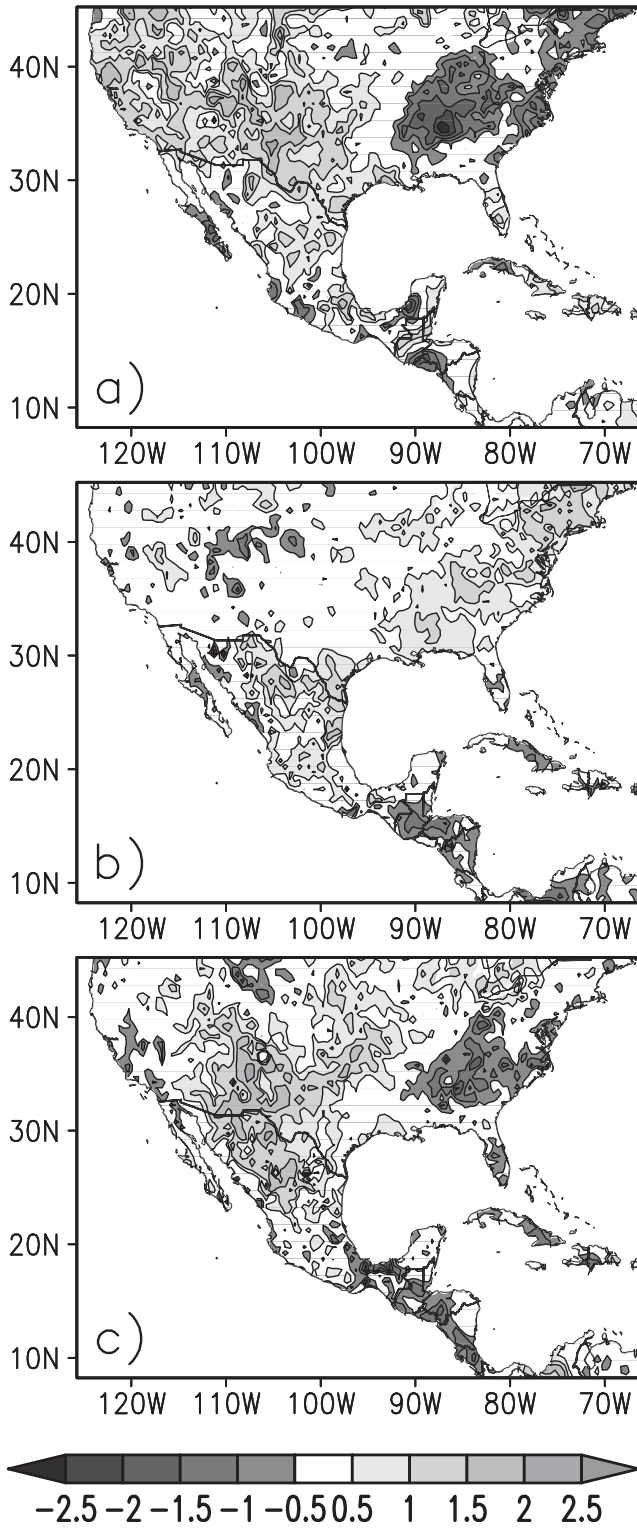


FIG. 4. As in Fig. 3, but for the (a) 1940s (1941–44), (b) 1970s (1972–79), and (c) 1980s (1985–88).

a quadrupole. Characteristic spatial structures of drought, either in the north or south, vary from one episode to another. The broad spatial structure of each individual observed drought may be reconstructed by a linear

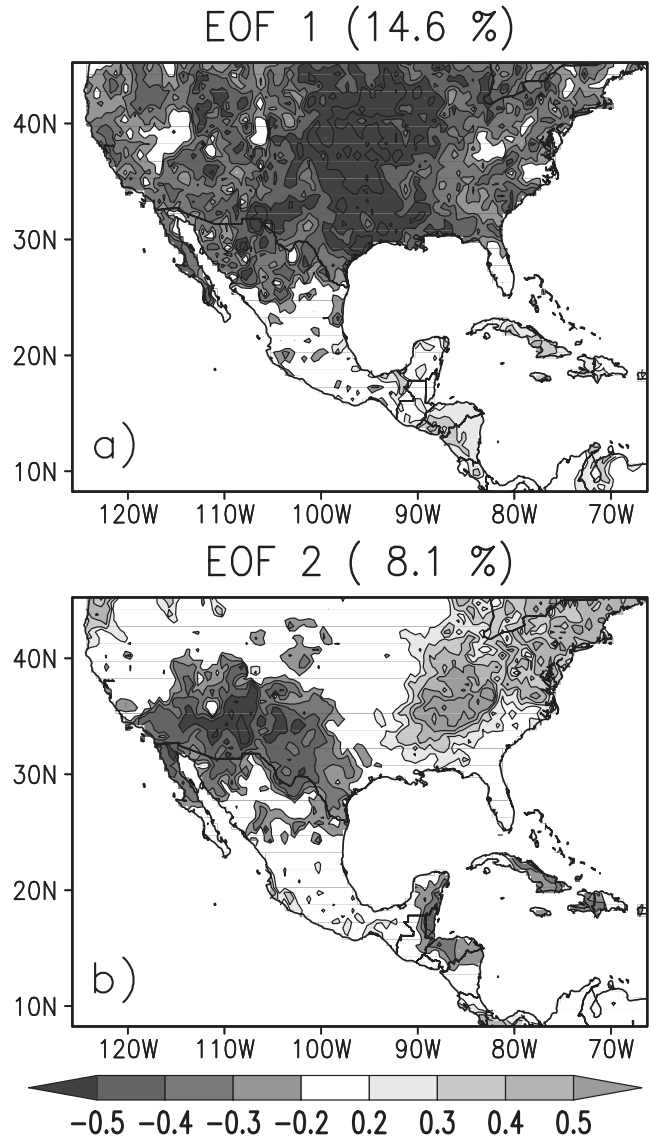


FIG. 5. (a) EOF1 and (b) EOF2 of SPI-24 during NH summer. The number in parentheses corresponds to the explained variance.

combination of EOF1 and EOF2, which shows the relative importance of each mode. The amplitude of EOF1 or EOF2 serves to characterize the magnitude of droughts at the regional level.

By looking at the principal components (PCs) for the period 1903–2002 (Figs. 6a,b), it is possible to reconstruct the dry or wet regional signal in SPI-24, in either northern or southern Mexico. The 1930s drought may be examined by looking at EOF1 in its positive phase, while EOF2 is in a transition from its negative phase to a slightly positive phase. Such condition corresponds to a positive precipitation anomaly along the U.S.–Mexico border that limits the extent of drought in the central and north-eastern United States. A closer look at the 1930s drought evolution indicates that EOF2 is negative but going to

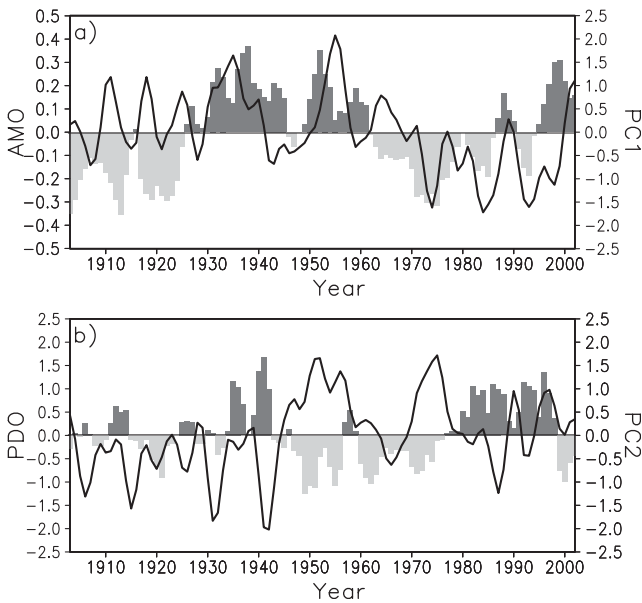


FIG. 6. (a) Principal components (solid lines) of EOF1 of SPI-24 and AMO (gray bars) and (b) EOF2 of SPI-24 (solid lines) and PDO indices (gray bars).

zero from 1933 through 1934. During this period, the SPI-24 anomaly extends across much of the upper half of the United States. After 1935, the drought concentrates in the central United States, extending down to Mexico. This corresponds to the period when the PC for EOF2 is around zero. The average pattern for SPI-24 mostly reflects the effect of EOF1. During this period, the Mesoamerica and Caribbean regions show a positive precipitation anomaly.

The 1950s severe drought pattern in Mexico corresponds to the combined effect of positive EOF1 and positive EOF2, whose signals maximize during the 1953–57 period. This results in an intense negative precipitation anomaly that extends all across the southern and Midwest United States as well as northern Mexico. The positive sign of EOF2 leads to positive SPI-24 anomalies over the northeastern United States and this tends to weaken the intensity of the 1950s drought over this region. The Mesoamerican region shows positive SPI-24 pattern that comes from a large loading of PC1.

During the 1990s drought, EOF2 is in its negative phase, which induces a positive drought anomaly in SPI-24 in northern Mexico. PC1 is in a transition from negative to positive phase along the U.S.–Mexico border by the end of the twentieth century that reinforces the intensity of drought. This may be observed in the large negative precipitation anomaly in Chihuahua around the year 2000.

Under a similar reasoning, the wet periods for northern Mexico may be examined. The 1940s period corresponds

to an intense negative phase of EOF2 and a relatively weak EOF1. Therefore, the spatial pattern of drought in this period resembles EOF2. The SPI-24 pattern during the 1970s shows a large negative PC1 and a large positive PC2 that combine to result in a positive SPI-24 over the eastern United States and northeastern Mexico. Over Mesoamerica, PC1 and PC2 combine to result in large negative precipitation anomalies. The 1980s SPI-24 pattern is a combination of a large negative PC1 and a large negative PC2 that clearly shows up as a negative precipitation anomaly over the eastern United States, Central America, and the Caribbean.

The combination of the first two EOFs of SPI-24 captures most of the regional characteristics of persistent droughts over the United States, Mexico, Central America, and the Caribbean. EOFs for SPI-24 are related to the low-frequency modes of the Atlantic and Pacific Oceans. For instance, PC1 of SPI-24 is positively correlated with the AMO, mainly after the 1920s when more reliable SPI-24 data are available (Fig. 6a). On the other hand, the PC2 of SPI-24 is negatively correlated with the PDO (Fig. 6b). This characteristic spatial structure in SPI-24, a result of persistent SST anomalies, may serve to explore the forcing mechanisms that teleconnect SST anomalies with regional precipitation over North America, Central America, and the Caribbean. The dynamical elements that teleconnect such persistent SST anomalies, such as those during AMO, have been mainly related to changes in quasi-stationary circulation anomalies (e.g., Hadley cell, low-level jet in the Gulf of Mexico). To examine precipitation anomalies over Mexico, it is also necessary to consider easterly wave activity over the IAS. Easterly waves interact with the Caribbean low-level jet and tropical cyclones—both of which have significant impacts on precipitation over Mexico. Since information on winds necessary to examine EW activity is only available from 1948, the subsequent analysis will be developed for droughts after this year.

4. Mechanisms that produce prolonged droughts in Mexico

Several studies of the physical mechanisms that result in prolonged droughts relate persistent climatic anomalies to anomalous SST. For the analysis of prolonged drought in Mexico, the teleconnection between the Pacific and Atlantic Oceans should be considered. Quasi-stationary circulations have been proposed to relate distant regions (Horel and Wallace 1981) to local effects. However, changes in mean circulations may be the result of transient activity (Trenberth and Mo 1985), whose accumulated impact for a prolonged time period results in

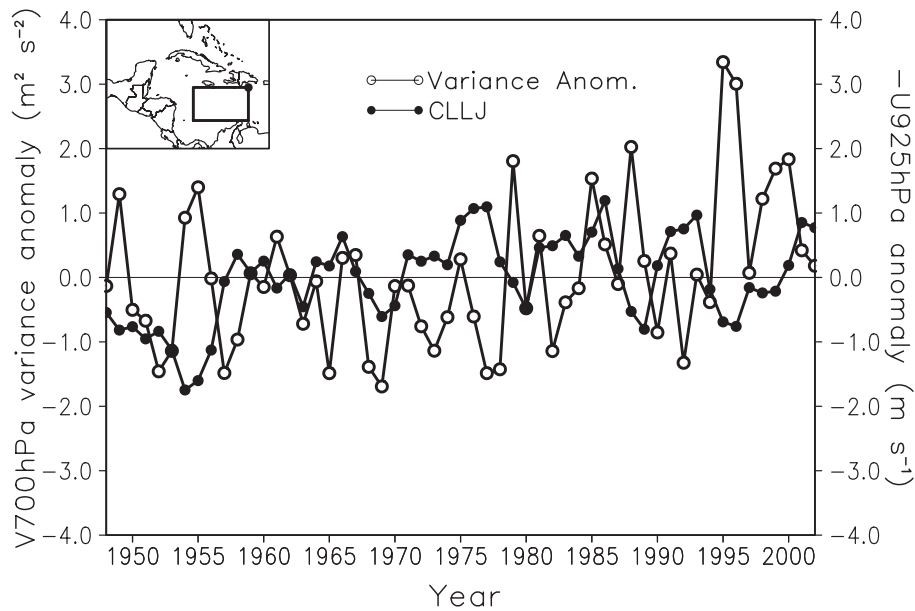


FIG. 7. Seasonal anomaly of variance of 3–9-day filtered meridional wind ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) at 700 hPa during the NH summer months at 17.5°N , 70°W (open circle) and anomaly of the mean seasonal magnitude of the Caribbean low-level jet (in m s^{-1}), averaged over the region $12.5^\circ\text{--}17.5^\circ\text{N}$, $80^\circ\text{--}70^\circ\text{W}$ (closed circle).

climatic anomalies. The contrasting precipitation anomalies between northern and southern Mexico could be related to a displacement of the meridional circulations such as the local Hadley cell that modulates subsidence and moisture convergence or divergence (Seager et al. 2009). This structure is generally associated with the mean position and extension of the eastern Pacific ITCZ (Waliser and Gautier 1993). Descending motion reduces precipitation and causes drought over northern or central Mexico and the southern United States (Mendez-Perez and Magaña 2007). However, there are regional elements, such as the zonal contrast in SPI-24 over northern Mexico, that characterize droughts in North America and these are related to the conditions in the Atlantic Ocean in general and the IAS in particular.

The positive phase of AMO explains most of the 1930s drought, by an intensified high pressure system over the North Atlantic that leads to a weakening of the low-level jet over the Gulf of Mexico and diminished moisture flux into the U.S. Midwest (Schubert et al. 2009). A warm IAS, during the positive phase of AMO, also favors tropical convective activity over the Caribbean that manifests as more easterly waves that travel across the Caribbean Sea, bringing much of the rain received during NH summer wet season (Ashby et al. 2005) and producing numerous storms over Mesoamerica. Furthermore, under favorable conditions, EWs may become tropical cyclones whose activity, modulated by AMO (Goldenberg et al. 2001), produces intense rains.

On the other hand, persistent El Niño (La Niña) conditions, during the positive (negative) phase of the PDO, results in prolonged dry (wet) conditions over Mesoamerica. El Niño is related to a stronger CLLJ (Amador 1998) and diminished EW activity (Salinas-Prieto 2006). EWs favor the occurrence of intense precipitation events over Mesoamerica. A decrease in EW activity results in negative precipitation anomalies over most of southern Mexico (Salinas-Prieto 2006). Therefore, EW activity may also be affected by PDO. EW activity may be estimated by averaging the 700-hPa meridional wind 3–9 days variance (Diedhiou et al. 1999) during summer in the central Caribbean Sea (17.5°N and 70°W). EW activity over the IAS is related to the intensity of the CLLJ. A strong CLLJ tends to inhibit EW development (Fig. 7). On the other hand, a relatively weak ($\sim 10 \text{ m s}^{-1}$) CLLJ tends to favor more EWs over the IAS and, consequently, more precipitation over the Caribbean and Mesoamerica. As shown in Fig. 7, during 1970s and 1980s drought in Central America, CLLJ was intense (positive CLLJ index) and this resulted in a reduction of EW activity (negative variance anomaly). In general, a strong (weak) CLLJ inhibits (allows) EW activity and this corresponds more (less) precipitation in southern Mexico and Central America. This is consistent with changes in barotropic instability of the CLLJ (Molinari et al. 1997). Enhanced tropical convection over Central America may in turn reinforce subsidence over northern Mexico and consequently favor drier conditions (MacDonald et al. 2008).

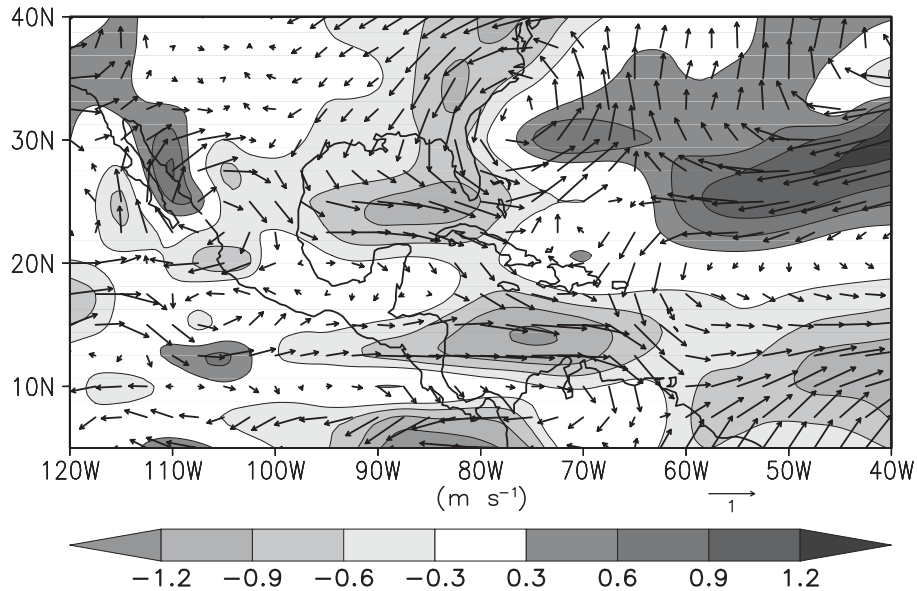


FIG. 8. The composites of 925-hPa winds during dry (1953–57, 1996–2002) minus wet (1972–79, 1985–88) summers. Shading corresponds to the magnitude (m s^{-1}) of the difference. The arrows correspond to 1 m s^{-1} .

There is also an EW guide around 20°N (Patricola et al. 2004) that may affect northern Mexico. The mean flow over the Gulf of Mexico may influence the passage of these systems at these latitudes. Ladwig and Stensrud (2009) suggest that tropical easterly waves north of 20°N produce precipitation over northwestern Mexico that extends to the west-central United States. An analysis of 925-hPa wind field difference between drought (1950s and 1990s) and wet periods (1970s and 1980s) in northern Mexico results in a reversed circulation in northeastern Mexico and the Gulf of Mexico (Fig. 8), less moisture flux in those regions, and a reduction of precipitation. In the Caribbean Sea, trade winds decelerate and this allows a greater EW activity, resulting in more precipitation in southern Mexico. However, weaker trade winds over the Gulf of Mexico may reduce the number of northern tropical EWs that reach northern Mexico, leading to drier conditions as well. Contrary to what happens over Caribbean Sea, a weaker easterly flow does not enhance EW activity, presumably because the flow at these latitudes is not barotropically unstable.

The CLLJ is a key dynamic feature of the IAS climate (Wang 2007). As a barotropically unstable circulation, it may trigger and/or amplify EWs and even TCs that may produce above-normal precipitation during the NH summer. The intensity of the CLLJ is related to ENSO and the PDO in such a way that a warm eastern Pacific strengthens the CLLJ (Amador 1998) and reduces EW formation (Salinas-Prieto 2006) as well as tropical convective activity over the Caribbean (south of 20°N)

(Magaña et al. 2003). Diminished precipitation over the Caribbean and Mesoamerica may result in a weaker local Hadley cell and less stable conditions over northern Mexico. A linear correlation between CLLJ intensity and SPI-24 for summer months (Fig. 9) shows that a strong (weak) CLLJ corresponds to positive (negative) precipitation anomalies in the northern Mexico and negative (positive) anomalies in the southern. In general, a strong (weak) CLLJ inhibits (allows) EW activity and consequently less (more) precipitation in southern Mexico. This shows that an intense CLLJ results in negative precipitation anomalies over Mesoamerica and positive anomalies over northern Mexico and the south-central United States, with a spatial structure that resembles EOF2. Therefore, intensity of the CLLJ is responsible for the relationship between the PDO and PC2 of SPI-24. Resuming, a strong (weak) CLLJ corresponds to negative (positive) precipitation anomalies in southern Mexico associated to less (more) EW activity.

The conditions in the tropical eastern Pacific and the tropical Atlantic together serve to explain the dynamics of the IAS circulations and the processes that result in dry and wet periods over the United States, Mexico, Central America, and the Caribbean. Moisture flux into the U.S. Midwest appears to be controlled to a large extent by the conditions in the Atlantic, as reflected by the first EOF of SPI-24 and AMO. On the other hand, the PDO relates to the EOF2 of SPI-24. If the PDO is in its positive phase and the Atlantic is in its negative phase, as during the 1980s, the conditions for a rainy northern Mexico exist, but with a dry Mesoamerica and

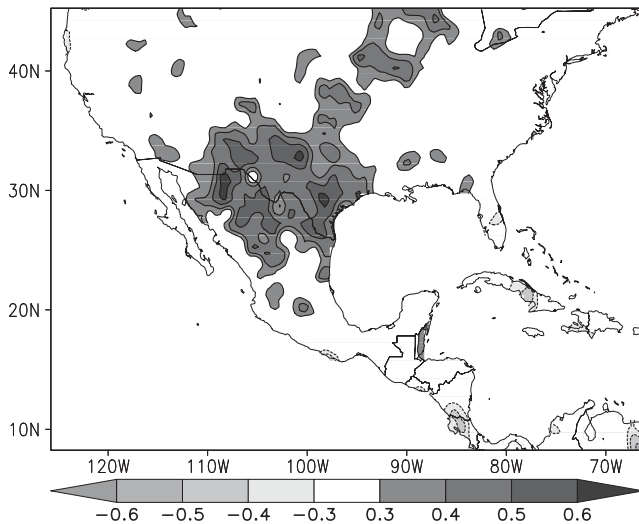


FIG. 9. One-point correlation between CLLJ intensity (averaged over the region 12.5°–17.5°N, 80°–70°W) and SPI-24 during NH summer.

Caribbean. Combinations of a positive or negative AMO and PDO may explain the spatial structure of very low (decadal) regional climate variability over Mexico, depending on the intensity of the anomaly in each ocean. As proposed by McCabe et al. (2004), the drought events in North America may be explained in terms of PDO and AMO. In the case of Mexico, this is summarized as in Table 2.

Drought variability during the nineteenth century over Mexico

The relationships between AMO, PDO, and regional prolonged droughts in Mexico may be used to examine droughts during the nineteenth century, that is, with this period serving as an independent sample. Since direct measurements of precipitation do not exist for most of this period, the reconstruction of drought episodes in various regions of Mexico has been done based on historical documents. According to Contreras-Servín (2005), the most severe droughts in northern central Mexico occurred during 1808–11, 1868, 1877, 1884–85, and 1892–96, with the latter being considered the most severe. On the other hand, the first two decades of the twentieth century correspond to dry conditions over southern Mexico (Mendoza et al. 2007). Reconstructions of the AMO and the PDO show that, during the early part of the nineteenth century, an intense negative phase of the AMO occurred in conjunction with frequent episodes of positive PDO. This combination of AMO and PDO should correspond to dry conditions in Mesoamerica and, most probably, the Caribbean. Most droughts for the second half of the nineteenth century

TABLE 2. Sign of the PDO and AMO indices that lead to regional droughts in Mexico.

	Drought northern Mexico	Drought central-southern Mexico
PDO	–	+
AMO	+	–

may be associated with positive PDO periods and relatively weak AMO anomalies. For instance, the 1890s corresponded to a major drought over most of Mexico under the positive phase of the PDO (Fig. 10). The spatial pattern of the late 1910s drought in Mexico corresponds with large negative precipitation anomalies over central and southern Mexico, reflecting a positive PDO phase that combines with negative AMO conditions.

Given the relationship between the tropical oceans, low-frequency variability, and precipitation anomalies in Mexico, it is possible to extrapolate AMO and PDO for the coming decades and have an estimate of the future conditions of persistent drought at the regional level. The National Aeronautics and Space Administration's (NASA) Earth Observatory News announced the PDO has entered a negative phase, which, under persistent positive AMO conditions, may result once again in a significant drought over northern Mexico.

5. Summary and conclusions

The severe negative impact of prolonged droughts in Mexico motivates us to examine the elements that modulate regional climate variability on decadal time scales. An analysis of persistent precipitation anomalies and prolonged droughts over Mexico during the last century

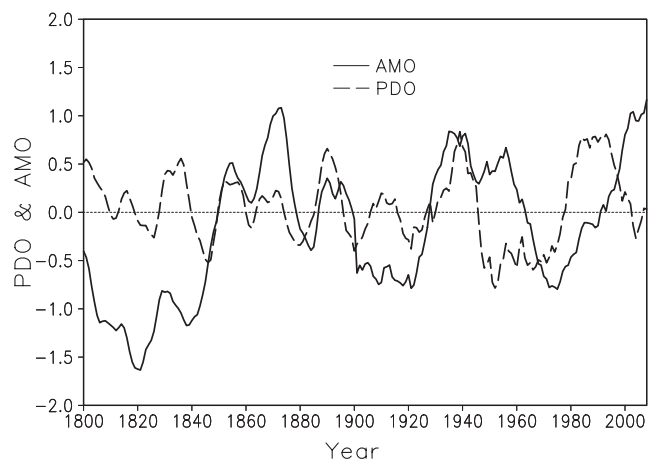


FIG. 10. AMO (solid line) and PDO (dashed line) indices (reconstructed for the 1800–1900 period and observed for the 1901–2008 period).

shows a dominant and contrasting spatial pattern between north and south. An EOF analysis of SPI-24 showed that EOF1 corresponds to this dominant seesaw structure, while the SPI-24 EOF2 shows there are contrasting zonal structures in precipitation anomalies like the ones between the midwestern and eastern United States or between northern Mesoamerica and the Yucatan Peninsula. This spatial characterization of persistent negative SPI-24 values provides insight into the regional dynamics of drought. EOF1 and EOF2 for SPI-24 are modulated by very low-frequency variability in the tropical oceans. EOF1 of SPI-24 relates to AMO, while EOF2 is associated with PDO. The combined effect of EOF1 and EOF2 of SPI-24 or PDO and AMO serve to reconstruct some of the regional patterns of droughts over Mexico, the southern United States, Central America and the Caribbean. The phase and amplitude of EOF1 and EOF2 of SPI-24 or AMO and PDO for the twentieth century has proven to be useful in examining the characteristics of drought even during the nineteenth century.

Low- (interannual) and very low- (decadal) frequency climate variability over the tropics is largely determined by high-frequency transient activity. In the case of Mexico, EWs interacting with the mean flow is crucial to understanding the cause of years of intense precipitation or drought at the regional level. From a preliminary analysis, it is shown that the intensity of the CLLJ and EW formation determine climate variability over the IAS and Mexico. Several additional analyses are necessary to determine threshold values for the CLLJ that inhibit or enhance EW activity and precipitation in Mexico. At present, we have explored the dynamics of droughts through the modulation of high-frequency transients by stationary circulations and vice versa. Attempts to project future intense droughts in Mexico will depend on projections of PDO and AMO. The behavior of these modes of climate variability will serve to construct regional climate change scenarios in the coming decades.

Acknowledgments. This work has been developed with the financial support of the National Autonomous University of Mexico under Grant PAPIIT-IN109707 and CONACYT-SEMARNAT 2002-C01-0278 Grant. The first author was supported by CONACYT under scholarship CONACYT 15801. The authors wish to thank Georgina Endfield, from University of Nottingham, for very valuable discussions within the Climate Change Network, and Dr. Siegfried Schubert for the invitation to participate in the U.S. CLIVAR Drought Working Group. The comments of anonymous reviewers and Robert Tomas, from NCAR, are highly appreciated.

REFERENCES

- Acuña-Soto, R., L. Calderon Romero, and J. H. Maguire, 2000: Large epidemics of hemorrhagic fevers in Mexico 1545–1815. *Amer. J. Trop. Med. Hyg.*, **62**, 733–739.
- , D. W. Stahle, M. K. Cleaveland, and M. D. Therrell, 2002: Megadrought and megadeath in 16th century Mexico. *Emerging Infect. Dis.*, **8**, 360–362.
- Amador, J. A., 1998: A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **5**, 1–13.
- Ashby, S. A., M. A. Taylor, and A. A. Chen, 2005: Statistical models for predicting Caribbean rainfall. *Theor. Appl. Climatol.*, **82**, 65–80.
- Biondi, F., A. Gershunov, and D. R. Cayan, 2001: North Pacific decadal climate variability since 1661. *J. Climate*, **14**, 5–10.
- Brito-Castillo, L., A. Leyva-Contreras, A. V. Douglas, and D. Lluch-Belda, 2002: Pacific Decadal Oscillation and the filled capacity of dams on the rivers of the Gulf of California continental watershed. *Atmósfera*, **15**, 121–136.
- Cavazos, T., and S. Hastenrath, 1990: Convection and rainfall over and their modulation by the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, **10**, 377–386.
- Contreras-Servín, C., 2005: Las sequías en México durante el siglo XIX. *Invest. Geogr.*, **56**, 118–133.
- Cook, B. I., R. L. Miller, and R. Seager, 2008: Dust and sea surface temperature forcing of the 1930's "Dust Bowl" drought. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L08710, doi:10.1029/2008GL033486.
- Cook, E. R., C. A. Woodhouse, C. M. Eakin, D. M. Meko, and D. W. Stahle, 2004: Long-term aridity changes in the western United States. *Science*, **306**, 1015–1018.
- , R. Seager, M. A. Cane, and D. W. Stahle, 2007: North American droughts: Reconstructions, causes and consequences. *Earth Sci. Rev.*, **81**, 93–134.
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367–374.
- Culbert, T. P., Ed., 1973: *The Classic Maya Collapse*. University of New Mexico Press, 549 pp.
- Curtis, S., 2008: The Atlantic multidecadal oscillation and extreme daily precipitation over the US and Mexico during the hurricane season. *Climate Dyn.*, **30**, 343.
- Diaz, H. F., and V. Markgraf, Eds., 2000: *El Niño and the Southern Oscillation: Multi-Scale Variability and Global and Regional Impacts*. Cambridge University Press, 496 pp.
- , and R. S. Bradley, Eds., 2004: *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Kluwer Academic Publishers, 511 pp.
- Diedhiou, A., S. Janicot, A. Vitard, P. Felice, and H. Laurent, 1999: Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: Results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dyn.*, **15**, 795–882.
- Endfield, G. H., 2007: Climate and crisis in eighteenth century Mexico. *Medieval Hist. J.*, **10**, 99–125.
- , and I. Fernández-Tejedo, 2006: Decades of drought, years of hunger: Archival investigations of multiple year droughts in late colonial Chihuahua. *Climatic Change*, **75**, 391–419.
- , —, and S. L. O'Hara, 2004: Drought, and disputes, deluge and dearth: Climatic variability and human response in colonial Oaxaca, Mexico. *J. Hist. Geogr.*, **30**, 249–276.
- Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nunez, and P. J. Trimble, 2001: The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2077–2080.

- Englehart, P. J., and A. V. Douglas, 2002: Mexico's summer rainfall patterns: An analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmósfera*, **15**, 147–164.
- García, E., 2003: Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Invest. Geogr.*, **50**, 67–76.
- García-Acosta, V., J. M. Pérez-Zevallos, and A. Molina del Villar, 2003: *Épocas Prehispánica y Colonial (958–1822)*. Vol. I, *Desastres Agrícolas en México: Catálogo Histórico*, Fondo de Cultura Económica and CIESAS, 506 pp.
- Goldenberg, S. B., C. W. Landsea, A. M. Mestas-Nunez, and W. M. Gray, 2001: The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, **293**, 474–479.
- Gray, C., 1993: Regional meteorology and hurricanes. *Climate Change in the Intra-Americas Sea*, G. Maul, Ed., Eduard Arnold, 87–99.
- Gray, S. T., L. J. Graumlich, J. L. Betancourt, and G. T. Pederson, 2004: A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12205, doi:10.1029/2004GL019932.
- Heim, R. R., Jr., 2002: A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1149–1165.
- Higgins, W., and Coauthors, 2006: The NAME 2004 Field Campaign and Modeling Strategy. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 79–94.
- Hodell, D. A., J. H. Curtis, and M. Brenner, 1995: Possible role of climate in the collapse of the Classic Maya civilization. *Nature*, **375**, 391–394.
- , M. Brenner, and J. H. Curtis, 2007: Climate and cultural history of the northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. *Climatic Change*, **83**, 215–240.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981: Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813–829.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Keyantash, J., and J. A. Dracup, 2002: The quantification of drought: An analysis of drought indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1167–1180.
- Ladwig, W. C., and D. J. Stensrud, 2009: Relationship between tropical easterly waves and precipitation during the North American monsoon. *J. Climate*, **22**, 258–271.
- MacDonald, G. M., and Coauthors, 2008: Climate warming and 21st-century drought in southwestern North America. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, **89**, doi:10.1029/2008EO090003.
- Magaña, V., and C. Conde, 2003: Climate variability and climate change and their impacts on the freshwater resources in the border region: A case study for Sonora, México. *Climate and Water-Transboundary Challenges in the Americas*, H. F. Díaz and B. S. Morehouse, Eds., Kluwer Academic Publishers, 373–393.
- , J. L. Vázquez, J. L. Pérez, and J. B. Pérez, 2003: Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofis. Int.*, **42**, 313–330.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069–1079.
- McCabe, G. J., M. A. Palecki, and J. L. Betancourt, 2004: Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **101**, 4136–4141.
- McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. Preprints, *Eighth Conf. on Applied Climatology*, Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 179–184.
- Mendez-Perez, J. M., and V. Magaña, 2007: Meteorological drought episodes over Mexico region. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, **88** (Spring Meeting 2007), Abstract U41B-05.
- Mendoza, B., E. Jáuregui, R. Díaz-Sandoval, V. García-Acosta, V. Velasco, and G. Cordero, 2005: Historical droughts in central Mexico and their relation with El Niño. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 709–716.
- , V. Velasco, and E. Jáuregui, 2006: A study of historical droughts in southeastern Mexico. *J. Climate*, **19**, 2916–2934.
- , V. García-Acosta, V. Velasco, E. Jáuregui, and R. Díaz-Sandoval, 2007: Frequency and duration of historical droughts from the 16th to the 19th centuries in the Mexican Maya lands, Yucatan Peninsula. *Climatic Change*, **83**, 151–168.
- Mestas-Nuñez, A. M., C. Zhang, B. A. Albrecht, and D. B. Enfield, 2002: Warm season water vapor fluxes in the intra-Americas sea. *Proc. 27th Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop*, Fairfax, VA, NCEP and cosponsors.
- Metcalfe, S., and S. Davies, 2007: Deciphering recent climate change in central Mexican lake records. *Climatic Change*, **83**, 169–186.
- Mitchell, T. D., and P. D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25**, 693–712.
- Molinari, J., D. Knight, M. Dickinson, D. Vollaro, and S. Skubis, 1997: Potential vorticity, easterly waves, and eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2699–2708.
- Palmer, W. C., 1965: Meteorological drought. Research Paper 45, U.S. Department of Commerce Weather Bureau, Washington, DC, 58 pp.
- Patricola, C. M., E. K. Vizey, and K. H. Cook, 2004: Easterly waves in the tropical Atlantic: Climatology and variability. Preprints, *First Int. CLIVAR Science Conf.*, Baltimore, MD, Amer. Meteor. Soc., 4.10.
- Peterson, T. C., R. Vose, R. Schmoyer, and V. Razuvaev, 1998: Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data. *Int. J. Climatol.*, **18**, 1169–1179.
- Salinas-Prieto, J. A., 2006: Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe. Ph.D. dissertation, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias de la Atmósfera, 109 pp.
- Schubert, S. D., M. J. Suarez, P. J. Region, R. D. Koster, and J. T. Bacmeister, 2004a: Causes of long-term drought in the United States Great Plains. *J. Climate*, **17**, 485–503.
- , —, —, —, and —, 2004b: On the cause of the 1930s Dust Bowl. *Science*, **303**, 1855–1859.
- , and Coauthors, 2009: A U.S. CLIVAR project to assess and compare the responses of global climate models to drought-related SST forcing patterns: Overview and results. *J. Climate*, **22**, 5251–5272.
- Seager, R., Y. Kushnir, C. Herweijer, N. Naik, and J. Velez, 2005: Modeling of tropical forcing of persistent droughts and pluvials over western North America: 1856–2000. *J. Climate*, **18**, 4065–4088.
- , and Coauthors, 2009: Mexican drought: An observational, modeling and tree ring study of variability and climate change. *Atmósfera*, **22**, 1–31.
- Sutton, R. T., and L. R. Hodson, 2005: Atlantic forcing of North American and European summer climate. *Science*, **309**, 115–118.

- Therrell, M. D., D. W. Stahle, M. K. Cleaveland, and J. Villanueva-Diaz, 2002: Warm season tree growth and precipitation over Mexico. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4205, doi:10.1029/2001JD000851.
- , —, and R. Acuña-Soto, 2004: Aztec drought and the “curse of One Rabbit.” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 1263–1272.
- Trenberth, K. F., and K. Mo, 1985: Blocking in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 3–21.
- Villanueva-Diaz, J., D. W. Stahle, B. H. Luckman, J. Cerano-Paredes, M. D. Therrell, M. K. Cleaveland, and E. Cornejo-Oviedo, 2007: Winter-spring precipitation reconstructions from tree rings for northeast Mexico. *Climatic Change*, **83**, 117–131.
- Waliser, D. E., and C. Gautier, 1993: A satellite-derived climatology of the ITCZ. *J. Climate*, **6**, 2162–2174.
- Wang, C., 2007: Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate Dyn.*, **29**, 411–422.
- Wu, M. L. C., S. D. Schubert, M. J. Suarez, and N. E. Huang, 2009: An analysis of moisture fluxes into the Gulf of California. *J. Climate*, **22**, 2216–2239.

Referencias bibliográficas

Acuña Soto, D.W. Stahle, M. K. Clevealand, M. D. Terrell, 2002: Megadrought and megadeath in 16th century Mexico. *Emerging Infectious Diseases* 8(4):360-362.

Amador J. A., 1998: A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top Meteor Oceanogr* 5(2):1-13.

Beven, J.L., L.A. Avila, E.S. Blake, D.P. Brown, J.L. Franklin, R.D. Knabb, R.J. Pasch, J.R. Rhome, and S.R. Stewart, 2008: Atlantic Hurricane Season of 2005. *Monthly Weather Review* (136),3:1109-1173.

Biondi, F., A. Gershunov, and D.R. Cayan, 2001: North Pacific decadal climate variability since AD 1661, *Journal of Climate*, 14 (1), 5-10.

Bordi, I., S. Frigio, P. Parenti, A. Speranza, and A. Sutera, 2001: The analysis of the Standardized Precipitation Index in the Mediterranean area: large-scale patterns. *Annali Di Geofisica*, 44, 965-978.

Bordi I., K. Fraedrich, M. Petitta and A. Sutera, 2006: Large-scale assessment of drought variability based on NCEP/NCAR and ERA-40 re-analyses. *Water Resources Management*, 20, 899-915.

Bosilovich, M. G. and S. D. Schubert, 2002: Water vapor tracers as diagnostics of the regional hydrologic cycle, *Journal of Hydrometeorology*, 3, 149-165.

Bove, M. C. and J. J. O'Brien, 2000: PDO modifications of US ENSO climate impacts. COAPS Tech. Rep. 2000-03. The Florida State University, 103pp.

Brito Luis, A. Leyva C., A.V. Douglas and D. Lluch B., 2002: Pacific Decadal Oscillation and the filled capacity of dams on the rivers of the Gulf of California continental watershed. *Atmósfera*, 15, 2, 121-136.

Buchanan-Smith, M. and S. Davies, 1995: Famine Early Warning and Response - The Missing Link. Intermediate Technology Publications, London. 228pp.

Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29 77-90.

Cavazos, T. and S. Hastenrath, 1990: Convection and rainfall over and their modulation by the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 10, 377-386.

Contreras Servín, Carlos, 2005: Las sequías en México durante el siglo XIX. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM ISSN 0188-4611, Núm. 56, 2005, pp. 118-133.

Cook E. R., C. A. Woodhouse, C. M. Eakin, D. M. Meko, and D. W. Stahle, 2004: Long-Term Aridity Changes in the Western United States. *Science* 306, 1015-1018.

Cook, E.R., R. Seager, M.A. Cane and D.W. Stahle, 2007: North American

Drought: Reconstructions, Causes, and Consequences. *Earth Science Reviews*, 81, 93–134.

Cook, B.I., R.L. Miller and R. Seager, 2008: Dust and sea surface temperature forcing of the 1930's 'Dust Bowl' drought. *Geophysics Research Letters*, 35, L08710.

Cressman G., 1959: An operational objective system. *Monthly Weather Review*, 87, 367–374.

Curtis Scott, 2008: The Atlantic multidecadal oscillation and extreme daily precipitation over the US and Mexico during the hurricane season. *Climate Dynamics* 30(4): 343.

Dai, A., K. E. Trenberth, and T. Qian, 2004: A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 1117–1130.

De Maria M. and J. Kaplan, 1994: Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones. *Journal of Climate*, 7, 1325–1334.

Dickinson, R.E., 1992: Chapter 5: Land use. In *Climate System Modeling*. Edited by K. Trenberth. New York: Cambridge University Press. 149–172.

Diedhiou A., S. Janicot, A. Viltard, P. De Felice, H. Laurent, 1999: Easterly waves regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate. Dynamics*, 15, 795–822.

Douglas, A., 1996: Mexican temperature, precipitation and drought database. Asheville, NC: National Climate Data Center.

Douglas, Michael W., R. A. Maddox, K. Howard, S. Reyes, 1993: The Mexican Monsoon. *Journal of Climate*. 6, 8, 1665–1678.

Endfield, G.H. and I. Fernandez-Tejedo, 2006: Decades of drought, years of hunger: archival investigations of multiple year droughts in late colonial Chihuahua. *Climatic Change*, 75(4), 391–419.

Enfield, D. B., A. M. Mestas-Núñez, and P. J. Trimble, 2001: The Atlantic Multidecadal Oscillation and its Relation to Rainfall and River Flows in the Continental U.S., *Geophysics Research Letters*, 28(10), 2077–2080.

Escalante Sandoval, Carlos y Reyes Chávez, Lilia, 2004: Análisis de Sequías. México, UNAM, Facultad de Ingeniería, 2 Volúmenes. 1110pp.

Florescano Enrique, 2000: Breve historia de la sequía en México. Universidad Veracruzana. 2a. edición: Consejo Nacional para la Cultura y las Artes. 252 pp.

Frank, N. L., 1976: Atlantic tropical systems of 1975. *Monthly Weather Review*, 104, 466–474.

Fukuoka A., 1951: A Study of 10-day Forecast (A Synthetic Report), Vol. XXII. The Geophysical Magazine: Tokyo; 177–218.

Galván Ortíz, Luis Manuel, 2007: Aplicación del Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) en la detección de sequías históricas en México (1920-2000). Tesis de licenciatura en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM, México.

García, Enriqueta, 2003: Distribución de la precipitación en la República Mexicana. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía. UNAM No. 50, 2003, 67–76.

García, E. y M. E. Hernández, 1988: Anomalías de la precipitación en la República Mexicana de 1921 a 1980. *Revista de Geografía* 2 (3), INEGI, México, 1–24.

García–Acosta V., J. M. Pérez–Zevallos, y A. Molina del Villar, 2003: Desastres agrícolas en México. Catálogo histórico. Tomo I: Épocas prehispánica y colonial (958–1822). Fondo de Cultura Económica – CIESAS, México, 506 pp.

Giddings, M. Soto E. 2005: Standarized Precipitation Index Zones for Mexico. *Atmósfera*. 18, 33–56

Gill, Richardson B., 2008: Las Grandes Sequías Mayas. Agua, Vida Y Muerte. Fondo de Cultura Económica. México, 562 pp.

Goldenberg, Stanley B., C. W. Landsea, A. M. Mestas–Nuñez, and W. M. Gray, 2001: The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications. *Science*, 293: 474–479.

Gray, S. T., L. J. Graumlich, J. L. Betancourt, and G. T. Pederson, 2004: A tree–ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D., *Geophysics Research Letters*, 31.

Guttman Nathaniel, 1998: Comparing the Palmer Drought Severity Index and the Standardized Precipitation Index. *Journal of the American Water Resources Association*, 34, 113–121.

Hannachi, A., Jolliffe, I.T., Stephenson, D.B., 2007: Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. *International Journal of Climatology*, 27 (9), 1119–1152.

Heim, Jr., R., 2002: A review of Twentieth-Century drought indices used in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 1149–1165.

Held, I.M. and B.J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19(14), 3354–3360.

Higgins, R.W., Y. Chen, y A.V. Douglas, 1999: Interannual variability of the North American warm season precipitation regime. *Journal of Climate*, 12, 653–680.

Hodell, D.A., M. Brenner, and J. H. Curtis, 2007: Climate and cultural history of the Northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. *Climatic Change* 83: 215–240.

Hodges, K.I, 1995: Feature Tracking on the Unit Sphere. *Monthly Weather Re-*

view, V123, 3458–3465.

Hodges, K.I, 1996: Spherical Nonparameteric Estimators Applied to the UGAMP Model Integration for AMIP. *Monthly Weather Review*, V124, 2914–2932.

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

Horell, J.D. and J. M. Wallace, 1981: Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, 813–829.

Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38, 1179–1196.

IPCC, 2007: Climate Change 2007, The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 pp.

Jáuregui, E., 1967: Las ondas del este y los ciclones tropicales en México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 21(3):197-208

Jáuregui, E., 1989: Los huracanes prefieren a México. *Información Científica y Tecnológica*, 11, 155pp, México, CONACyT.

Jáuregui, E., 2003a: Algunos conceptos modernos sobre la circulación general de la atmósfera. *Investigaciones Geográficas*. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 50:121-143

Jáuregui, E., 2003b: Climatology of landfalling hurricanes and tropical storms in Mexico. *Atmósfera*, 16(4):193-204

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437–472.

Karnauskas, K. B., A. Ruiz-Barradas, S. Nigam, and A. J. Busalacchi, 2008: North American Droughts in ERA-40 Global and NCEP North American Regional Reanalyses: A Palmer Drought Severity Index Perspective. *Journal of Climate*, 21:10, 2102–2123.

Keyantash, J. and J.A. Dracup, 2002: The Quantification of Drought: An Analysis of Drought Indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83 (8), 1167–1180.

Koster, Randal D., Max J. Suarez, Mark Heiser, 2000: Variance and Predictability

of Precipitation at Seasonal-to-Interannual Timescales. *Journal of Hydrometeorology*: 1, 1, 26–46.

Krishnamurti, T.N. and L. Bounoua, 1996: An Introduction to Numerical Weather Prediction Techniques. Boca Raton FL USA: CRC Press. 293pp.

Lorenz E.N. 1956: Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction. Technical report, Statistical Forecast Project Report 1, Dep. of Meteor, MIT: 49.

Lloyd–Hughes, B., and M. A. Saunders, 2002: A drought climatology for Europe. *International Journal of Climatology*, 22 (13), 1571–1592.

MacDonald, Glen, D. W. Stahle, J. Villanueva-Diaz, N. Beer, S. J. Busby, J. Cerano-Paredes, J. E. Cole, E. R. Cook, G. Endfield, G. Gutierrez-Garcia, B. Hall, V. Magana, D. M. Meko, M. Méndez-Pérez, J. Sauchyn, E. Watson, A. Woodhouse, 2008: Climate Warming and 21st–Century Drought in Southwestern North America. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 89(9).

Magaña Víctor (Editor), 1999: Los impactos de El Niño en México. Dirección General de Protección Civil-Secretaría de Gobernación, México.

Magaña Victor, J. Amador and S. Medina, 1999: The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*: 12, 6, 1577–1588.

Magaña, V., J.L. Vázquez, J.L. Pérez, and J.B. Pérez, 2003: Impact of el Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional* 42:313–330.

Magaña V. and C. Conde, 2003: Climate variability and climate change impacts on the freshwater resources for northwestern Mexico, Sonora: a case study climate, water and transboundary allenges in the Americas, Edited: Diaz, H. F. and B. J. Morehouse.

Magaña Rueda V., J. M. Méndez, R. Morales y C. Millán, 2004: Sección III: Impactos, vulnerabilidad y adaptación: Consecuencias presentes y futuras de la variabilidad y el cambio climático en México. Cambio Climático: Una visión desde México. Julia Martínez, Adrián Fernández y Patricia Osnaya (Compiladores). Instituto Nacional de Ecología. Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales. 525 pp.

Magaña, V. and T. Ambrizzi, 2005: Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters, *Atmósfera*, 18(4), 211–233.

Magaña, V., and E. Caetano, 2005: Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools, *Geophysics Research Letters*, 32.

Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, and R.C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069–1079.

McCabe, G.J. and M.D. Dettinger, 1999: Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States. *International Journal of Climatology*, 19: 1399–1410.

McCabe, G. J., M. A. Palecki, and J.L. Betancourt, 2004: Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101: 4136–4141.

McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology (pp. 179-184). Boston, MA: American Meteorological Society.

McKee, T. B., Doesken, N. J., and Kleist, J., 1995: Drought monitoring with multiple time scales. Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology. 233–236. Boston, MA: American Meteorological Society.

Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.C. Zhao, 2007: Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Méndez Pérez Juan Matías, 2003: Un Estudio de Eventos Hidrometeorológicos Extremos en la República Mexicana. Tesis de Maestría en Ciencias. UNAM. 55 pp.

Mendez-Perez, J.M. and V. Magaña, 2007: Meteorological drought episodes over Mexico region. American Geophysical Union. 2007 Joint Assembly. Fall Meeting. Acapulco, Mexico. May 22–25, 2007.

Mendoza, B., V. García-Acosta, V. Velasco, E. Jáuregui and R. Díaz-Sandoval, 2007: Frequency and duration of historical droughts from the 16th to the 19th centuries in the Mexican Maya lands, Yucatan Peninsula. *Climatic Change*, 83, 151–168

Mestas-Nuñez, A. M., C. Zhang, B. A. Albrecht, and D. B. Enfield, 2002: Warm Season Water Vapor Fluxes in the Intra–Americas Seas: 27th Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, Fairfax, VA, 21-25 October

Mitchell Timothy and P. D. Jones, 2005: An improved methods of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*. 25. 693–712.

Molinari, J., Knight, D., Dickinson, M., Vollaro, D., and Skubis, S., 1997: Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 125, 2699–2708.

Obukhov, A.M. 1947: Statistically homogeneous fields on a sphere. *Uspethi Matematicheskikh Nauk* 2: 196–198.

Obukhov, A.M. 1960: The statistically orthogonal expansion of empirical functions. *Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR. Geophysics Series (English Transl.)* 1: 288–291.

Palmer, W.C., 1965: Meteorological drought. Research Paper No. 45, U.S. Department of Commerce Weather Bureau, Washington, D.C.

Pasch R. J., Avila L. A., 1992: Atlantic tropical systems of 1991. *Monthly Weather Review*, 120, 2688–2696.

Pasch, R. J., L. A. Avila, and J.-G. Jiing, 1998: Atlantic tropical systems of 1994 and 1995: A comparison of a quiet season to a near-record-breaking one. *Monthly Weather Review*, 126, 1106–1123.

Patricola, C. M., E. K. Vizy, and K. H. Cook, 2004: Easterly waves in the tropical Atlantic: Climatology and variability. Reprints, First International CLIVAR Science Conference, Baltimore, MD. Am. Met. Soc., 4. 10.

Pavia E., F. Graef Z., and J. Reyes R., 2006: PDO-ENSO effects in the climate of Mexico. *Journal of Climate*. (19), 6433–6438.

Pavia, E., 2009: The relationship between Pacific decadal and Southern oscillations: Implications for the climate of northwestern Baja California. *Geofísica Internacional*. (48), 4, 385–389.

Peterson, T.C., R. Vose, R. Schmoyer, and V. Razuvaev, 1998: Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data. *International Journal of Climatology*, 18 (11), 1169–1179.

Redmond, Kelly. T., 2002: The depiction of drought: A commentary. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 1143–1147.

Reed, D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, 105, 317–333.

Sabloff, Jeremy A., 1995: Drought and decline. *Nature* 375, 357 (01 June 1995).

Salinas Prieto, José Antonio, 2006: Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe. Tesis de Doctorado (Doctorado en Ciencias de la Tierra)–UNAM, Centro de Ciencias de la Atmósfera. 109pp.

Schultz D.M., W.E. Bracken, L.F. Bosart, G.J. Hakim, M.A. Bedrick, M.J. Dickinson y K.R. Tyle, 1997: The 1993 superstorm cold surge: frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Monthly Weather Review*, 125. I. 5–39.

Seager, R., Y. Kushnir, C. Herweijer, N. Naik and J. Velez, 2005: Modeling of tropical forcing of persistent droughts and pluvials over western North America:

1856-2000. *Journal of Climate*, 18, (19), 4068–4091.

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

Seager, R., M. Ting, M. Davis, M.A. Cane, N. Naik, J. Nakamura, C. Li, E. Cook and D.W. Stahle, 2009: Mexican drought: An observational, modeling and tree ring study of variability and climate change, *Atmósfera*, 22, (1), 1-31.

Schubert S. D., M. J. Suarez, P. J. Region, R. D. Koster and J. T. Bacmeister, 2004: On the cause of the 1930s Dust Bowl. *Science* 303, 1855–1859.

Schubert S., D. Gutzler, H. Wang, A. Dai, T. Delworth, C. Deser, K. Findell, R. Fu, W. Higgins, M. Hoerling, B. Kirtman, R. Koster, A. Kumar, D. Legler, D. Lettenmaier, B. Lyon, V. Magana, K. Mo, S. Nigam, P. Pegion, A. Phillips, R. Pulwarty, D. Rind, A. Ruiz–Barradas, J. Schemm, R. Seager, R. Stewart, M. Suarez, J. Syktus, M. Ting, C. Wang, S. Weaver and N. Zeng, 2009: A U.S. CLIVAR Project to Assess and Compare the Responses of Global Climate Models to Drought-Related SST Forcing Patterns: Overview and Results. *Journal of Climate*, 22:19, 5251–5272.

Soulé, P. T., 1992: Spatial patterns of drought frequency and duration in the contiguous USA based on multiple drought event definitions. *International Journal of Climatology*, 12, 11–24.

Stahle D.W. and J. S. Dean, 2007: Tree ring evidence for North American climatic extremes and social disasters. *Dendroclimatology: Progress and Prospects. Developments in Paleocological Research*, Springer (in press).

Stensrud, D.J., R.L. Gall, and M. Nordquist, 1997: Surges over the Gulf of California during the Mexican monsoon. *Monthly Weather Review*, 125, 417–437.

Sutton, R. T.; Hodson, L. R., 2005: Atlantic forcing of North American and European summer climate. *Science* 309: 115–118

Therrell, M.D., D.W. Stahle, R. Acuna Soto, 2004: Aztec drought and the curse of One Rabbit. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85: 1263–1272.

Therrell, M. D. 2005: Tree rings and 'El Año del Hambre' in Mexico, 2005: *Dendrochronologia*, 22, (3), pp. 203–207.

Therrell, M.D., D.W. Stahle, M.K. Cleaveland, J. Villanueva-Diaz, E. Cornejo Oviedo, 2006: Tree-ring reconstructed maize yield in Central Mexico: 1474-2001. *Climatic Change* 74: 493–504.

Thom, H.C., 1958: A Note on the Gamma Distribution. *Monthly Weather Review*, 86, 117–122.

Trenberth, K.F., and K. Mo, 1985: Blocking in the Southern Hemisphere. *Monthly*

Weather Review, 113, 3–21.

Uribe Alcántara, Edgar Misael, 2000: Análisis de la Variabilidad de la Precipitación en Tamaulipas. Tesis de Licenciatura en Ingeniería Geofísica, UNAM, 44pp.

Uribe Alcántara, Edgar Misael, 2002: El inicio de la temporada de lluvias en la costa sudoeste de México: Relaciones para su diagnóstico y pronóstico. Tesis de Maestría en Ciencias (Física de la Atmósfera). UNAM, 69pp.

Vázquez Aguirre, Jorge Luis, 2000: Caracterización objetiva de los Nortes del Golfo de México y su variabilidad interanual. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana. 62pp.

Villanueva–Díaz, J. D. W. Stahle, B. H. Luckman, J. Cerano–Paredes, M. D. Therrell, M. K. Cleaveland, and E. Cornejo–Oviedo, 2007: Winter-spring precipitation reconstructions from tree rings for northeast Mexico. *Climatic Change*, 83, 117–131.

Waliser, D.E. And C. Gautier, 1993: A Satellite-Derived Climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6, 2162–2174.

Wang, C. 2007: Variability of the Caribbean Low-level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29, 411–422

Wilhite, Donald A. (ed.), 2005: Drought and Water Crises: Science, Technology, and Management Issues. CRC Press. 1st edition. Boca Raton, FL. 432pp.

Wilhite, D.A.; and M.H. Glantz, 1985: Understanding the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. *Water International* 10(3):111–120.

Wilks, D. S. 2005: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Volume 911, Second Edition (International Geophysics Series). Academic Press. 648pp.

Yetman, D, A. Burquez and Liverman, D.M., 2004 : The drought of the 1950s in northern Mexico. Betancourt J. (ed.). The Drought of the 1950s in the Southwest. University of New Mexico Press: Albuquerque, NM. In press.