



CENTRO DE INVESTIGACIONES  
BIOLOGICAS DEL NOROESTE, S.C.

---

Programa de Estudios de Posgrado

**VARIABILIDAD INTERANUAL DE LOS  
ESCURRIMIENTOS SUPERFICIALES EN LA  
VERTIENTE CONTINENTAL DEL GOLFO DE  
CALIFORNIA Y PATRONES DE CIRCULACIÓN  
ATMOSFÉRICA A 700 mb**

**T E S I S**

Que para obtener el grado de

**Doctor en Ciencias**

Uso, Manejo y Preservación de los Recursos  
Naturales  
(Orientación en Ecología)

p r e s e n t a

**Luis Brito Castillo**

La Paz, B.C.S. Abril del 2003

## ACTA DE REVISION DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B. C. S., siendo las 12:00 horas del día 17 del Mes de Marzo del 2003 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por la Dirección de Estudios de Posgrado del Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S. C., para revisar la Tesis de Grado titulada:

**"Variabilidad interanual de los escurrimientos superficiales en la vertiente continental del Golfo de California y patrones de circulación atmosférica a 700 mb"**

Presentada por el alumno:

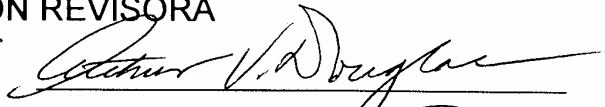
Luis Brito Castillo

Aspirante al Grado de DOCTOR EN CIENCIAS EN EL USO, MANEJO Y PRESERVACION DE LOS RECURSOS NATURALES CON ORIENTACION EN Ecología

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron su **APROBACION DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

### LA COMISION REVISORA

  
Dr. Daniel Luch Belda  
DIRECTOR DE TESIS

  
Dr. Arthur V. Douglas  
CO-TUTOR

  
Dr. Sergio Hernández Lázquez  
CO-TUTOR

  
Dr. Amando Leyva Contreras  
CO-TUTOR

  
Dr. Vladislav Arkadievich Shelutko  
CO-TUTOR

  
DRA. THELMA CASTELLANOS CERVANTES  
DIRECTORA DE ESTUDIOS DE POSGRADO

Tesis de Doctorado en Ciencias en  
Uso, Manejo y Preservación de los Recursos Naturales  
(Orientación Ecología)

**Luis Brito Castillo**

**Comité Tutorial**

Tutor principal: Dr. Daniel Lluch Belda  
CICIMAR, La Paz, B.C.S.

Co-tutor: Dr. Arthur V. Douglas  
Creighton University, Omaha NE, USA

Co-tutor: Dr. Amando Leyva-Contreras  
UNAM, Instituto de Geofísica, México, D.F.

Co-tutor: Dr. Sergio Hernández Vázquez  
CIBNOR, S.C., La Paz, B.C.S.

Co-tutor: Dr. Vladislav A. Shelutko  
Universidad Hidrometeorológica de Rusia, San Petersburgo, Rusia

**Comité revisor de tesis:**

Dr. Daniel Lluch-Belda  
Dr. Arthur V. Douglas  
Dr. Amando Leyva-Contreras  
Dr. Vladislav A. Shelutko  
Dr. Sergio Hernández Vázquez

**Miembros del jurado de examen doctoral**

Dr. Daniel Lluch-Belda  
Dr. Arthur V. Douglas  
Dr. Amando Leyva-Contreras  
Dr. Vladislav A. Shelutko  
Dr. Sergio Hernández Vázquez

suplentes: Dra. Sara Díaz Castro, CIBNOR, S.C., La Paz, B.C.S. y  
Dr. Daniel Bernardo Lluch Cota, CIBNOR, S.C., La Paz, B.C.S.

**RESUMEN** de la tesis de **Luis Brito Castillo** presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **DOCTOR en CIENCIAS** en el Uso, Manejo y Preservación de los recursos naturales con orientación en **ECOLOGÍA**. La Paz, B.C.S., México, Marzo del 2003.

**VARIABILIDAD INTERANUAL DE LOS ESCURRIMIENTOS SUPERFICIALES EN LA VERTIENTE CONTINENTAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA Y PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA A 700 mb**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Daniel Lluch Belda  
Director de tesis

La asociación entre los escurrimientos superficiales de la vertiente continental del Golfo de California (VCGC) y los patrones de flujo atmosférico a 700 mb (AG700) ha sido poco estudiada. Nuestro objetivo fue estudiar y entender la relación entre las condiciones extremas de AG700 y los períodos secos y húmedos de la zona de estudio con base en datos colectados de gastos medios de agua y volúmenes de entrada a presas, de 15 estaciones hidrométricas y 19 embalses. Para lograr nuestro objetivo, se calcularon las condiciones promedio de AG700 asociadas a: condiciones húmedas (1) y secas (2); años con condiciones El Niño (3) y La Niña (4) y eventos recurrentes de abundancia y escasez (5). Los resultados obtenidos se compararon con datos de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). En el sistema de análisis se utiliza información de:

1. Gastos medios de agua (en el período 1936 a 1999)
2. Volúmenes de entrada a presas (1936 a 1999)
3. Lluvias mensuales (1921 a 1999)
4. Datos AG700 (1948 a 1999)
5. Datos PDO (1900 a 1999)
6. Series de anillos arbóreos (1386 a 1998)

Empleando el método de Funciones Empíricas Ortogonales, el análisis de los datos obtenidos permitió agrupar los puntos de observación en tres grandes regiones: Norte (cuenca del río Sonora), Centro (de la cuenca del río Papigochic a la cuenca del río Fuerte) y Sur (de la cuenca del río Elota a la cuenca del río San Pedro).

Como se muestra en el análisis de los datos, en las regiones que delimitamos, a 700 mb se manifiestan muy bien los patrones de circulación atmosférica estacionales que explican el origen, la dinámica, magnitud y relación de los períodos secos y húmedos. Nosotros corroboramos la correlación

(teleconexión) existente entre el balance hidrológico de las regiones Norte, Centro y Sur, PDO y la influencia de El Niño y La Niña sobre este balance. Los resultados obtenidos aportan información que debe considerarse en la creación de pronósticos del régimen hidrológico tanto estacionales como de largo plazo para el desarrollo del complejo agroindustrial de las regiones Norte, Centro y Sur.

Palabras clave: vertiente del Golfo de California; variabilidad interanual; gastos de agua.

## INTERANNUAL VARIABILITY OF STREAMFLOWS IN THE GULF OF CALIFORNIA CONTINENTAL WATERSHED AND 700 MB ATMOSPHERIC FLOW PATTERNS

### Summary

Correlation between streamflows of the Gulf of California continental watershed (GCCW) and the 700 mb atmospheric flow patterns (AG700) has been poorly studied. Our goal was to study and understand the relationship between extreme conditions of AG700 and dry/wet periods of the zone of study with base on collected monthly streamflow data and inflow to dams volumes from 15 gage stations and 19 reservoirs. To accomplish our goal, average atmospheric flow patterns related to: wet (1) and dry (2) conditions; years with El Niño (3) and La Niña (4) conditions; and recurrent events of dry and wet periods (5) were estimated. Obtained results were compared with data of the Pacific Decadal Oscillation (PDO). The system of analysis involved data from:

1. Streamflows (between 1936 and 1999 period)
2. Inflow volumes to dams (1936 to 1999)
3. Monthly rainfall totals (1921 to 1999)
4. AG700 data (1948 to 1999)
5. PDO data (1900 to 1999)
6. Tree-ring series (1386 to 1998)

Using the Empirical Orthogonal Function Analysis, data obtained allowed the clustering of observation points in three huge regions: Northern (rio Sonora basin); Central (from rio Papigochic basin to rio Fuerte basin); and southern (from rio Elota basin to rio San Pedro basin).

As it is shown in the analysis at the 700 mb geopotential heights, in the delimited by us regions, seasonal atmospheric circulation patterns that well explain the genesis, dynamic, magnitude and relationship of the wet and dry periods are well displayed. We corroborated the correlation (teleconnection) between the hydrologic balance of the Northern, Central and Southern regions, PDO and the effect on this balance of El Niño and La Niña events.

The results obtained provided useful information that should be considered in forecasting the seasonal and long-term hydrologic regime for the development of agriculture and industrial complex of the Northern, Central, and Southern regions.

keywords: Gulf of California watershed; interannual variability; streamflows

## DEDICATORIA

Dedico esta tesis a mi amada esposa y a nuestro bebito

**Laura Jiménez de Brito  
Jesús Brito Jiménez**

A mis padres:

Isaías Brito Guerrero(+) y Sara Castillo de Brito

A mis hermanos:

Ariel(+), Elizabeth, Irma(+), Luz María, Silvia, Margarita, Yolanda,  
Elías, Isaías, Sara y Yaneth.

A todos mis sobrinos



## AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a las siguientes instituciones y personas que me brindaron su apoyo para que pudiera realizar esta investigación: al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por haberme otorgado una beca crédito (118761) y recursos para realizar una estancia doctoral en San Petersburgo, Rusia; al Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S.C. (CIBNOR) y a su director, el Dr. Mario Martínez García, por haberme otorgado el apoyo y recursos necesarios para cumplir con los requerimientos que esta investigación exigió; a la Universidad de Creighton, Omaha NE, E.U.A, por haberme dado el apoyo financiero para realizar dos estancias dentro de las instalaciones del laboratorio de Ciencias Atmosféricas; a la Universidad Estatal Hidrometeorológica de Rusia, San Petersburgo, Federación Rusa, por haberme permitido trabajar durante una estancia en el laboratorio de Ecología hidrometeorológica; a la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme otorgado el apoyo financiero para realizar una estancia en el Instituto de Geofísica; al International Research Institute for Climate Prediction, Palisades, N.Y., E.U.A., por haberme dado la oportunidad de conocer sus instalaciones y colaborar con el Dr. Chester F. Ropelewski durante dos estancias; al Servicio Meteorológico Nacional y a la Comisión Nacional del Agua por haber otorgado generosamente mucha de la información empleada en esta investigación. Esta investigación también recibió recursos de los siguientes proyectos: AYCG-15, AYCG-13, GEA-22 del CIBNOR; 27964T y E130-1690/99 del CONACYT.

También quiero expresar mi profundo agradecimiento a mis maestros, miembros de mi comité tutorial de quienes a través de sus experiencias y de las incontables horas que les hice pasar con mis inquietudes y preguntas se tomaron su tiempo para orientarme y darme consejos, a los Drs. Daniel Lluch Belda, Arthur V. Douglas, Amando Leyva Contreras, Vladislav Arkadievich Shelutko y Sergio Hernández Vázquez.

A Phillip Englehart, Universidad de Creighton, por haberme otorgado generosamente muchos de los datos de lluvia empleados en esta investigación; A mis colegas y compañeros quienes con su humor, amistad y las muchas horas de discusión me ayudaron a corregir mis errores, a los Dres. Sara Díaz, César Salinas, Alberto Aragón, Daniel Lluch Cota, Salvador Lluch, Juana López, Bernardo Murillo, Juan Larrinaga, Juan Dworak, los biólogos, Edgar Alcántara, Jesús Bautista y Rufino Morales. Al Dr. Eduardo Sandoval Romero y a su esposa la Dra. María V. Pereboshikova, quienes me brindaron su apoyo incondicional durante mi estancia en San Petersburgo, Rusia.

A todo el equipo de la dirección de Posgrado del CIBNOR, quienes me orientaron y me indicaron los procedimientos correctos para concluir satisfactoriamente mi doctorado y de quien recibí fondos necesarios para reunir a mi comité tutorial, en particular a la Dra. Thelma Castellanos, Lic. Leticia González y Lic. Osvelia Ibarra.

# CONTENIDO

|  | <b>Página</b> |
|--|---------------|
| <b>Acta de revisión de tesis</b>   |               |
| <b>Resumen</b>   | i             |
| <b>Dedicatoria</b>   | iv            |
| <b>Agradecimientos</b>   | vi            |
| <b>Contenido</b>   | vii           |
| <b>Lista de Figuras</b>  | ix            |
| <b>Lista de Tablas</b>   | xiv           |
| <b>Prefacio</b>  | xv            |
| <b>Introducción</b>  |               |
| Planteamiento del problema   | 4             |
| <b>Capítulo I. Descripción de los datos</b>                                | 8             |
| 1.1. Series hidrométricas  | 8             |
| 1.2. Volúmenes de entrada a presas   | 9             |
| 1.3. Series de precipitación   | 10            |
| 1.4. Mapas compuestos de alturas geopotenciales                            | 13            |
| 1.5. Oscilación Decadal del Pacífico                                       | 13            |
| 1.6. Series dendrocronológicas   | 14            |
| <b>Capítulo II. Metodologías</b>   | 17            |
| 2.1. Variabilidad interanual e interdecadal                                | 17            |
| 2.2. Regionalización   | 17            |
| 2.3. Mapas compuestos de alturas geopotenciales                            | 19            |
| 2.4. Alargamiento de las series  | 24            |
| 2.4.1. Selección de predictores  | 24            |
| 2.4.2. Selección del modelo  | 24            |
| 2.4.3. Validación de la reconstrucción                                     | 26            |
| <b>Capítulo III. Resultados y discusión</b>                                | 27            |
| 3.1. Regionalización   | 27            |
| 3.2. Series regionales   | 29            |
| 3.3. Variabilidad interanual e interdecadal                                | 30            |
| 3.3.1. Verano  | 30            |
| 3.3.1.1. Región centro   | 30            |
| 3.3.1.2. Región sur  | 32            |
| 3.3.2. Invierno  | 33            |
| 3.3.2.1. Región centro   | 33            |
| 3.3.2.2. Región sur  | 34            |
| 3.4. Oscilación Decadal del Pacífico                                       | 35            |
| 3.5. Patrones de circulación atmosférica                                   | 36            |
| 3.5.1. Algunos conceptos básicos (lluvias frontales, corrientes de chorro) | 36            |
| 3.5.2. Condiciones húmedas y secas   | 39            |

## CONTENIDO (continuación)

|  | <b>Página</b> |
|--|---------------|
| 3.5.3. El Niño y La Niña   | 44            |
| 3.5.4. Eventos recurrentes   | 48            |
| 3.5.5. Condiciones oceánicas y atmosféricas del período<br>seco más reciente | 51            |
| 3.5.5.1. Verano  | 52            |
| 3.5.5.2. Invierno  | 53            |
| 3.6. Volúmenes de entrada a presas   | 54            |
| 3.6.1. Situación actual  | 54            |
| 3.6.2. Regionalización   | 55            |
| 3.6.3. Períodos húmedos y secos  | 60            |
| 3.6.3.1. Verano  | 62            |
| 3.6.3.2. Invierno  | 64            |
| 3.6.4. Teleconectividad con la Oscilación Decadal del<br>Pacífico            | 65            |
| 3.7. Reconstrucción  | 66            |
| 3.7.1. Alargamiento de las series  | 67            |
| 3.7.2. Discusión   | 73            |
| 3.7.2.1. Tendencias  | 73            |
| 3.7.2.2. Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico<br>(IPDO)              | 74            |
| <b>Discusión general</b>   | <b>79</b>     |
| <b>Conclusiones</b>  | <b>83</b>     |
| <b>Literatura citada</b>   | <b>84</b>     |
| <b>ANEXO (Artículos científicos)</b>   |               |

## LISTA DE FIGURAS

| <b>Figura</b> |   | <b>Página</b> |
|---------------|---|---------------|
| 1             | Vertiente continental del Golfo de California. Los triángulos muestran la ubicación de las estaciones hidrológicas, los círculos negros señalan la localización de las estaciones climatológicas, la línea discontinua separada por un punto marca el límite de la vertiente continental y los árboles pequeños muestran aproximadamente la ubicación de los sitios de recolección de muestras de anillos arbóreos.   | 2             |
| 2             | Valor porcentual de datos mensuales de 1920 a 1999 de: a) gastos de agua; b) volúmenes de entrada a presas y c) lluvia. Cada valor se estima para cada mes como la suma de las series que tienen dato en dicho mes dividido por el número total de series y multiplicando el resultado por 100. Si en un mes en particular todas las series tienen dato, el resultado es 100%.  | 10            |
| 3             | Ubicación de 19 presas construidas en los ríos de la vertiente continental del Golfo de California.   | 11            |
| 4             | Distribución espacial de los coeficientes de peso $a_i$ para los componentes F:1 y F:2 en la zona de estudio. Los coeficientes de peso se obtuvieron aplicando el método de Funciones Empíricas Ortogonales con rotación Varimax. El método se aplicó a 15 series de escurrimiento superficial durante el período de 1960 a 1990. El estudio se hizo independientemente para verano e invierno.   | 19            |
| 5             | Agrupación de las series hidrológicas en regiones y sus respectivas cuencas de captación correspondientes (áreas sombreadas, ver texto). Las series El Orégano(1), Choix(5), Bamícori(6), jaina(7), Santa Cruz(8), Refugio Salcido(13) y El Saltito(14) fueron consideradas como “no clasificadas”. El área “no clasificada” corresponde a las cuencas de los ríos Sonora muy al norte, en la porción más árida; Choix, Baroten, Sinaloa y San Lorenzo que son cuencas localizadas en la periferia de un grupo distinto; y Santiago Bayacora y Durango, corrientes de cuencas interiores. La precipitación total anual que cae sobre estas últimas cuencas es menor a 800 mm y por lo tanto son más áridas que las otras regiones hacia el sur. | 20            |

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

| <b>Figura</b> |   | <b>Página</b> |
|---------------|---|---------------|
| 6             | Series regionales de escurrimiento superficial (línea continua) y lluvia (línea punteada) de verano de la región centro. En la parte inferior se muestran las mismas series suavizadas mediante un filtro Hamming de orden 10; el sombreado que aparece en la serie de lluvia indica los períodos de interés para nuestro análisis. | 22            |
| 7             | Lo mismo que en la Figura 6, pero aquí, región sur.   | 22            |
| 8             | Series regionales de escurrimiento superficial (línea continua) y lluvia (línea punteada) de invierno, región centro. En la parte inferior se muestran las mismas series suavizadas mediante un filtro Hamming de orden 10; el sombreado que aparece en la serie de lluvia indica los períodos de interés para nuestro análisis.    | 23            |
| 9             | Lo mismo que en la Figura 8, pero aquí, región sur.   | 23            |
| 10            | Serie mensual de valores estandarizados del índice de la Oscilación Decadal del Pacífico de acuerdo con Zhang <i>et al.</i> (1997) y Mantua <i>et al.</i> (1997) y su serie suavizada mediante un filtro Hamming de orden 120.  | 36            |
| 11            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más húmedos de verano en la región centro.  | 39            |
| 12            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más húmedos de verano en la región sur.   | 40            |
| 13            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más secos de verano en la región centro.  | 41            |
| 14            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más secos de verano en la región sur.   | 41            |
| 15            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más húmedos de invierno en la región centro.  | 42            |
| 16            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más húmedos de invierno en la región sur.   | 43            |

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

| <b>Figura</b> |   | <b>Página</b> |
|---------------|---|---------------|
| 17            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más secos de invierno en la región centro.                                      | 43            |
| 18            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más secos de invierno en la región sur.   | 44            |
| 19            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de años con veranos secos y la misma señal de El Niño, en las regiones centro y sur.          | 45            |
| 20            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de años con inviernos húmedos y la misma señal de El Niño, en las regiones centro y sur.      | 45            |
| 21            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de años en veranos húmedos y la misma señal de La Niña en las regiones centro y sur.          | 47            |
| 22            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de años con inviernos secos y la misma señal de La Niña, en las regiones centro y sur.        | 47            |
| 23            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de la diferencia de un período húmedo menos un período seco de verano, en la región centro.   | 48            |
| 24            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de la diferencia de un período húmedo menos un período seco de verano, en la región sur.      | 49            |
| 25            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de la diferencia de un período húmedo menos un período seco de invierno, en la región centro. | 50            |
| 26            | Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de la diferencia de un período húmedo menos un período seco de invierno, en la región sur.    | 51            |
| 27            | (a) Patrones de flujo atmosférico promedio y (b) anomalías de temperatura superficial del mar, del período 1992 a 1998, seco de verano.           | 52            |

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

| <b>Figura</b> |   | <b>Página</b> |
|---------------|---|---------------|
| 28            | Patrones de flujo atmosférico promedio del período 1996 a 1998, seco de invierno.   | 53            |
| 29            | Variabilidad de los promedios diarios, de 1996 a 1999, del porcentaje de llenado de 19 presas localizadas en la vertiente continental del Golfo de California.  | 55            |
| 30            | Variabilidad de los promedios diarios del porcentaje de llenado de las presas Molinito y Abelardo L. Rodríguez de 1996 a 1999. Ambas presas se localizan en el río Sonora.  | 56            |
| 31            | Distribución espacial, en la zona de estudio, de los coeficientes de peso $a_i$ aplicando el método de Funciones Empíricas Ortogonales con rotación Varimax a 19 series de volúmenes de entrada a presas durante el período de 1958 a 1999. El estudio se hizo independientemente para verano e invierno. | 57            |
| 32            | Series regionales de verano de volúmenes de entrada a presas (línea continua) y lluvia (línea punteada) en la región sur. En la parte inferior se muestran las mismas series suavizadas mediante un filtro Hamming de orden 10.   | 59            |
| 33            | Lo mismo que en la Figura 32, pero aquí de invierno.  | 59            |
| 34            | Series regionales de verano de volúmenes de entrada a presas (línea continua) y lluvia (línea punteada) en la región centro. En la parte inferior se muestran las mismas series suavizadas mediante un filtro Hamming de orden 10.  | 60            |
| 35            | Lo mismo que en la Figura 34, pero aquí de invierno.  | 60            |
| 36            | Series regionales de escurrimiento superficial observada y reconstruida en la región centro de la vertiente continental del Golfo de California.  | 68            |
| 37            | Lo mismo que en Figura 36, sólo que aquí en la región sur.  | 68            |

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

| <b>Figura</b> |  | <b>Página</b> |
|---------------|--|---------------|
| 38            | Series regionales de caudal reconstruidas. a) región centro; b) región sur.  | 72            |
| 39            | Densidad espectral de Blackman y Tukey de la series regionales de caudal reconstruidas y del Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (IPDO). a) región centro; b) región sur; c) IPDO. Las líneas punteadas son las bandas de confianza al 95% y la línea cortada es la banda del ruido rojo (RN). El espectro se calculó mediante el software AnClim proporcionado por Petr Stepanek (2002). | 75            |
| 40            | Series filtradas de caudal regional (línea continua) y del IPDO (línea punteada) usando un filtro Hamming de orden 30 (Oppenheim et al., 1999). a) región centro; b) región sur.   | 77            |



## LISTA DE TABLAS

| <b>Tabla</b> |  | <b>Página</b> |
|--------------|--|---------------|
| 1            | Estaciones hidrológicas seleccionadas en el área de estudio. En la última columna se indica el año en que se terminó de construir la cortina de la presa.  | 8             |
| 2            | Información de 19 embalses localizados en los ríos de la vertiente continental del Golfo de California.  | 9             |
| 3            | Relación de estaciones climatológicas localizadas en la vertiente continental del Golfo de California.   | 12            |
| 4            | Características de las series dendrocronológicas colectadas en el área de estudio.   | 15            |
| 5            | (a) eigenvalores y proporción acumulada de la varianza explicada correspondiente a dos componentes principales F:1 y F:2 aplicando el método de Funciones Empíricas Ortogonales con rotación por el método Varimax para verano e invierno; (b) coeficientes de peso $a_i$ para cada componente. Los cálculos se hicieron considerando el período común de las series de 1960 a 1990. | 27            |
| 6            | (a) eigenvalores y proporción acumulada de la varianza explicada correspondiente a dos componentes principales F:1 y F:2 aplicando el método de Funciones Empíricas Ortogonales con rotación por el método Varimax para verano e invierno; (b) coeficientes de peso $a_i$ para cada componente. Los cálculos se hicieron considerando el período común de 19 series de 1958 a 1990.  | 56            |
| 7            | Resultados del análisis de regresión: (a) modelos óptimos de regresión; (b) promedio y desviación estándar de las series y (c) correlaciones entre las series.   | 70            |
| 8            | Correlaciones de Pearson entre las series de caudal regional reconstruida y del Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico. Todas las series fueron suavizadas con filtros Hamming de diferente orden. Los valores en negritas son estadísticamente significativos al 95% de confianza.  | 74            |

## PREFACIO

Los resultados de esta tesis se encuentran publicados, en prensa o aceptados en los siguientes artículos (ver anexo al final):

### ARTÍCULOS

Brito-Castillo L., A. Leyva-Contreras, and V. A. Shelutko, 1999. Determination of decadal climatic cycles in runoff fluctuation of a hydrologic unit. *Atmósfera* 12(1): 27-42.

Brito-Castillo L., A. Leyva-Contreras, A. V. Douglas, 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(2): 121-137.

Brito-Castillo L., S. Díaz-Castro; C. A. Salinas-Zavala, and A. V. Douglas. Reconstruction of long-term winter streamflow in the Gulf of California continental watershed. *J. of Hydrology* (2441), *status*: en prensa

Brito-Castillo L., A. V. Douglas, A. Leyva-Contreras, and D. Lluch-Belda. The effect of large-scale circulation on precipitation and streamflow in the Gulf of California continental watershed. *Int. J. of Climatology* (1567), *status*: Aceptado.

## INTRODUCCION

La vertiente continental del Golfo de California (VCGC) es un vasto territorio localizado en el noroeste de México entre los 113° y 104° LW y 32° y 21° LN (Figura 1). En la VCGC, la circulación atmosférica superficial promedio difiere estacionalmente. En verano por ejemplo, una celda de baja presión localizada usualmente en Arizona separa las altas del Pacífico y de las Bermudas (García y Mosiño, 1966; Reyes *et al.*, 1984; Dutch *et al.*, 1998) favoreciendo la advección de humedad tropical hacia el norte (García y Mosiño, 1966; Reyes *et al.*, 1984; Douglas, *et al.*, 1993; García y Trejo, 1994; Reyes *et al.*, 1994) a través del Golfo de California (Badan-Dangon *et al.*, 1991) en forma de monzón (Tang y Reiter, 1984; Douglas *et al.*, 1993; García y Trejo, 1994; Stensrud *et al.*, 1995); sistemas convectivos de mesoscala (Reyes *et al.*, 1984; Douglas *et al.*, 1987; Reyes y Mejía Trejo, 1991), vientos alisios del este y noreste (García y Trejo, 1994) y tormentas tropicales (Reyes y Mejía-Trejo, 1991; Higgins *et al.*, 1997). En cuanto a su origen, se cree que la humedad que llega a la VCGC en verano proviene del Golfo de California (Douglas, 1995), y del océano Pacífico tropical (Hales, 1972; Chen, 1985; Reyes, 1994; Hasimoto y Reyes, 1998; Reyes y Janowiak, 1986) proveniente desde los niveles medios y bajos de la troposfera (Reyes y Cadet, 1998), mientras que la humedad en la alta troposfera proviene del Golfo de México y del Atlántico (Rasmusson, 1967; Tang y Reiter, 1984).

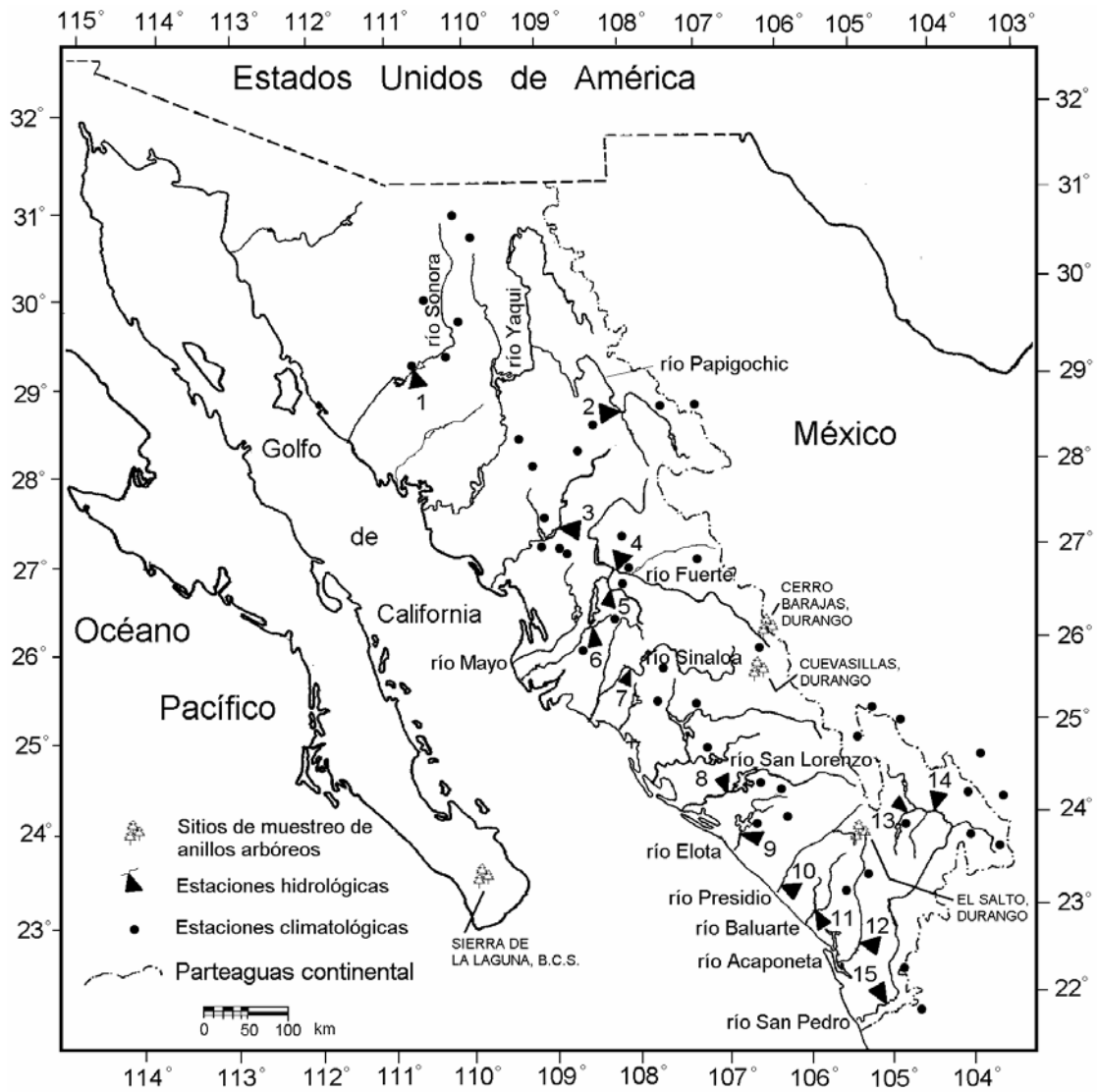


Figura 1. Vertiente continental del Golfo de California. Los triángulos muestran la ubicación de las estaciones hidrológicas, los círculos negros señalan la localización de las estaciones climatológicas, la línea discontinua separada por un punto marca el límite de la vertiente continental y los árboles pequeños muestran aproximadamente la ubicación de los sitios de recolección de muestras de anillos arbóreos.

A niveles superiores, se ha observado que las lluvias monzónicas en México son sensibles a las fluctuaciones en la posición del domo atmosférico a 700 mb (aproximadamente a 3 km de la superficie) situado a los 95W y 110W (Douglas y Englehart, 1997; Higgins *et al.*, 1997). Cuando el domo en esas longitudes está posicionado simultáneamente al sur de lo normal, es de esperarse el

desarrollo de un monzón empobrecido en asociación con vientos descendentes en la troposfera media y advección débil de humedad así como desplazamiento hacia el sur en la posición de la Zona Intertropical de Convergencia (ZIC) (Wyrki, 1975; Namias, 1980; Reyes y Mejía-Trejo, 1991; García y Trejo, 1994). Por el contrario, cuando el anticiclón se desplaza hacia el norte a través de Norte América la ZIC se desplaza unos 20° de LN, originando inestabilidad atmosférica y condiciones adecuadas para la formación de los ciclones tropicales (Douglas *et al.*, 1993; García y Trejo, 1994) que se suman a las lluvias monzónicas al acercarse a las costas del Pacífico mexicano en septiembre (Reyes y Mejía-Trejo, 1991; Higgins *et al.*, 1997) que es cuando coincide con las aguas más cálidas de las costas occidentales mexicanas (Reyes y Mejía-Trejo, 1991; García y Trejo, 1994).

En invierno, el sistema de alta presión de las Bermudas se extiende hasta la región central de Norteamérica, mientras que la celda de baja presión se desplaza hacia el SE, sobre la VCGC (Roden, 1958). La alta del pacífico se posiciona cercana a la costa suroccidental de Estados Unidos (Badan-Dangon *et al.*, 1991), mientras que las celdas ciclónicas se desplazan hacia el este produciendo las lluvias de invierno (Sorkina, 1963; Bailey, 1975; Zishka y Smith, 1980; Reyes y Rojo, 1985; Reyes *et al.*, 1984; Reyes y Vogel, 1984) originadas por las tormentas extratropicales (Jáuregui, 1995) que se asocian con la penetración de la corriente de chorro polar y vaguadas intensas (García y Trejo, 1994; Jáuregui, 1995), que en ocasiones interactúan con la corriente de chorro subtropical (Douglas y Englehart, 1984). Las anomalías de lluvia que

pueden producir sequía en invierno, se deben a desviaciones extremas en los patrones de circulación atmosférica en relación con el normal (Namias, 1980) y son causadas por subsidencia ya sea en anticiclones de gran altura o al sur de las corrientes de chorro (Namias, 1983) que desplazan las trayectorias de las tormentas al norte de la frontera entre Estados Unidos y Canadá impidiendo la entrada de humedad hacia la VCGC.

#### Planteamiento del problema

Muchas de las cuestiones relacionadas con la advección de humedad hacia el continente norteamericano están relacionadas con sistemas de circulación atmosférica de gran escala. Estos sistemas se han estudiado a partir de mapas compuestos de anomalías de alturas geopotenciales a 700 mb. Namias, por ejemplo (1978, 1989, 1982 y 1982b), los empleó para describir las condiciones de flujo de inviernos húmedos y secos en la costa occidental de Estados Unidos, así como inviernos extremadamente fríos en todo el territorio estadounidense (Namias, 1980b), logrando describir diversos sistemas atmosféricos aparentemente asociados en distancias considerables, muchos de los cuales se describen como ondas Rossby estacionarias. Por su parte, Douglas y Englehart (1984, 1995, 1996) los utilizaron para describir muchas de las características asociadas con las lluvias monzónicas en México. Cayán y Peterson (1989) estudiaron mapas compuestos de alturas geopotenciales a nivel superficial para describir la influencia de las anomalías de la circulación atmosférica del Pacífico norte sobre los escurrimientos superficiales en el occidente de Estados Unidos concluyendo que el patrón de circulación

asociado con anomalías positivas de escurrimiento superficial lo constituye una baja presión centrada frente a las costas hacia el oeste y noroeste, indicativa de tormentas invernales.

En la VCGC, los estudios se han limitado a investigar la relación entre los patrones de circulación atmosférica y las lluvias de verano (Reyes *et al.*, 1994; Douglas y Englehart, 1995; Douglas y Englehart, 1998a, Douglas y Englehart, 1998b; Yu y Wallace, 2000). El objetivo de estos estudios ha sido analizar los años con abundante precipitación y eventos de sequías severas (Douglas y Englehart, 1998a, Higgins *et al.*, 1998b, Yu y Wallace, 2000), en asociación con la posición del domo continental subtropical (Douglas y Englehart, 1995; Higgins *et al.*, 1998b), la posición de la Zona Intertropical de Convergencia y eventos El Niño (Higgins *et al.*, 1998a, Jáuregui; 1995; Douglas y Englehart, 1998a). Estudios similares para describir asociaciones entre los sistemas de circulación atmosférica y los escurrimientos superficiales en esta zona, no se han encontrado en la literatura. Este tipo de asociaciones tienen fundamento por varias razones: los escurrimientos superficiales son una forma hídrica mucho más aprovechable que las lluvias (1) (Cayan and Peterson, 1989); gran parte de la agricultura del noroeste de México en particular y de México en general depende del llenado de las presas que en gran porcentaje son alimentadas por el escurrimiento superficial directo (2); el escurrimiento superficial representa una forma integral de fenómenos asociados mucho menos ruidosa que el campo de precipitación (3); y la VCGC es una zona que limita por el norte con el suroeste de Estados Unidos (4), por lo que un

entendimiento mejor del comportamiento de las anomalías extremas en los patrones de circulación atmosférica puede dar elementos para entender mejor las sequías e inundaciones con ellas asociados y ayudar a proponer estrategias que mitiguen los posibles conflictos entre ambos países, relacionados con estos fenómenos. Estas características cobran mayor importancia en la VCGC por tratarse de una zona árida natural en donde las sequías acentúan los problemas de escasez de agua con repercusiones a veces desastrosas para los ecosistemas que ahí habitan. Por tal motivo, nos propusimos investigar la relación posible entre los sistemas de circulación atmosférica a 700 mb y la advección de humedad hacia las cuencas de la vertiente continental del Golfo de California, en verano e invierno. Con este objetivo, describimos las condiciones promedio de circulación atmosférica asociadas a: condiciones húmedas (1) y secas (2); años con condiciones *El Niño* (3) y *La Niña* (4); y eventos recurrentes de abundancia y escasez de lluvia sostenidas durante períodos de tiempo largos (5). Este conocimiento lo aplicamos para describir las condiciones de flujo atmosférico que originaron la sequía de los 1990's al norte, centro y sur de la VCGC y la manera de como afectaron el llenado de las presas.

En el primer capítulo indicamos brevemente los datos empleados para esta investigación, así como las fuentes de donde se consiguieron; en el capítulo II se describen las metodologías empleadas, partiendo de la regionalización de la zona de estudio, la elaboración de los mapas compuestos de anomalías de alturas geopotenciales a 700 mb y el uso de series dendrocronológicas para



reconstruir las series regionales de escurrimiento superficial. El capítulo III constituye la esencia de esta investigación, pues aquí describimos los principales resultados obtenidos haciendo una discusión de éstos en cada apartado y comparándolos con lo que se ha reportado en la literatura. Describimos las características de los sistemas de flujo atmosférico asociadas con 5 tipos de escenarios: condiciones húmedas (1) y secas (2); condiciones de años con la misma señal de *El Niño* (3) y *La Niña* (4); y condiciones recurrentes de períodos con sequía y humedad sostenida durante varios años (5). Adicionalmente se describen las condiciones oceánicas y atmosféricas que originaron la sequía durante la década de 1990. Enseguida, aplicamos el conocimiento generado para describir las características de llenado de las presas y su relación con la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP). Aprovechamos la alta correlación observada en la baja frecuencia (medida en décadas) entre el índice de la ODP y los escurrimientos superficiales de invierno, y con ayuda de series dendrocronológicas del noroeste mexicano se realiza el ejercicio de reconstruir las series de escurrimiento superficial hasta el siglo XVIII. Este capítulo se divide en 7 apartados: Regionalización (1); series regionales (2); Variabilidad interanual e interdecadal (3); Oscilación Decadal del Pacífico (4); Patrones de circulación atmosférica (5); Volúmenes de entrada a presas (6) y Reconstrucción (7). Enseguida, se hace una discusión general de los principales resultados y se mencionan, al final de este trabajo, las conclusiones que consideramos más sobresalientes.

## Capítulo I. Descripción de los datos

### 1.1. Series hidrométricas.

Los registros hidrométricos (gastos medios de agua mensuales, en  $\text{m}^3/\text{s}$ ) de 15 estaciones localizadas en los ríos de la vertiente continental del Golfo de California (VCGC) (Figura 1) de 1936 a 1994 se obtuvieron del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS) y, de 1995 a 1999, de la Comisión Nacional del Agua (CNA). Las estaciones fueron seleccionadas considerando la duración de sus registros (al menos tres décadas) y su ubicación en el río (aguas arriba de las presas). Algunas estaciones localizadas aguas abajo de las presas también fueron consideradas (Tabla 1) debido a que su operación comenzó una o dos décadas antes de la construcción de las presas. La mejor cobertura de registros hidrométricos es de 1955 a 1990 (Figura 2) período durante el cual más de 12 series (80%) tienen datos.

Tabla 1. Estaciones hidrológicas seleccionadas en el área de estudio (ver Figura 1). En la última columna se indica el año en que se terminó de construir la cortina de la presa.

| No. | Nombre de la Estación | Corriente         | Longitud           | Latitud | Área [ $\text{km}^2$ ] | Período    | Notas                             |
|-----|-----------------------|-------------------|--------------------|---------|------------------------|------------|-----------------------------------|
| 1   | El Orégano            | Sonora            | 110 42 15 29 14 0  |         | 11,606                 | 1941 -1998 | Presa El Molinito (1992)          |
| 2   | La Junta              | Papigochic        | 107 59 0 28 45 30  |         | 8,713                  | 1936 -1999 | Presa Abraham González (1961)     |
| 3   | San Bernardo          | Mayo              | 108 52 55 27 24 45 |         | 7,510                  | 1960 -1997 | Presa Adolfo Ruíz Cortínez (1955) |
| 4   | Huites                | Fuerte            | 108 22 0 26 53 0   |         | 26,057                 | 1941 -1992 | Presa Huites (1995)               |
| 5   | Choix                 | Choix             | 108 19 45 26 44 10 |         | 1,403                  | 1954 -1994 | Sin obstrucción de la corriente   |
| 6   | Bamícori              | Baroten           | 108 30 0 26 22 30  |         | 223                    | 1951 -1986 | Sin obstrucción de la corriente   |
| 7   | Jaina                 | Sinaloa           | 108 0 50 25 54 0   |         | 8,179                  | 1941 -1992 | Presa Gustavo Díaz Ordaz (1981)   |
| 8   | Santa Cruz            | San Lorenzo       | 107 57 10 24 29 5  |         | 8,919                  | 1943 -1998 | Presa El Comedero (1981)          |
| 9   | Acatitán              | Elota             | 106 39 15 24 2 50  |         | 1,884                  | 1953 -1994 | Presa Aurelio Benassini (1982)    |
| 10  | Siqueros              | Presidio          | 106 15 0 23 0 30   |         | 5,614                  | 1965 -1998 | Presa Siqueros (1981)             |
| 11  | Baluarte II           | Baluarte          | 105 50 30 22 59 0  |         | 4,653                  | 1948 -1992 | Sin obstrucción de la corriente   |
| 12  | Acaponeta             | Acaponeta         | 105 20 30 22 29 0  |         | 5,092                  | 1945 -1998 | Sin obstrucción de la corriente   |
| 13  | Refugio Salcido       | Santiago Bayacora | 104 31 0 23 59 0   |         | 1,052                  | 1942 -1999 | Sin obstrucción de la corriente   |
| 14  | El Saltito            | Durango           | 104 18 6 23 58 36  |         | 10,135                 | 1956 -1999 | Presa Peña del Aguila (1955)      |
| 15  | San Pedro             | San Pedro         | 105 9 0 21 58 0    |         | 25,800                 | 1944 -1998 | Sin obstrucción de la corriente   |

Tabla 2. Información de 19 embalses localizados en los ríos de la vertiente continental del Golfo de California.

| No | Nombre                                | Area, [km <sup>2</sup> ] | año de conclusión | Latitud  | Longitud  | Corriente            | Período de registro |
|----|---------------------------------------|--------------------------|-------------------|----------|-----------|----------------------|---------------------|
| 1  | Cuauhtémoc (Santa Teresa)             | 2,270                    | 1950              | 30 52 25 | 111 31 0  | río de la Concepción | 1944 - 1999         |
| 2  | El Molinito                           | 11,614                   | 1992              | 29 12 30 | 110 43 30 | río Sonora           | 1941 - 1999         |
| 3  | Abelardo L. Rodríguez                 | 21,035                   | 1948              | 29 4 15  | 110 55 10 | río Sonora           | 1945 - 1999         |
| 4  | Ignacio R. Alatorre (Punta de Agua)   | 3,157                    | 1972              | 28 25 30 | 110 24 30 | Arroyo San Marcial   | 1958 - 1999         |
| 5  | Lázaro Cárdenas (La Angostura)        | 18,305                   | 1942              | 30 26 15 | 109 22 45 | río Bavispe          | 1942 - 1999         |
| 6  | Plutarco Elías Calles (El Novillo)    | 57,832                   | 1964              | 28 58 30 | 109 38 30 | río Yaqui            | 1942 - 1999         |
| 7  | Alvaro Obregón (El Oviachic)          | 69,590                   | 1952              | 27 49 30 | 109 53 30 | río Yaqui            | 1953 - 1999         |
| 8  | Adolfo Ruiz Cortinez (Mocúzari)       | 10,762                   | 1955              | 27 13 13 | 109 6 15  | río Mayo             | 1942 - 1999         |
| 9  | Miguel Hidalgo (El Mahome)            | 29,427                   | 1964              | 26 30 35 | 108 34 45 | río Huites           | 1949 - 1999         |
| 10 | Huites                                | 26,020                   | 1995              | 26 50 32 | 108 22 12 | río Fuerte           | 1949 - 1999         |
| 11 | Josefa Ortiz de Domínguez (El Sabino) | 2,250                    | 1967              | 26 24 45 | 108 43 0  | arroyo Alamos        | 1949 - 1999         |
| 12 | Guillermo Blake Aguilar (El Sabinal)  | 1,440                    | 1985              | 26 9 0   | 108 19 0  | arroyo Ocoroni       | 1939 - 1999         |
| 13 | Gustavo Díaz Ordaz                    | 7,365                    | 1981              | 24 50 28 | 106 52 30 | río San Lorenzo      | 1942 - 1999         |
| 14 | Eustaquio Buelna (Guamúchil)          | 1,637                    | 1972              | 25 29 5  | 108 3 45  | río Evora o Mocerito | 1941 - 1999         |
| 15 | Adolfo López Mateos (El Humaya)       | 10,762                   | 1964              | 25 5 25  | 107 23 0  | río Humaya           | 1939 - 1999         |
| 16 | José López Portillo (Comedero)        | 1,433                    | 1981              | 24 34 54 | 106 45 17 | río San Lorenzo      | 1944 - 1999         |
| 17 | Sanalona                              | 3,280                    | 1948              | 24 48 50 | 107 9 30  | río Tamazula         | 1948 - 1999         |
| 18 | Ing. Aurelio Benassini (El Salto)     | 1,795                    | 1982              | 24 7 54  | 106 41 25 | río Elota            | 1955 - 1999         |
| 19 | Peña del Aguila                       | 2,611                    | 1955              | 24 2 0   | 104 39 24 | río Saucillo         | 1955 - 1999         |

## 1.2. Volúmenes de entrada a presas

Los registros históricos de volúmenes mensuales de entrada a presas (VEP, en  $10^6 \text{ m}^3$ ) de 1939 a 1999 fueron proporcionados por la CNA para un total de 19 embalses (Tabla 2 y Figura 3). A partir de 1960 prácticamente todas las series están completas (ver Figura 2).

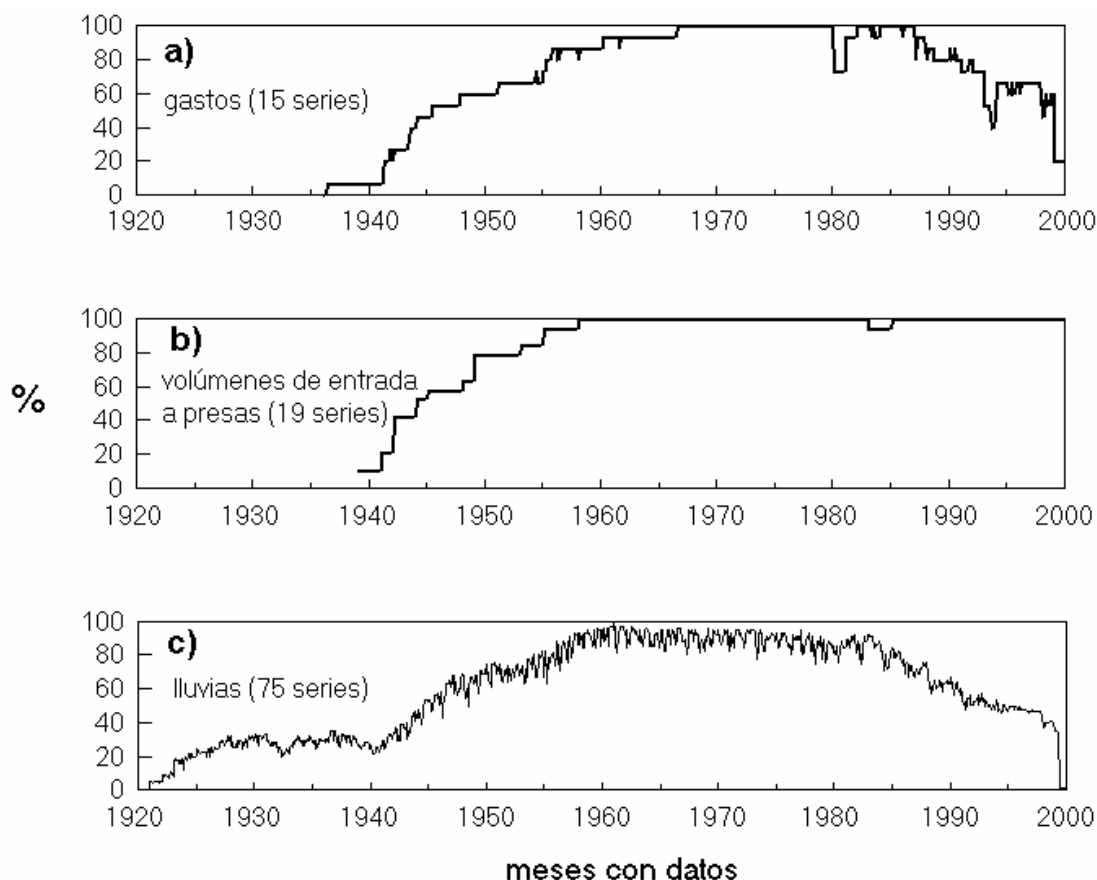


Figura 2. Valor porcentual de datos mensuales de 1920 a 1999 de: (a) gastos de agua; (b) volúmenes de entrada a presas y (c) lluvia. Cada valor se estima para cada mes como la suma de las series que tienen dato en dicho mes dividido por el número total de series y multiplicando el resultado por 100. Si en un mes en particular todas las series tienen dato, el resultado es 100%.

## 1.2. Series de precipitación

Los registros históricos de lluvia (totales mensuales, mm) para un total de 75 estaciones climatológicas localizadas en la periferia y al interior de las cuencas hidrológicas de la VCGC (Figura 1, Tabla 3) se obtuvieron de diferentes fuentes: para los estados de Sonora y Sinaloa se consultó la base de datos climatológicos del CIBNOR, S.C. elaborada y revisada por César Salinas-Zavala y Amando Leyva-Contreras (comunicación personal); los reportes técnicos elaborados por Hastings (1964), Hastings and Humphrey (1969) y

Schmidt (1978). Phillip Englehart, de la Universidad de Creighton (comunicación personal) proporcionó los datos de varias estaciones así como los totales mensuales por estado de Chihuahua, noroeste de Sonora, Durango, sur de Sinaloa y Nayarit. También se consultó la base de datos Extractor Rápido de Información Climatológica (ERIC, 1996), con registros entre 1960 y 1990.

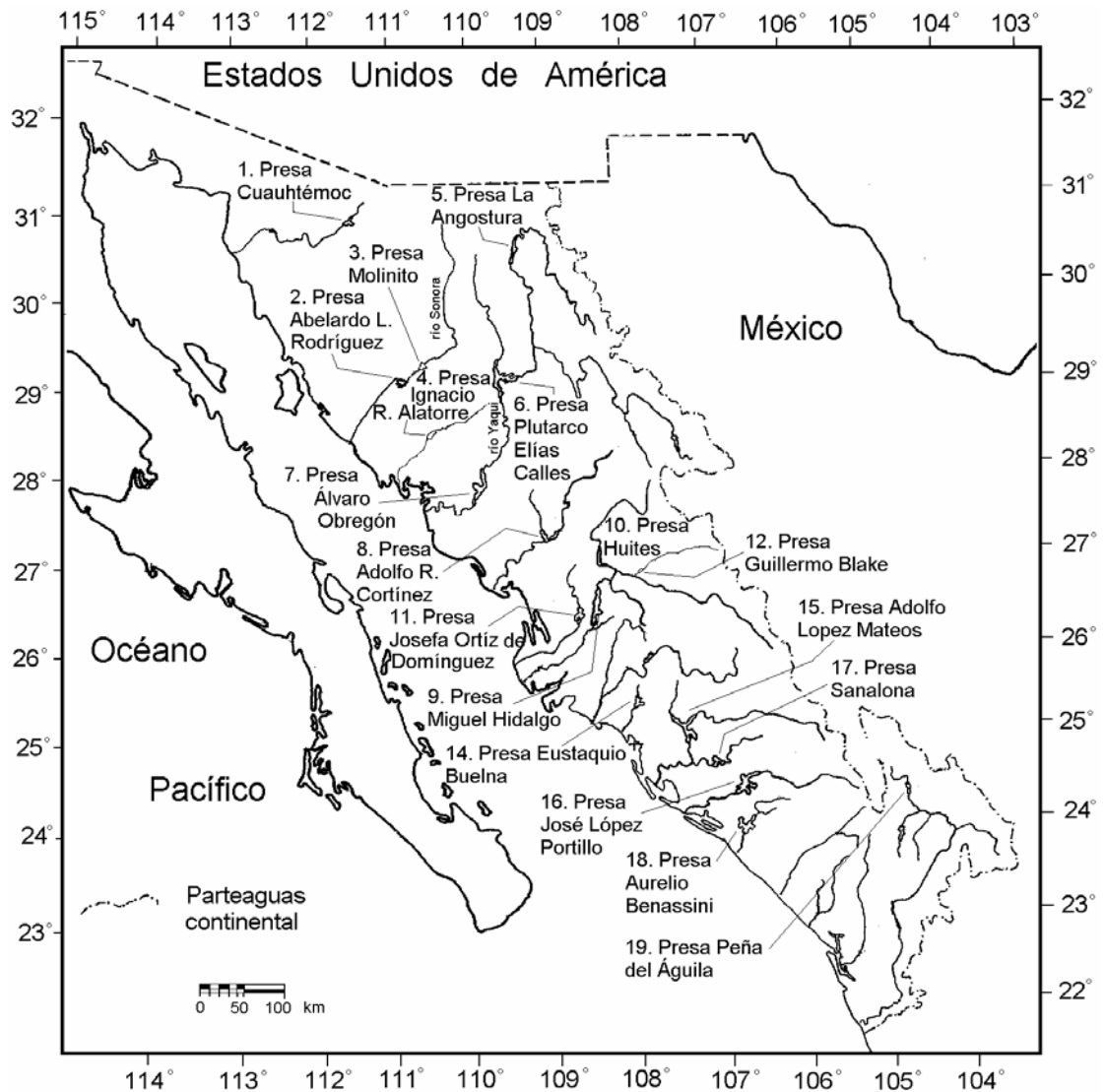


Figura 3. Ubicación de 19 presas construidas en los ríos de la vertiente continental el Golfo de California.

Tabla 3. Relación de estaciones climatológicas localizadas en la vertiente continental del Golfo de California.

| No | Clave Eric | Nombre               | Coordenadas |          |           | Elevación (m) | Estado | Período |                     |
|----|------------|----------------------|-------------|----------|-----------|---------------|--------|---------|---------------------|
|    |            |                      | Latitud     | Longitud |           |               |        |         |                     |
| 1  | 08007      | Batopilas            | 27          | 2        | 0 107 44  | 0             | 556    | Chi     | 1946(5) - 1999(4)   |
| 2  | 08043      | Chinipas             | 27          | 24       | 0 108 32  | 0             | 700    | Chi     | 1926(12) - 1999(4)  |
| 3  | 08038      | Creel                | 27          | 45       | 0 107 38  | 0             | 2,345  | Chi     | 1956(1) - 1999(4)   |
| 4  | 08045      | Dolores              | 28          | 52       | 0 108 28  | 0             | 1,926  | Chi     | 1961(1) - 1993(11)  |
| 5  | 08073      | Guadalupe y Calvo    | 26          | 6        | 0 106 58  | 0             | 2,316  | Chi     | 1953(5) - 1999(4)   |
| 6  | 08090      | La Junta             | 28          | 46       | 0 107 59  | 0             | 1,900  | Chi     | 1924(12) - 1989(10) |
| 7  | 08097      | Madera               | 29          | 12       | 0 108 8   | 0             | 2,079  | Chi     | 1926(1) - 1993(12)  |
| 8  | 08138      | Siquirichic          | 27          | 16       | 0 107 13  | 0             | 2,090  | Chi     | 1943(5) - 1995(9)   |
| 9  | 08141      | Tejolocachic         | 28          | 46       | 0 107 40  | 0             | 1,925  | Chi     | 1933(7) - 1990(7)   |
| 10 | 10002      | Canatlan             | 24          | 31       | 0 104 47  | 0             | 1,950  | Dgo     | 1949(8) - 1999(4)   |
| 11 | 10014      | Charco Verde         | 23          | 58       | 0 104 23  | 29            | 2,163  | Dgo     | 1954(1) - 1990(12)  |
| 12 | 10017      | Durango              | 24          | 2        | 0 104 40  | 0             | 1,900  | Dgo     | 1940(10) - 1999(4)  |
| 13 | 10018      | El Cantil            | 24          | 5        | 0 105 14  | 47            | 2,035  | Dgo     | 1953(1) - 1985(12)  |
| 14 | 10027      | Fco. I. Madero       | 24          | 24       | 0 104 19  | 0             | 1,960  | Dgo     | 1929(1) - 1994(9)   |
| 15 | 10082      | Tamazula             | 24          | 58       | 0 105 51  | 18            | 1,580  | Dgo     | 1947(1) - 1985(12)  |
| 16 | 10084      | Tepehuanes           | 25          | 21       | 0 105 43  | 0             | 1,787  | Dgo     | 1922(7) - 1993(11)  |
| 17 | 10086      | Topia                | 25          | 12       | 0 105 29  | 34            | 1,770  | Dgo     | 1947(1) - 1985(12)  |
| 18 | 10028      | Fco. Primo verdad    | 24          | 55       | 0 104 28  | 0             | 1,700  | Dgo     | 1948(1) - 1990(12)  |
| 19 | 10029      | Guanacevi            | 25          | 58       | 1 105 58  | 0             | 2,230  | Dgo     | 1922(1) - 1990(12)  |
| 20 | 10046      | Mezquital            | 23          | 29       | 0 104 23  | 0             | 1,209  | Dgo     | 1942(1) - 1990(12)  |
| 21 | 10100      | Santiago Papasquiaro | 25          | 2        | 0 105 26  | 0             | 1,716  | Dgo     | 1941(1) - 1999(4)   |
| 22 | 10102      | Guatimape            | 24          | 48       | 0 104 54  | 0             | 1,969  | Dgo     | 1941(1) - 1960(12)  |
| 23 | 18001      | Acaponeta            | 22          | 30       | 0 105 22  | 0             | 22     | Nay     | 1944(5) - 1999(4)   |
| 24 | 18032      | San Pedro            | 21          | 57       | 0 105 11  | 0             | 18     | Nay     | 1944(5) - 1994(12)  |
| 25 | 18041      | Tuxpan               | 21          | 57       | 0 105 18  | 0             | 8      | Nay     | 1930(9) - 1976(7)   |
| 26 | 25001      | Acatitán             | 24          | 2        | 0 106 39  | 0             | 50     | Sin     | 1956(8) - 1994(3)   |
| 27 | 25006      | Badiraguato          | 25          | 22       | 0 107 33  | 0             | 230    | Sin     | 1925(8) - 1999(4)   |
| 28 | 25007      | Bamiconi             | 26          | 23       | 0 108 30  | 0             | 152    | Sin     | 1953(7) - 1985(8)   |
| 29 | 25019      | Choix                | 26          | 43       | 0 108 19  | 0             | 350    | Sin     | 1921(1) - 1999(4)   |
| 30 | 25011      | Concordia            | 23          | 16       | 0 106 3   | 0             | 150    | Sin     | 1956(1) - 1990(12)  |
| 31 | 25012      | Cosala               | 24          | 25       | 0 106 41  | 0             | 300    | Sin     | 1921(1) - 1993(12)  |
| 32 | 25015      | Culiacán             | 24          | 49       | 0 107 24  | 0             | 62     | Sin     | 1933(3) - 1999(4)   |
| 33 | 25023      | El Fuerte            | 26          | 25       | 0 108 37  | 0             | 84     | Sin     | 1946(5) - 1999(4)   |
| 34 | 25029      | El Palmito           | 23          | 27       | 0 105 50  | 0             | 1,875  | Sin     | 1955(11) - 1990(12) |
| 35 | 25028      | Elota                | 23          | 47       | 0 106 43  | 0             | 35     | Sin     | 1956(5) - 1990(12)  |
| 36 | 25037      | Guamuchil            | 25          | 28       | 0 108 5   | 0             | 50     | Sin     | 1921(1) - 1997(10)  |
| 37 | 25044      | Huites               | 26          | 54       | 0 108 22  | 0             | 168    | Sin     | 1941(10) - 1999(4)  |
| 38 | 25045      | Ixpalino             | 23          | 57       | 0 106 35  | 0             | 300    | Sin     | 1953(9) - 1999(4)   |
| 39 | 25046      | Jaina                | 25          | 54       | 0 108 1   | 0             | 200    | Sin     | 1942(1) - 1999(4)   |
| 40 | 25050      | La Cruz              | 23          | 54       | 0 106 54  | 0             | 50     | Sin     | 1944(8) - 1999(4)   |
| 41 | 25060      | Los Mochis           | 25          | 47       | 0 108 59  | 0             | 15     | Sin     | 1951(1) - 1999(4)   |
| 42 | 25064      | Mocorito             | 25          | 29       | 0 107 55  | 0             | 60     | Sin     | 1921(1) - 1990(7)   |
| 43 | 25069      | Palos Blancos        | 24          | 55       | 0 107 23  | 0             | 88     | Sin     | 1939(4) - 1987(12)  |
| 44 | 25082      | San Blas             | 26          | 6        | 0 108 46  | 0             | 71     | Sin     | 1922(8) - 1999(4)   |
| 45 | 25081      | Sanalona             | 24          | 48       | 0 107 8   | 0             | 170    | Sin     | 1945(1) - 1999(4)   |
| 46 | 25087      | Santa Cruz           | 24          | 29       | 0 106 57  | 0             | 8      | Sin     | 1943(7) - 1999(4)   |
| 47 | 25088      | Santa Rosa           | 25          | 54       | 0 108 55  | 0             | 84     | Sin     | 1955(1) - 1985(12)  |
| 48 | 26002      | Alamos               | 27          | 2        | 0 108 56  | 0             | 410    | Son     | 1935(1) - 1984(12)  |
| 49 | 26004      | Arivechi             | 28          | 55       | 0 109 11  | 0             | 556    | Son     | 1923(1) - 1983(5)   |
| 50 | 26145      | Bacoachi             | 30          | 38       | 0 109 58  | 0             | 980    | Son     | 1927(4) - 1997(12)  |
| 51 | 26011      | Baviacora            | 29          | 43       | 0 110 11  | 0             | 400    | Son     | 1945(1) - 1984(12)  |
| 52 | 26173      | Cananea              | 30          | 59       | 48 110 17 | 27            | 1,600  | Son     | 1923(1) - 1997(12)  |
| 53 | 26016      | Carbo                | 29          | 40       | 50 110 57 | 10            | 464    | Son     | 1923(1) - 1999(12)  |
| 54 | 26018      | Ciudad Obregón       | 27          | 29       | 0 109 57  | 0             | 51     | Son     | 1928(1) - 1999(12)  |
| 55 | 26032      | El Oregano           | 29          | 14       | 0 110 43  | 0             | 275    | Son     | 1941(5) - 1999(12)  |

Tabla 3. Continuación

| No | Clave<br>Eric | Nombre                | Coordenadas |           |       | Elevación<br>(m) | Estado             | Período |
|----|---------------|-----------------------|-------------|-----------|-------|------------------|--------------------|---------|
|    |               |                       | Latitud     | Longitud  |       |                  |                    |         |
| 56 | 26034         | Etchojoa              | 26 55 25    | 109 37 45 | 13    | Son              | 1927(1) - 1997(10) |         |
| 57 | 26139         | Hermosillo            | 29 4 23     | 110 57 33 | 200   | Son              | 1922(8) - 1999(12) |         |
| 58 | 26045         | Imuris                | 30 46 40    | 110 53 13 | 820   | Son              | 1946(1) - 1998(11) |         |
| 59 | 26047         | La Dura               | 28 23 0     | 109 33 0  | 117   | Son              | 1923(1) - 1985(12) |         |
| 60 | 26052         | Mazatan               | 29 1 0      | 110 7 0   | 500   | Son              | 1945(10) - 1994(8) |         |
| 61 | 26053         | Minas Nuevas          | 27 4 0      | 109 1 0   | 508   | Son              | 1927(2) - 1994(12) |         |
| 62 | 26054         | Moctezuma             | 29 48 0     | 109 41 0  | 620   | Son              | 1943(5) - 1997(12) |         |
| 63 | 26055         | Mulatos               | 28 39 0     | 108 45 0  | 1,524 | Son              | 1947(1) - 1990(5)  |         |
| 64 | 26061         | Navojoa               | 27 4 19     | 109 26 36 | 54    | Son              | 1922(1) - 1999(4)  |         |
| 65 | 26063         | Nuri                  | 28 2 0      | 109 23 0  | 440   | Son              | 1924(1) - 1980(8)  |         |
| 66 | 26064         | Opodepe               | 29 56 0     | 110 38 0  | 596   | Son              | 1945(1) - 1980(12) |         |
| 67 | 26068         | Presa Alvaro Obregón  | 27 49 18    | 109 53 9  | 116   | Son              | 1949(6) - 1998(11) |         |
| 68 | 26073         | Punta de Agua         | 28 25 59    | 110 23 34 | 245   | Son              | 1957(7) - 1998(11) |         |
| 69 | 26075         | Quiriego              | 27 31 0     | 109 15 0  | 521   | Son              | 1927(7) - 1994(12) |         |
| 70 | 26088         | San Pedro de la Cueva | 29 17 0     | 109 44 0  | 450   | Son              | 1959(2) - 1990(12) |         |
| 71 | 26134         | Santa Ana             | 30 32 27    | 111 6 59  | 700   | Son              | 1923(2) - 1998(11) |         |
| 72 | 26272         | Suaqui                | 29 11 0     | 109 41 0  | 366   | Son              | 1934(1) - 1986(12) |         |
| 73 | 26098         | Tesia                 | 27 10 16    | 109 21 30 | 50    | Son              | 1950(4) - 1988(12) |         |
| 74 | 26121         | Ures                  | 29 25 37    | 110 23 32 | 370   | Son              | 1922(1) - 1999(4)  |         |
| 75 | 26109         | Yecora                | 28 22 17    | 108 55 40 | 1,552 | Son              | 1923(1) - 1996(7)  |         |

La actualización de los datos de 1991 hasta 1999 fue cortesía del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). El período cubierto por los datos es de 1921 a 1999. El período entre 1950 y 1985 es el que tiene la mayor cantidad de series (más de 45) con datos (Figura 2).

### 1.3. Mapas compuestos de alturas geopotenciales

Los mapas compuestos de alturas geopotenciales a 700 mb (AG700) (unos 3000 m.s.n.m.) fueron proporcionados por el Climate Diagnostic Center, NOAA-CIRES (1999), Boulder Colorado. Los datos de AG700 inician en 1948 hasta la actualidad. En este trabajo se procesaron datos hasta el año 1999.

### 1.4. Oscilación Decadal del Pacífico

La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) es una fluctuación de largo período descrita por primera vez en 1996 en los registros de la temperatura superficial del Océano Pacífico (Mantua *et al.*, 1997, Zhang *et al.*, 1997). Por su similitud con los calentamientos del océano Pacífico en el Ecuador, el PDO se ha descrito como un patrón de larga permanencia similar al evento El Niño (Zhang *et al.*, 1997). Las fluctuaciones del PDO ocurren cada 20 a 30 años (Mantua *et al.*, 1997). En la fase cálida del evento la temperatura superficial del mar (TSM) tiende a ser anómalamente fría en el Pacífico central del norte e inusualmente cálida en la costa oeste de América. En la fase fría del evento la TSM es fría en el este y centro del Pacífico Norte rodeada por aguas con temperaturas más cálidas en el norte, oeste y sur (Mantua *et al.*, 1997). Las variaciones del PDO se estudian mediante índices construidos a partir de los datos de TSM del océano Pacífico y los registros barométricos a nivel del mar (Zhang *et al.*, 1997 y Mantua *et al.*, 1997). Mantua (1999) otorgó los datos mensuales del PDO estandarizados, derivados del primer componente principal, de los valores mensuales de anomalías de TSM en el Pacífico Norte (por encima de los 20°N). Las medias mensuales promedio global de la TSM son removidas para separar este patrón de variabilidad de cualquier señal de calentamiento global que pueda estar presente en los datos.

#### 1.5. Series dendrocronológicas

Los árboles responden a períodos de estrés hídrica produciendo anillos angostos de crecimiento. Las series de medidas de anillos arbóreos proveen un registro histórico de episodios húmedos y secos de la región en donde crecen



los árboles. Debido a la longevidad de algunos árboles, las dendrocronologías (Stokes y Smiley, 1968) han sido ampliamente utilizadas para extender la información de parámetros hidrológicos que pueden esperarse a partir de fluctuaciones climáticas. Las dendrocronologías han sido muy efectivas en la reconstrucción de series de escurrimiento superficial (Stockton, 1975; Meko y Stockton, 1984; y Meko y Graybill, 1995).

Tabla 4. Características de las series dendrocronológicas colectadas en el área de estudio (ver Figura 1).

| CLAVE      | NOMBRE DEL SITIO                         | ESP  | LAT   | LONG   | ELEV | PERÍODO   |
|------------|--|------|-------|--------|------|-----------|
| <b>BLA</b> | Cerro Baraja, Durango                    | PSME | 26 24 | 106 05 | 2200 | 1386-1993 |
| <b>CVS</b> | Cuevasillas, Durango                     | PSME | 25 09 | 106 23 | desc | 1753-1992 |
| <b>SAL</b> | El Salto, Durango                        | PSME | 23 45 | 105 31 | 2590 | 1493-1993 |
| SALT       | El Salto, Durango                        | PSME | 23 45 | 105 31 | 2590 | 1481-1993 |
| SALTR      | El Salto, Durango                        | PSME | 23 45 | 105 31 | 2590 | 1486-1993 |
| SL         | Sierra de La Laguna, Baja California Sur | PILA | 23 33 | 109 58 | 1747 | 1840-1997 |
| <b>VIL</b> | Villarreal, Tlaxcala, México             | PSME | 19 32 | 97 53  | 3120 | 1712-1998 |

Las claves en negritas son cronologías de madera temprana; ESP = especie; LAT = latitud (N); LONG = Longitud (W); en grados y minutos; ELEV = elevación en m; PERÍODO = primero y último año del anillo con cronología. Las abreviaturas para las especies son: PSME = Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii*) y PILA = pino pinyon (*Pinus Lagunaae*).

Para reconstruir las series de escurrimiento superficial de invierno fueron empleadas las series dendrocronológicas del noroeste mexicano reportadas en el Banco Internacional de Datos de Anillos arbóreos (ITRDB por sus siglas en inglés). Estas series son muy longevas y datan de 1386 a 1998 (Tabla 4). En la parte continental, se consideraron los datos de anillos arbóreos de madera temprana y tardía. Estas series fueron colectadas por Marvin Stokes, del laboratorio de investigaciones en anillos arbóreos de la Universidad de Arizona y por el equipo del laboratorio de anillos arbóreos de la Universidad de Arkansas, en Durango y Tlaxcala, México (Tabla 4). También se empleó la serie de anillos arbóreos que data de 1860 a 1997 de Sierra de La Laguna,

Península de Baja California (Díaz *et al.*, 2001). Todas las series dendrocronológicas empleadas en esta investigación fueron proporcionadas por Sara Díaz (CIBNOR, S.C. comunicación personal).

## Capítulo II. Metodologías

### 2.1. Variabilidad interanual e interdecadal

Las variaciones de corto y largo período se estudian a partir de los registros de escurrimiento superficial y de lluvias descritos en el primer capítulo. En cada caso el estudio se hizo estacionalmente considerando a verano como el promedio de los meses de julio a septiembre (usualmente los tres meses más lluviosos del noroeste mexicano) e invierno de noviembre a febrero, asignándole el año al último mes.

Para comparar las series de escurrimiento superficial (promedios mensuales) y lluvias (totales mensuales), las series se transformaron a por ciento de normal dividiendo cada valor de la serie entre su promedio histórico (PH) y multiplicando el resultado por 100. El PH de las series se estimó durante el período común de las series, de 1960 a 1990 para las series hidrológicas y de 1950 a 1985 para las series climatológicas.

### 2.2. Regionalización

El área de estudio se regionalizó aplicando el análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEO) con el método de rotación Varimax (Horel, 1981; Richman, 1981; Comrie y Glenn 1998) y considerando el criterio de North *et al.* (1982). El método FEO consiste en agrupar  $p$  series  $X_1, X_2, \dots, X_p$  en índices o componentes  $Z_1, Z_2, \dots, Z_p$  ordenados de tal manera que el primer componente  $Z_1$  explica la mayor parte de la varianza, el segundo componente  $Z_2$  explica la

segunda mayor parte de la varianza y así sucesivamente (Manly, 1986). De esta manera  $\text{var}(Z_1) \geq \text{var}(Z_2) \geq \dots \geq \text{var}(Z_p)$ . Se espera que la mayor cantidad de componentes expliquen una proporción despreciable de la varianza, que puede ser ignorada, reduciendo el número de series a unos cuantos componentes.

Aplicando el método FEO a las 15 series de escurrimiento superficial durante el período de 1960 a 1990, los factores de peso ( $a_i$ ) estimados para cada componente principal se graficaron en un mapa y se trazaron isolíneas a partir de estos valores (Figura 4). Las regiones se derivaron usando valores de  $a_i=0.70$  como contornos de peso para su delimitación. De este modo, las series que permanecieron fijas en un mismo componente para verano e invierno fueron asignadas a una misma región (Figura 5). Este último criterio de naturaleza climatológica más que estadística se aplicó para poder comparar los resultados estacionalmente.

Las series regionales de escurrimiento superficial se obtuvieron promediando los valores de cada serie agrupada en cada componente (Figuras 6 a 9). Este procedimiento tiene la ventaja de estudiar toda la variabilidad observada en los datos desde 1936 a 1999 pero se pierde exactitud en el resultado cuando el cálculo se hace fuera del período 1960 a 1990 que es común a las series. Las series regionales de precipitación se obtuvieron promediando las estaciones climatológicas localizadas en la periferia y al interior de cada región hidrológica. Al igual que en la series de escurrimiento superficial, se pierde exactitud cuando el cálculo durante 1921 a 1999 se hace fuera del período 1950 a 1985

que es común a las series pero se tiene la ventaja de aprovechar al máximo la cantidad de información disponible.

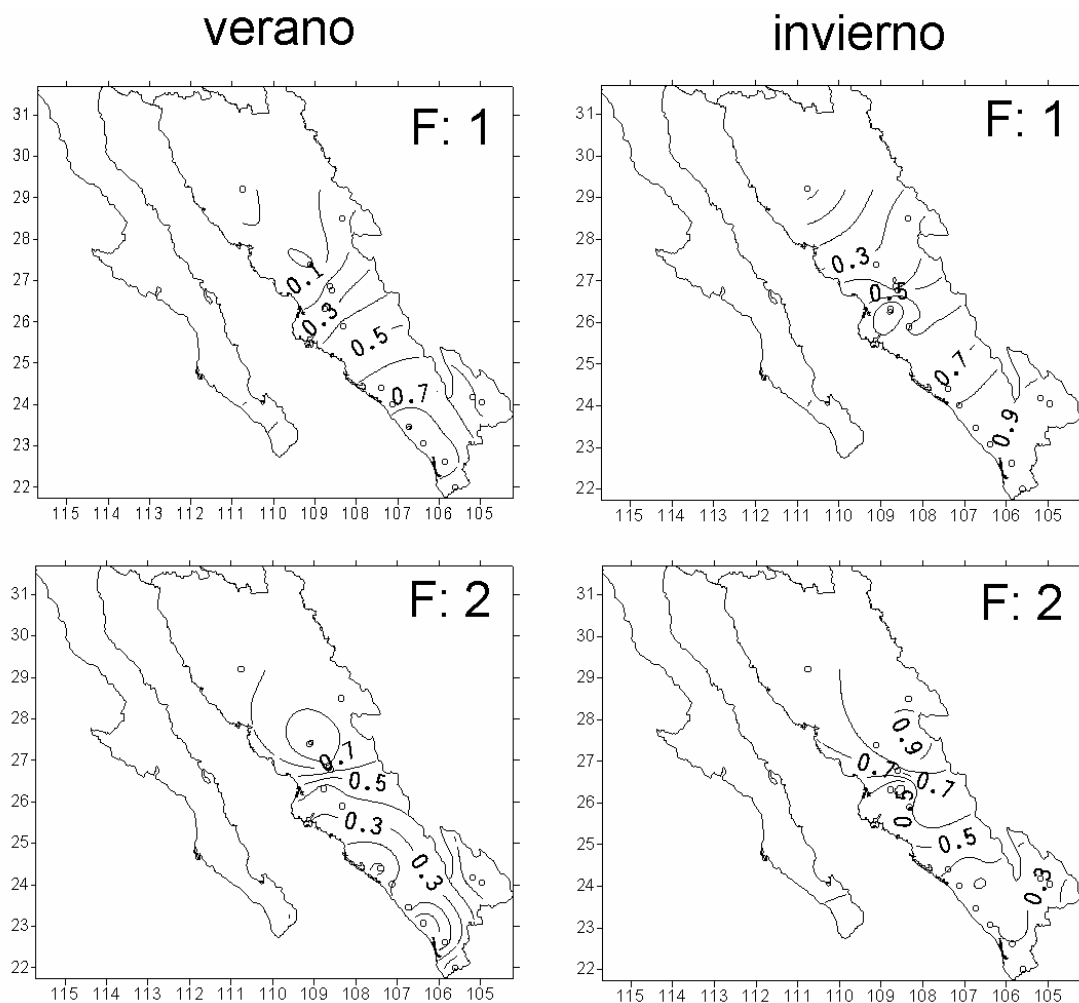


Figura 4. Distribución espacial de los coeficientes de peso  $a_i$  para los componentes F:1 y F:2 en la zona de estudio. Los coeficientes de peso  $a_i$  se obtuvieron aplicando el método de Funciones Empíricas Ortogonales con rotación Varimax. El método se aplicó a 15 series de escurrimiento superficial durante el período de 1960 a 1990. el estudio se hizo independientemente para verano e invierno.

### 2.3. Mapas compuestos de alturas geopotenciales

Cada mapa compuesto de alturas geopotenciales a 700 mb se graficó en una rejilla de 2.5 grados de latitud (entre 15°N y 65°N) por 2.5 grados de longitud (entre 60°W y 140°E) y posteriormente se editó en un software distinto. Cada mapa compuesto representa el promedio de la variable de interés para todos

los meses y años seleccionados. También se pueden elaborar mapas compuestos para la diferencia de un grupo de años con otro distinto. En este caso, los valores se normalizan y se promedian aritméticamente entre cada grupo. Los valores resultantes se restan para obtener un solo valor de la diferencia el cual se toma en cuenta para elaborar el mapa compuesto.

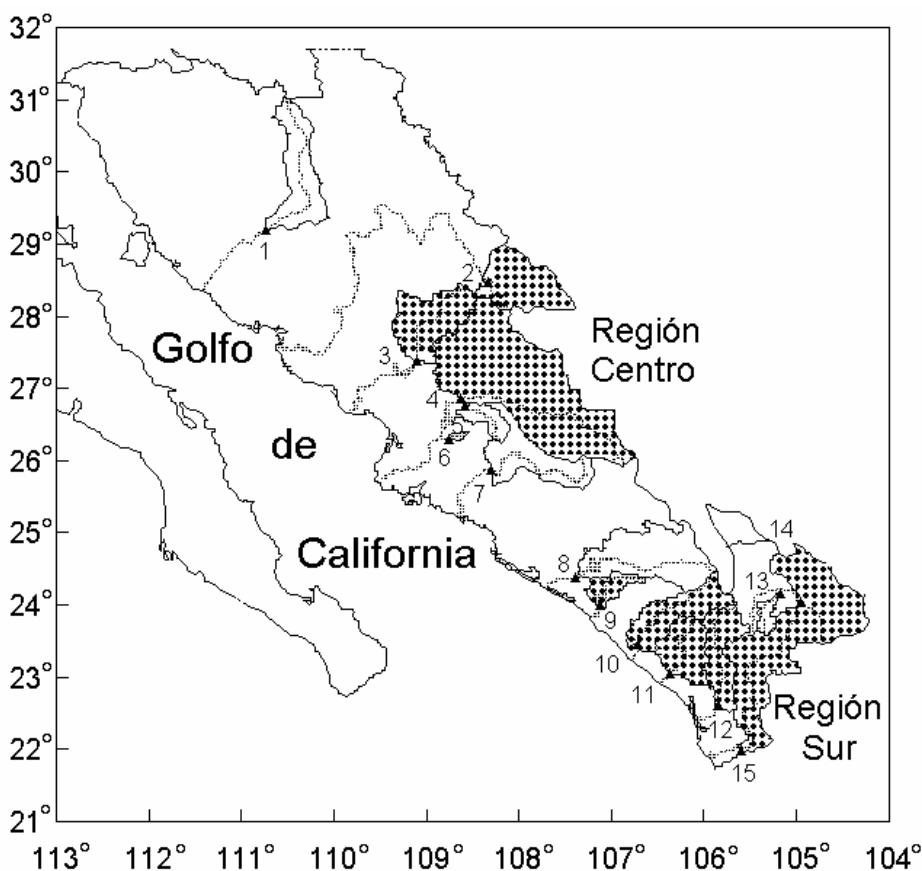


Figura 5. Agrupación de las series hidrológicas en regiones y sus respectivas cuencas de captación correspondientes (áreas sombreadas, ver texto). Las series El Orégano(1), Choix(5), Bamícori(6), Jaina(7), Santa Cruz(8), Refugio Salcido(13) y El Saltito(14) fueron consideradas como "no clasificadas". El área "no clasificada" corresponde a las cuencas de los ríos Sonora muy al norte, en la porción más árida; Choix, Baroten, Sinaloa y San Lorenzo que son cuencas localizadas en la periferia de un grupo distinto; y Santiago Bayacora y Durango, corrientes de cuencas interiores. La precipitación total anual que cae sobre estas últimas es menor a 800 mm y, por lo tanto, son más áridas que las otras regiones hacia el sur.

Los mapas compuestos se utilizaron para describir los patrones de flujo atmosférico a 700 mb asociados con el transporte de humedad hacia cada una de las regiones delimitadas previamente. El análisis se realizó estacionalmente considerando los siguientes escenarios: durante las condiciones húmedas (seleccionando los 8 años más húmedos de las series regionales de lluvia) (1) y secas (seleccionando los 8 años más secos de las series regionales de lluvia) (2); durante los años húmedos y secos que corresponden a la misma señal de El Niño (3) y La Niña (4) en ambas regiones; y la diferencia (húmedo menos seco) de los períodos de larga duración seleccionados en las lluvias regionales (5). En este último caso, en verano durante la fase cálida del PDO fueron seleccionados para la región centro el período húmedo de 1980 a 1989 (Figura 6) y el período seco de 1992 a 1998. Durante la fase fría del PDO fueron seleccionados para la región sur el período húmedo de 1964 a 1973 (Figura 7) y el período seco de 1949 a 1955. En invierno, fueron seleccionados un período húmedo durante la fase cálida del PDO y un período seco durante la fase fría del PDO. Los períodos seleccionados para la región centro fueron, el período húmedo de 1989 a 1994 (Figura 8) y el período seco de 1970 a 1979. Para la región sur fueron, el período húmedo de 1983 a 1985 (Figura 9) y el seco de 1950 a 1959.

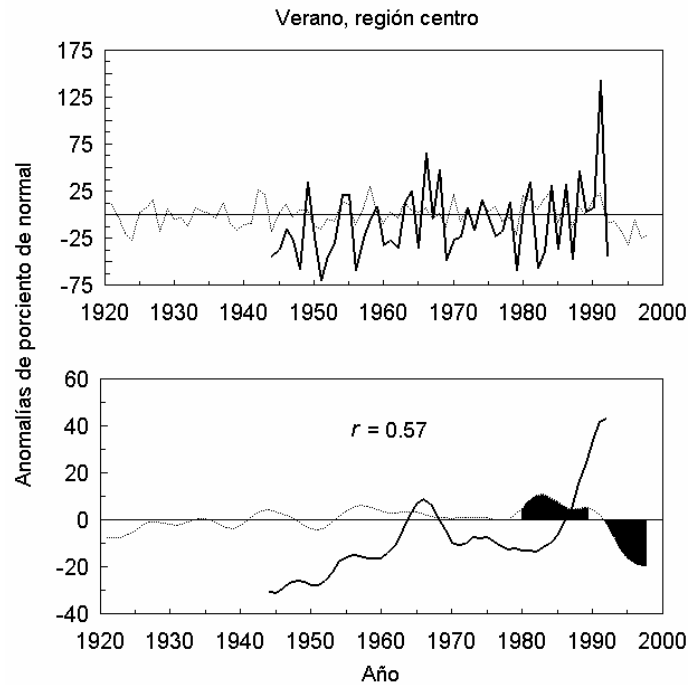


Figura 6. Series regionales de escurrimiento superficial (línea continua) y lluvia (línea punteada) de verano de la región centro. En la parte inferior se muestran las mismas series suavizadas mediante un filtro Hamming de orden 10; el sombreado que aparece en la serie de lluvia indica los periodos de interés para nuestro análisis.

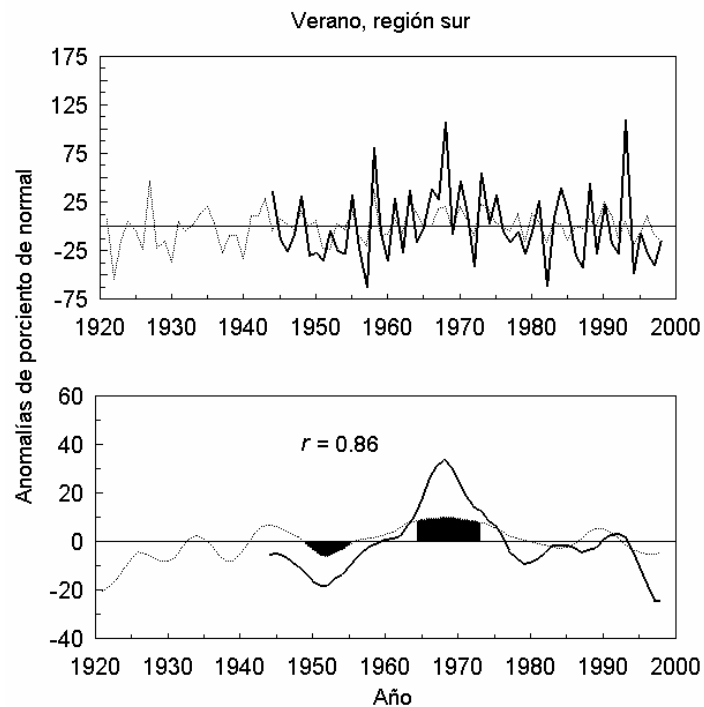


Figura 7. Lo mismo que en la Figura 6, pero aquí, región sur



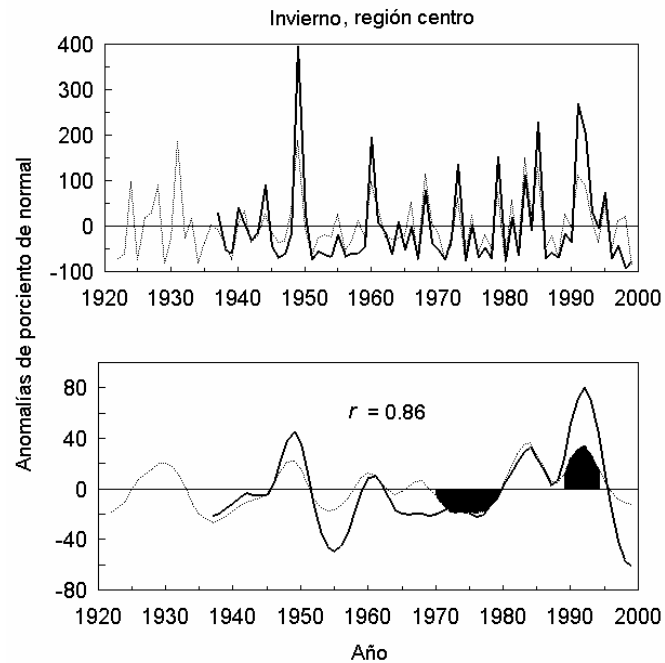


Figura 8. Series regionales de escurrimiento superficial (línea continua) y lluvia (línea punteada) de invierno, región centro. En la parte inferior se muestran las mismas series suavizadas mediante un filtro Hamming de orden 10; el sombreado que aparece en la serie de lluvia indica los períodos de interés para nuestro análisis.

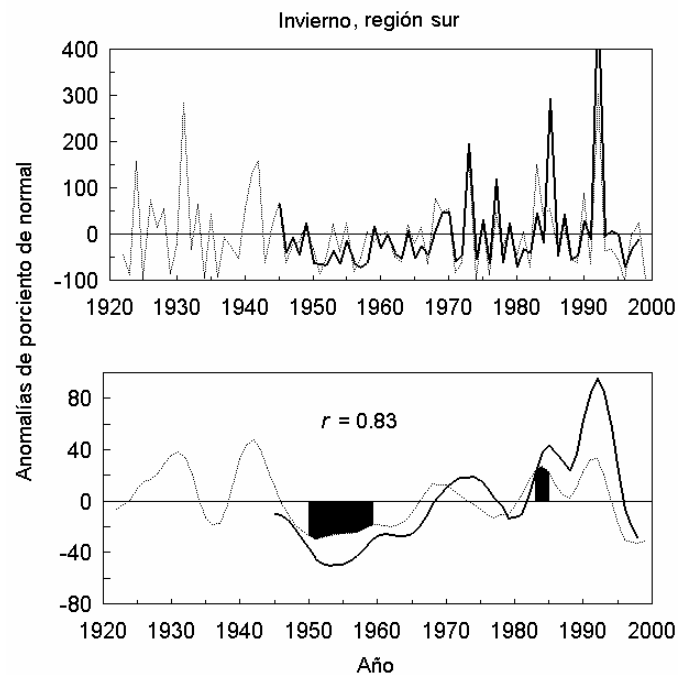


Figura 9. Lo mismo que en la Figura 8, pero aquí, región sur

## 2.4. Alargamiento de las series

### 2.4.1. Selección de predictores

Para seleccionar las series dendrocronológicas (SD) (ver Capítulo I) útiles para llevar a cabo la reconstrucción de las series regionales de escurrimiento superficial (SRES), se corroboró primero que la correlación entre ambas variables (SD y SRES) fuera significativa al 95%. Debido a que la SRES no presenta una distribución normal se probaron las siguientes transformaciones:

$$(1) x^2; \quad (2) \sqrt{x} \quad (3) \text{Log}(x); \text{ y} \quad (4) \frac{1}{x}$$

donde  $x$ , es la serie que se desea transformar. Los cálculos se realizaron cuando únicamente las SRES se transformaron y también cuando ambas series (SRES y serie regional de precipitación: SRP) se transformaron. Una vez que las series se transformaron, el procedimiento para seleccionar las SD se repitió, hasta encontrar aquellas series con las mejores correlaciones.

### 2.4.2. Selección del modelo

La selección del modelo de regresión óptimo en términos del criterio de cuadrados mínimos (Mattson, 1981) se realizó considerando las siguientes recomendaciones (STATISTICA, 1995):

- ✓ El modelo de regresión se estimó considerando a la SRES como variable dependiente y una o más SD, seleccionadas previamente,

como variables independientes. Se aplicó un modelo autoregresivo para identificar alguna persistencia significativa en todas las series de anillos arbóreos y en las SRES de invierno (Schwartz, 1978). No hubo persistencia significativa en las series. Adicionalmente, se transformaron las series SD y SRES con las transformaciones descritas anteriormente.

- ✓ Se seleccionó el modelo de regresión con el menor error de estimación. Para los cálculos, se empleó el método de regresión por pasos (*stepwise regression*) hacia adelante con entrada de F igual a 1 y F para remover igual a 0, mostrando los resultados en cada etapa. La contribución de cada serie independiente a la estimación de la variable dependiente se obtuvo mediante el cálculo de correlaciones parciales entre las series. Esto es, las correlaciones entre la variable independiente respectiva ajustada por todas las demás variables, y la variable dependiente ajustada por todas las otras variables (Mattson, 1981).
- ✓ Se llevó a cabo un análisis residual para eliminar los valores extremos (excesos) que pudieron modificar considerablemente el modelo de regresión. Se consideran excesos aquellos valores fuera de  $\pm 3$  veces los límites de "sigma", donde "sigma" es la desviación estándar de los residuales (STATISTICA for Windows, 1995). Enseguida investigamos el origen de los excesos. Si valores altos de caudal pudieron ser explicados con una precipitación abundante, entonces se concluyó que el caudal fue real y los excesos fueron

incluidos en la ecuación de regresión. Por lo tanto, el modelo de regresión seleccionado fue la ecuación de regresión con el mínimo error cuadrado de la predicción, cuando se compararon las ecuaciones ajustadas antes y después de que las SD y SRES fueron transformadas y, en cada caso, antes y después de que los excesos fueron removidos. Es importante mencionar que, una vez que se seleccionó el modelo de regresión óptimo, la serie reconstruida se retransformó, por ejemplo, empleando la función inversa a la logarítmica ( $invLog_{10}(x) = 10^{\log(x)}$ ) con el fin de obtener los valores originales de las series.

#### 2.4.3. Validación de la reconstrucción

Para validar los resultados de la reconstrucción de SRES, se aplicaron las pruebas de Student y de los signos entre las series observada y reconstruida. La prueba de reducción del error se estimó para evaluar la fortaleza de la reconstrucción.

## Capítulo III. Resultados y discusión

### 3.1. Regionalización

Los resultados de aplicar el análisis FEO con rotación Varimax se presentan en la Tabla 5. En la Figura 4 se muestra la distribución de los factores de peso en el área de estudio. Tanto en verano como en invierno, los dos primeros componentes explicaron la mayor parte de la varianza (Tabla 5a). En verano la explicación de la varianza fue del 59%, mientras que en invierno, del 85%. La retención de más de dos componentes fue inapropiada de acuerdo con los criterios de North *et al.* (1982). Esto fue debido a que el error de muestreo para el segundo y tercer eigenvalores resultó similar a la distancia entre el tercero y cuarto eigenvalores, lo que resultó en errores de muestreo similares entre el segundo y tercer FEO, y tercer y cuarto FEO.

Tabla 5. (a) eigenvalores y proporción acumulada de la varianza explicada correspondiente a dos componentes principales F:1 y F:2 aplicando el método de Funciones Empíricas Ortogonales con rotación por el método Varimax para verano e invierno; (b) coeficientes de peso para cada componente. Los cálculos se hicieron considerando el período de 1960 a 1990, común a las series.

a)

| Componente                            | Varianza explicada eigenvalores | Proporción acumulada [%] |
|---------------------------------------|---------------------------------|--------------------------|
| <b>Verano (julio a septiembre)</b>    |                                 |                          |
| 1                                     | 4.86                            | 32.4                     |
| 2                                     | 4.04                            | 26.9                     |
| Suma                                  | 8.90                            | 59.3                     |
| <b>Invierno (noviembre a febrero)</b> |                                 |                          |
| 1                                     | 7.90                            | 52.7                     |
| 2                                     | 4.87                            | 32.5                     |
| Suma                                  | 12.77                           | 85.2                     |

Tabla 5. Continuación

b)

| series | Verano |        | Invierno |       |
|--------|--------|--------|----------|-------|
|        | F : 1  | F : 2  | F : 1    | F : 2 |
| 1      | -0.010 | 0.661  | -0.040   | 0.757 |
| 2      | 0.187  | 0.707  | 0.389    | 0.855 |
| 3      | -0.014 | 0.909  | 0.329    | 0.902 |
| 4      | 0.245  | 0.808  | 0.287    | 0.920 |
| 5      | 0.243  | 0.593  | 0.537    | 0.776 |
| 6      | 0.246  | 0.333  | 0.836    | 0.341 |
| 7      | 0.436  | 0.358  | 0.581    | 0.731 |
| 8      | 0.653  | 0.074  | 0.712    | 0.357 |
| 9      | 0.759  | 0.210  | 0.810    | 0.413 |
| 10     | 0.907  | 0.235  | 0.840    | 0.295 |
| 11     | 0.828  | -0.023 | 0.877    | 0.336 |
| 12     | 0.881  | 0.153  | 0.950    | 0.266 |
| 13     | 0.618  | 0.565  | 0.958    | 0.177 |
| 14     | 0.538  | 0.557  | 0.948    | 0.152 |
| 15     | 0.702  | 0.521  | 0.938    | 0.176 |

Como se puede apreciar en la Figura 4, el primer componente (F: 1) que exhibe los coeficientes de peso  $a_i \geq 0.7$  cubre un área al sureste de la zona de estudio. Los valores de  $a_i$  decrecen hacia el noroeste donde la aridez se intensifica. Estos resultados son similares en verano e invierno. El segundo componente (F: 2) que exhibe los coeficientes de peso  $a_i \geq 0.7$  tanto en verano como en invierno cubre un área localizada al centro de la zona de estudio. En este caso los valores de  $a_i$  decrecen hacia el noroeste y sureste, en verano hacia la costa y en invierno hacia la región menos árida. De este modo las regiones se constituyeron de la siguiente manera, región sur o componente F: 1 y región centro o componente F: 2. La matriz de correlación mostró correlaciones significativas ( $r > 0.6$  en verano y  $r > 0.8$  en invierno,  $p < 0.03$ ) entre las series de un mismo factor, dando más fundamentos para separar las dos regiones (Figura 5).

### 3.2. Series regionales

Las series hidrológicas consideradas en la región sur fueron (Tabla 5b): Acatitán(9), Siqueros(10), Baluarte II(11), Acaponeta(12) y San Pedro(15). Estas estaciones aforan en la planicie costera a las corrientes Elota, Presidio, Baluarte, Acaponeta y San Pedro, respectivamente (Figura 5). En la región sur, en invierno (ver F:1 de invierno en Figura 4), se aprecia una pequeña porción al centro de la zona de estudio con valores de  $a_i \geq 0.7$ , correspondiente a la cuenca del arroyo Baroten. Por tratarse de una cuenca muy pequeña localizada en una zona montañosa alejada de las otras cuencas de la región sur, la cuenca del río Baroten no fue considerada dentro de esta región. La región sur es la más lluviosa de la VCGC con totales anuales que exceden los 1000 mm.

Las series hidrológicas consideradas en la región centro fueron (Tabla 5b): La Junta(2), San Bernardo(3) y Huites(4). Estas estaciones aforan las corrientes Papigochic, Mayo y Fuerte, respectivamente (Figura 5). En la región centro la precipitación anual varía de 500 a 800 mm alcanzando los 1000 mm en algunas porciones hacia el este donde se alcanzan alturas por sobre los 2500 m.s.n.m.

En general, las regiones centro y sur coinciden muy bien con las divisiones climáticas 3 y 4 de Douglas y Englehart (1996) y su clara separación sugiere la existencia de mecanismos de transporte de humedad distintos en cada caso.

### 3.3. Variabilidad interanual e interdecadal.

La variabilidad de las series regionales de escurrimiento superficial en la VCGC en el período de 1936 a 1999 llega a ser hasta tres veces mayor que la variabilidad de las lluvias regionales, pero es posible distinguir similitudes en la fluctuación interanual de ambas variables. Cuando se suavizan las series, por ejemplo utilizando un filtro Hamming de orden 10 (Blackman y Tukey, 1958; Oppenheim y Schafer, 1989) con el fin de retener solo la variabilidad de baja frecuencia (medida en décadas), las similitudes entre ambas variables se hacen más evidentes.

#### 3.3.1. Verano

##### 3.3.1.1. Región centro

Los escurrimientos superficiales de la región centro en verano mostraron variaciones muy irregulares (Figura 6a). Entre 1944 y 1977, grupos de 3 años de caudal escaso se intercalaron con grupos de 1 y 2 años de caudal abundante. Así también se observa intercalación de un año con caudal seco y uno abundante entre 1965 y 1968 y entre 1978 y 1987. De 1988 a 1991 (4 años) el caudal, en promedio, fue superior a la norma, siendo 1991 el año con caudal más abundante. Por otro lado 1951 fue el año más deficiente en el período de 1944 a 1999.

A diferencia de los escurrimientos superficiales las lluvias estivales en la región centro muestran variaciones de 1 año y grupos de 3 y 4 años (Figura 6a). Estas fluctuaciones se intercalan con lluvias abundantes y escasas. En



las dos últimas décadas se presentaron un período de 5 años con lluvias abundantes (de 1980 a 1984) y uno de 7 años con lluvias escasas al final de la década de los 90's siendo 1995 el año con las lluvias más escasas de todo el período analizado. Las lluvias más abundantes en cambio, se presentaron en 1958.

Las diferencias, más que las similitudes, entre la fluctuación de los escurrimientos superficiales y las lluvias en la región centro se hacen más evidentes al filtrar las series (Figura 6b). La correlación entre ambas variables, de 1944 a 1992, es estadísticamente significativa al 95% ( $r = 0.57$ ). Pero resulta complicado explicar el origen de los períodos prolongados de caudal escaso únicamente analizando la fluctuación de las lluvias. Resulta lógico pensar que las características fisiográficas (zona montañosa con pendientes abruptas) y la aridez de la zona (lluvias escasas por naturaleza) provocan déficit de humedad en el suelo que se intensifica al prolongarse los períodos con lluvias escasas o cercanas a la norma. Por el contrario, la frecuente ocurrencia de lluvias abundantes, tal como ocurrió en la década de los 1980's puede dar origen a períodos con caudal abundante al permitir recuperación de los niveles de agua en los acuíferos y la alimentación posterior de las corrientes. De este modo, es posible suponer que existe un retraso natural de varios años entre la fluctuación que se observa en las lluvias y en los escurrimientos superficiales de la región centro.

### 3.3.1.2. Region sur

Las fluctuaciones de los escurrimientos superficiales en la región sur cambian irregularmente en grupos intercalados de años con caudal abundante y escaso (Figura 7a). Estos cambios son evidentes en cuatro períodos, de 1944 a 1954 cuando se intercaló un año con caudal abundante entre dos grupos de 3 y 6 años con caudal escaso; de 1955 a 1965 cuando hubo intercalación de años con caudal abundante con grupos de 2 años con caudal escaso; de 1966 a 1975 cuando grupos de 3 y 2 años de caudal abundante se intercalaron con años individuales y un período de 3 años de caudal escaso; y de 1976 a 1998 cuando se presentaron dos grupos de 5 años con caudal escaso y grupos intercalados de 2 y 3 años con caudal abundante y escaso.

Las lluvias de verano en la región sur muestran un comportamiento también muy irregular con grupos de 2, 3, 4 y 6 años de lluvias abundantes y escasas intercalados sin un patrón fijo (Figura 7a). Resalta, sin embargo, el período de 1963 a 1975 durante el cual grupos de 2, 3 y 6 años con lluvias abundantes se intercalaron con años de lluvias escasas.

La fluctuación de las lluvias y de los escurrimientos superficiales en la región sur resultó ser muy similar con algunas discrepancias al final del período. La correlación entre las series filtradas de ambas variables (Figura 7b) resultó significativa al 95% ( $r = 0.86$ ). Aunque en general los períodos húmedos y secos de ambas variables estuvieron en fase, a principios de los

1990's resulta evidente observar un retraso de 3 años en los escurrimientos superficiales en relación con las lluvias el cual es seguido por caudales escasos a partir de 1994 ocasionado por las escasas lluvias al final del período analizado.

### 3.3.2. Invierno

#### 3.3.2.1. Región centro

Las fluctuaciones de los escurrimientos superficiales de invierno en la región centro se caracterizan por grupos de 2, 3, 4, 5 y hasta 9 años de caudal escaso intercalados con años de caudal abundante (Figura 8a). Resulta evidente resaltar el período de 1979 a 1985 durante el cual un año con caudal abundante se intercalaron con años de caudal escaso. Este comportamiento en invierno refleja pulsos repentinos de caudal abundante posteriores a períodos prolongados de escasez tal como ocurrió, por ejemplo, en 1949 (año de mayor caudal en la región centro), 1960, 1973, 1979, 1985, 1991 y 1992.

Las lluvias invernales de la región centro fluctúan sin un patrón aparente (Figura 8). Grupos de 2, 3 y 5 años de lluvias escasas se intercalan irregularmente con años individuales y, en raras ocasiones también con grupos de 2 y 3 años de lluvias abundantes. Aún cuando los años lluviosos son menos abundantes que los años con lluvias escasas, aquellos alcanzan volúmenes que son fácilmente distinguibles, por ejemplo como ocurrió en

1931, 1949, 1960, 1968, 1983, 1985, 1991 y 1992 que coinciden con años de caudal abundante.

La fluctuación de los períodos prolongados en los escurrimientos superficiales y las lluvias en la región centro estuvo en fase en la mayor parte del período analizado. Sus características en ambas variables sobresalen al filtrar las series (Figura 8b). Mientras que el período húmedo de 1980 a 1995 coincide muy bien en las dos variables, el período seco anterior es de menor duración en las lluvias. A partir de 1995 tanto las lluvias como los escurrimientos superficiales fueron escasos. La correlación entre las series filtradas de ambas variables fue significativa al 99% ( $r = 0.86$ ).

#### 3.3.2.2. Región sur

Hay dos períodos que son fácilmente distinguibles por la forma en que fluctúan los escurrimientos superficiales en la región sur, en invierno (Figura 9a). El primero de 1945 a 1972 durante el cual se observaron grupos de 2, 3 y 9 años con caudal escaso intercalados con años individuales de caudal abundante y de 1973 a 1999 cuando el comportamiento de la fluctuación cambia de tal forma que grupos de 2 y 3 años de caudal escaso aparecen intercalados con años individuales de caudal abundante y escaso. Durante este segundo período sobresalen en orden de magnitud creciente los años de 1973, 1985 y 1992.

La fluctuación de las lluvias de invierno en la región sur (Figura 9a), de 1921 a 1999, es diferente en tres períodos, de 1921 a 1946 durante el cual grupos de 2 y 3 años de lluvias abundantes se intercalan con un grupo de 2 y uno de 4 años con lluvias escasas; de 1947 a 1967 el comportamiento se invierte y grupos de 2 y 3 años de lluvias escasas se intercalan con años de lluvias abundantes; y de 1968 a 1999 cuando nuevamente vuelve a invertirse el comportamiento de las lluvias con grupos de 3 y 2 años de precipitaciones abundantes intercalados con años individuales y de 2 años con lluvias escasas. Durante el período sobresalen los años de 1924, 1931, 1942, 1973, 1983 y 1992 por la abundancia de las lluvias y 1923, 1929, 1934, 1951, 1996 y 1999 por la escasez de lluvias.

La fluctuación de los escurrimientos superficiales y de las lluvias de invierno en la región sur fue muy similar. La correlación entre las series filtradas fue significativa al 99% ( $r = 0.83$ ) (Figura 9a). En esta región, es posible suponer que los períodos de escurrimiento superficial se retrasan en 2 y 3 años en relación con los períodos de lluvia. Sin embargo las series desfazadas no incrementaron la correlación. Es evidente además observar que los períodos con caudal escaso y abundante son más prolongados que los períodos de lluvia escasa y abundante.

#### 3.4. Oscilación Decadal de Pacífico

El índice de la Oscilación Decadal del Pacífico presenta variaciones mensuales muy irregulares en el período de 1999 a 2001 (Figura 10). Una característica

típica de este índice es su fluctuación de larga duración. La serie filtrada muestra fluctuaciones de 8 a 32 años de variación. Son notables los períodos de 22 años con valores positivos de este índice correspondientes a la fase cálida del PDO (Mantua *et al.*, 1997), de 1923 a 1944 y de 1977 a 1998, que se encuentran intercalados por un período de 32 años de valores negativos del índice correspondiente a la fase fría del PDO, de 1945 a 1976. Es posible que el clima del Pacífico Norte esté cambiando nuevamente de fase (Hare and Mantua, 2000), y que la era de aguas costeras inusualmente cálidas haya concluido, lo que da lugar al inicio de una fase fría del PDO a partir de 1998.

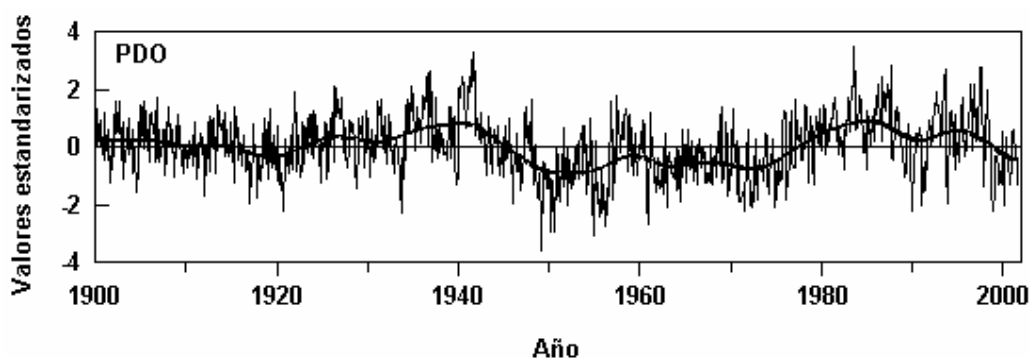


Figura 10. Serie mensual de valores estandarizados del índice de la Oscilación Decadal del Pacífico de acuerdo con Zhang *et al.* (1997) y Mantua *et al.* (1997) y su serie suavizada mediante un filtro Hamming de orden 120.

### 3.5. Patrones de circulación atmosférica

#### 3.5.1. Algunos conceptos básicos

Una manera de verificar la abundancia y escasez de lluvia y escurrimiento superficial, descritas más arriba, es comparando los años de abundancia (valores por encima del normal) y de sequía (valores por debajo del normal) con las condiciones de flujo atmosférico. Los flujos atmosféricos se pueden identificar en un mapa donde aparecen dibujadas las isobaras (líneas que unen puntos de igual presión atmosférica) (Neiburger *et al.*, 1973). Cuando los

valores de las isobaras son positivos se dice que hay alta presión atmosférica y por el contrario, cuando son negativos, baja presión atmosférica. Las isobaras que se cierran pueden originar anticiclones (si son de alta presión atmosférica) o ciclones (si son de baja presión atmosférica). En el hemisferio norte, los vientos dentro de un anticiclón se mueven siguiendo las manecillas del reloj. Son vientos descendentes, secos y producen tiempo soleado y en calma. Por el contrario, los vientos dentro de un ciclón se mueven en dirección contraria a las manecillas del reloj. Estos vientos son ascendentes y generan tiempo nublado y lluvioso. En un anticiclón, a la zona de más alta presión se le conoce como *domo*. En un ciclón, a la zona de más baja presión se le conoce como *vaguada*.

#### *Lluvias frontales*

El encuentro de masas de diferentes características (humedad y temperatura), por ejemplo, una masa fría y seca proveniente del polo norte con una masa cálida y húmeda del Pacífico, produce una zona de transición en donde la temperatura varía drásticamente en unos cuantos kilómetros en la horizontal (Neiburger *et al.*, 1973, Dutch *et al.*, 1998). Debido a que la mayor variación ocurre con la temperatura se distinguen frentes fríos y cálidos. En un frente, el aire más cálido asciende a lo largo de la zona de transición. Si asciende demasiado, la humedad relativa puede incrementarse produciendo nubosidad y lluvia. Si la masa fría es la que se desplaza hacia la masa cálida se dice que el frente es frío. Por el contrario, si la masa cálida va al encuentro de la masa fría, el frente es cálido.

### *Corriente en chorro*

Al corredor de vientos muy intensos (160 km por hora) y relativamente angosto en la circulación atmosférica se le conoce como corriente en chorro. La corriente en chorro se localiza sobre el frente polar a unos 12 km de altura, cercano a la tropopausa (Dutch *et al.*, 1998).

Aproximadamente a 3 km de altura (700 mb) se encuentra el mayor contenido de agua precipitable (Reyes *et al.*, 1994). Los mapas de anomalías de alturas geopotenciales a 700 mb (AG700) permiten describir las condiciones de flujo de gran escala asociados con inviernos y veranos extremos (húmedos y secos) (Namias 1978, 1980, 1982; Namias, 1982b; Douglas y Englehart, 1984, 1995 y 1996). Esto les ha permitido a los investigadores describir sistemas atmosféricos aparentemente asociados en distancias considerables, muchos de los cuales se describen como ondas Rossby estacionarias (Namias, 1983). Por ejemplo, el anticiclón de niveles altos sobre las planicies de Estados Unidos está usualmente acompañado por otros anticiclones, uno en el Pacífico central oriental y el otro en el Atlántico central oriental. Es bien sabido que si una vaguada profunda con tiempo de tormentas yace sobre el Pacífico norte en una posición adecuada para estar asociada con un domo sobre el continente, entonces el área dominada por el domo de alta presión será seca (Namias, 1980). Si las condiciones se prolongan o son recurrentes, por ejemplo cuando la atmósfera y el océano se acoplan de tal manera que las celdas de alta presión persisten en intervalos prolongados, la sequía se acentúa. Si por el



contrario, sobre el continente yace un sistema de baja presión, se intensifica la advección de humedad propiciando las lluvias.

### 3.5.2. Condiciones húmedas y secas

Las condiciones húmedas y secas en las regiones centro y sur se explican muy bien en los mapas compuestos que se muestran en las Figuras 11 a 18. En la Figura 11, por ejemplo, el ciclón posicionado al oeste de México en verano indica que hay incremento de transporte de humedad por convección vertical el

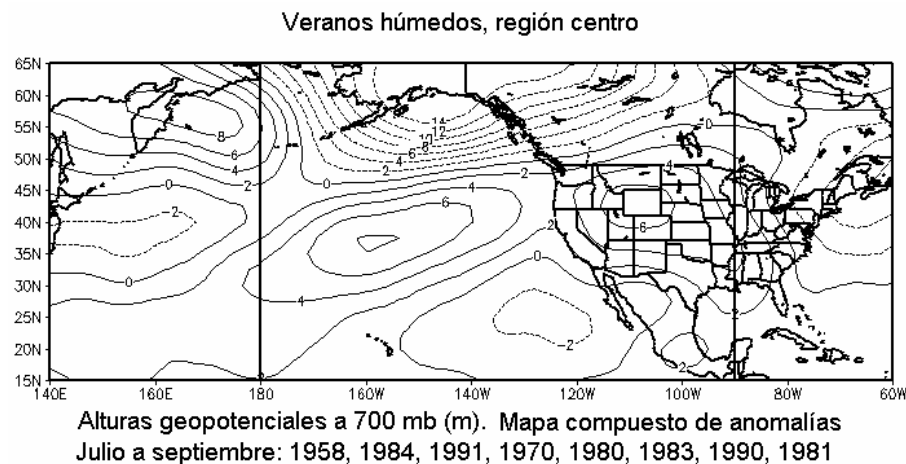


Figura 11. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más húmedos de verano en la región centro.

cual se encuentra asociado con la abundancia de las lluvias estivales (Douglas *et al.*, 1993). Su posición favorece un flujo del suroeste que es indicativo de aire marítimo entrando a la región centro a través del Golfo de California (Badan-Dangon *et al.*, 1991). Otra indicación de condiciones húmedas en verano para la región centro es el anticiclón posicionado muy al norte, en el centro de los Estados Unidos, el cual favorece la penetración de nubosidad desde el sur

(Douglas y Englehart, 1998a, Higgins *et al.*, 1998a). Por otro lado, las bajas presiones que aparecen sobre la región monzónica durante veranos húmedos en la región sur (Figura 12), indican penetración de humedad hacia esta región desde la ZIC.

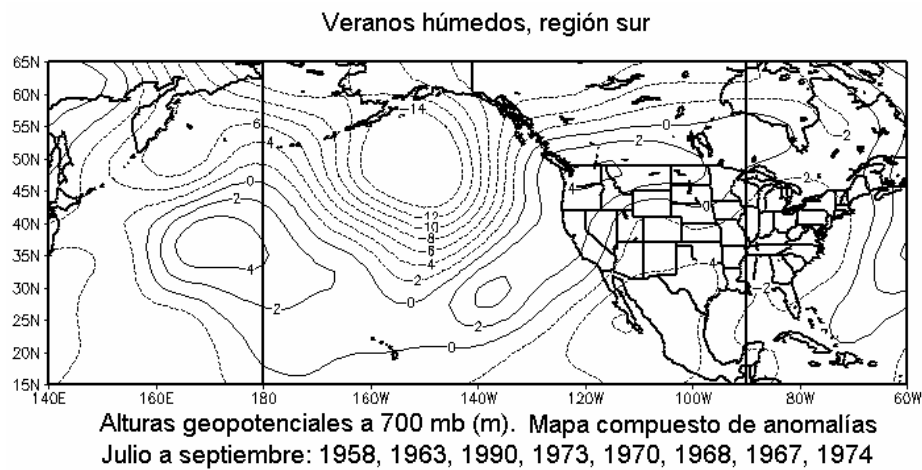


Figura 12. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más húmedos de verano en la región sur.

Las condiciones secas en las regiones centro y sur en verano se clarifican a partir de las Figuras 13 y 14. En ambos casos, las altas presiones localizadas sobre la región monzónica indican que las tormentas que se originan en el sur de México no pueden penetrar hacia estas regiones debido a un flujo opuesto (Douglas y Englehart, 1996) que favorece el empobrecimiento de los monzones (Douglas y Englehart, 1998a, Higgins *et al.*, 1998a). Para la región centro (Figura 13) el patrón de flujo durante los veranos secos mantiene relación con la actividad convectiva del Pacífico central ecuatorial (Douglas y Englehart, 1998a). Cuando la actividad convectiva en esta región del Pacífico se intensifica la corriente de chorro subtropical que atravieza México es más

intensa que normal mientras que el monzón mexicano resulta de poca humedad debido al transporte de vientos secos del oeste, que pueden generar oleadas de calor en el centro de Estados Unidos (Chang y Wallace, 1987, Namias, 1983). En la región sur (Figura 14), el flujo anómalo del norte limita la penetración de humedad desde el Golfo de México. Este patrón de flujo es muy similar al patrón de flujo asociado con los monzones tardíos (Douglas y Englehart, 1996, Higgins *et al.*, 1998b).

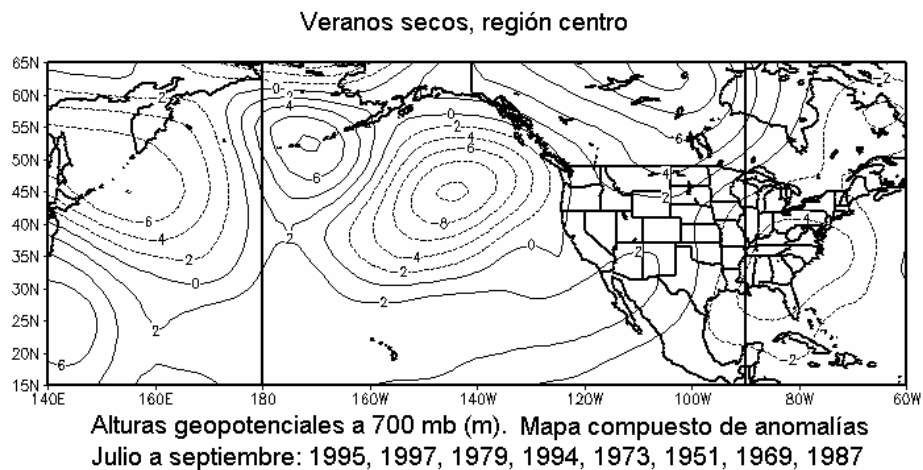


Figura 13. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más secos de verano en la región centro.

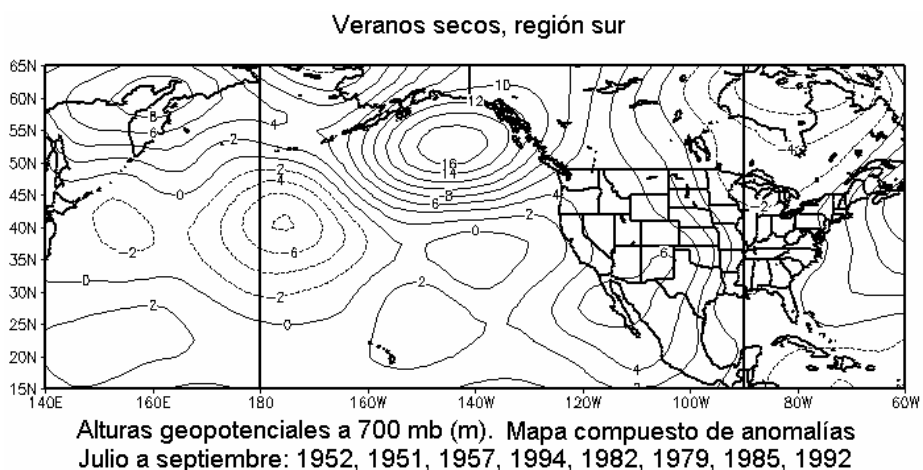


Figura 14. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más secos de verano en la región sur.

Las condiciones húmedas de invierno para la región centro se evidencian en la Figura 15. Un ciclón centrado sobre la península de Baja California y el patrón de flujo meridional anómalo con sistema de bloqueo en el Golfo de Alaska, indican entrada de muchos frentes fríos provenientes del noroeste que al interactuar con la humedad del aire cálido del sur en el Pacífico subtropical, benefician a la región centro. Al sur de la vaguada los frentes fríos se intensifican. En el Pacífico subtropical, este patrón de flujo indica que hay interacción entre las corrientes de chorro polar y subtropical (Douglas y Englehart, 1984). Ocasionalmente, en la zona de divergencia entre estos dos sistemas (al sureste de la vaguada), la penetración de nubosidad desde la ZIC

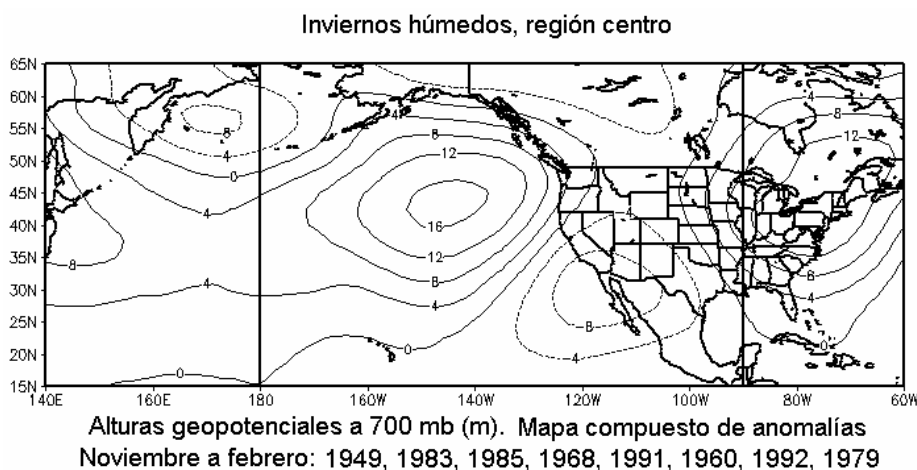


Figura 15. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más húmedos de invierno en la región centro.

se ve favorecida. Por otro lado, anomalías negativas de AG700 sobre la mitad este del Pacífico norte producen condiciones húmedas de invierno para la región sur (Figura 16) e incremento de tormentas en el Golfo de México, sureste de Estados Unidos y el oeste del Atlántico norte (Dickson y Namias, 1976), favoreciendo el proceso de ciclogénesis (generación de ciclones) en el Golfo de México (Douglas y Englehart, 1981), en asociación con los vientos

oestes de la troposfera alta y la posición media de la corriente de chorro subtropical (Erickson, 1979).

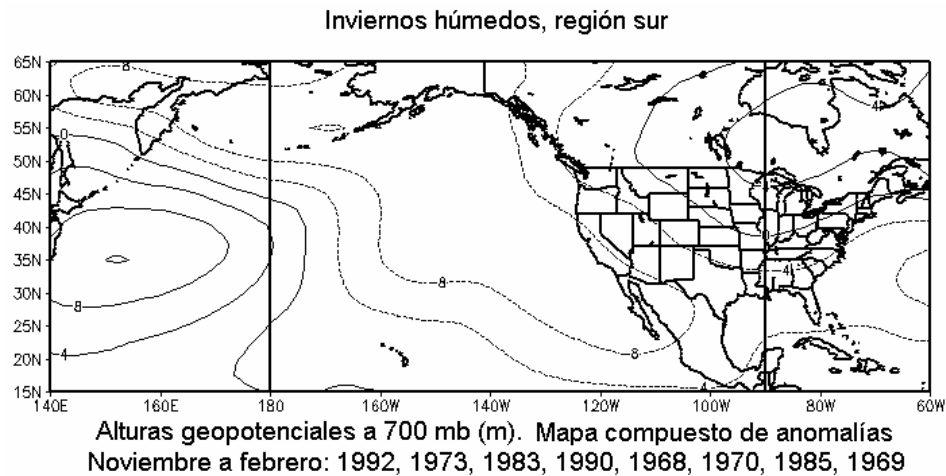


Figura 16. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más húmedos de invierno en la región sur.

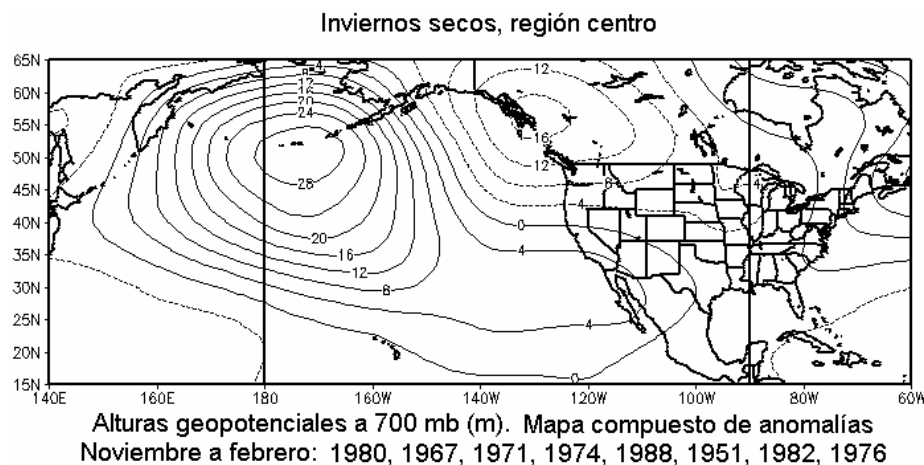


Figura 17. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más secos de invierno en la región centro.

Las condiciones secas de invierno para las regiones centro y sur se clarifican en las Figuras 17 y 18. En ambos casos, un anticiclón (más intenso en la región sur) está centrado sobre las islas Aleutianas con anomalías de AG700 que se extienden hacia el noroeste de México con flujo continental del norte, por lo que

resulta seco. En este caso, no hay interacción entre las corrientes de chorro polar y subtropical y, consecuentemente, no se presenta la formación de nubosidad en la zona de estudio. Debido a que no hay divergencia entre ambos sistemas el flujo desde la ZIC es débil. Este tipo de patrón es causado por las ondas Rossby estacionarias, que conlleva a condiciones secas y de alta presión corriente abajo de la celda de baja presión (Dutch *et al.*, 1998).

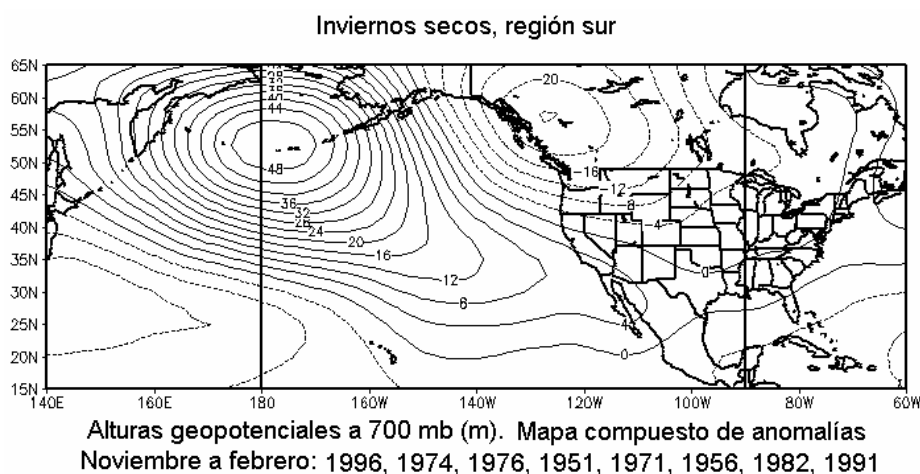


Figura 18. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de los 8 años más secos de invierno en la región sur.

### 3.5.3. El Niño y La Niña

En la literatura se menciona que en condiciones El Niño, en el noroeste de México los veranos son secos (Reyes *et al.*, 1994; Douglas y Englehart, 1998a; Higgins *et al.*, 1998b), y los inviernos húmedos (Cavazos y Hastenrath, 1990). En condiciones La Niña ocurre lo contrario, es decir, veranos húmedos e inviernos secos. Los mapas compuestos de patrones de flujo atmosférico a 700 mb (Figuras 19 a 22) confirman estas asociaciones en la vertiente continental del Golfo de California.

Para hacer el análisis de los mapas compuestos de AG700 en condiciones El Niño y La Niña estacionalmente, se siguió la clasificación del Climate Prediction Center (1999). Esta clasificación resulta más ventajosa que la clasificación dada por Quinn (1992), debido a que la separación de los eventos cálidos (El Niño) y fríos (La Niña) se realiza estacionalmente.

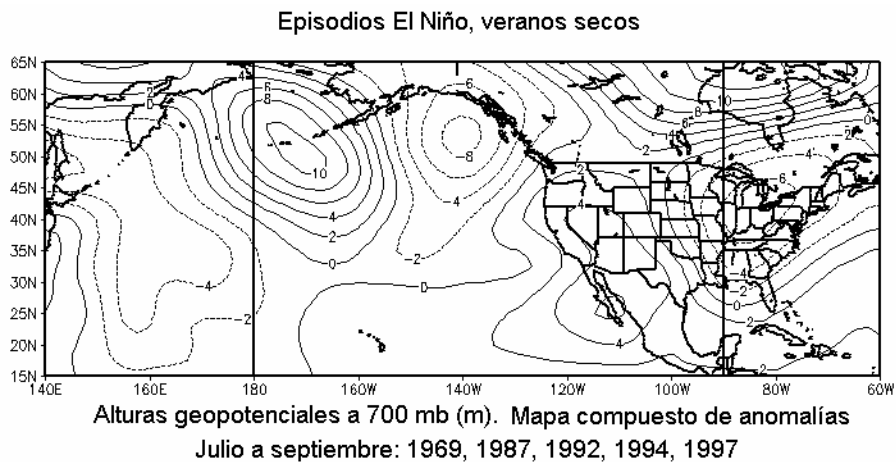


Figura 19. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de años con veranos secos y la misma señal de El Niño, en las regiones centro y sur.

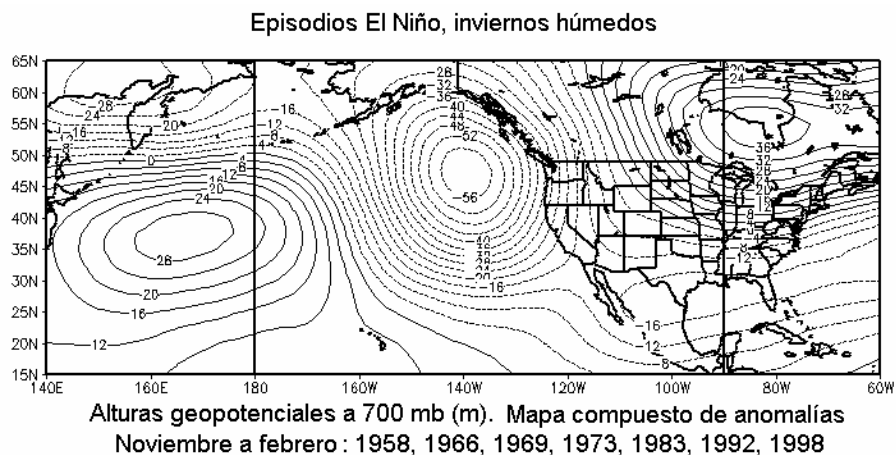


Figura 20. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de años con inviernos húmedos y la misma señal de El Niño, en las regiones centro y sur.

Los veranos secos con la misma señal de El Niño en ambas regiones se clarifican en la Figura 19. El anticiclón posicionado sobre la península de Baja

California con extensión hacia el norte, al interior de los Estados Unidos, implica que los flujos del norte bloquean el paso de la humedad desde el trópico hacia las regiones centro y sur, lo que resulta en la falta de lluvias monzónicas (Douglas y Englehart, 1998a; Higgins *et al.*, 1998b). La vaguada al este de los Estados Unidos es indicativa de que los alisios pasan de largo hacia el este. La tendencia a condiciones secas durante eventos El Niño puede extenderse hacia el sur de México, fenómeno asociado probablemente, a la actividad débil de las tormentas tropicales (Douglas y Englehart, 1998a). Por otro lado, las condiciones húmedas de invierno con la misma señal de El Niño para ambas regiones se ilustran en la Figura 20. En este caso la corriente de chorro polar se divide en dos flujos meridionales con componentes norte y sur. Si a esto le agregamos un mar cálido en el Pacífico subtropical las condiciones son adecuadas para la formación de muchos frentes fríos que entran a México desde el noroeste produciendo las condiciones húmedas en la vertiente continental del Golfo de California (Cavazos y Hastenrath, 1990).

Durante eventos La Niña los veranos húmedos se clarifican en la Figura 21. En este caso las bajas presiones se extienden desde el Caribe hacia Baja California lo que implica que muchas tormentas y ondas tropicales del este penetren hacia la zona de estudio desde el Golfo de México y el Océano Atlántico. Estas condiciones se encuentran asociadas con lluvias monzónicas abundantes en el suroeste de México y un monzón fallido en Arizona y Nuevo México (Higgins *et al.*, 1998b). La asociación en el suroeste de México en parte se atribuye al impacto local de las anomalías de temperatura superficial del mar



sobre el contraste térmico entre la tierra y el mar, propiciando la intensidad de los monzones durante años La Niña.

#### Episodios La Niña, veranos húmedos

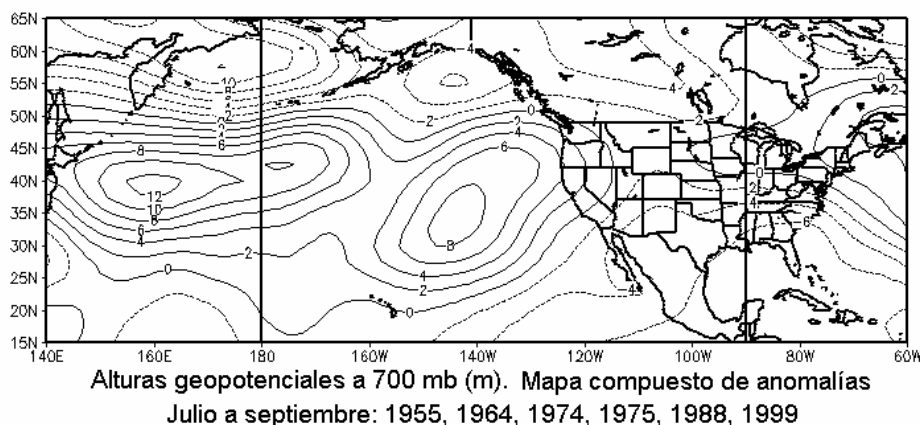


Figura 21. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de años con veranos húmedos y la misma señal de La Niña en las regiones centro y sur.

#### Episodios La Niña, inviernos secos

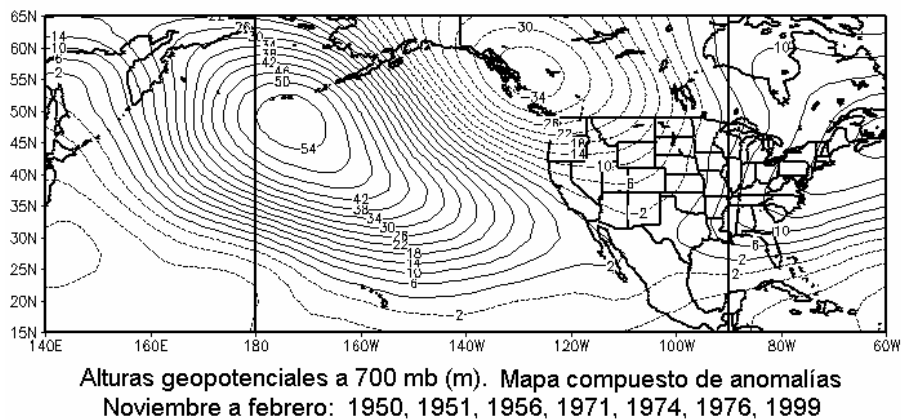


Figura 22. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de años con inviernos secos y la misma señal de La Niña, en las regiones centro y sur.

El patrón de flujo característico de inviernos secos con la misma señal de La Niña en las regiones centro y sur (Figura 22) es similar al patrón de flujo típico de inviernos secos discutido previamente para ambas regiones (ver Figuras 17 y 18). Esto indica que existe una estrecha relación entre el domo de alta presión muy intenso posicionado sobre las Islas Aleutianas y las condiciones

secas de invierno en la vertiente continental del Golfo de California, causado por las ondas Rossby (Dutch *et al.*, 1998).

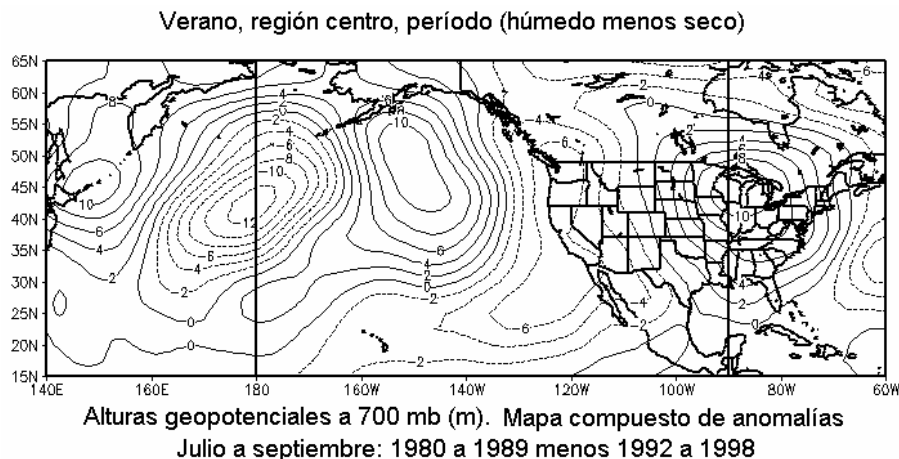


Figura 23. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de la diferencia de un período húmedo menos un período seco de verano, en la región centro.

#### 3.5.4. Eventos recurrentes

Durante el período húmedo de verano seleccionado para la región centro los años con condiciones La Niña fueron comunes (esto es, 1984, 1985, 1988, 1989) (Figura 23). La asociación entre un mar cálido (correspondiente con la fase cálida del PDO) en el Pacífico norte y años con condiciones La Niña (lo que significa veranos húmedos para la región) en el Pacífico ecuatorial, favorece el desplazamiento de la actividad convectiva hacia el continente a través del Golfo de California, con formación de nubosidad y precipitación en la región centro (Higgins *et al.*, 1998b; Douglas y Englehart, 1998a). Por el contrario, durante el período seco (patrón de flujo opuesto en la Figura 23), las condiciones El Niño fueron comunes (esto es, 1992, 1993, 1994 y 1997), lo que significa monzones débiles (Douglas y Englehart, 1998a y Higgins *et al.*, 1998b) para esta región. Estos resultados sugieren que cuando el PDO estuvo en su

fase cálida los veranos estuvieron teleconectados con eventos La Niña (veranos húmedos) y El Niño (veranos secos).

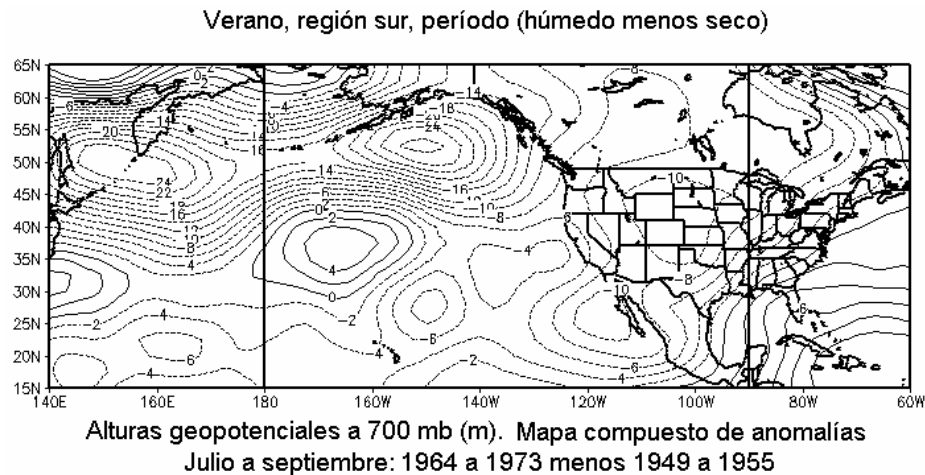


Figura 24. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de la diferencia de un período húmedo menos un período seco de verano, en la región sur.

Las condiciones húmedas recurrentes en verano para la región sur se ilustran en la Figura 24. En este caso, la actividad ciclónica regular fue resultado del incremento en la ocurrencia de los huracanes (Reyes, 1991) que es indicativo de penetración de humedad desde el Pacífico tropical hacia la región sur. El patrón de flujo opuesto (que corresponde al período seco) revela la existencia de una alta subtropical recurrente posicionada sobre la región monzónica, lo que caracteriza a las condiciones secas de verano (ver Figura 14). Estos resultados indican que durante la fase fría del PDO los períodos húmedos y secos de verano para la región sur estuvieron relacionados con eventos más localizados, por ejemplo, con la posición del domo subtropical sobre el continente. Yu y Wallace (2000) encontraron un resultado similar. Estos autores propusieron un índice de precipitación estival para el sistema de Monzón de

Norteamérica, que estuvo intensamente correlacionado únicamente con la precipitación local sobre el suroeste de México y débilmente correlacionado sobre el suroeste de los Estados Unidos.

Las bajas presiones débiles pero regulares al oeste de México (Figura 25) favorecidas por un mar cálido a lo largo de la costa del Pacífico (correspondiente a la fase cálida del PDO), crearon las condiciones adecuadas para que los frentes fríos se desplazaran hacia la región centro, produciendo el período húmedo recurrente de invierno en esta región. El patrón de flujo opuesto (correspondiente a la fase fría del PDO) revela vientos del norte alrededor del noroeste de México. En este caso, las tormentas extratropicales se desplazan hacia el norte evitando que la humedad ingrese a la región centro, lo que resulta en el período seco recurrente de invierno.

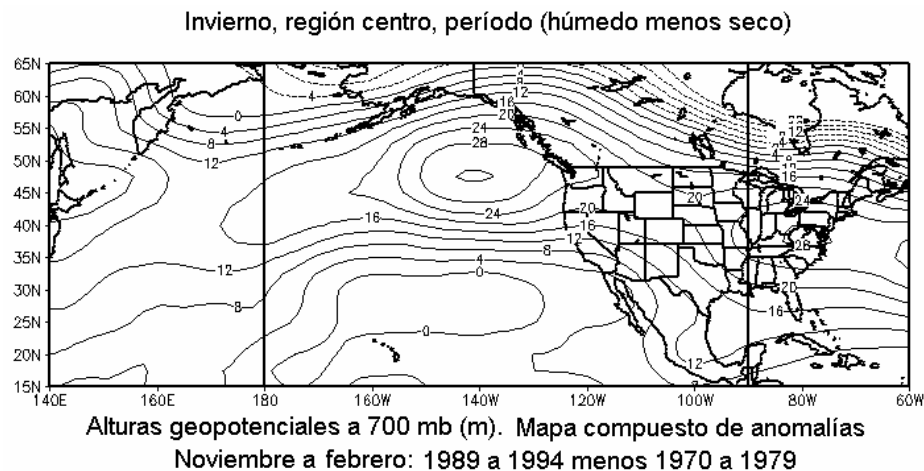


Figura 25. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de la diferencia de un período húmedo menos un período seco, en la región centro.

Para la región sur, las condiciones húmedas recurrentes de invierno se clarifican en la Figura 26. En este caso, aproximadamente a 140° de longitud

oeste el viento del oeste se divide en dos flujos hacia el norte a través del Golfo de Alaska, y hacia el sureste a lo largo de la porción occidental de la península de Baja California, permitiendo la entrada de frentes fríos hacia la región sur y produciendo el período húmedo de invierno. Por el contrario, el flujo opuesto bloqueó la actividad ciclónica del Pacífico desplazando las trayectorias de las tormentas extratropicales hacia el norte (Namias, 1983), lo que caracteriza a las condiciones secas de invierno (ver Figuras 17 y 18).

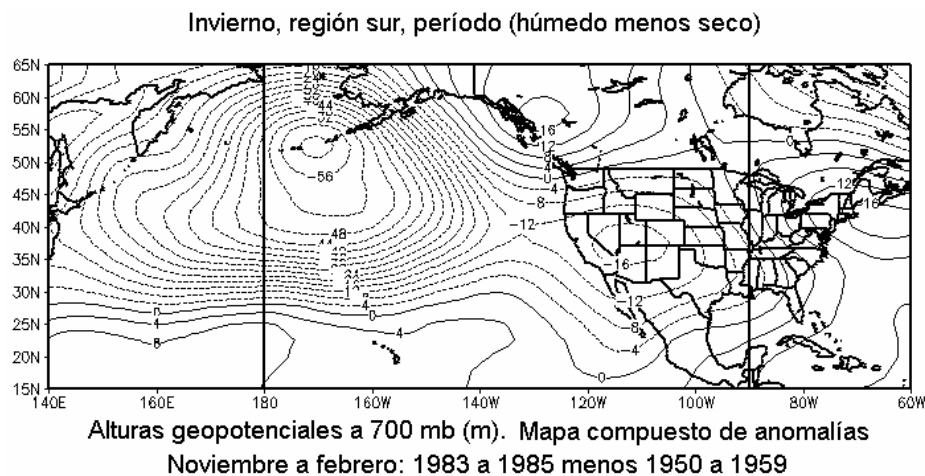


Figura 26. Patrones de flujo atmosférico a 700 mb del promedio de la diferencia de un período húmedo menos un período seco de invierno, en la región sur.

### 3.5.5. Condiciones oceánicas y atmosféricas del período seco más reciente

Como ya sabemos, los veranos en la VCGC en la última década del siglo XX han sido de lluvias escasas (Figuras 6 y 7). En la región centro, las lluvias comenzaron a ser escasas a partir de 1992, mientras que en la región sur, a partir de 1993. La sequía invernal comenzó unos años más tarde, en 1996 para la región centro (Figura 8), y en 1995 para la región sur (Figura 9). Situación que ha tenido graves repercusiones para la economía no solo de la zona de estudio, sino de todo el país. Este fenómeno se analiza más abajo

considerando la repercusión que tuvo sobre la situación del llenado de las presas localizadas en los ríos de la VCGC. Por lo pronto, en este apartado nos concentraremos en discutir únicamente las condiciones oceánicas y atmosféricas que prevalecieron en la última década de 1990's y que dieron origen a las escasas lluvias monzónicas e invernales.

#### Verano, período seco de 1992 a 1998

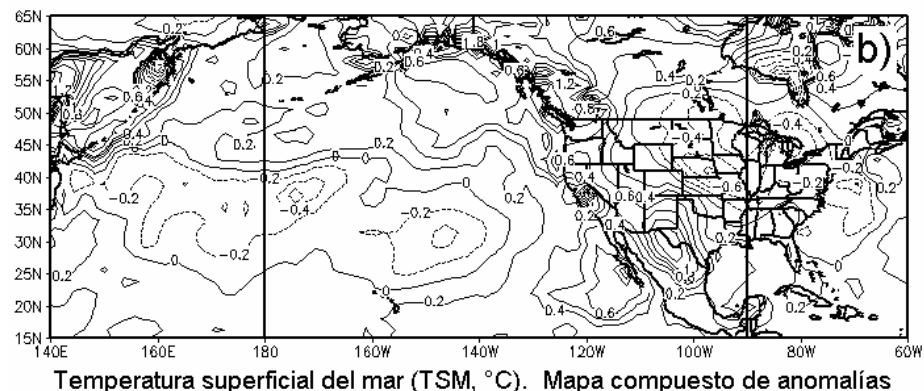
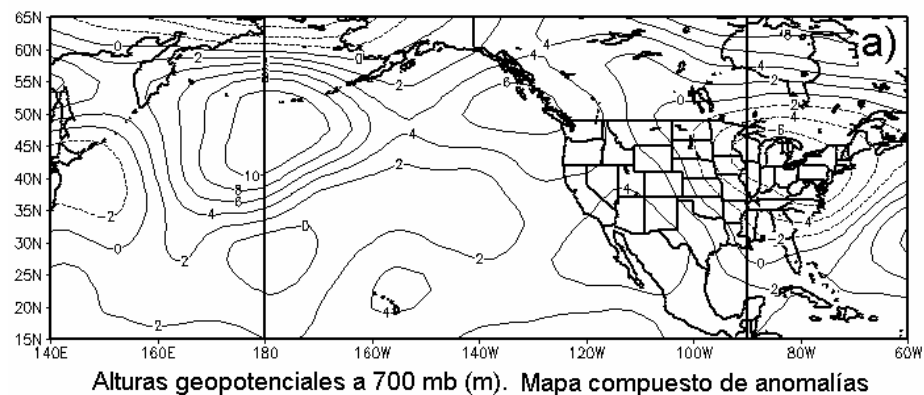


Figura 27. (a) patrones de flujo atmosférico promedio y (b) anomalías de temperatura superficial del mar, del período 1992 a 1998, seco de verano.

#### 3.5.5.1 Verano

Las causas de la sequía, de 1992 a 1999, que afectó a los ríos de la VCGC estuvieron asociadas con un patrón recurrente de flujo atmosférico anticiclónico sobre el Golfo de California (Figura 27a) (Brito-Castillo *et al.*, 2002). El flujo del

noroeste bloqueó la entrada de humedad desde los océanos Atlántico y Pacífico (García y Trejo, 1994) causando bajas precipitaciones sobre la VCGC. A lo largo de la costa oeste de Norteamérica, dominaron las anomalías positivas de la temperatura superficial del mar, mientras que en el Pacífico central subtropical las aguas se mantuvieron frías (Figura 27b). Este patrón de comportamiento térmico de las aguas superficiales en el Pacífico norte corresponden a un patrón extendido de condiciones El Niño acoplado con fase cálida del PDO, que como ya se ha visto, producen monzones empobrecidos (Douglas y Englehart, 1998a).

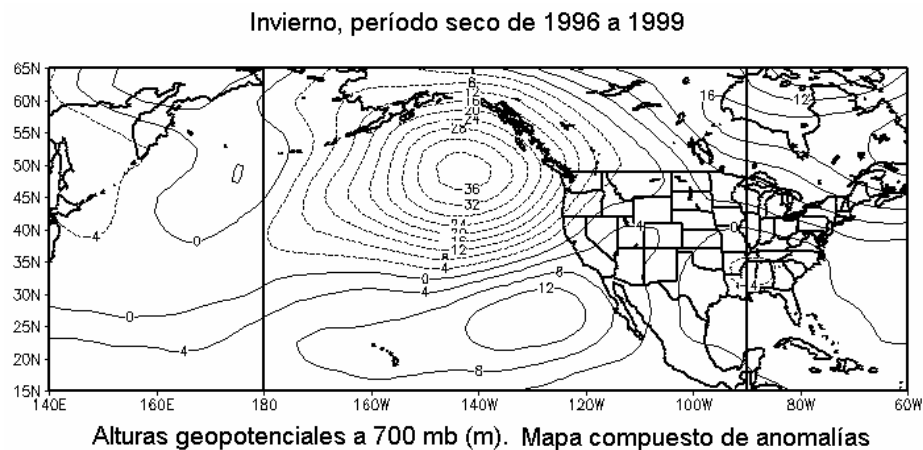


Figura 28. Patrones de flujo atmosférico promedio del período 1996 a 1998, seco de invierno.

### 3.5.5.2. Invierno

En invierno, las condiciones atmosféricas muestran un patrón de flujo ondulante compuesto por un sistema anticiclónico a lo largo del Pacífico subtropical del norte (por debajo de 30°N) y noreste de Canadá, y un sistema ciclónico en el Golfo de Alaska (Figura 28). En este caso, la corriente de chorro polar siguió una trayectoria meridional con desplazamiento muy norte a lo largo

de las costas del Pacífico de Canadá y a través de la península de Alaska (Brito-Castillo *et al.*, 2002). Este tipo de deflexión en la corriente de chorro polar provoca el desplazamiento de las trayectorias de las tormentas extratropicales hacia el norte (Namias, 1983) generando invierno secos en la VCGC.

### 3.6. Volúmenes de entrada a presas

#### 3.6.1. Situación actual

Hacia mediados de 1999, 19 de las principales presas localizadas en los ríos de la vertiente continental del Golfo de California (Figura 3) se encontraban en una situación que puede ser considerada catastrófica. En promedio, el porcentaje de llenado de las presas era menor al 20% (Figura 29), un déficit que alcanzó proporciones históricas en la vida útil de los embalses (Brito-Castillo *et al.*, 2002). Aunque desde 1996 el porcentaje de llenado de las presas alcanzó niveles inferiores al 40% durante la estación seca (de noviembre a junio), las lluvias de verano disminuyeron el riesgo de mantener la capacidad de los embalses por debajo del 50%. Las presas más afectadas fueron El Molinito (2) y Abelardo L. Rodríguez (3), ambas sobre el río Sonora, cuyos vasos comenzaron a vaciarse desde 1997, hasta quedar completamente vacíos a finales de 1999 (Figura 30). Las condiciones que dieron origen a la sequía estival fue un patrón recurrente de flujo atmosférico anticiclónico sobre el Golfo de California mientras que la sequía invernal fue ocasionada por un desplazamiento de las tormentas extratropicales hacia el norte.



En este apartado, abordamos el fenómeno de la variabilidad de los volúmenes de entrada a las presas (VEP) describiendo los períodos húmedos y secos por regiones, empleando la misma metodología utilizada en los registros de escurrimiento superficial (ver capítulo II). El objetivo fué correlacionar el índice de la Oscilación Decadal del Pacífico con las series regionales de lluvia descritos anteriormente y buscar una forma accesible de predecir las tendencias.

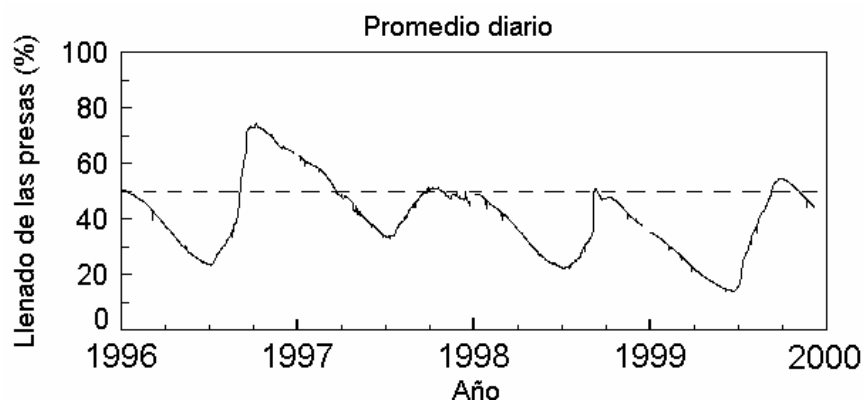


Figura 29. Variabilidad de los promedios diarios, de 1996 a 1999, del porcentaje de llenado de 19 presas localizadas en la vertiente continental del Golfo de California (ver Figura 3).

### 3.6.2. Regionalización

En las series de VEP, dos factores (F: 1 y F: 2) explicaron la mayor parte de la varianza (Tabla 6). En verano la explicación de la varianza fue del 56% mientras que en invierno, fue del 73% (Tabla 6a). La distribución espacial de los coeficientes de peso en cada factor (Tabla 6b), tanto en verano como en invierno se muestra en la Figura 31.

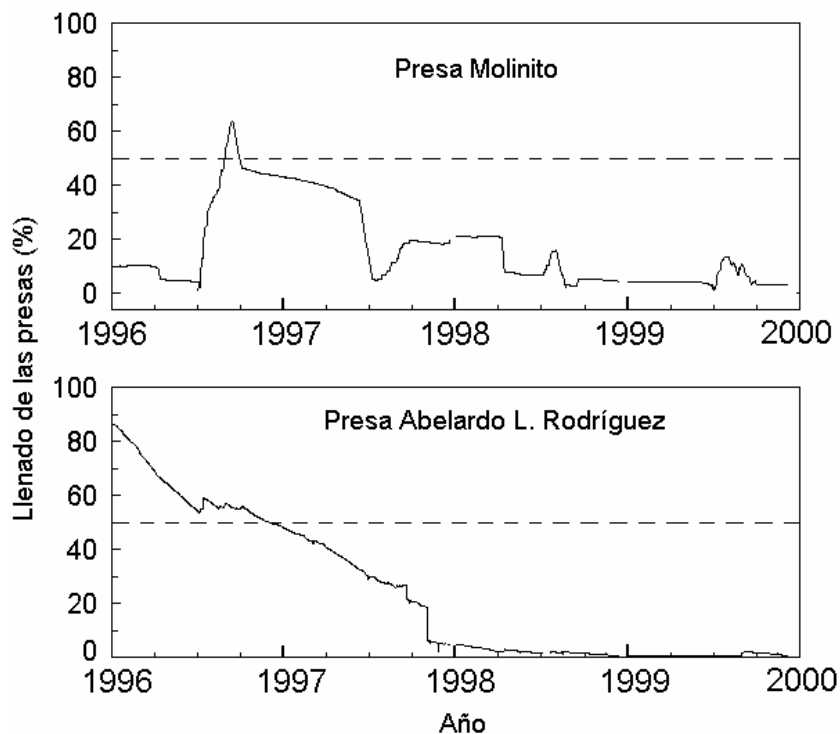


Figura 30. Variabilidad de los promedios diarios del porcentaje de llenado de las presas Molinito y Abelardo L. Rodríguez, de 1996 a 1999. Ambas presas se localizan en el río Sonora.

Tabla 6. (a) eigenvalores y proporción acumulada de la varianza explicada correspondiente a dos componentes principales F:1 y F:2 aplicando el método de Funciones Empíricas Ortogonales con rotación por el método Varimax para verano e invierno; (b) coeficientes de peso para cada componente. Los cálculos se hicieron considerando el período de 1960 a 1990, común a las series.

a)

| Componente                            | Varianza explicada eigenvalores | Proporción Acumulada [%] |
|---------------------------------------|---------------------------------|--------------------------|
| <b>Verano (julio a septiembre)</b>    |                                 |                          |
| 1                                     | 6.86                            | 36.1                     |
| 2                                     | 3.81                            | 20.0                     |
| Suma                                  | 10.67                           | 56.1                     |
| <b>Invierno (noviembre a febrero)</b> |                                 |                          |
| 1                                     | 8.82                            | 46.4                     |
| 2                                     | 5.12                            | 26.9                     |
| Suma                                  | 13.94                           | 73.3                     |

Tabla 6. Continuación

| series | Verano |        | Invierno |        |
|--------|--------|--------|----------|--------|
|        | F : 1  | F : 2  | F : 1    | F : 2  |
| 1      | -0.060 | 0.627  | 0.147    | 0.661  |
| 2      | 0.209  | 0.800  | 0.042    | 0.917  |
| 3      | 0.187  | 0.835  | 0.069    | 0.938  |
| 4      | 0.167  | 0.602  | -0.095   | 0.736  |
| 5      | 0.340  | 0.665  | 0.442    | 0.792  |
| 6      | 0.744  | 0.446  | 0.625    | 0.655  |
| 7      | 0.454  | 0.358  | 0.643    | 0.401  |
| 8      | 0.635  | 0.298  | 0.819    | 0.458  |
| 9      | 0.847  | 0.129  | 0.833    | 0.364  |
| 10     | 0.898  | 0.054  | 0.795    | 0.427  |
| 11     | 0.327  | -0.128 | 0.064    | 0.584  |
| 12     | 0.428  | 0.469  | 0.776    | 0.480  |
| 13     | 0.808  | 0.253  | 0.938    | 0.260  |
| 14     | -0.042 | 0.514  | 0.490    | 0.071  |
| 15     | 0.887  | 0.206  | 0.971    | 0.066  |
| 16     | 0.838  | 0.219  | 0.874    | -0.039 |
| 17     | 0.802  | 0.259  | 0.935    | 0.045  |
| 18     | 0.501  | 0.325  | 0.921    | -0.080 |
| 19     | 0.789  | -0.086 | 0.792    | -0.140 |

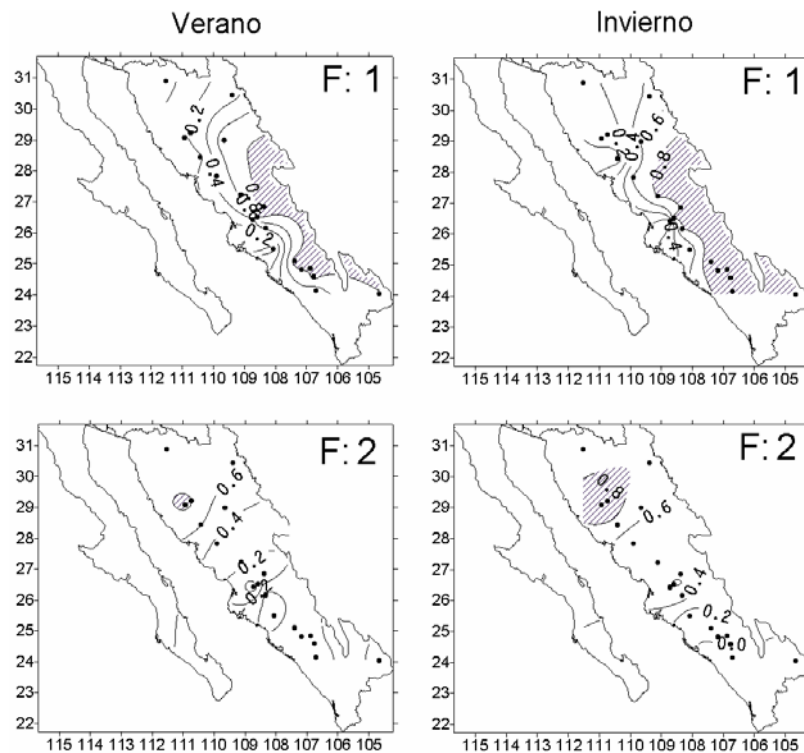


Figura 31. Distribución espacial, en la zona de estudio, de los coeficientes de peso  $a_i$  aplicando el método de Funciones Empíricas Ortogonales con rotación Varimax a 19 series de volúmenes de entrada a presas durante el periodo de 1958 a 1999. El estudio se hizo independientemente para verano e invierno.

En F: 1, los coeficientes de peso mayores ( $a_i \geq 0.8$ ) cubren un área que se extiende a lo largo de la Sierra Madre Occidental, incrementándose en sentido NW-SE en el centro y sur de la zona de estudio, y decrecen hacia el noroeste. Por otro lado, en F:2, los coeficientes de peso ( $a_i \geq 0.8$ ) cubren una pequeña área localizada al norte de la zona de estudio y decrecen hacia el sureste. Las series consideradas en F: 1 fueron (Tabla 6b) Miguel Hidalgo(9), Huites(10), Gustavo Díaz Ordaz(13), Adolfo López Mateos(15), José López Portillo(16), Sanalona(17) y Peña del Aguila(19). En F: 2, fueron El Molinito(2) y Abelardo L. Rodríguez(2). La matriz de correlación mostró que los coeficientes de correlación entre las series de un mismo factor fueron muy altos ( $r > 0.8$ ,  $p < 0.001$ ), dando mayor fundamento para considerar la agrupación de series en cada factor de manera independiente. De esta manera F:1 se consideró región sur y F:2, región norte. La región sur comprende la zona montañosa compuesta por coníferas y pendientes abruptas. La precipitación en esta región es superior a 800 mm anuales con incremento en sentido NW-SE. La región norte, en cambio, es mucho más árida y considera únicamente la cuenca del río Sonora. La vegetación dominante se compone por cactáceas, pastos y arbustos espinosos característica de zonas desérticas. En esta región en verano, la temperatura máxima del aire alcanza los 40°C a la sombra mientras que la lluvia rara vez sobrepasa los 400 mm anuales. La evaporación anual en cambio es superior a los 1200 mm.

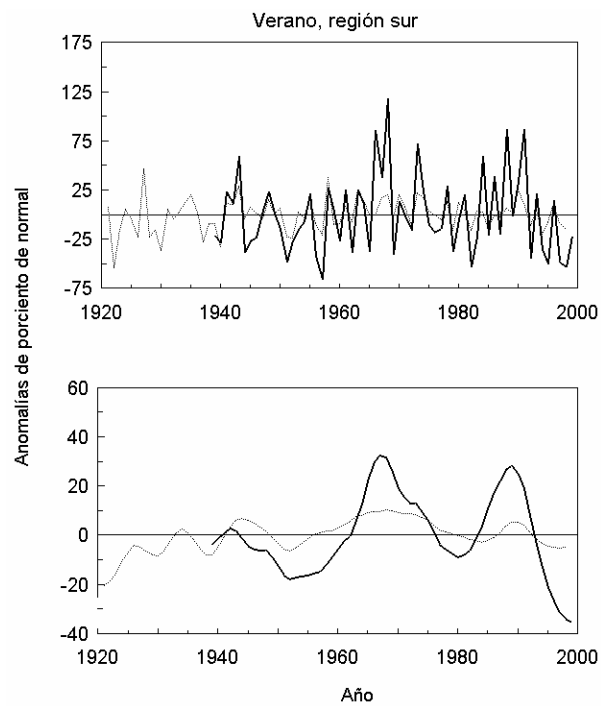


Figura 32. Series regionales de verano de volúmenes de entrada a presas (línea continua) y lluvia (línea punteada) en la región sur. En la parte inferior se muestran las mismas series suavizadas mediante un filtro Hamming de orden 10.

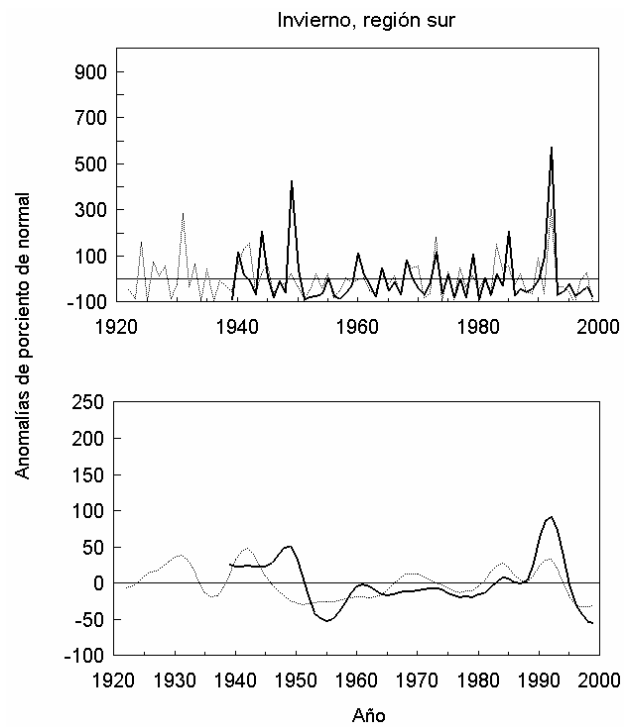


Figura 33. Lo mismo que en la Figura 32, pero aquí de invierno.

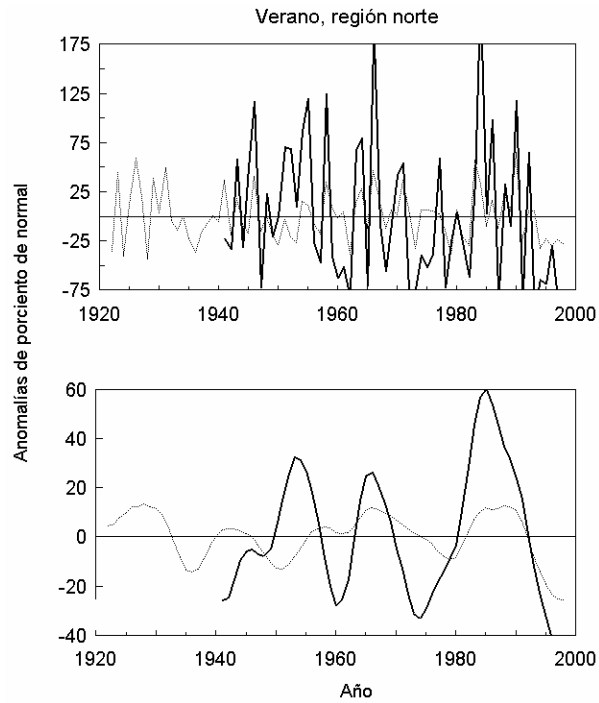


Figura 34. Series regionales de verano de volúmenes de entrada a presas (línea continua) y lluvia (línea punteada) en la región norte. En la parte inferior se muestran las mismas series suavizadas mediante un filtro Hamming de orden 10.

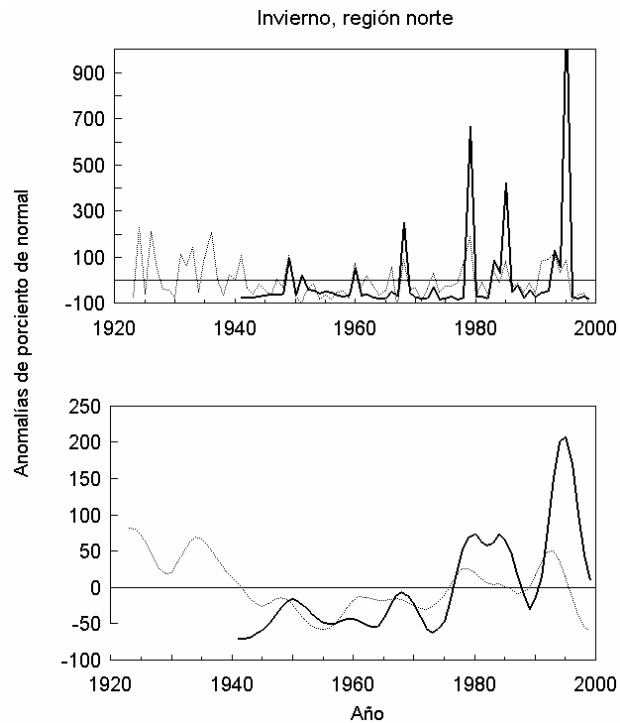


Figura 35. Lo mismo que en la Figura 34, pero aquí de invierno.

### 3.6.3. Períodos húmedos y secos

La variabilidad de los VEP en la región sur (Figuras 32 y 33), coincide muy bien con la variabilidad de los escurrimientos superficiales descritos anteriormente para esta misma región tanto en verano como en invierno. No obstante, hay algunas diferencias que son detectables. En verano, por ejemplo, durante la década de los 1980's los VEP fluctuaron más por arriba del normal dando origen a un período de entradas abundantes de 1984 a 1992 (Figura 32), mientras que en los escurrimientos superficiales este período húmedo no aparece bien definido (Figura 7). A partir de 1993 en los VEP y de 1994 en los escurrimientos superficiales, inicia un período con escasos valores que coincide con el período de lluvias escasas de la región sur. En invierno, las diferencias resaltan más a partir de 1970 que es cuando se observa solo un año muy abundante de VEP en 1992 (Figura 33) que aunque también aparece en la serie regional de escurrimiento superficial, en este último caso son más los años de abundancia extrema (Figura 9). Tanto en verano como en invierno, las diferencias en la fluctuación de los VEP y de los escurrimientos superficiales resultan lógicas, puesto que las series que se procesaron en cada caso son distintas. Sin embargo, es notable la correlación significativa que también se obtuvo entre las series regionales de lluvia y de VEP ( $r > 0.6$ ,  $n > 58$ ). Aunque las correlaciones fueron mayores entre las series de escurrimiento superficial y de lluvia, estos resultados dan mayor sustento para considerar que las series climatológicas e hidrométricas de la parte sur de la zona de estudio se agrupan en una región diferente a las del centro y norte. Por supuesto, establecer con precisión los límites entre las regiones resulta difícil por carecer de información suficiente, pero ya es posible estudiar las diferencias en la

variabilidad de las series a partir de los datos con que se cuenta. En el caso de la región norte, esta región es nueva y surge de la agrupación de dos series que pertenecen a las presas localizadas en el río Sonora. Cuando se analizaron las series de escurrimiento superficial, la serie de la estación El Orégano ubicada en el río Sonora fue considerada como “no clasificada” debido a que no se agrupó con ninguna de las otras series analizadas. Este resultado permite sugerir que las condiciones áridas de la cuenca del río Sonora origina una agrupación diferente a la del centro y sur. Reyes y Mejía-Trejo (1991) y Reyes y Lavin (1997) mencionan que el norte del Golfo de California y Noroeste de Sonora presentan mejor diferenciación estacional de lluvias que el sur, con precipitaciones de invierno de latitudes medias y de precipitaciones subtropicales de verano, mientras que las zonas localizadas más al sur, la precipitación dominante de verano es de origen subtropical. Esto concuerda con la diferenciación de la región norte en los VEP. En este caso, la correlación entre las series regionales de lluvias y VEP en ambas regiones y tanto en verano como en invierno, fue estadísticamente significativa al 95% ( $r \approx 0.7$ ,  $n > 58$ ). La serie de lluvia de la región norte se calculó considerando las series de las estaciones climatológicas localizadas al interior y en los alrededores de la cuenca del río Sonora. Como los períodos de caudal escaso y abundante ya fueron descritos anteriormente para las regiones centro y sur, aquí nos limitaremos a describir solo las fluctuaciones de las lluvias y de los VEP de la región norte (Figuras 34 y 35).

#### 3.6.3.1. Verano



Los VEP en la región norte, en verano varían en forma muy irregular, aunque es posible distinguir años independientes y grupos de 2, 4 y 5 años de entradas abundantes intercalados con grupos de 2, 3, 4 y 5 años de entradas escasas (Figura 34a). Son notables los años 1946, 1955, 1958, 1966, 1984 y 1990 con valores muy altos de VEP. Por el contrario los años, 1947, 1962, 1965, 1972, 1987, 1991, 1993, 1997 y 1998 fueron extremadamente escasos. A partir de 1992, las entradas de verano a las presas estuvieron por debajo del normal.

Las lluvias de verano en la región norte, muestran fluctuaciones también muy irregulares. Es posible observar cambios en la fluctuación en períodos cortos. Por ejemplo, de 1922 a 1938 se observan dos grupos de 3 años de lluvias abundantes y uno de 7 años de lluvias escasas. A partir de 1939 y hasta 1946, las lluvias se intercalaron con años individuales de lluvias escasas y abundantes, de 1947 a 1953 las lluvias fueron escasas. Durante este período, los VEP por el contrario, fueron abundantes. De 1954 a 1968 la fluctuación de las lluvias vuelve a cambiar, en este caso, grupos de dos años de lluvias abundantes se intercalan con grupos individuales y, en ocasiones hasta de dos años de lluvias escasas. A partir de 1969 y hasta 1993, dominaron las lluvias abundantes con grupos de 2 y 4 años intercalados con años individuales y grupos de dos años de lluvias escasas. Finalmente, a partir de 1994 las lluvias fueron escasas.

Con las series filtradas (Figura 34b), se observa que a partir de 1980 la fluctuación de las lluvias y de los VEP en la región norte estuvieron en fase.

Anterior a 1980, las discrepancias entre ambas variables son más evidentes. Es posible que estas discrepancias se deban al carácter árido de la zona. En condiciones de aridez el suelo puede permanecer seco por varios días e incluso meses. Aún cuando llueva, el agua primero saturará el suelo antes de generar escurrimiento. Es posible que la fluctuación de ambas variables ante estas condiciones se encuentre en fase en algunas ocasiones y en desfase en otras. La razón es la diferencia con que fluctúan los períodos de abundancia y escasez entre ambas variables.

#### 3.6.3.2. Invierno

En invierno, se observa que posterior a varios años de VEP escasos aparece un año con valores altos (Figura 35a). Antes de 1979 dominan los valores por debajo del normal. Posterior a 1979, las entradas a las presas son extremadamente altas en años individuales. Sobresalen por su magnitud 1979, 1985 y 1995.

La fluctuación de las lluvias también muestra grupos de años abundantes y escasos (Figura 35a). Se distinguen tres períodos, de 1923 a 1942 en el que predominaron grupos de 2 y 3 años de lluvias abundantes; de 1943 a 1977 durante el cual la fluctuación de las lluvias cambia y dominan grupos de 3 y hasta 10 años de lluvias escasas; de 1978 a 1995 en el que la fluctuación de las lluvias vuelve a revertirse, siendo más comunes grupos de 2 y 3 años de lluvias abundantes que de lluvias escasas. A partir de 1996 y hasta 1998 las lluvias fueron escasas.

En invierno, las series filtradas (Figura 35b) sugieren un retraso de los VEP de 1 a 2 años en relación con la fluctuación de las lluvias. La fluctuación de ambas variables muestra una tendencia positiva (con valores en incremento) a partir de 1950. Anterior a 1950, la fluctuación de las lluvias muestra tendencia a disminuir.

#### 3.6.4. Teleconectividad con la Oscilación Decadal del Pacífico

Son muchos los factores que determinan el clima y su variabilidad en la vertiente continental del Golfo de California. Entre los más importantes se encuentran, el monzón, las tormentas tropicales y los sistemas convectivos de mesoscala (Reyes *et al.*, 1994; Douglas y Englehart, 1995, 1996 y 1998a, Higgins *et al.*, 1998b) que durante los meses de julio a septiembre aportan el 70% de la lluvia anual (Douglas *et al.*, 1993). En invierno, las lluvias frontales son las que aportan la humedad hacia el continente (Jáuregui, 1995).

Como se ha visto, en verano las lluvias se correlacionan más débilmente con los escurrimientos superficiales y los VEP que en invierno. Esto se puede deber a una mayor incertidumbre en las series producida por el efecto conjunto de una mayor cantidad de fenómenos asociados a las lluvias de verano. Por otro lado, mientras que las lluvias de verano se encuentran más restringidas territorialmente, las lluvias de invierno son mucho más extendidas por su carácter frontal. Esta última característica, en invierno, resulta en una mayor distribución de aporte de humedad en territorios más amplios. En invierno

además se ha observado que la fluctuación de las series revela con mayor frecuencia períodos de larga duración, de 10 a 30 años (Brito-Castillo *et al.*, 2002), tal como sucede con la Oscilación Decadal del pacífico (Figura 10) (PDO por sus siglas en inglés) por lo que se dice que estas series presentan “ruido rojo”, ya que son susceptibles a errores que se inclinan hacia las bajas frecuencias (Burroughs, 1994). La correlación entre el índice del PDO y las lluvias de invierno de las regiones norte y sur fueron significativas al 95% ( $r > 0.53$ ,  $n > 77$ ) (Brito-Castillo *et al.*, 2002). Durante 1921 a 1999 la fluctuación de las lluvias de invierno y el índice del PDO estuvieron en fase, es decir la fase cálida del PDO se asoció con períodos húmedos y viceversa, la fase fría, con períodos secos. En verano, las correlaciones entre las lluvias y el índice del PDO resultaron cercana a cero ( $r = 0.03$ ) para la región norte y negativa ( $r = -0.35$ ) para la región sur. Las posibles causas de estas últimas correlaciones pueden estar relacionadas con el efecto combinado de los monzones (Douglas *et al.*, 1993), los sistemas convectivos de mesoscala (Reyes *et al.*, 1994) y la penetración de tormentas tropicales (Reyes y Mejía-Trejo, 1991). Por lo tanto, resulta imposible tomar en cuenta solo la fluctuación del índice del PDO para conocer las tendencias de la lluvia en verano, como ocurre en invierno.

### 3.7. Reconstrucción

Debido a la gran variabilidad de las lluvias en la vertiente continental del Golfo de California, la predicción de sus tendencias de largo período resulta de gran importancia para un adecuado manejo del agua. Lograr este objetivo se dificulta debido a que los datos de lluvia comienzan a partir de los 1920's

mientras que los registros de escurrimiento superficial antes de la construcción de las presas son aún más escasos (Ver capítulo I).

Una manera de solventar este problema es extendiendo los datos de escurrimiento superficial haciendo uso de información complementaria y aplicando modelos de regresión. Gracias a la gran longevidad que presentan algunos árboles en sitios específicos (Stokes y Smiley, 1968) las dendrocronologías han resultado ser muy efectivas en la reconstrucción de series de escurrimiento superficial (Stockton, 1975; Meko y Stockton, 1984; y Meko y Graybill, 1995). En invierno las lluvias y los escurrimientos superficiales resultaron estar mejor correlacionados que en verano, es por esto que optamos por extender las series de escurrimiento superficial, en invierno.

### 3.7.1. Alargamiento de las series

Los casos extremos identificados en las SRES fueron: 1949 y 1991 para la región centro y 1985, para la región sur (ver Figuras 36 y 37). La ecuación de regresión que mejor se ajustó a los datos se obtuvo cuando las SD se transformaron con la función cuadrática para la región centro, y cuando las SD no se transformaron, para la región sur; la SRES se transformó con la función logarítmica para ambas regiones. En ambas regiones, el error estándar del estimado fue menor cuando los excesos se removieron de las ecuaciones de regresión. Sin embargo, para la región centro hubo suficiente evidencia para considerar los valores altos de caudal en 1949 y 1991 como reales puesto que durante 1949 y 1991 se presentaron precipitaciones abundantes (Figura 36).

Por lo tanto, decidimos incluir los excesos al ajustar la ecuación de regresión para la región centro (Tabla 7a). Para la región sur, el valor alto de caudal en 1985 fue considerado sospechoso (error en los datos, no hay evidencia de abundante precipitación en 1985, Figura 37). En este caso, la ecuación de regresión ajustada se calculó sin el exceso y esto resultó en un incremento de la correlación múltiple y en disminución del error en el estimado para la región sur (Tabla 7a).

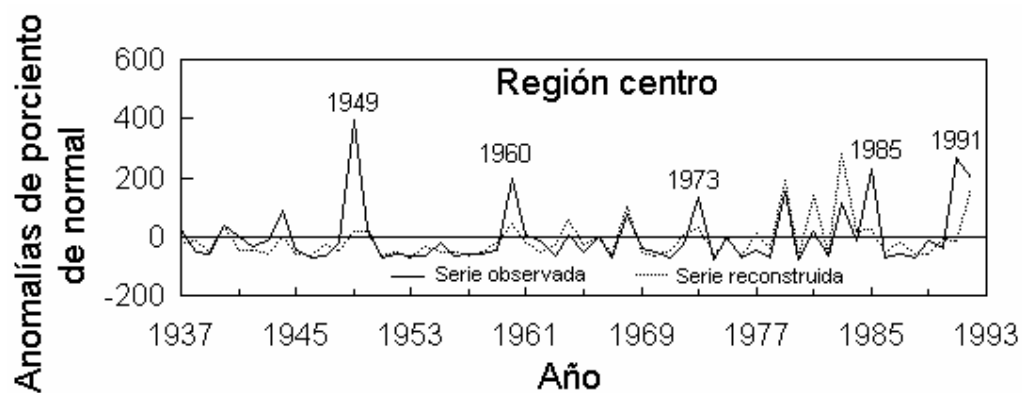


Figura 36. Series regionales de escurrimiento superficial observada y reconstruida, en la región centro de la vertiente continental del Golfo de California.

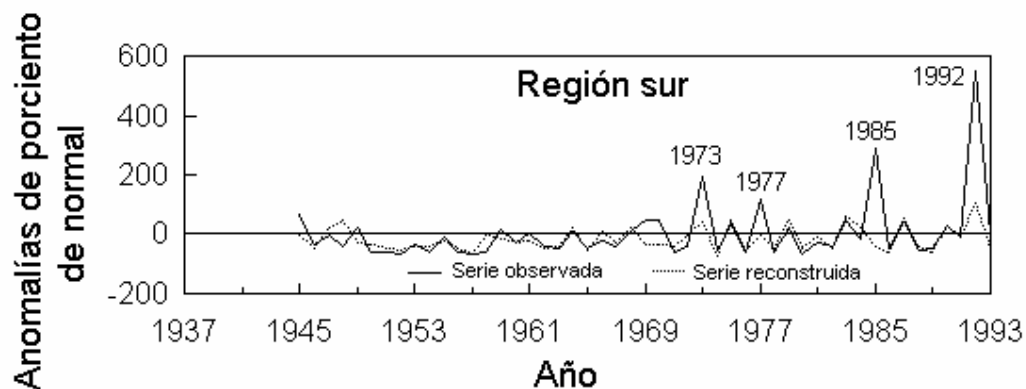


Figura 37. Lo mismo que en la Figura 36, sólo que aquí en la región sur.

Empleando el estadístico de Durbin-Watson, no se detectó autocorrelación significativa en los residuales obtenidos de los modelos de regresión

(STATISTICA for windows, 1995), lo cual indicó que los modelos calibrados no presentan grandes errores sistemáticos inexplicables.

La comparación entre las SRES reconstruidas y observadas se muestra en las Figuras 36 y 37. La prueba  $t$  de Student entre los promedios reconstruidos y observados indica que los promedios no difieren significativamente para el período 1937-92 para la región centro ( $t=-1.03$ ,  $P=0.306$ ) y para el periodo 1945-93 para la región sur ( $t=-1.50$ ,  $P=0.140$ ). La prueba de los signos indica que ambas series (SRES observada y reconstruida) provienen de la misma población o de poblaciones que tienen la misma distribución (Mattson, 1981). La prueba de reducción del error ( $RE=0.52$ , para la región centro y  $RE=0.46$ , para la región sur) indica gran fortaleza en la reconstrucción y sugiere que, aproximadamente, fracciones iguales de varianza observada en los caudales se reprodujeron a partir de los datos de anillos arbóreos durante el período de cálculo.

Otro criterio para validar los modelos de regresión fue el alto valor de la correlación de Pearson entre la SRES reconstruida y la SRP que no fue utilizada en los cálculos. Las correlaciones se estimaron para 1937-92 y 1945-93 para las regiones centro y sur, respectivamente. Para la región centro, el resultado fue  $r=0.66$ ,  $P<0.0001$ , y para la región sur, fue  $r=0.73$ ,  $P<0.0001$ .

Con la ayuda de los modelos mostrados en 7a, se reconstruyeron las SRES desde 1840 (153 años, Fig. 38a) para la región centro y hasta 1712 (282 años,

Fig. 38b) para la región sur. En ambos modelos, las series independientes explicaron más del 50% de la varianza de la variable dependiente. Los parámetros de SRES y SD, y las correlaciones entre las series se muestran en las Tablas 7b y 7c.

Tabla 7. Resultados del análisis de regresión: (a) modelos óptimos de regresión; (b) promedio y desviación estándar de las series y (c) correlaciones entre las series.

| a)                    | BETA   | Error estándar de BETA | Coefficientes          | Error estándar de los coeficientes | p-level                | Resumen de la regresión   |
|-----------------------|--------|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------|---|
| región centro, Log(Q) |        |                        |                        |                                    |                        |   |
| Intercepto            |        |                        | 1.47                   | 0.09                               | $3.80 \times 10^{-22}$ | n = 56<br>SE = 0.238<br>R = 0.740<br>R <sup>2</sup> = 0.548<br>R <sup>2</sup><br>ajustada = 0.521 |
| BLA <sup>2</sup>      | 0.585  | 0.115                  | $2.90 \times 10^{-7}$  | $0.57 \times 10^{-7}$              | $5.10 \times 10^{-6}$  |   |
| SL <sup>2</sup>       | 0.504  | 0.100                  | $2.50 \times 10^{-7}$  | $0.49 \times 10^{-7}$              | $5.70 \times 10^{-6}$  |   |
| SALTR <sup>2</sup>    | -0.211 | 0.120                  | $-1.70 \times 10^{-7}$ | $0.98 \times 10^{-7}$              | $8.41 \times 10^{-2}$  |   |
| región sur, Log (Q)   |        |                        |                        |                                    |                        |   |
| Intercepto            |        |                        | 1.63                   | 0.20                               | $3.20 \times 10^{-10}$ | n = 48<br>SE = 0.208<br>R = 0.710<br>R <sup>2</sup> = 0.504<br>R <sup>2</sup><br>ajustada = 0.457 |
| BLA                   | 0.563  | 0.145                  | $4.79 \times 10^{-4}$  | $1.23 \times 10^{-4}$              | $3.52 \times 10^{-4}$  |   |
| SAL                   | 0.458  | 0.149                  | $4.67 \times 10^{-4}$  | $1.52 \times 10^{-4}$              | $3.57 \times 10^{-3}$  |   |
| VIL                   | -0.313 | 0.119                  | $-3.60 \times 10^{-4}$ | $1.36 \times 10^{-4}$              | $1.15 \times 10^{-2}$  |   |
| CVS                   | -0.297 | 0.177                  | $-3.40 \times 10^{-4}$ | $2.04 \times 10^{-4}$              | $9.98 \times 10^{-2}$  |   |

Q = gasto de agua; SE = error estándar del estimado

Con la ayuda de los modelos mostrados en 7a, se reconstruyeron las SRES desde 1840 (153 años, Fig. 38a) para la región centro y hasta 1712 (282 años, Fig. 38b) para la región sur. En ambos modelos, las series independientes explicaron más del 50% de la varianza de la variable dependiente. Los



parámetros de SRES y SD y las correlaciones entre las series se muestran en las Tablas 7b y 7c.

Tabla 7. Continuación

| Promedios y desviaciones estándar |                        |                        |    |
|-----------------------------------|------------------------|------------------------|----|
| b)                                | región centro          |                        |    |
|                                   | promedio               | Desviación estándar    | N  |
| BLA <sup>2</sup>                  | 1.10 x 10 <sup>6</sup> | 0.70 x 10 <sup>6</sup> | 56 |
| SL <sup>2</sup>                   | 1.03 x 10 <sup>6</sup> | 0.71 x 10 <sup>6</sup> | 56 |
| SALTR <sup>2</sup>                | 1.07 x 10 <sup>6</sup> | 0.42 x 10 <sup>6</sup> | 56 |
| Log (Q)                           | 1.86                   | 0.34                   | 56 |
| región sur                        |                        |                        |    |
| BLA                               | 987                    | 332                    | 47 |
| SAL                               | 1011                   | 273                    | 47 |
| VIL                               | 992                    | 248                    | 47 |
| CVS                               | 990                    | 239                    | 47 |
| Log (Q)                           | 1.87                   | 0.29                   | 47 |

Correlaciones

| c)                 | región centro    |                 |                    |       | Log (Q) |
|--------------------|------------------|-----------------|--------------------|-------|---------|
|                    | BLA <sup>2</sup> | SL <sup>2</sup> | SALTR <sup>2</sup> |       |         |
| BLA <sup>2</sup>   | 1.000            |                 |                    |       |         |
| SL <sup>2</sup>    | 0.215            | 1.000           |                    |       |         |
| SALTR <sup>2</sup> | 0.585            | 0.353           | 1.000              |       |         |
| Log (Q)            | 0.569            | 0.555           | 0.309              | 1.000 |         |
| región sur         |                  |                 |                    |       |         |
|                    | BLA              | SAL             | VIL                | CVS   | Log (Q) |
| BLA                | 1.000            |                 |                    |       |         |
| SAL                | 0.490            | 1.000           |                    |       |         |
| VIL                | 0.049            | 0.040           | 1.000              |       |         |
| CVS                | 0.623            | 0.634           | -0.261             | 1.000 |         |
| Log (Q)            | 0.604            | 0.558           | -0.181             | 0.464 | 1.000   |

El espectro de las series de caudal reconstruidas (Stepanek, 2002) mostró que un amplio intervalo de periodicidades está presente en los datos (Figura 39), con varianza estadísticamente significativa alrededor de 2.16 y 80 años para la región centro (Figura 39a) y baja frecuencia alrededor de 40 años para la

región sur (Figura 39b). Las altas periodicidades alrededor de 2.16 años pueden estar relacionadas con la Oscilación Atmosférica Cuasibianual (QBO, por sus siglas en inglés, Trenberth, 1980). En realidad, Douglas y Englehart (1998b) mostraron evidencias de que la QBO puede modular las lluvias de verano en México. Aunque en nuestro estudio no examinamos la estación de

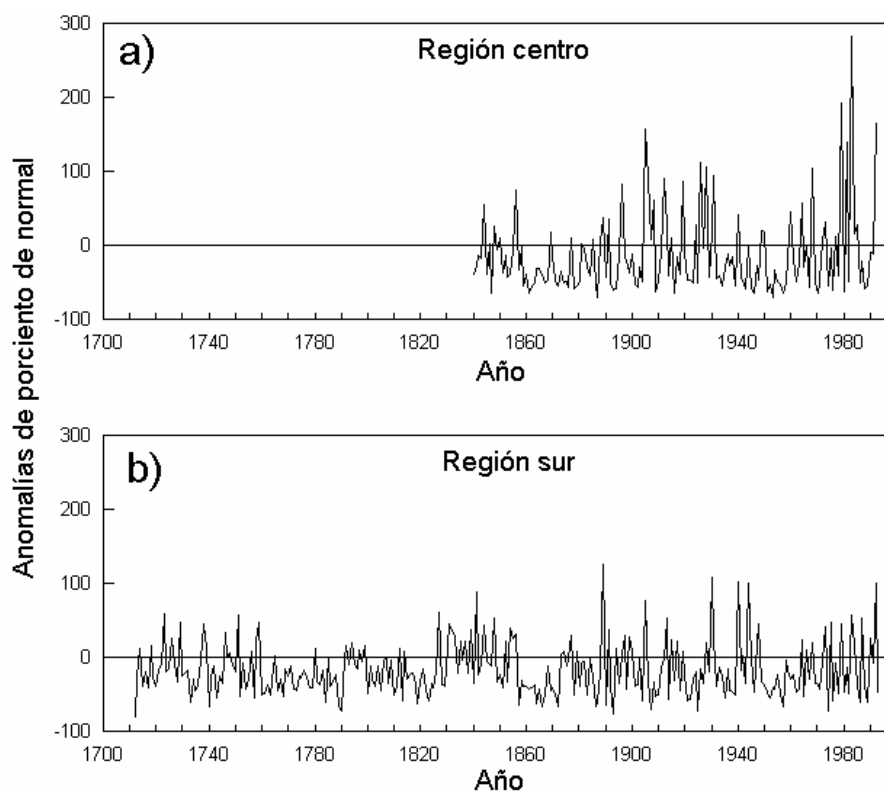


Figura 38. Series regionales de caudal reconstruidas. a) región centro; b) región sur.

verano, la Figura 39a muestra gran evidencia de que la QBO puede modular los caudales de invierno en la región centro. Otras periodicidades, aunque no estadísticamente significativas, están presentes alrededor de 2.1, 3.2 y 4 años para la región sur. La alta varianza alrededor de 3.2 y 4 años podría ser la señal de El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés). En efecto,

muchos trabajos han mencionado que el ENSO modula las lluvias de invierno en el noroeste de México (Rasmusson y Carpenter, 1982; Quiroz, 1983; Andrade y Sellers, 1988; Cayan y Peterson, 1989; Ropelewsky y Halpert, 1989; Cavazos y Hastenrath, 1990; y Pavía y Badan, 1998). Aquí examinamos con mayor detalle las bajas frecuencias alrededor de 0.025 ciclos por año (cpa) (40 años) y 0.013 cpa (80 años) en los datos de caudal. Los resultados de la correlación entre los caudales y el IPDO se muestran en la Tabla 8. En la Figura 40, se muestran las series suavizadas por un filtro Hamming de orden 30.

### 3.7.2. Discusión

#### 3.7.2.1. Tendencias.

Los caudales reconstruidos (Figura 38) muestran patrones interanuales y tendencias decadales en las series de caudales observadas. Sin embargo, las ecuaciones de regresión múltiple fracasaron en la estimación de los altos valores de caudal en ambas regiones. Los valores con estimación deficiente fueron 1949, 1960, 1973, 1985 y 1991 para la región centro (Figura 36), y 1973, 1977, 1985 y 1992 para la región sur (Figura 37). Excepto para 1985 en la región sur, los altos valores de caudal están bien explicados por abundantes precipitaciones en los años correspondientes (Figuras 8 y 9). La regresión múltiple resultó inefectiva para estimar altos valores de caudal debido a que el crecimiento de los árboles generalmente responde pobremente a precipitaciones abundantes, especialmente cuando la lluvia cae durante periodos cortos y el escurrimiento superficial resulta tan rápido que no es

aprovechado por los árboles (Díaz *et al.*, 2001). Cuando los árboles tienen suficiente humedad en el suelo, el agua no es el único factor limitante, otros factores limitantes son importantes (la genética, competencia, nutrientes en el suelo, etc.). Debido a la deficiente reconstrucción de caudales altos, es posible que se pierda información de bajas frecuencias en las series reconstruidas. Sin embargo, el espectro de caudal reconstruido mostró bajas frecuencias alrededor de 0.013 cpa (80 años) en la región centro y de 0.025 cpa (40 años) en la región sur, que son estadísticamente significativas al 95% de confianza (Figura 39). Estos resultados sugieren la presencia de "ruido rojo" en las series (Burroughs, 1994) con tendencias decadales prominentes en el caudal de invierno de la VCGC. A continuación se sugieren algunas explicaciones sobre estas frecuencias.

Tabla 8. Correlaciones de Pearson entre las series de caudal regional reconstruida y del Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico. Todas las series fueron suavizadas con filtros Hammign de diferente orden. Los valores en negritas son estadísticamente significativos al 95% de confianza.

| Qcn          | p-level | Qs           | p-level | Orden de la ventana<br>del filtro Hamming<br>(years) |
|--------------|---------|--------------|---------|--|
| 0.178        | 0.082   | <b>0.209</b> | 0.045   | 0  |
| <b>0.296</b> | 0.004   | 0.150        | 0.152   | 5  |
| <b>0.472</b> | <0.001  | <b>0.260</b> | 0.012   | 10   |
| <b>0.522</b> | <0.001  | <b>0.378</b> | <0.001  | 15   |
| <b>0.536</b> | <0.001  | <b>0.542</b> | <0.001  | 20   |
| <b>0.528</b> | <0.001  | <b>0.654</b> | <0.001  | 30   |

Qcn = serie de caudal de la región centro; Qs = serie de caudal de la región sur; p-level = nivel de significancia.

### 3.7.2.2. Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (IPDO)

Una posible explicación asociada a las bajas frecuencias que se observan en los caudales podría estar relacionada con la fluctuación del IPDO. Como se puede observar en la Figura 39c, el IPDO muestra una pronunciada

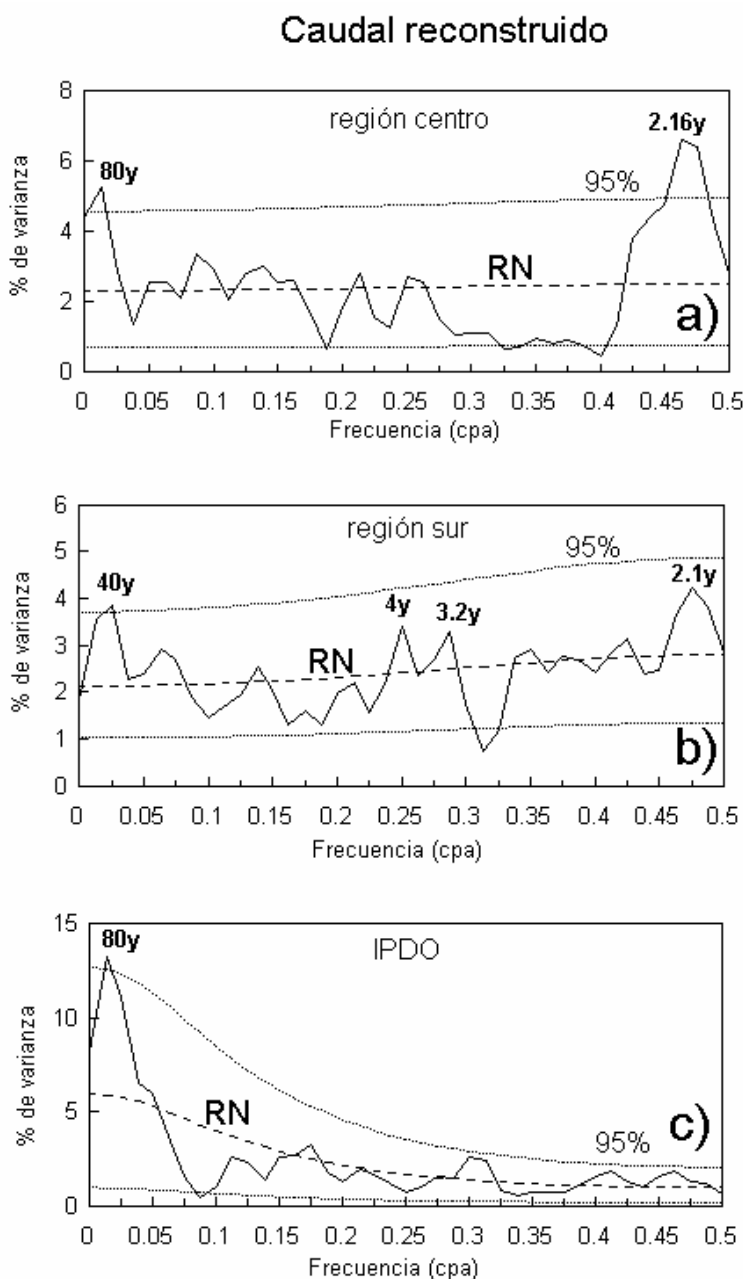


Figura 39. Densidad espectral de Blackman y Tukey de las series regionales de caudal reconstruidas y del Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (IPDO). a) región centro; b) región sur; c) IPDO. Las líneas punteadas son las bandas de confianza al 95% y la línea cortada es la banda del ruido rojo. El espectro se calculó mediante el software AnClim proporcionado por Petr Stepanek (2002).

periodicidad de 80 años. La misma periodicidad de 80 años aparece en la región centro (Figura 39a). Como se observa en la Tabla 8, cuando las altas frecuencias son removidas de las series se fortalece la relación entre los caudales y el IPDO, siendo la correlación más alta cuando las series son suavizadas con un filtro Hamming de orden 30. Estos resultados no sorprenden Puesto que las series de caudal muestran un amplio espectro de periodicidades (Figura 39) que enmascaran las variaciones de baja frecuencia, particularmente en la región centro, donde periodicidades alrededor de 2.16 años son significativas al 95% de confianza. Cuando se analizan las series sin ser filtradas la correlación entre ellas es baja. Aún en este caso, la correlación entre la series de caudal de la región sur y el IPDO es significativa al 95% de confianza. Esto ocurre debido a la prominente periodicidad de 40 años en la región sur (Figura 39b) que es la mitad de periodicidad de 80 años presente en la serie de IPDO (Figura 39c), lo que fortalece la correlación.

Cuando las altas frecuencias son removidas de las series, el proceso de filtración fortalece las correlaciones entre las series. La Figura 40 muestra la fortaleza de la relación cuando las series son suavizadas con un filtro Hamming de orden 30. Para la región centro, parece posible un desfazamiento entre el caudal y la serie IPDO, particularmente en la segunda mitad del siglo XX (Figura 40a), mientras que las fluctuaciones entre la serie de caudal y de IPDO en la región sur (Figura 40b) se encuentran en fase, esto es con fase cálida de IPDO (valores positivos) son comunes periodos de invierno de caudales abundantes (encima de la norma), mientras que con fase fría de IPDO los

periodos de caudales son generalmente secos. La función de correlación cruzada entre las series (sin filtrar) mostró bajos valores de correlación (no significativos al 95%), sugiriendo que el aparente desfazamiento en la región centro parecen ser falsas relaciones que ocurren en forma aleatoria.

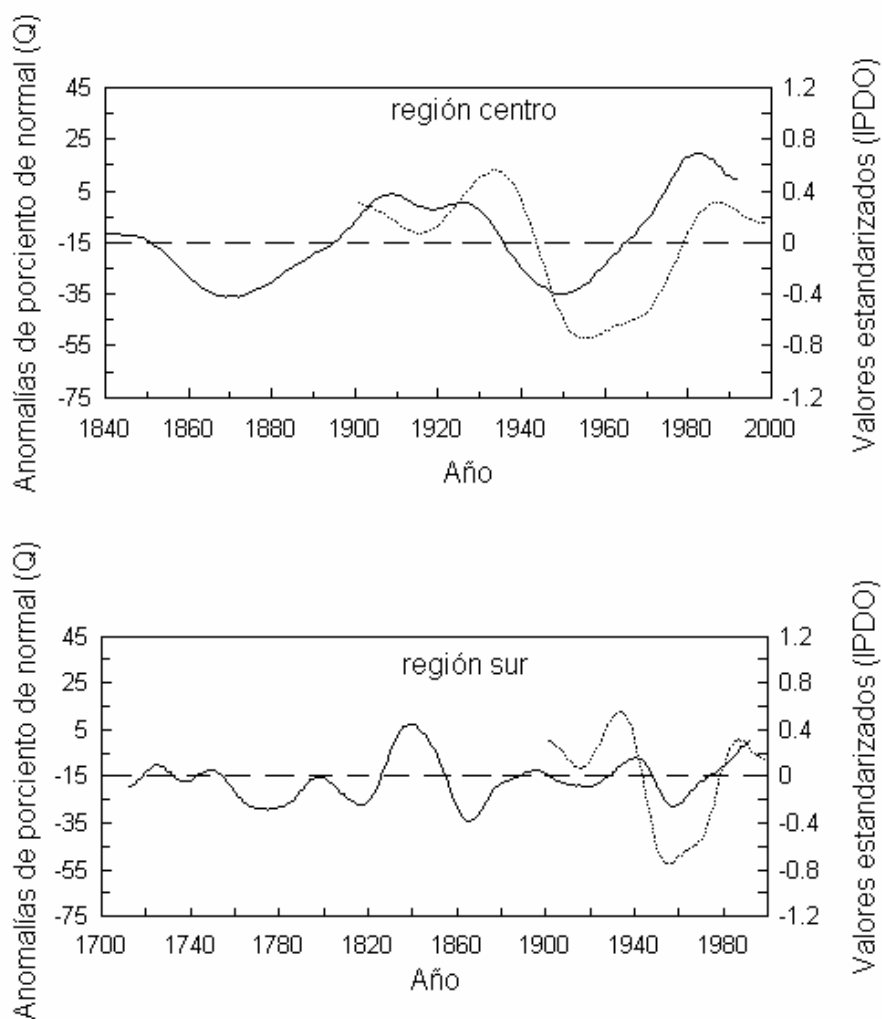


Figura 40. Series alizadas de caudal regional (línea continua) y del IPDO (línea punteada) usando un filtro Hamming de orden 30 (Oppenheim et al., 1999). a) región centro; b) región sur.

Es posible que al emplear la serie de IPDO se pierda información relacionada con la señal de "calentamiento global", debido a que esta señal ha sido removida del índice (Zhang et al., 1997; Mantua et al., 1997). La interrogante

que surge es, si el calentamiento global (Budyko, 1977; Cane et al., 1997) afecta o no el crecimiento de los árboles (Gates 1993). Por otro lado, muchas especies arbóreas, como Douglas fir, requieren de bajas temperaturas invernales para crecer bien el siguiente verano. En este estudio mostramos que las correlaciones entre los caudales de invierno y el IPDO en las regiones centro y sur son significativas al 95% de confianza dando soporte para creer que el IPDO reproduce bien las tendencias observadas en los caudales de invierno de ambas regiones. Sin embargo, el efecto del calentamiento global sobre los caudales en la vertiente continental del Golfo de California continua siendo una interrogante sin respuesta.



## Discusión general

En la literatura se reportan diversos trabajos de regionalización en donde aparece enmarcado el noroeste de México (Reyes y Mejía-Trejo, 1991; Douglas y Englehart 1996; Comrie y Glenn, 1998). En estos estudios se han utilizado los datos de precipitación para describir las diferencias entre las regiones (Reyes y Mejía-Trejo, 1991). En el estudio de Comrie y Glenn (1998), Sonora y Sinaloa, aparecen separados de la porción peninsular y de la zona costera en la vertiente continental del Golfo de California en asociación con el oriente de Arizona y Nuevo México. En cambio, los resultados de Douglas y Englehart (1996) separan a la vertiente continental del Golfo de California en dos subregiones, 3 y 4 que claramente coinciden con las regiones centro y sur de nuestra investigación. A diferencia de los trabajos mencionados, aquí empleamos los datos de escurrimiento superficial para regionalizar el área de estudio. El escurrimiento superficial es una forma hídrica mucho más aprovechable que la lluvia, y representa un valor integral que filtra el campo de precipitación mucho más ruidoso (Cayan y Peterson, 1989). Por otro lado, los escurrimientos superficiales tiene su origen y distribución en áreas geográficas delimitadas de forma más objetiva que las lluvias, lo que ha permitido considerar a las cuencas de los ríos de dimensiones medianas (área  $\leq 30,000$  km<sup>2</sup> Vladimirov, 1990) como unidades hidrológicas (Brooks *et al.*, 1997; Brito-Castillo *et al.*, 1999).

Nuestros resultados muestran que las series regionales de escurrimiento superficial en el norte, centro y sur de la vertiente continental del Golfo de California están correlacionadas significativamente al 95% con las series regionales de lluvia sugiriendo que la regionalización fue efectiva. Estos resultados se fundamentan aún más debido a la alta correlación observada entre las series de una misma región y cuando se corrobora que los sistemas de circulación atmosférica en la troposfera media explican muy bien las condiciones extremas (de humedad y sequía) observadas en cada una de las regiones. En verano, por ejemplo, las condiciones húmedas en cada región se explican a partir de sistemas de baja presión posicionados encima o muy cerca de las regiones, favorecidas por el desplazamiento del domo continental hacia el norte (Douglas y Englehart, 1997; Higgins *et al.*, 1997) sugiriendo que uno de los factores que determina la precipitación estival en la VCGC es el patrón de convección (Higgins *et al.*, 1998a). Por el contrario, el posicionamiento de sistemas de alta presión sobre la VCGC favorece los movimientos descendentes (subsistencia) del aire, calentamiento por compresión y debilitamiento de la actividad convectiva por lo que el aire es seco (Namias, 1980). Estas condiciones pueden estar relacionadas con el desplazamiento de la ZIC hacia el sur con el consecuente corrimiento del sistema de vientos en esa misma dirección (Namias, 1980; Reyes y Mejía-Trejo, 1991; García y Trejo, 1994). En invierno, las condiciones húmedas se asocian a sistemas de baja presión posicionados directamente sobre la VCGC. Estas condiciones permiten el paso de las trayectorias de las tormentas extratropicales hacia el sur favorecidas por el acoplamiento entre los sistemas atmosféricos del

Pacífico oriental y las altas temperaturas superficiales del agua (Namias, 1981). Las sequías de invierno, por el contrario, se encuentran asociadas con un desplazamiento hacia el norte de las tormentas extratropicales favorecido por un sistema de alta presión muy intenso posicionado en las islas Aleutianas con extensión hacia el sureste sobre la VCGC. El sistema de alta presión sugiere presencia de aire cálido y seco en la troposfera media asociado con subsidencia del orden de varios metros por día (Namias, 1980), que combinado con baja humedad relativa inhiben la precipitación.

En cuanto a la asociación entre las condiciones extremas y los eventos El Niño y La Niña nuestros resultados coinciden con lo que se reporta en la literatura sugiriendo que con eventos El Niño las condiciones son secas en verano (Mosiño y Morales, 1987; Acosta-Godínez, 1990; Reyes *et al.*, 1994; Jáuregui, 1995; Douglas y Englehart, 1997; y Higgins, 1998b), y húmedas en invierno (Rasmusson y Carpenter, 1982; Quiroz, 1983; Andrade y Sellers, 1988; Cayan y Peterson, 1989; Ropelewski y Halpert, 1989; y Cavazos y Hastenrath, 1990) mientras que con eventos La Niña los veranos son húmedos (Cavazos y Hastenrath, 1990; Higgins *et al.*, 1998b) y los inviernos secos. Nuestra investigación también aporta elementos para sugerir que cuando la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) estuvo en su fase cálida los veranos estuvieron teleconectados con eventos La Niña (veranos húmedos) y El Niño (veranos secos). Durante la fase fría del PDO los períodos húmedos y secos de verano estuvieron relacionados con eventos más localizados, por ejemplo, con la posición del domo subtropical sobre el continente (Yu y Wallace, 2000). Es

importante señalar la relación estrecha que se observa en la fluctuación de los escurrimientos superficiales y las lluvias de invierno y el PDO (Brito-Castillo *et al.*, 2002). Durante 1921 a 1999 la fluctuación de las lluvias de invierno y el índice del PDO estuvieron en fase, es decir la fase cálida del PDO se asoció con períodos húmedos y viceversa, la fase fría, con períodos secos. Aunque la correlación entre el índice de PDO y las lluvias en invierno no son perfectas, existen indicaciones de que son reales ya que el cambio de localización de las masas de agua cálidas y frías del Pacífico norte pueden alterar la trayectoria de la corriente de chorro. Cuando la corriente de chorro se desplaza muy al norte sobre el oeste de los Estados Unidos, como parece ocurrir durante la fase fría del PDO, las tormentas extratropicales también se desplazan en el mismo sentido originando condiciones de alta presión y tiempo seco en la zona de estudio (ver Figura 28). Por otro lado, un mar cálido a lo largo de las costas del Pacífico, tal como ocurre durante la fase cálida del PDO, favorece el incremento de nubosidad y la trayectoria de las tormentas extratropicales hacia la zona de estudio, originando bajas presiones y condiciones húmedas (ver Figura 20). Como se puede apreciar en la Figura 10, los cambios en el clima del Pacífico, de 1998 a marzo de 2002 sugieren que la época de aguas costeras anómalamente cálidas del Pacífico norte ha concluido (Hare y Mantua 2000). Esto significa que el PDO está entrando a su fase fría y que las lluvias de invierno sobre la vertiente continental del Golfo de California seguirán siendo escasas.

## CONCLUSIONES

- Los sistemas atmosféricos de la troposfera media en sus desviaciones extremas describen muy bien las condiciones húmedas y secas inherentes a, pero de forma independiente, las regiones norte, centro y sur de la vertiente continental del Golfo de California (VCGC), tanto en verano como en invierno.
- Durante la fase cálida del PDO, los eventos La Niña (veranos húmedos) y El Niño (veranos secos) están teleconectados de tal modo que se crean las condiciones adecuadas para que se intensifiquen los sistemas de convección durante eventos La Niña o se impida la penetración de las tormentas tropicales durante eventos El Niño en la VCGC.
- En invierno, las condiciones secas en la VCGC están dominadas por un patrón de teleconexión entre el sistema intensificado de alta presión sobre las Aleutianas y el desplazamiento de las tormentas extratropicales hacia el norte.
- Durante invierno las condiciones naturales del clima en la vertiente continental del Golfo de California tienden a mostrar fluctuaciones de baja frecuencia en mayor peso que fluctuaciones de alta frecuencia.
- El PDO en las bajas frecuencias (medidas en décadas) se encuentra en fase con las lluvias y los escurrimientos superficiales de invierno en la VCGC, sugiriendo que el índice de PDO puede servir para pronosticar a largo plazo las desviaciones extremas de ambas variables estrechamente correlacionadas entre sí.

## Literatura citada

- Acosta-Godínez, A.: 1990, 'El Niño: sus efectos sobre el norte de México', *Ingeniería Hidráulica en México* **3**(1): 13-29.
- Adang, T. C., and Gall, R. L.: 1989, 'Structure and dynamics of the Arizona monsoon boundary', *Monthly Weather Review* **117**: 1423-1438.
- Andrade, E. R., and Sellers, W.: 1988, 'El Niño and its effects on precipitation in Arizona and Western New Mexico', *International Journal of Climatology* **8**: 403-410.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A., and Winant, C. D.: 1991, 'The lower atmosphere over the Gulf of California', *Journal of Geophysical Research* **96**: 16877-16896.
- Bailey, H. P.: 1975, *Weather of Southern California*, University of California Press, 87 pp.
- BANDAS: 1997, *Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales*, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Morelos, México, CD-ROM, período 1921-1994.
- Bhalme, R., Reddy, S., Mooley, D. A., and Rmana Murty, Bh. V. : 1979, 'Solar activity and Indian monsoon', in *Proceedings Indo-US Workshop on Solar Terrestrial Physics*, Vedhshala Udaipur Solar Observatory, Udaipur, India, pp. 101-106.
- Bhalme, H. N., and Mooley, D. A.: 1981, 'Cyclic Fluctuations in the Flood Area and Relationship with the Double (Hale) Sunspot Cycle'. *Journal of Applied Meteorology* **20**: 1041-1048

- Blackman, R. B., and Tuckey, J. W.: 1958, *The measurement of power spectra*, Dover, New York, 190 pp.
- Brenner, I. S.: 1974, 'A surge of maritime tropical air-Gulf of California to the southwestern United States', *Monthly Weather Review* **102**: 375-389.
- Brito-Castillo, L., Leyva-Contreras, A., and Shelutko, V. A.: 1999, 'Determination of decadal climatic cycles in runoff fluctuation of a hydrologic unit', *Atmósfera* **12**(1): 27-42.
- Brito-Castillo, L., Leyva-Contreras, A., Douglas, A. V., and Lluch-Belda, D.: 2002, 'Pacific Decadal Oscillation and the filled capacity of dams on the rivers of the Gulf of California continental watershed', *Atmósfera* **15**(2): 121-137.
- Brooks, N. P., Ffolliott, P. F., Gregersen, H. M., and DeBano, L. F.: 1997, *Hydrology and the management of watersheds*, IOWA State University Press/AMES, 502 pp.
- Budyko, M. I., 1997. *Climate Changes*. Waverly Press Inc., Baltimore, Maryland, 259 pp.
- Burroughs, W. J.: 1994, *Weather cycles. Real or imaginary?*, Cambridge, University Press, New York, 207 pp.
- Cámara-Durán, O. A.: 1994, 'Impacto de la agricultura bajo riego sobre la calidad del agua: caso del Valle del Yaqui, Sonora', *Ingeniería Hidráulica en México* **9**(1): 57-71.
- Cane, M. A., Clement, A. C., Kaplan, A., Kushnir, Y., Pozdnyakov, D., Seager, R., Zebiak, S. E., and Murtugudde, R., 1997. Twentieth-Century Sea Surface Temperature Trends. *Science*, 275: 957-950.

- Carleton, A. M.: 1986, 'Synoptic-dynamic character of "bursts" and "breaks" in the southwest U. S. summer precipitation singularity', *Journal of Climatology* **6**: 605-623.
- Carleton, A. M.: 1987, 'Summer circulation climate of the American Southwest, 1945-1984', *Annual Association of American Geography* **77**: 619-634.
- Carleton, A. M., Carpenter, D. A., and Weser, P. J.: 1990, 'Mechanisms of interannual variability of the southwest United States summer rainfall maximum', *Journal of Climate* **3**: 999-1015.
- Cavazos, T., and Hastenrath, S.: 1990, 'Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation', *International Journal of Climatology* **10**: 37-386.
- Cayan, D. R., and Peterson, D. H.: 1989, 'The influence of North Pacific atmospheric circulation on streamflow in the west', *Geophysical monograph* **55**: 375-397.
- Chang, F. C., and Wallace, J. M.: 1987, 'Meteorological conditions during heat waves and droughts in the United States Great Plains', *Monthly Weather Review* **115**: 1253-1269.
- Chen, T. C.: 1985, 'Global water vapor flux and maintenance during FGCE', *Monthly Weather Review* **113**: 1801-1819.
- Climate Prediction Center: 1999, <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/index.html>. Los años El Niño y La Niña fueron otorgados por el National Weather Service y Climate Prediction Center (NWS, NOAA), y se pueden obtener de su sitio de internet
- [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/product/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/product/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.html)



- Comrie, A. C., and Glenn, E. C.: 1998, 'Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability', *Climate Research* **10**, 201-215.
- Currie, R. G.: 1974, 'Solar cycle signal in surface air temperature', *Journal of Geophysical Research* **79**: 5657-5660.
- Díaz, S. C., Touchan, R., and Swetnam, T. W.: 2001, 'A tree-ring reconstruction of past precipitation for Baja California Sur, México', *International Journal of Climatology* **21**(8): 1009-1021.
- Dicke, R. H.: 1979, 'Solar luminosity and the sunspot cycle', *Nature* **280**: 24-27.
- Dickson, R. R., and Namias, J.: 1976, 'North American influences on the circulation and climate of the North Atlantic sector', *Monthly Weather Review* **104**: 1255-1265.
- Douglas, A. V., and Englehart, P. J.: 1981, 'On a Statistical Relationship between Autumn Rainfall in the Central Equatorial Pacific and Subsequent Winter Precipitation in Florida', *Monthly Weather Review* **109**: 2377-2382.
- Douglas, A. V., and Englehart, P. J.: 1984, 'Factors leading to the heavy precipitation regimes of 1982-83 in the United States and Mexico', in *Proceedings of the Eight Annual Climate Diagnostics Workshop*, NOAA, U. S. Department of Commerce, 42-55 pp.
- Douglas, A. V., Blackmon, R. H., and Englehart, P. J.: 1987, 'Mesoscale convective complexes in extreme western Mexico. A regional response to broadscale drought', in *Proceedings of the 11<sup>th</sup> Annual Climate Diagnostics Workshop*, U. S. Dept. of Commerce, NASA, 129-140 pp.

- Douglas, A. V., and Englehart, P. J.: 1995, 'Diagnostic studies of the Mexican monsoon, In *proceedings of the Nineteenth Annual Climate Diagnostics Workshops*, NOAA, Department of Commerce, 202-206 pp.
- Douglas, A. V., and Englehart, P. J.: 1996, 'An analysis of the starting date for the summer monsoon in western Mexico and southeast Arizona', in *Proceedings of the Nineteenth Annual Climate Diagnostics Workshop*, NOAA, Seattle Washington, 207-211 pp.
- Douglas, A. V., and Englehart, P. J.: 1997, 'Inter-Monthly Variability of the Mexican Summer Monsoon', in *Proceedings of the Twenty-Second Annual Climate Diagnostics And Prediction Workshop*, NOAA, 1-4 pp.
- Douglas, A. V., and Englehart, P. J.: 1998a, 'Inter-monthly variability of the Mexican Summer Monsoon', in *Proceedings of the Twenty-Second Annual Climate Diagnostics and Predictions Workshop*, NOAA, U.S. Department of Commerce, 246-249 pp.
- Douglas, A. V., and Englehart, P. J.: 1998b, 'The Historic 1997-1998 Drought in Mexico', in *Proceedings of the Twenty-Third Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop*, U.S. Department of Commerce, NOAA, Miami Florida, 26-29 pp.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., and Howard, K.: 1993, 'The Mexican Monsoon', *Journal of Climate*, **6**: 1665-1677.
- Douglas, M. W.: 1995, 'The summertime low-level jet over the Gulf of California', *Monthly Weather Review*, **123**: 2334-2347.
- Dutch, S. I., Monroe, J. S., and Moran, J. M.: 1998, *Earth science*, West/Wadsworth Publishing Company: USA, 596 pp.

- ERIC: 1996, *Extractor Rápido de Información Climatológica*, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Morelos, México, DC-ROM, período 1940-1990.
- Erickson, C. O.: 1979, 'The large scale upper-tropospheric circulation associated with unusually heavy rainfall over the southern United States, Spring 1979', in *Proceedings of the Fourth Annual Climate Diagnostics Workshop*, NOAA, Madison, 108-119 pp.
- García, E. y Trejo, R. I.: 1994, 'La presencia del monzón en el noroeste de México', *Boletín del Instituto de Geografía* **28**: 33-64.
- García, E., and Mosiño, A. P.: 1966-1967, 'Los Climas de Baja California', in *Memoria*, Decenio Hidrológico Internacional, UNAM.
- Gates, D. M., 1993. *Climate Change and Its Biological Consequences*. Sinauer Associates, Inc. Publisher, Sunderland, Massachusetts, 279 pp.
- Gray, W. M.: 1979, 'Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation', in Shaw, D. B. (ed), *Meteorology Over the Tropical Oceans*, Royal Meteorological Society, London, pp. 155-218.
- Gray, W. M.: 1984, 'Atlantic seasonal hurricane frequency, Part I El Niño and 30 mb quasi-biannual oscillation', *Monthly Weather Review* **112**: 1649-1668.
- Hales, J. E. Jr.: 1972, 'Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California', *Monthly Weather Review* **100**: 298-306.
- Hare, S. R., and Mantua, N. J.: 2000, 'Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989', *Progress in Oceanography* **47**, 103-145.
- Hasimoto, R. y Reyes S.: 1988, 'Transporte atmosférico de vapor de agua sobre la región de América tropical del mayo a septiembre de 1979', *Geofísica Internacional* **27**(2): 199-229.

- Hastings, R. J.: 1964, *Climatological Data for Sonora and Northern Sinaloa*, Technical Reports on the Meteorology and Climatology of Arid Regions, No. 15. The University of Arizona, Institute of Atmospheric Physics, 152 pp.
- Hastings, R. J., and Humphrey, R. R.: 1969, *Climatological Data for Sonora and Northern Sinaloa*, Technical Reports on the Meteorology and Climatology of Arid Regions, No. 19. The University of Arizona, Institute of Atmospheric Physics, 96 pp.
- Higgins, R. W., Yao, Y., and Wang, X. L.: 1997, 'Influence of the North American Monsoon System on the U. S. Summer Precipitation Regime', *Journal of climate* **10**: 2600-2622.
- Higgins, R. W., Mo, K. C., and Yao, Y.: 1998a, 'Interannual Variability of the U.S. Summer Precipitation Regime with Emphasis on the Southwestern Monsoon', *Journal of Climate* **11**: 2582-2606.
- Higgins, R. W., Chen, Y., Mo, K. C., and Douglas, A. V.: 1998b, 'Influence of the North American Monsoon System on the Summer Precipitation Regime', in *Proceedings of the Twenty-Third Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop*, NOAA, Miami, Florida, 101-104 pp.
- Historia General de Sonora: 1985, *Historia contemporánea de Sonora (1929-1984)*, Gobierno del Estado de Sonora, Vol. V, Hermosillo, 387 p.
- Horel, J. D.: 1981, 'A rotated Principal Component Analysis of the Interannual Variability of the Northern Hemisphere 500 mb Height Field', *Monthly Weather Review* **109**, 2080-2092.

- Jagannathan, P., and Khandekar, M. L.: 1962, 'Pre-disposition of the upper air structure in March to May over India to the subsequent monsoon rainfall of the Peninsula Indian', *Journal of Meteorology and Geophysics* **24**: 184-185.
- Jagannathan, P., and Bhalme, H. N.: 1973, 'Changes in the pattern of distribution of southwest monsoon rainfall over India associated with sunspots', *Monthly Weather Review* **101**: 691-700.
- Jáuregui, E.: 1995, 'Rainfall fluctuations and tropical storm activity in Mexico', *Erkunde* **49**: 39-48.
- King, J. W.: 1973, 'Solar radiation changes and the weather', *Nature* **245**: 443-446.
- King, J. W.: 1975, 'Sun weather relationships', *Astronautica and Aeronautica* **13**: 10-19.
- Lorenzo, J. L.: 1958, *Miscelaneous*, Paul Rivet. México.
- Manly, B. F. J.: 1986, *Multivariate statistical methods. A primer*, Chapman & Hall, London, 159 pp.
- Mantua, N. J.: 1999.
- [ftp://ftp.atmos.washington.edu/mantua/pnw\\_impacts/INDICES/PDO.latest](ftp://ftp.atmos.washington.edu/mantua/pnw_impacts/INDICES/PDO.latest). Los valores estandarizados del índice del PDO fueron otorgados por Nate Mantua y se pueden consultar desde su sitio de internet <http://tao.atmos.washington.edu/pdo/>.
- Mantua, N. J., Hare, S. H., Zhang, Y., Wallace, J. M., and Francis, R. C.: 1997, 'A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on Salmon

- Production', *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**(6): 1069-1079.
- Mattson, D. E.: 1981, *Statistics. Difficult concepts, understandable explanations*, C. V. Mosby Company, St. Louis, MO, 482 pp.
- Meko, D. M., and Stockton, C. W.: 1984, 'Secular variations in stream flow in the western United States', *Journal of Climate and Applied Meteorology* **23**(6): 889-897.
- Meko, D. M., and Graybill, D. A.: 1995, 'Tree-ring reconstruction of Upper Gila River discharge', *Water Resources Bulletin* **31**(4): 605-616.
- Mo, K. C., Paegle, J. N., and Higgins, R. W.: 1997, 'Atmospheric Processes Associated with Summer Floods and Droughts in the Central United States', *Journal of Climate* **10**: 3028-3046.
- Mitchell, J. M., Stockton, C. W., and Meko, D. M.: 1979, 'Evidence of a 22-year rhythm of drought in the western United States related to the Hales Solar cycle since the 17<sup>th</sup> Century', in *Proceedings Symposium/Workshop on Solar-Terrestrial Influences on Weather and Climate*, Ohio State University, McCormac, B. M., and Seliga, T. A. (eds), D. Reidel, 125-143.
- Mosiño, P., and Morales, T.: 1987, 'Los ciclones tropicales, El Niño y las lluvias en Tacubaya. (Tropical cyclones, El Niño and rainfall at tacubaya)', *Geofísica Internacional* **27**: 61-82
- Namias, J.: 1978, 'Recent drought in California and western Europe', *Reviews of Geophysics and Space Physics* **16**(3): 435-458.
- Namias, J.: 1980, 'Severe drought and recent history', *Journal of Interdisciplinary History* **x:4** (spring), 697-712.

- Namias, J.: 1980b, 'Causes of some extreme Northern Hemisphere climatic anomalies from summer 1978 through the subsequent winter', *Monthly Weather Review* **108**(9): 1333-1346.
- Namias, J.: 1981, 'The heavy California winter rains of 1979-80 as a manifestation of macroscale air/sea coupling', in *Proceedings of the Fifth Annual Climate Diagnostics Workshop*, NOAA, Seattle Washington, 34-50 pp.
- Namias, J.: 1982, 'The New SCRIPPS ATLAS OF 700 MB HEIGHT', in *Proceedings of the sixth Annual Climate Diagnostics Workshop*, NOAA, U. S. Department of Commerce, Washington, D. C., 95-104.
- Namias, J.: 1982b, 'Storms, Floods, and Debris Flows in Southern California and Arizona 1978 and 1980', in *Proceedings of a Symposium*, National Academy Press, Washington, D. C., September 17-18, 1980, 24-41 pp.
- Namias, J.: 1983, 'Some causes of United States drought', *Journal of Climate and Applied Meteorology* **22**: 30-39.
- Neiburger, M., Edinger, J. G., and Bonner, W. D.: 1973, *Understanding our atmospheric environment*, W.H. Freeman and Company: San Francisco, 293 pp.
- NOAA-CIRES: 1999. <http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/Composites/printpage.pl>.  
Los mapas compuestos de flujos atmosféricos a 700 mb se calcularon del programa del Climate Prediction Center el cual se encuentra disponible en su sitio de internet <http://www.cdc.noaa.gov/index.html>.

- North, G. R., Bell, T. L., and Cahalan, R. F.: 1982, 'Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions', *Monthly Weather Review* **110**, 699-706.
- Oppenheim, A. V., and Schafer, R. W.: 1989, *Discrete-Time Signal Processing*, Prentice Hall, Englewood cliffs, NJ.
- Parker, S. S., Hawes, J. T., Colucci, S. J., and Hayden, B. P.: 1989, 'Climatology of 500-mb cyclones and anticyclones, 1950-1985', *Monthly Weather Review* **117**: 558-570.
- Quinn, W. H.: 1992, 'A Study of Southern Oscillation-related climatic activity for A. D. 622-1900 incorporating Nile River flood data', in Díaz, H. F. and Markgraf, V. (eds.), *El Niño*, Cambridge University Press, 119-149.
- Quiroz, R. S.: 1983, 'The climate of the "El Niño" winter of 1982-83. A season of extraordinary climatic anomalies', *Monthly Weather Review* **111**: 1685-1706.
- Rasmusson, E. M.: 1967, 'Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America: Part I. Characteristics of the water vapor flux field', *Monthly Weather Review* **95**: 403-426.
- Rasmusson, E. M., and Carpenter, T. H.: 1982, 'Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño', *Monthly Weather Review* **110**: 354-384.
- Reyes, C. S., Pavía, L. E., Candela, P. J., and Troncoso, G. R.: 1984, 'Estudio preliminar de las condiciones meteorológicas y climatológicas alrededor del Golfo de California, 1ra. Parte: Análisis del Viento', *Ciencias Marinas* **10**(2): 9-26.



- Reyes, C. S., and Vogel, G.: 1984, 'Estudio preliminar de las condiciones meteorológicas y climatológicas alrededor del Golfo de California, 2da. Parte: Análisis de los parámetros termodinámicos', *Ciencias Marinas* **10(2)**: 45-64.
- Reyes, C. S., and Rojo, S. P.: 1985, 'Variabilidad de la precipitación en la Península de Baja California', *Revista Geofísica*, **22/23**, 111-128.
- Reyes, S. y Janowiak, E.: 1986, *Global atmospheric water patterns derived from the NMC final analysis*, Technical Report, CAC-NMC-NWS-NOAA, Washington, D. C., USA, 62 pp.
- Reyes, S., and Mejía-Trejo, A.: 1991, 'Tropical perturbations in the eastern Pacific and the precipitation field over north-western Mexico in relation to the ENSO phenomenon', *International Journal of Climatology* **11**: 515-528.
- Reyes, S., Douglas, M. W. y Maddox, R. A.: 1994, 'El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP)', *Atmósfera* **7**: 117-137
- Reyes, A. C., and Lavin, F.: 1997, 'Effects of the autumn-winter meteorology upon the surface heat loss in the Northern Gulf of California', *Atmósfera* **10(2)**: 101-123.
- Richman, M. B.: 1981, 'Obliquely rotated principal components: and improved meteorological map typing technique?', *Journal of Applied Meteorology* **20**, 1145-1159.
- Roberts, W. O.: 1975, 'Relationships between solar activity and climate change', in *Proceedings Symposium Possible Relationship between Solar Activity and Meteorological Phenomena*, NASA SP-366, Washington, DC, 13-24.

- Roden, G. I.: 1958, 'Oceanographic and Meteorological Aspects of the Gulf of California', *Pacific Science* **12**(1): 21-45.
- Ropelewski, C. F., Hapler, M.: 1989, 'Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation', *Journal of Climate* **2**: 268-284.
- Rowson, D. R., and Colucci, S. J.: 1992, 'Synoptic climatology of thermal low-pressure systems over south-western North America', *Journal of Climatology* **12**: 529-545.
- Salinas-Zavala, C. A., Lluch-Belda, D., Hernández-Vázquez, S. y Lluch-Cota, D. B.: 1998, 'La aridez en el noroeste de México. Un análisis de su variabilidad espacial y temporal', *Atmósfera* **11**: 29-44.
- Schmidt, R. H.: 1978, *Climatological data for the state of Sinaloa, México*, Climatology series, No. 1 Arizona, Office of the State Climatologist, Laboratory of Climatology, Arizona State University, 160 pp.
- Schwartz, G., 1978. Estimating the dimension of a model. *Ann. Stat.* **6**: 461-464.
- Shapley, A. H., Kroehl, H. W., and Allen, J. H.: 1975, *Solar-terrestrial physics and meteorology: Working Document*, World Data Center A for Solar-Terrestrial Physics, Environmental Data Service, Boulder, Issued by Special Committee for Solar-Terrestrial Physics (SCOSTEP). National Academy of Science, Washington, DC.
- Shapley, A. H., and Kroehl, H. W.: 1977, *Solar-terrestrial physics and meteorology: Working Document II*. World Data Center A for Solar-Terrestrial Physics, Environmental Data Service, Boulder, Issued by

- Special Committee for Solar-Terrestrial Physics (SCOSTEP). National Academy of Science, Washington, DC.
- Sorkina, A. I.: 1963, *Atmospheric Circulation and the Related Wind Fields Over the North Pacific*. Gidrometeorologicheskoe Izdatel'stvo (Otdelenie), Moskva, 218 pp (*in Russian*).
- Spar, J., and Mayer, J. A.: 1973, 'Temperature trends in New York City: A postscript', *Weatherwise* **26**: 128-130.
- STATISTICA for Windows: 1995, *General Conventions & Statistics*. Vol. 1, StatSoft, Inc. 1001-1878 pp.
- Stepanek P., 2002. The power spectrum of the series used in this study was calculated with the AnClim software provided by Petr Stepanek at <http://www.sci.muni.cz/~pest> (2002).
- Stensrud, D. J., Gall, R. L., Mullen, S. L., and Howard, K. W.: 1995, 'Model Climatology of the Mexican monsoon', *Journal of Climate* **8**: 1775-1794.
- Stockton, C. W.: 1975, *Long term stream flow records reconstructed from tree-rings*, Papers of the Laboratory of Tree-Ring Research, No. 5. The University of Arizona Press, Tucson, 111 pp.
- Stokes, M. A., and Smiley, T. L.: 1968, *An introduction to tree-ring dating*, The University of Arizona Press, 73 pp.
- Tang, M., and Reiter, E. R.: 1984, 'Plateau monsoons of the Northern Hemisphere: A comparison between North America and Tibet', *Monthly Weather Review* **112**: 617-637.
- Trenberth, K. E., 1980. Atmospheric Quasi-Biennial Oscillations. *Monthly Weather Review* **108**: 1370-1377.

- Vladímirov, A. M.: 1990, *Guidrologicheskiye raschioty* (hydrological computations). Leningrad Guidrometeoizdat, 368 pp. (*in Russian*)
- Wallace, J. M., and Gutzler, D. S.: 1981, 'Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter', *Monthly Weather Review* **109**: 784-812.
- Wallen, C. C.: 1955, 'Some characteristics of precipitation in Mexico', *Geografiska Annaler* **37** (1-2): 51-85.
- Whittaker, L. M., and Horn, L. H.: 1981, 'Geographical and seasonal distribution of North American cyclogenesis, 1958-1977', *Monthly Weather Review* **109**: 212-2322.
- Wirtki, K.: 1975, 'El Niño-the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing', *Journal of Physical Oceanography* **5**: 572-584.
- Willett, H. C.: 1965, 'Solar climatic relationships in the light of standardized climatic data', *Journal of Atmospheric Sciences* **22**: 120-136.
- Xanthakis, J.: 1973, 'Solar activity and related interplanetary and terrestrial phenomena', in *Proceeding First European Astronomical Meeting*, Xanthakis, J. (ed.), Athens, Springer Verlag, 20-47.
- Yu, B., and Wallace, J. M.: 2000, 'The principal mode of interannual variability of the North American Monsoon System', *Journal of Climate* **13**: 2794-2800.
- Zhang, Y., Wallace, J. M., Battisti, D. S.: 1997, 'ENSO-like interdecadal variability: 1900-93', *Journal of Climate* **10**, 1004-1020.

Zishka, K. M., and Smith, P. J.: 1980, 'The Climatology of Cyclones and Anticyclones over North America and Surrounding Ocean Environs for January and July, 1950-77', *Monthly Weather Review* **108**(4): 387-401.