



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE CIENCIAS

VARIACIONES DEL NIVEL DE MAR DEBIDAS A  
ENSO EN LAS COSTAS DEL PACÍFICO MEXICANO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

KATIA HERNÁNDEZ SOTELO

TUTOR

DR. JORGE ZAVALA HIDALGO



CIUDAD UNIVERSITARIA, Cd. Mx., 2020 A 6 DE JUNIO DEL  
2022



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*A mi familia*



*The Coming Storm - Winslow Homer (1901)*



# Agradecimientos

A mis padres y hermanos por brindarme el apoyo en todo momento y sus palabras de apoyo durante mi formación académica.

A el Dr. Jorge Zavala Hidalgo, por aceptar ser mi asesor de tesis y mostrarme una maravillosa área de la investigación.

A mis sinodales Erika Danaé López Espinoza, Karina Ramos Musalem, Octavio Gómez Ramos y Efraín Moreles Vázquez por su disposición, sus revisiones, comentarios y sugerencias a esta tesis.

Al proyecto “Actualización de las tendencias del nivel del mar en las costas de México” financiado por el Programa de Investigación en Cambio Climático (PINCC) que apoyo este trabajo.

Un especial agradecimiento a quienes considero una parte fundamental para lograr realizar esta tesis. A Octavio Gómez Ramos por darme orientación en este proceso, apoyo y un espacio para trabajar en el mareográfico, a Miriam Arianna Zarza Alvarado por ayudarme en el análisis de los datos y comprometerse conmigo para lograr las señales, un agradecimiento a Felipe Hernández Maguey, por contestar todas mis dudas y compartirme todo su conocimiento y experiencia.

Al equipo del mareográfico por recibirme con las puertas abiertas, y buenas prácticas.

A Josué García por la paciencia, el amor y la compañía de estos años, y los últimos detalles a este trabajo.

A los amigos con los que recorrí este camino. A Rufo por su compañía.

# Resumen

En este trabajo se presenta un análisis del ciclo anual y las tendencias de período largo del nivel del mar para seis sitios de las costas del Pacífico de la República Mexicana. Se comparan las medias móviles en las seis estaciones con la señal del índice MEI creada por la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Las series mareográficas del nivel del mar analizadas son las más largas del país y fueron obtenidas por el SMN (Servicio Mareográfico Nacional), y completadas con registros del CICESE (Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada). Para calcular las medias móviles de las señales, se eliminaron las señales de frecuencia baja y alta, y las señales armónicas de marea astronómica. Se calcularon los valores de correlación entre la señal de residuales y el índice MEI (Índice Multivariado ENSO) con valor máximo de 0.67 y mínimo de 0.52. Los resultados muestran una correlación de los eventos de ENSO (El Niño-Oscilación del Sur, por sus siglas en inglés) con las series mareográficas en las costas de México.

# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>III</b>
<b>Resumen</b>	<b>IV</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivo general . . . . .	5
1.2. Objetivos específicos . . . . .	5
1.3. Justificación . . . . .	6
<b>2. Marco teórico</b>	<b>7</b>
2.1. Condiciones normales en el Pacífico . . . . .	7
2.2. El Niño-Oscilación del Sur . . . . .	12
2.3. Ondas Ecuatoriales de Kelvin (OEK) . . . . .	17
2.4. Ondas Costeras de Kelvin (OCK) . . . . .	21
2.5. Señales armónicas de marea . . . . .	24
2.6. Índices de ENSO . . . . .	27
2.7. Conclusiones del capítulo . . . . .	29
<b>3. Adquisición de datos</b>	<b>32</b>
3.1. Servicio Mareográfico Nacional (SMN) . . . . .	32
3.2. Principios de la medición del nivel del mar . . . . .	36
3.3. Selección de estaciones para el estudio . . . . .	37
3.4. Conclusión del capítulo . . . . .	40

<i>ÍNDICE GENERAL</i>	VI
<b>4. Metodología</b>	<b>43</b>
4.1. Procesamiento previo y discriminación de datos erróneos . . . . .	43
4.2. Filtros paso bajo y paso alto aplicado a señales del nivel del mar . . .	46
4.3. Índice MEI . . . . .	50
4.4. Proceso de análisis de las series de tiempo . . . . .	50
4.5. Conclusiones del capítulo . . . . .	52
<b>5. Resultados</b>	<b>54</b>
<b>6. Discusión y conclusiones</b>	<b>62</b>
<b>A. Constituyentes armónicos de marea</b>	<b>68</b>
<b>B. Mareógrafos históricos y digitales actuales</b>	<b>71</b>
B.1. Mareógrafos históricos . . . . .	71
B.2. Mareómetros digitales actuales . . . . .	74

# Índice de figuras

2.1. Mapa del Océano Pacífico, con las regiones de subdivisión del Pacífico ecuatorial. Recuperado de: [Cortés, 2019]. . . . .	9
2.2. Gradiente horizontal representativo de temperaturas superficiales a lo largo del Pacífico ecuatorial en condiciones normales (diciembre 1993). Recuperado de: [D.McClurg, 2019]. . . . .	10
2.3. a) Esquema de las condiciones atmosféricas y oceánicas en el océano ecuatorial. b) Termoclina a lo largo de la región tropical del Pacífico en condiciones normales. Recuperado de: [NOAA, 2019b]. . . . .	12
2.4. Centros de altas y bajas presiones superficiales en la región del Pacífico tropical. Recuperado de [Werlinger et al., 2004]. . . . .	13
2.5. Las series de tiempo muestran las anomalías de temperatura superficial del mar (°C) en el Pacífico oriental (curva inferior) y las anomalías de la presión a nivel del mar (hPa) en Darwin (curva superior sólida) y Tahití (curva superior punteada). Los datos se encuentran suavizados eliminando las fluctuaciones de menos de un año. (Imágen realizada por el Dr. Todd Mitchell, Universidad de Washington). Recuperada de: [Holton y Hakim, 2013]. . . . .	14
2.6. Condiciones El Niño en el Pacífico ecuatorial. Cuando la diferencia de presiones se debilita, regiones como las de Australia experimentan una sequía severa, mientras que las fuertes precipitaciones pueden provocar inundaciones en la costa oeste de América del Sur ecuatorial. La condiciones de La Niña se presentan cuando la diferencia de presiones se intensifica, provocando intensas lluvias en Australia y sequías en America del Sur. Recuperado de [NOAA ESRL, 2020a]. . . . .	15

2.7. a) Patrón de invierno típico de evento El Niño. b) Patrón de invierno típico de evento La Niña. Recuperado de [NOAA, 2019a]. . . . . 16

2.8. Esta serie de imágenes muestran anomalías positivas de la altura media del mar en el Pacífico ecuatorial propagándose hacia el este en forma de ondas de Kelvin. Los datos, procedentes del satélite oceanográfico Jason-2, indican la altura del nivel del mar: se distinguen zonas entre 10 y 18 centímetros por encima del nivel normal (rojo y blanco), y zonas entre 8 y 15 centímetros por debajo del nivel normal (azul y púrpura). Series de ondas como ésta desencadenan y mantienen el fenómeno de El Niño (oscilación del sur). Recuperado de [García y Estrada, 2010]. . . . . 20

2.9. Izquierda: corrientes horizontales asociadas a las ondas atrapadas al ecuador generadas por el desplazamiento de la termoclina. Derecha: Desplazamiento de la termoclina debido a las ondas. La figura muestra que después de 20 días, la perturbación inicial se ha separado en una onda de Rossby que se propaga hacia el oeste (derecha) y una onda de Kelvin que se propaga hacia el este (izquierda) Recuperado de [Stewart et al., 2008]. . . . . 21

2.10. Esquema de reflexión de OEK sobre una frontera meridional oriental. Recuperado de [Maturana et al., 1997]. . . . . 23

2.11. Mapa de orientación de la cuenca del Pacífico Tropical. Las letras negritas en mayúsculas indican de manera aproximada los centros de gravedad de las regiones clave del MEI; P+ y P- son los dipolos, este y oeste, de presión atmosférica a nivel del mar (la diferencia entre P+ y P- constituye la oscilación del índice P), U representa las anomalías zonales del viento en el Pacífico central; V+ y V-, indican las anomalías meridionales de los vientos del norte o del sur en la región sureste o noreste del dominio (V+ menos V- es simbolizada como V); S y A indican la posición promedio de la superficie del mar y las anomalías de la temperatura superficial del aire ; y C representa la fracción de nubosidad del cielo sobre el Pacífico central sobre los eventos de ENSO. Los recuadros rectangulares indicados como 4, 3 y 12 representan la región de El Niño S4, S3 y S12, respectivamente. Las islas de Darwin y Tahití están indicadas con rectángulos y las letras mayúsculas D y T. Recuperado de [Wolter y Timlin, 1998]. . . . . 28

3.1.	Fotografías de los inicios de algunas de las estaciones mareográficas. a) Acapulco, b) Ciudad del Carmen, c) Veracruz, d) Progreso. . . . .	33
3.2.	Instalación de instrumentación durante el periodo de modernización. . . . .	35
3.3.	Red actual de monitoreo del nivel del mar del Servicio Maregráfico Nacional. . .	35
3.4.	a) Instalación de un sensor de flotador dentro de la caseta. b) instalación del tubo del sensor de flotador fuera de la caseta. c) Esquema del mecanismo utilizado por los mareógrafos de flotador. . . . .	37
3.5.	Mapa de las estaciones seleccionadas para el análisis de datos. Las series de datos de estaciones actualmente operadas por el SMN se indican en círculos verdes, mientras que los datos históricos en círculos amarillos. . . . .	39
4.1.	(a) Ejemplo del gráfico obtenido del registro del nivel del mar de Acapulco, previo al control de calidad y a la discriminación de datos erróneos. (b) Ejemplo de los datos crudos del año 1963 del registro de Acapulco. . . . .	45
4.2.	Ejemplo del gráfico para Acapulco obtenido como resultado de la primera etapa de procesamiento de los datos del nivel del mar (esta estación cuenta con corrección al cero de la regla). Este procesamiento fue realizado para cada una de las estaciones analizadas. . . . .	46
4.3.	Ejemplo del gráfico para Acapulco obtenido como resultado de la eliminación de la marea astronómica y los componentes armónicos incluidos en el pronóstico de marea. . . . .	47
4.4.	Ejemplo del gráfico obtenido para Acapulco. Muestra la señal residual de los datos del nivel del mar, sin componentes de marea astronómica anuales ni semianuales, y la señal de la media móvil. . . . .	48
4.5.	En ambos gráficos obtenidos para Acapulco, se observan que en los residuales (color cyan) eventos que aún permanecen en la señal. (a) Irregularidad de la señal residual debida a la marea de tormenta, uno de los efectos causados por huracanes (b) Irregularidad de la señal residual causada por tsunami (este evento se registró el día 28 de julio de 1957, posterior a un evento sísmico de magnitud $M_S = 7.9$ , en San Marcos, Guerrero) [Ramírez, 2011]). . . . .	49

4.6.	Gráfico de dispersión de puntos entre el índice MEI y el residual del Nivel del mar, para la estación de Acapulco con su respectiva línea de tendencia, y valor de correlación de $r= 0.64$ . . . . .	51
4.7.	Gráfico obtenido para Acapulco para comparar la media móvil sin marea astronómica (señal negra) y el Índice MEI (señal roja). . . . .	52
5.1.	Gráficos para Ensenada (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con la ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ). . . . .	55
5.2.	Gráficos obtenidos para Cabo San Lucas (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con la ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ). . . . .	56
5.3.	Gráficos para La Paz (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con las ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ). . . . .	57
5.4.	Gráficos obtenidos Mazatlán (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con las ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ). . . . .	58
5.5.	Gráficos obtenidos Acapulco (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con las ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ). . . . .	59
5.6.	Gráficos obtenidos Salina (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con las ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ). . . . .	60
5.7.	En esta gráfica se muestran todas las señales de las medias móviles juntas (en color azul) y el índice MEI (color rojo). . . . .	61
6.1.	En esta gráfica se muestran todas las señales de las medias móviles juntas (en color azul) y el índice MEI (color rojo). Se señala con color azul en todas las señales los eventos de La Niña y en rojo los eventos de El Niño. . . . .	63



6.2. Gráfica de eventos de ENSO de acuerdo al índice MEI (1950-1028). Los rangos positivos, señalados en rojo, corresponden a eventos de El Niño, y los índices negativos, señalados en azul, corresponden a eventos de La Niña. Recuperado de [NOAA ESRL, 2020b]. . . . .	64
A.1. Tabla de los 68 componentes armónicos del archivo de salida del programa NMPR2 para predicción de mareas. . . . .	70
B.1. Esquema de los componentes de un mareógrafo de flotador simple. . . . .	72
B.2. Esquema general del registro del mareógrafo de flotador con cinta perforada. . .	73
B.3. a) Publicaciones con información de cálculos de planos de marea, constantes armónicas, pronósticos numéricos y gráficos de marea astronómica. Esta información es utilizada en: construcción de obras portuarias, servicio de alcantarillado, delimitación de la Zona Marítima Terrestre, levantamientos hidrográficos, registros de tsunamis, etc. b) Mareogramas archivados enviados desde las estaciones mareográficas. . . . .	74
B.4. Componentes de las estaciones del SMN colocados en la época de modernización. a) Gabinete, el cual contiene el transmisor satelital, fuente de poder, receptor GPS, sensores de presión, módem, celular y datalogger. b) Caseta en el puerto de Pto. Chiapas. c) Sensores de temperatura y humedad relativa, y antena de transmisión satelital GOES. d) Caseta en el puerto de Veracruz. . . . .	76

# Capítulo 1

## Introducción

Los cambios en el nivel del mar medidos en una localidad son la respuesta a una gran variedad de fenómenos, entre los que se pueden mencionar la marea, los seiches, las corrientes costeras, los fenómenos meteorológicos de escala sinóptica como nortes y huracanes, los fenómenos oceanográficos de gran escala como el fenómeno de El Niño y La Niña, variaciones interdecadales como la oscilación decadal del Pacífico, condiciones oceanográficas que son la respuesta a fenómenos que se originan lejos de la zona de influencia, como las ondas atrapadas a la costa, los tsunamis, los movimientos verticales de la corteza terrestre, y los cambios en la presión atmosférica. Los datos de nivel del mar en México muestran tendencias similares a las globales [Botello et al., 2017], y dichas tendencias, específicamente las generadas por ENSO , son investigadas en este trabajo.

ENSO es una perturbación del sistema acoplado océano-atmósfera del Pacífico tropical que tiene amplio impacto sobre las condiciones meteorológicas y climáticas globales [Pizarro, 2004], que comprende múltiples interacciones de procesos naturales, sociales, políticos y económicos a escala global y cuyos impactos en los ecosistemas, las economías y las sociedades se ven a mediano y largo plazo [Botello et al., 2017], cuenta con una fase cálida llamada El Niño y una fase fría llamada La Niña.

Durante El Niño, los vientos alisos en el Pacífico se debilitan y las aguas más calientes del Pacífico tropical se esparcen a lo largo del ecuador, por efecto de una onda oceánica ecuatorial del tipo Kelvin. Por su naturaleza física, relacionada con

la elevación del nivel del mar, la onda de Kelvin genera divergencia en el extremo este ecuatorial, y posteriormente se propaga en dirección a latitudes más altas. Estas ondas viajan desde el ecuador a los polos a lo largo de la costa, de manera que unos meses después de iniciado el evento podemos experimentar sus efectos en la región mexicana. El aumento de temperatura del mar en el Pacífico ecuatorial, puede alterar los patrones de convección profunda, la formación de nubes cúmulus de gran altura y con ello el calor que se transporta a la atmósfera. Es el desplazamiento de esta fuente de calor atmosférica la que produce cambios en el clima en latitudes más altas [Pizarro, 2004].

Durante La Niña la temperatura de la superficie marina es más alta en el margen occidental del Pacífico Ecuatorial, y las masas de aire que se encuentran sobre ella son cálidas y húmedas. Por el contrario, en la costa oriental, el agua es fría y la presión superficial tiende a ser más alta debido a la convergencia de los vientos provenientes del Pacífico occidental. El contraste entre la presión de las dos regiones favorece a los vientos alisios que fluyen de este a oeste y el arrastre de agua en esa misma dirección, por lo que se intensifica la surgencia costera frente a las costas de Chile entre las latitudes  $18^\circ$  y  $38^\circ$  [Kalkstein et al., 1996].

La señal de ENSO es cíclica pero no periódica, el tiempo entre dos eventos cálidos varía comúnmente entre 2 y 7 años, con una duración de unos 9 a 18 meses. Para identificar y definir el ENSO se han diseñados numerosos índices, unos con base en las características atmosféricas o del mar, o bien, por una combinación de ambas [Díaz, 2008].

Durante los eventos El Niño se registran valores extremos de precipitación, temperatura del aire y del mar, vientos, nubosidad, caudales de ríos, etc. en regiones tan diversas como India, Sudamérica, África, Australia, Japón, Siberia o Norteamérica. En el Pacífico Mexicano aumenta la frecuencia con la que se presentan las tormentas tropicales y huracanes, mientras que disminuye en el Atlántico, Mar Caribe y Golfo de México; tal relación tiende a revertirse durante años de La Niña. En el océano, la profundidad de la termoclina, la intensidad de las surgencias y la altura del nivel del mar se modifican [Magaña et al., 1998].

Específicamente durante un evento El Niño, el aumento de temperatura en el Pacífico tropical tiene como consecuencia una disminución drástica en la productividad primaria, lo que afecta de manera negativa a los niveles tróficos superiores de la cadena alimenticia y a las pesquerías comerciales; en el Pacífico este son impactadas significativamente por encontrarse en la zona de influencia directa. Sin embargo, no sólo la pesca siente los impactos de los cambios que año con año experimenta el clima. Otras actividades, como la ganadería, la agricultura, la generación de energía eléctrica y las comunicaciones, también se ven afectadas por dichas variaciones. En contraste, la baja presión que se presenta durante la Niña sobre Indonesia y el norte de Australia, incrementa la lluvia sobre toda esa región. También se registran condiciones más lluviosas que lo normal sobre el sureste de África y el norte de Brasil. Por otro lado, dado que la presión sobre el Pacífico central es más alta que la usual, las condiciones a lo largo de la costa occidental de Sudamérica, la costa norte del Golfo de México y la región de las pampas en Sudamérica durante el invierno son secas. A diferencia de lo que ocurre con El Niño, el impacto de La Niña en la industria pesquera es positivo en las costas de Perú [Magaña y Victor, 1999]. El estudio físico de las anomalías climáticas ha llevado a implementar campañas de observación mediante las cuales los datos medidos y los modelos matemáticos son comparados. Hoy se cuenta con redes de observación de diferentes países, que constituyen el principal sistema de advertencia, en cuanto se refiere a los cambios climáticos en el océano tropical [CLIVAR, 1999]. Muchos países como Perú, Brasil, India y Australia han desarrollado modernos sistemas de observación y predicción del clima, principalmente de la señal ENSO. Es natural que, los países tropicales sean quienes dediquen mayor esfuerzo por entender este fenómeno debido a que son quienes más directamente resienten a su impacto, tal es el caso de México [Magaña y Victor, 1999].

Por ello, resulta fundamental tener un mejor entendimiento de los mecanismos que controlan el clima, para así poder planear y tomar decisiones frente a los posibles escenarios.

El SMN a cargo de la UNAM resguarda, documenta y analiza la información mareográfica de más de 50 años de mediciones en más de 30 localidades, y mantiene

el monitoreo del nivel del mar en varios sitios del país. En la actualidad la red incluye 28 estaciones, 12 en el Océano Pacífico y 16 en el Golfo de México y el mar Caribe. La información generada por la red mareográfica constituye algunas de las series ambientales más largas y completas de México. Posteriormente, desde su creación en 1972, el CICESE inició la instalación de mareógrafos en siete sitios en el noroeste de México, con el propósito de lograr una mayor cobertura nacional y descentralizar las actividades del SMN para esa zona [SMN, 2020]. Los datos utilizados en este trabajo provienen de estos dos centros de monitoreo mareográfico.

El análisis se hizo con los datos históricos y actuales del SMN y el CICESE. Se calcularon los residuales con ayuda de los pronósticos de marea astronómica obtenidos mediante el software NMPR2 <sup>1</sup>. Posteriormente a estos residuales se les aplicó el método de medias móviles para obtener las señales no periódicas de ENSO, las cuales fueron comparadas con el índice MEI de la NOAA. Se realizó también un diagrama de dispersión entre el índice y la señal residual, el cálculo del coeficiente de correlación y la ecuación de la recta para cada estación.

Los resultados de esta tesis ayudan a contextualizar la influencia y aparición de ENSO en las costas del Pacífico Mexicano. Es un trabajo que incentiva al análisis e interpretación de la información mareográfica en México. El método realizado es una propuesta acerca del tratamiento de los datos del nivel del mar que permite la filtración de señales no periódicas como lo son las señales de El Niño y La Niña. Sirve además para pronosticar y comparar los índices usados en la identificación y definición cuantitativa de ENSO.

La tesis consta de 6 capítulos, en el capítulo 1 se presenta una introducción al tema, el objetivo general, los objetivos específicos y la justificación del trabajo. En el capítulo 2 se describen las condiciones normales del Pacífico, el fenómeno de ENSO, las ondas ecuatoriales y costeras de tipo Kelvin que afectan a este fenómeno y las señales armónicas de marea. El capítulo 3 está dedicado a la adquisición de datos, las entidades que se encargan de su recolección, los principios de medición del nivel del

---

<sup>1</sup>Preparado por el *Joint Archive for Sea Level*, una colaboración del *University of Hawaii Sea Level Center* y el *National Oceanographic Data Center*, una división de la NOAA. El software incluye las rutinas de análisis y predicción de Foreman. [UH, 2001]

mar y la selección de las estaciones para este estudio. Los resultados, las conclusiones y discusión se presentan en los capítulos 5 y 6. Además se agregaron varios anexos para explicar de manera más completa algunas de las secciones de los capítulos, como los eventos registrados, los constituyentes armónicos de marea astronómica utilizados por el software NMPR2, y una breve descripción de los mareógrafos históricos y actuales utilizados por el SMN de la UNAM.

## 1.1. Objetivo general

Realizar un análisis de los eventos de ENSO con el registro de datos históricos y actuales de las estaciones mareográficas del SMN de las costas del Océano Pacífico y el índice MEI de la NOAA.

## 1.2. Objetivos específicos

1. Recopilar los datos históricos y actuales de las estaciones.
2. Realizar una preparación previa de los datos y la corrección de sus anomalías.
3. Realizar programas en el software Matlab para leer, y analizar los datos mareográficos junto con el índice MEI de la NOAA.
4. Demostrar la eficacia del método utilizado para la detección y predicción de los impactos en el nivel del mar en las costas del Pacífico mexicano como consecuencia de eventos de ENSO a nivel local y compararlos con el pronóstico del índice MEI.

### 1.3. Justificación

ENSO es una perturbación del sistema acoplado océano-atmósfera del Pacífico tropical que tiene un amplio impacto sobre las condiciones meteorológicas y climáticas globales. Esta es considerada la mayor señal climática que existe actualmente en nuestro planeta (...) La evolución normal del clima en muchas zonas del planeta se ve alterada debido al desarrollo, en una región relativamente pequeña ubicada en el Pacífico tropical, de este fenómeno. Estas alteraciones climáticas tienen consecuencias o impactos generalmente negativos en distintos sectores de la sociedad, como por ejemplo, afectan el sector pesquero, la generación hidroeléctrica, el turismo, transporte, salud y agricultura.

(O. Pizarro et al., 2004: 197-208)

Las variaciones que el clima en México exhibe año con año están en gran medida determinadas por la ocurrencia de El Niño y La Niña [Magaña y Quintanar, 1997]. La realización de este trabajo ayuda a contextualizar la influencia de ENSO en el país a través de los registros mareográficos del nivel del mar como un fenómeno histórico y actual, y hace un esfuerzo por proponer los primeros pasos de un método para pronosticar la aparición y mitigar sus impactos negativos de acuerdo al índice multivariado MEI con el uso de los registros mareográficos en México.

# Capítulo 2

## Marco teórico

### 2.1. Condiciones normales en el Pacífico

El paso de las estaciones imparte un ritmo a la vida de la Tierra. En gran parte del mundo el clima oscila como un péndulo entre verano e invierno. Incluso en los trópicos, donde el clima es cálido durante todo el año, las estaciones lluviosas, conocidas como monzones, se alternan con estaciones secas y cada una tiene su propio patrón de vientos predominantes.

(J.Wallace et al., 2020: 2)

El medio ambiente se determina por la energía que proviene del Sol y por las propiedades de la Tierra, su atmósfera y océano, es decir la reflexión, transporte, absorción y emisión de energía dentro de la atmósfera, el océano y la superficie continental. La complejidad de la respuesta climática radica en que el cambio de la temperatura no es el único efecto sobre de este, sino que también se modifican otras variables, como el flujo de evapotranspiración (variación de vapor de agua), la formación de nubes, el albedo de la superficie, el gradiente térmico oceánico y atmosférico, etc [Santamaría, 2010]. La Tierra absorbe la mayor parte de esta radiación cerca del ecuador y la redistribuye mediante una serie de procesos, en los que la circulación atmosférica, las reacciones químicas, las corrientes oceánicas, las masas continentales y las nubes, interaccionan de un modo complejo [Sarachik y Cane, 2010].



Sarachik E.S et al. 2010 considera que: Los trópicos tienen un papel muy activo en el control del clima, debido a la cantidad de radiación solar que incide sobre ellos y las grandes regiones oceánicas de esta zona, las cuales juegan un papel fundamental en el sistema climático debido a que el agua del océano puede almacenar enormes cantidades de energía solar, que desprende progresivamente, sin que la temperatura oceánica varíe significativamente durante el proceso; convirtiéndolo en el gran regulador climático. Ha sido demostrado una y otra vez que los trópicos marinos son las únicas regiones en el planeta en donde los cambios en las condiciones límite de la superficie, especialmente las variaciones de temperatura, tienen una correlación causal robusta y demostrable con los efectos del clima global. Estas anomalías de la temperatura superficial del mar<sup>a</sup> pueden emitir ondas planetarias de gran escala, las cuales subsecuentemente viajan a latitudes más altas. Por esta razón, el estudio de los procesos ecuatoriales es fundamental para la comprensión de la influencia que ejerce el sistema océano-atmósfera en el clima, y cómo es que esta interacción domina las fluctuaciones interanuales en los patrones climáticos globales. Debido a la complejidad y a la cantidad de factores asociados a este sistema, no existe un marco teórico general que pueda ser usado para una comprensión de los movimientos tropicales a gran escala.

(Sarachik E.S et al., 2010: 1)

---

<sup>a</sup>Desviación de valores promedio de la temperatura superficial del mar para un tiempo específico del año.

Actualmente, el entendimiento de la variabilidad del clima es uno de los temas más importantes de las ciencias ambientales. Los factores climatológicos representan, para la mayoría de los países, la parte más importante en su desarrollo. Específicamente, la variabilidad de la precipitación tiene un papel importante en el manejo de los recursos naturales, debido a que controla las actividades agrícolas, pecuarias y forestales, así como una gran variedad de actividades económicas e incluso el comportamiento y desarrollo social [Corte-Real et al., 1998].

En el Océano Pacífico e Índico tropical el Sol calienta vastas extensiones ocasionando elevación de la temperatura superficial del mar, zonas de baja presión, evaporación superficial y convección, lo que comienza una cadena de efectos a gran escala. Cuando el agua se condensa en forma de lluvia, libera tanto calor, en forma de calor latente de fusión, que estas áreas funcionan como un motor principal que impulsa la circulación atmosférica [Stewart et al., 2008]. La distribución del calor en los trópicos es fuertemente influenciada por las variaciones de la temperatura de la superficie del mar, y éstas a su vez están influenciadas en gran parte por los patrones de circulación en la atmósfera. Debido a la naturaleza de sus fuentes de energía, así como el pequeño valor del parámetro de Coriolis, los sistemas ecuatoriales de movimiento a gran escala tienen varias características estructurales distintivas que son muy diferentes de aquellos en latitudes medias [Holton y Hakim, 2013]. Particularmente, el Océano Pacífico tropical y las grandes extensiones de la atmósfera global parecen marchar a un ritmo diferente, que altera los patrones atmosféricos y las condiciones climáticas en varias partes del mundo, a menudo con implicaciones sociales y económicas para las poblaciones humanas y afectaciones al medio ambiente. La región del Pacífico tropical se extiende desde las costas de Sudamérica en el Pacífico este, hasta las diversas islas y masas de tierra de Australia e Indonesia, ubicadas en la zona oeste; a lo que se conoce como el continente marítimo <sup>1</sup> [Sarachik y Cane, 2010](ver figura 2.1).

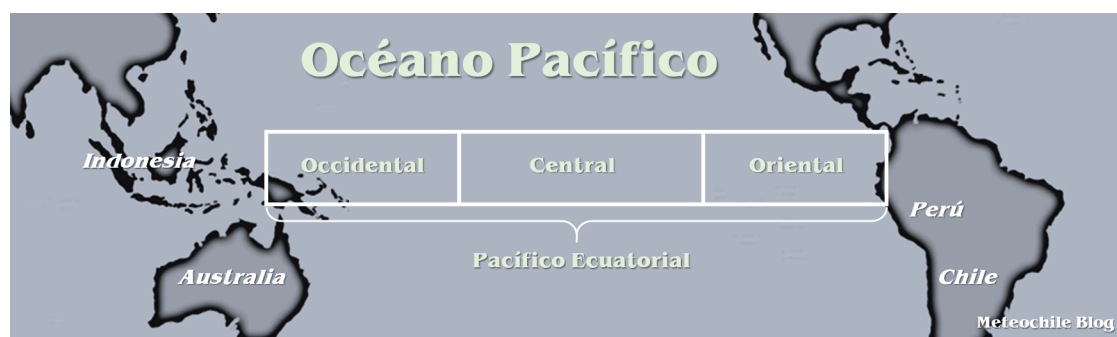


Figura 2.1: Mapa del Océano Pacífico, con las regiones de subdivisión del Pacífico ecuatorial. Recuperado de: [Cortés, 2019].

<sup>1</sup>Específicamente, desde Ecuador en el este ( $80^{\circ}$  E) hasta Indonesia en el oeste, tomando la isla de Halmahera como el límite oeste ( $129^{\circ}$  O).

En condiciones normales de equilibrio promedio, en esta región del Pacífico, el océano mantiene un gradiente horizontal de temperatura superficial [Stewart et al., 2008]. En la parte occidental, se localizan aguas superficiales con temperaturas superiores a los 29°C. Dicha región se conoce como la gran piscina de agua cálida del Pacífico, y en ella se encuentran las aguas oceánicas de mayor temperatura del planeta. En contraposición a ésta se encuentra además, uno de los rasgos más distintivos en el Pacífico tropical: la presencia de una lengua de agua fría que se extiende desde la costa de Sudamérica hacia el oeste, en el Pacífico Ecuatorial Central (ver Figura 2.2).

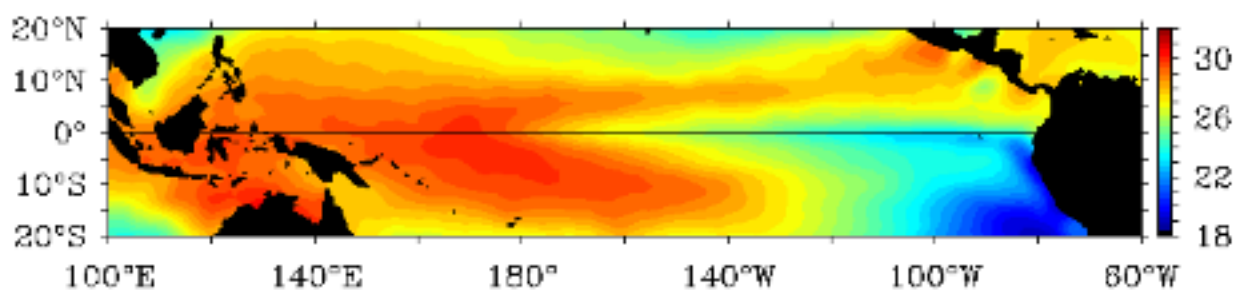


Figura 2.2: Gradiente horizontal representativo de temperaturas superficiales a lo largo del Pacífico ecuatorial en condiciones normales (diciembre 1993). Recuperado de: [D.McClurg, 2019].

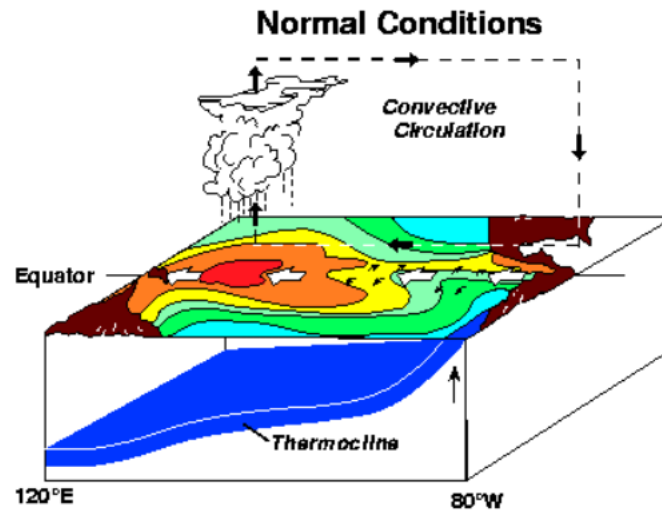
Existe además una estructura vertical de temperatura en el océano, con una región subsuperficial en donde el cambio de temperatura en la vertical alcanza un valor máximo, conocida como termoclina; que en términos generales, puede definirse como la capa del océano que separa las aguas superficiales cálidas y bien mezcladas, de las aguas profundas frías y de mayor densidad [Werlinger et al., 2004]. La distribución de la temperatura superficial del mar en el Pacífico refleja, en gran medida, la distribución de las corrientes superficiales. En el Pacífico tropical, la profundidad promedio de la termoclina es de 200 m, y tiene una cierta inclinación a lo largo del ecuador, siendo más somera en la región este y más profunda en el oeste [Sheinbaum, 2003]. Su estructura tiene importantes consecuencias para esta zona. Existe un flujo de Ekman superficial, el cual es impulsado por los vientos del este, cuya divergencia en el ecuador provee el mecanismo físico para la surgencia de aguas profundas hacia la

capa superficial. En el oeste, el agua superficial que emerge es cálida, por tanto en el este, es más fría. Existe una diferencia zonal de temperatura [Stewart et al., 2008]. Esto conduce a una extensión de agua fría superficial a lo largo del Pacífico ecuatorial frente a las costas de América del Sur. El gradiente este-oeste en la superficie del océano Pacífico dirige una celda atmosférica, también llamada celda de Circulación de Walker <sup>2</sup> [Walker y Bliss, 1932].

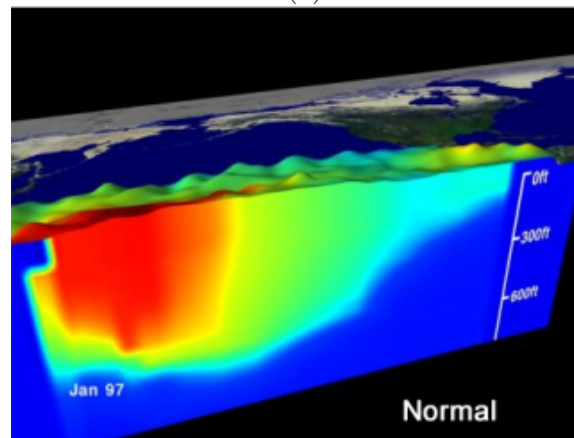
Sobre la poza de aguas cálidas en la parte occidental del Pacífico tropical, el aire cargado de humedad se eleva y se condensa, lo que hace que esta región tenga nubosidad generalizada y fuertes precipitaciones, produciendo un área de baja presión en superficie. En contraste, sobre la lengua de agua fría, en la parte oriental, el aire cerca de la superficie es frío y más denso, y tiende a moverse a lo largo del océano en la línea del ecuador hacia la región de baja presión sobre la poza de aguas cálidas. En altura, el aire se eleva sobre el cálido Pacífico tropical, se desplaza desde la región occidental hacia el borde oriental de la cuenca, y se hunde sobre la lengua de aguas frías. El hundimiento del aire seco de la troposfera superior en la región oriental forma una tapa en la capa límite planetaria, y evita que las nubes de cúmulos pequeñas crezcan a un tamaño que pueda producir una lluvia sustancial, generando así la celda convectiva Walker de gran escala. Debido a que la distribución de presiones es controlada por las temperaturas superficiales del mar, los vientos alisios dependen en gran medida del gradiente zonal de temperaturas (Ver figura 2.3)[Werlinger et al., 2004].

---

<sup>2</sup>Jacob Bjerknes, a finales de los 60s, bautizó esta celda de circulación en honor a Gilbert Walker, meteorólogo inglés que había descubierto cuatro décadas antes la Oscilación del Sur [Werlinger et al., 2004].



(a)



(b)

Figura 2.3: a) Esquema de las condiciones atmosféricas y oceánicas en el océano ecuatorial. b) Termoclina a lo largo de la región tropical del Pacífico en condiciones normales. Recuperado de: [NOAA, 2019b].

## 2.2. El Niño-Oscilación del Sur

Debido a los procesos térmicos (en relación al calentamiento del Sol y temperatura superficial del mar) y dinámicos (en relación a los movimientos de circulación atmosférica), existen en la superficie del planeta centros de altas y bajas presiones. Específicamente en el Hemisferio Sur, en el océano Pacífico se encuentran la alta subtropical suroriental, y la alta subtropical nororiental en el Hemisferio Norte. En tanto que, hacia el oeste de la cuenca, en la región tropical, se encuentra el centro de baja

presión de Indonesia [Werlinger et al., 2004](ver figura 2.4).

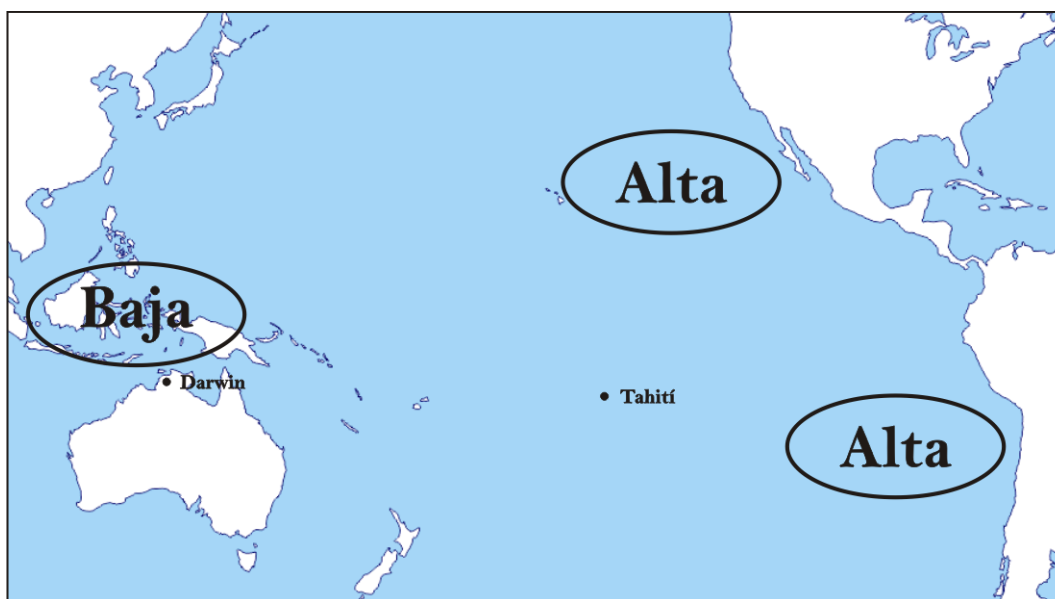


Figura 2.4: Centros de altas y bajas presiones superficiales en la región del Pacífico tropical. Recuperado de [Werlinger et al., 2004].

Los vientos que soplan desde las altas subtropicales hacia la baja en Indonesia (de este a oeste) se conocen como vientos alisios. Estos centros de alta y baja presión fluctúan en intensidad, extensión espacial y posición a lo largo del ciclo anual. En particular, la alta presión (anticiclón) del Pacífico suroriental y la baja de Indonesia tienden a oscilar inversamente, de tal manera que cuando el anticiclón se intensifica la baja se debilita, y cuando la alta se debilita la baja se intensifica. Estas fluctuaciones se conocen como Oscilación del Sur (OS). Debido a que la intensidad de los vientos alisios está en función de la diferencia de presión entre estos centros, la OS está fuertemente vinculada a sus cambios en la intensidad. Como medida de las fluctuaciones de la OS, existe el Índice de la Oscilación del Sur (SOI, por sus siglas en inglés), el cual se define como la diferencia normalizada de las anomalías mensuales normalizadas de la presión atmosférica registrada en Tahití (en la polinesia francesa) y Darwin (al norte de Australia)[Werlinger et al., 2004]. Estas anomalías de presión están correlacionadas negativamente, y en general, las series de tiempo del SOI corresponden con los cambios de temperatura superficial del mar a lo largo de todo el Pacífico.

La fase negativa de SOI ocurre durante los episodios El Niño, y se presenta cuando los vientos alisios son anormalmente débiles. Por el contrario, la fase positiva es característica de episodios de La Niña, y presenta vientos alisios anormalmente intensos [Werlinger et al., 2004]. Aunado a esto, los periodos de tiempo de SOI negativos coinciden con aguas oceánicas en el Océano Pacífico Ecuatorial oriental inusualmente cálidas, y los positivos con aguas inusualmente frías a lo largo del Pacífico tropical oriental (ver figura 2.5).

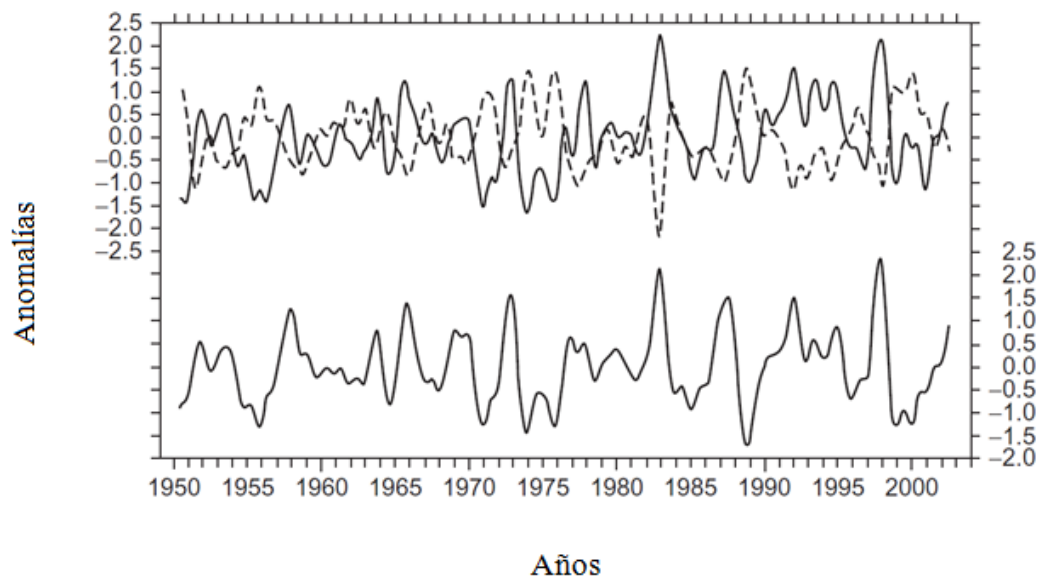


Figura 2.5: Las series de tiempo muestran las anomalías de temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) en el Pacífico oriental (curva inferior) y las anomalías de la presión a nivel del mar (hPa) en Darwin (curva superior sólida) y Tahití (curva superior punteada). Los datos se encuentran suavizados eliminando las fluctuaciones de menos de un año. (Imágen realizada por el Dr. Todd Mitchell, Universidad de Washington). Recuperada de: [Holton y Hakim, 2013].

Específicamente, durante un evento de El Niño, el debilitamiento de los vientos alisios del este, que convergen en el Pacífico ecuatorial central, reducen la surgencia en la costa occidental de América del Sur y en el Pacífico Ecuatorial Oriental, y por lo tanto, el aporte de agua fría y rica en nutrientes del océano más profundo, aplanando

la termoclina y permitiendo que el agua caliente se acumule en la parte oriental de la cuenca. Como respuesta a este debilitamiento, el calentamiento de la superficie del mar contribuye a disminuir la presión atmosférica que se encuentra por encima, al transferir más calor a la atmósfera. Estos argumentos pueden ser revertidos para explicar la evolución de La Niña. El término La Niña es apropiado para esta otra fase de la OS. Un incremento de los vientos alisios refuerza la surgencia, reduciendo las temperaturas de la lengua fría y acrecentando así la circulación de Walker y los mencionados vientos alisios, ocasionando lluvias bajas en el Pacífico central y oriental [NOAA ESRL, 2020a] (ver figura 2.6).

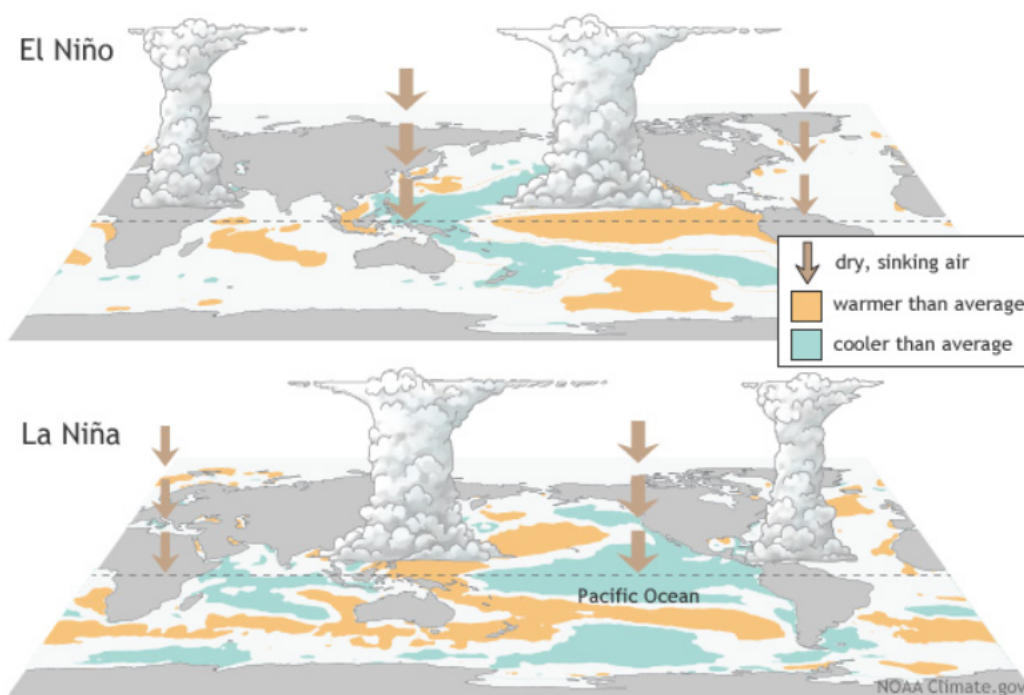


Figura 2.6: Condiciones El Niño en el Pacífico ecuatorial. Cuando la diferencia de presiones se debilita, regiones como las de Australia experimentan una sequía severa, mientras que las fuertes precipitaciones pueden provocar inundaciones en la costa oeste de América del Sur ecuatorial. Las condiciones de La Niña se presentan cuando la diferencia de presiones se intensifica, provocando intensas lluvias en Australia y sequías en América del Sur. Recuperado de [NOAA ESRL, 2020a].

A todo este acervo de variaciones atmosféricas y oceánicas hoy en día se le conoce como El Niño, La Niña y la Oscilación del Sur (ENSO). Su frecuencia puede ser bastante irregular, pues los eventos de El Niño y La Niña ocurren en promedio cada 2 a



7 años. Típicamente, El Niño suele durar entre 9 y 12 meses, mientras que La Niña entre 1 y 3 años <sup>3</sup>. Sin embargo, los episodios prolongados de El Niño han durado hasta 3-4 años. Se han realizado muchas investigaciones sobre los efectos de las fases de ENSO en el clima (temperatura, lluvia, manto de nieve, clima extremo, etc.) en todo el mundo. Sus impactos pueden ser diferentes de un año a otro debido a su naturaleza variable y a las variaciones en el sistema océano-atmósfera. Debe tenerse en cuenta que, en muchos sentidos, las fases fría y cálida son fundamentalmente diferentes porque el factor que afecta a la atmósfera remota no son las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM), las cuales pueden ser inversas entre sí, si no más bien la ubicación media de las regiones de precipitación persistente. Debido a que el resto del mundo se ve forzado por estas regiones, y por que la ubicación media de la fuente de calor, que impulsa la respuesta en las latitudes bajas y medias, es muy diferente para las fases cálidas y frías de ENSO, pues no se espera que los efectos globales sean opuestos entre sí [Sarachik y Cane, 2010](ver figura 2.7). Aunque las causas de inicio precisas de un evento cálido o frío de ENSO no son comprendidas completamente, sí se sabe cuáles son sus efectos y alcances en los patrones climáticos del planeta.

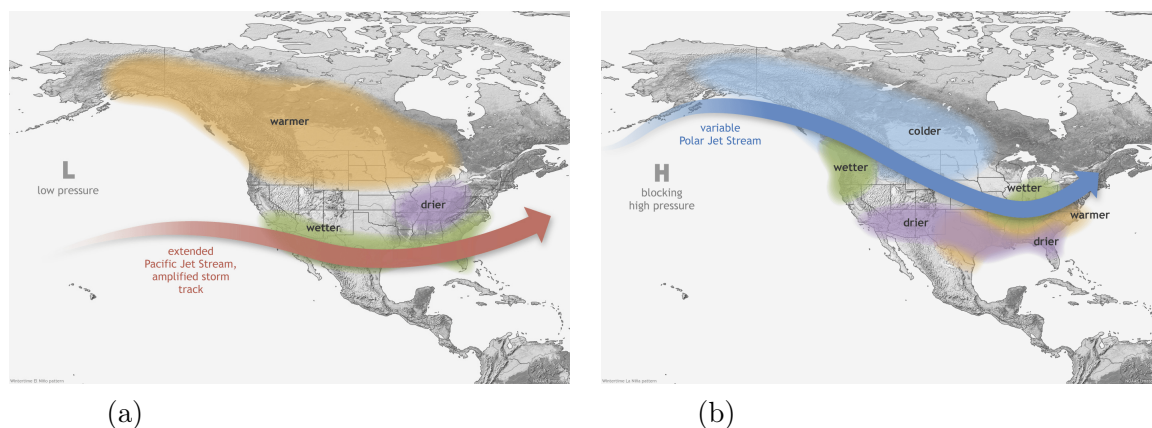


Figura 2.7: a) Patrón de invierno típico de evento El Niño. b) Patrón de invierno típico de evento La Niña. Recuperado de [NOAA, 2019a].

ENSO representa uno de los más extraordinarios ejemplos de la estrecha interacción océano-atmósfera, entendiéndose como parte integrante del sistema climático terres-

<sup>3</sup> Ambos tienden a desarrollarse durante marzo-junio, alcanzando una intensidad máxima durante diciembre-abril y debilitándose durante mayo-julio [Sarachik y Cane, 2010]

tre con influencia directa en la variabilidad del clima a nivel mundial, ya que, aunque se configura en las latitudes ecuatoriales del océano Pacífico, altera las condiciones medioambientales normales de la zona Intertropical y sus impactos asociados afectan a escala planetaria. A los fenómenos naturales o variaciones climáticas ocurridas en alguna parte del planeta, que influyen en el clima de otra parte lejana, se les conoce como teleconexiones, y pueden ser usadas como evidencia para explicar relaciones entre fenómenos meteorológicos. Una teleconexión está definida por la Sociedad Americana de Meteorología<sup>4</sup> como: “1. Un enlace entre cambio del tiempo que ocurre en regiones separadas por grandes distancias del globo terráqueo. 2. Una correlación significativa, positiva o negativa, de las fluctuaciones de un campo en puntos separados por grandes distancias. Normalmente aplicado a la variabilidad en escalas de tiempo mensuales y mayores. El nombre se refiere al hecho de que tales correlaciones sugieren que la información se está propagando entre los puntos distantes por la atmósfera.

### 2.3. Ondas Ecuatoriales de Kelvin (OEK)

Las variaciones en los vientos alisios sobre el Pacífico tropical pueden generar ondas oceánicas. Existe un tipo de oscilación que se propaga por el interior del océano, es decir bajo la superficie del mar; perturbando principalmente la termoclina. Estas ondas se conocen como ondas internas u ondas baroclínicas. Mientras la termoclina puede hundirse (o elevarse) varias decenas de metros con el paso de una cresta (o un valle), el nivel del mar solo se eleva (o hunde) unos pocos centímetros.

Aunque existen varios tipos de ondas ecuatoriales que son importantes para entender cómo el océano tropical se ajusta a los cambios de los vientos en distintas frecuencias, las ondas de mayor relevancia para entender los aspectos fundamentales de ENSO son: las ondas de Kelvin y de Rossby [Werlinger et al., 2004]. Las ondas de Kelvin pueden generarse en un océano con fondo plano y en presencia de una frontera vertical, se caracterizan por propagarse con la frontera a su derecha en el Hemisferio

---

<sup>4</sup>American Meteorological Society, AMS 2000.

Norte y a la izquierda en el Hemisferio Sur, y decaer exponencialmente hacia afuera de la costa <sup>5</sup>. Estas ondas son perturbaciones que se trasladan sin dispersión, es decir, sin cambiar de forma, siempre en la misma dirección. Las corrientes asociadas con esta señal son paralelas a la dirección de propagación (es decir, son ondas longitudinales). En latitudes mayores al ecuador, el mecanismo de equilibrio es un balance entre el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis en la dirección transversal (balance geostrófico) [Ripa, 1980]. En general, la velocidad de propagación depende de la profundidad del océano y de las características de la estratificación, es decir, de la variación vertical de la densidad en la columna de agua (o más directamente, de la profundidad de la termoclina); cuando el océano está estratificado en capas de diferente densidad las ondas internas (baroclínicas) perturban la profundidad de estas capas, de manera similar a como las ondas superficiales perturban el nivel del mar [Werlinger et al., 2004].

Una característica común de la dinámica ecuatorial entre el océano y la atmósfera es el fenómeno de las ondas ecuatoriales. Cerca del ecuador la componente normal de la rotación de la Tierra se desvanece y el balance entre Coriolis y el gradiente de presión no es posible como sucede en latitudes mayores. El ecuador es una región muy particular con respecto al efecto Coriolis pues representa el límite entre los dos Hemisferios. Cuando se evalúa la aceleración de Coriolis ( $f$ ) considerando la Tierra como sistema de referencia, debe tenerse en cuenta la latitud con el propósito de determinar la distancia al eje de rotación del planeta:

$$f = 2\omega V \sin\phi \quad (2.1)$$

donde  $\omega$  es la velocidad angular de la Tierra,  $V$  la velocidad radial y  $\phi$  la latitud.

En el ecuador donde la latitud es cero, el resultado de la fórmula anterior será cero ( $\sin(0)=0$ ). De tal manera que en teoría, Coriolis sería nulo en el ecuador y se aumentaría en la medida en que nos alejemos de él, en dirección norte o sur, hasta obtener un máximo en los polos [Afanador y Vallejo, 2010]. Es precisamente el

---

<sup>5</sup>La escala de decaimiento está dada por el radio de deformación de Rossby,  $RO = \sqrt{2} gH/f$ , en donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $H$  la profundidad y  $f$  es el parámetro de Coriolis.

cambio en el parámetro de Coriolis en esta región, lo que permite que exista este tipo especial de modo ecuatorial, esto nos indica que esta zona actúa como una guía de olas, atrapando las oscilaciones en una zona alrededor del ecuador ( es decir, que se disipan gradualmente lejos de la región ecuatorial). El equilibrio de fuerza meridional para las ondas de Kelvin es un equilibrio geostrófico entre la velocidad zonal y el gradiente de presión meridional.

Ripa [1980] afirma: “Una de las teorías más populares sobre el fenómeno de El Niño postula que éste se origina en la forma de una onda ecuatorial de Kelvin, producida por la relajación de los vientos del este” (Ripa, 1980: 131). Las ondas de Kelvin se caracterizan por ser ondas unidireccionales de considerable importancia para la dinámica ecuatorial. Estas ondas se forman cerca de Indonesia, del lado del Pacífico occidental, en la piscina caliente del Pacífico, la cual es el área más grande de aguas cálidas del planeta. Tan pronto el esfuerzo del viento en el Pacífico central cesa, el agua acumulada en el lado oeste fluye en dirección este. Esta onda profundiza la termoclina a medida que viaja por el Pacífico ecuatorial, llevando consigo masas de agua con temperaturas más altas, incrementándose el volumen de agua caliente. Con el tiempo, la alberca de aguas cálidas se extiende hacia el este, hasta los  $140^{\circ}\text{O}$  (con lo que eventualmente, la atmósfera responde al cambio). Cuando la termoclina se vuelve más profunda inhibe la surgencia de aguas frías y en el este conduce a un surgimiento de agua caliente, y las temperaturas de la superficie del mar en las costas de Ecuador y Perú aumentan entre  $2^{\circ}\text{C}$  y  $4^{\circ}\text{C}$ . La presencia de aguas cálidas reduce el contraste de temperatura entre ambos lados del Pacífico ecuatorial, lo que a su vez reduce los vientos alisios. Esta sucesión de eventos, que se retroalimentan positivamente entre sí, dado por el incremento de las temperaturas superficiales del mar, y la reducción de los vientos alisios causa, eventualmente, el rápido desarrollo de El Niño [Stewart et al., 2008].

Por otra parte, el ajuste entre períodos de El Niño y La Niña, no es instantáneo, sino que involucra la propagación de ondas que llevan información desde una región a otra a lo largo del Pacífico tropical. En este proceso, la elevación de la termoclina en el ecuador genera una onda de Kelvin de surgencia, mientras que las convergencias

en ambas regiones adyacentes al ecuador, que hundan la termoclina, dan lugar a ondas de Rossby de subsidencia. La onda de Kelvin de surgencia se propaga hacia el este y a su paso eleva la termoclina a lo largo del ecuador, mientras que las ondas de Rossby se propagan lentamente hacia el oeste, hundiendo la termoclina a ambos lados del ecuador. En el caso opuesto, anomalías positivas del viento cerca del ecuador (vientos alisios débiles como aquellos observados durante períodos El Niño). Originan convergencia en el ecuador, el hundimiento de la termoclina bajo su nivel promedio y la propagación de ondas de Kelvin de subsidencia. En este caso, las anomalías en los vientos generan divergencia en las regiones adyacentes al ecuador, originando ondas de Rossby de surgencia [Pizarro, 2004].

La importancia de las ondas de Kelvin radica, en gran parte en el hecho de que proveen un mecanismo eficaz para el transporte de energía (en forma de perturbaciones de densidad y corriente) en una dirección particular [Ripa, 1980](ver figura 2.8).

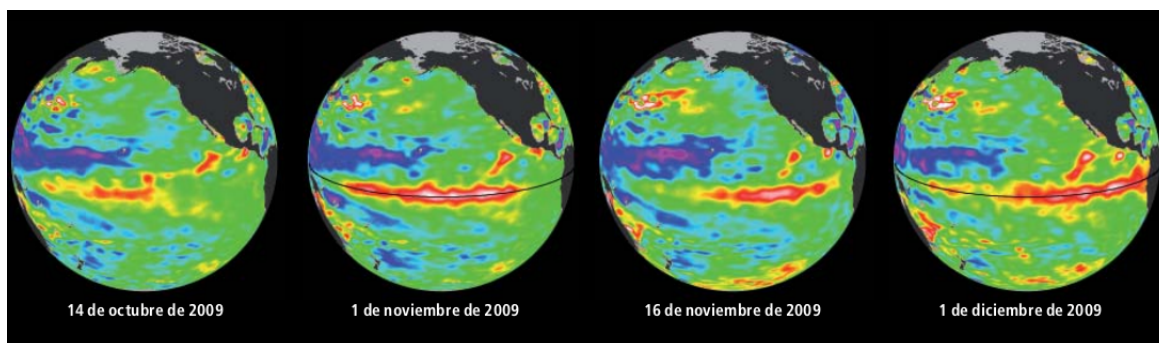


Figura 2.8: Esta serie de imágenes muestran anomalías positivas de la altura media del mar en el Pacífico ecuatorial propagándose hacia el este en forma de ondas de Kelvin. Los datos, procedentes del satélite oceanográfico Jason-2, indican la altura del nivel del mar: se distinguen zonas entre 10 y 18 centímetros por encima del nivel normal (rojo y blanco), y zonas entre 8 y 15 centímetros por debajo del nivel normal (azul y púrpura). Series de ondas como ésta desencadenan y mantienen el fenómeno de El Niño (oscilación del sur). Recuperado de [García y Estrada, 2010].

Las ondas de Rossby en el ecuador tienen frecuencias mucho menores que la frecuencia de Coriolis. Las corrientes asociadas con estas ondas se encuentran casi en equilibrio geostrofico, en el medio de dos eddies con rotación contraria, centrados en el ecuador [Stewart et al., 2008] (ver figura 2.9).

La dinámica de las ondas en las regiones ecuatoriales difiere considerablemente de la dinámica en latitudes medias. Las ondas baroclínicas son muchos más rápidas, y la respuesta del océano a los cambios por el forzamiento del viento es mayor en el ecuador. Una vez que la onda de Rossby ha alcanzado el complejo y discontinuo borde occidental del Pacífico, varios meses más tarde, refleja una segunda onda de Kelvin, la cual se propaga hacia la región oriental. Allí, la onda levanta la termoclina ecuatorial restableciendo la lengua de aguas frías, el gradiente zonal de temperatura y los vientos alisios; poniendo fin al evento cálido [Apel, 1987].

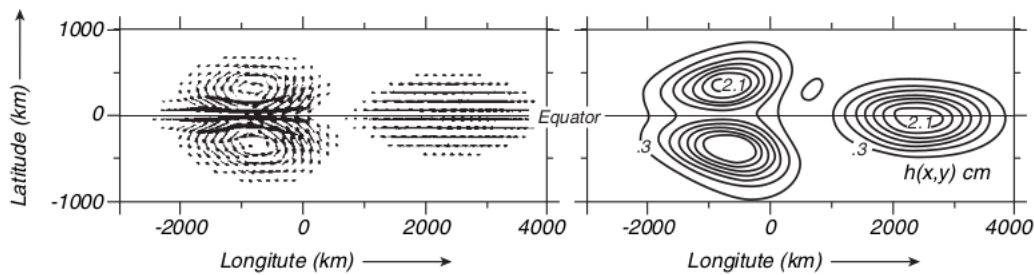


Figura 2.9: Izquierda: corrientes horizontales asociadas a las ondas atrapadas al ecuador generadas por el desplazamiento de la termoclina. Derecha: Desplazamiento de la termoclina debido a las ondas. La figura muestra que después de 20 días, la perturbación inicial se ha separado en una onda de Rossby que se propaga hacia el oeste (derecha) y una onda de Kelvin que se propaga hacia el este (izquierda). Recuperado de [Stewart et al., 2008].

## 2.4. Ondas Costeras de Kelvin (OCK)

Como se ha mencionado anteriormente, la dinámica del océano en el ecuador está fuertemente influenciada por el esfuerzo espacio-temporal que ejercen los vientos alisios a lo largo de la superficie. En la plataforma continental, la circulación oceánica está influenciada por la rotación de la Tierra, la estratificación del campo de densidad, la topografía del fondo, la forma de la línea de costa, la influencia de la circulación fuera de la plataforma y la magnitud y dirección de los vientos en la zona. Existen además diversas estructuras geológicas que pueden tener un impacto considerable en la circulación de estas regiones, como el quiebre de la plataforma hacia el talud, cabos,

puntas, golfos, bahías e islas, así como algunas estructuras sumergidas. Todos estos rasgos topográficos interactúan con los procesos característicos de estas zonas, como por ejemplo, corrientes costeras, surgencias inducidas por el viento, variabilidad del nivel del mar debido a mareas o a ondas atrapadas a la costa, por mencionar solo algunos ejemplos [G.Durante, 2018].

Las Ondas Atrapadas a la Costa (OAC) son perturbaciones que se propagan a lo largo del margen continental <sup>6</sup>. Estas pertenecen a una clase de ondas oceánicas conocidas como ondas geofísicas o planetarias, ya que sus escalas horizontales (longitudes de onda) son de cientos o incluso miles de kilómetros, y sus escalas de tiempo (periodos) varían de días a meses (o incluso años) [Takahashi et al., 2017]. Las OAC son ondas subinerciales<sup>7</sup>, que ejercen una gran influencia en la circulación costera, así como en el intercambio y mezcla de masas de agua en esa región [Huthnance, 1995]. Pueden ser consideradas como una mezcla o un híbrido de dos tipos idealizados de ondas planetarias costeras: ondas de Kelvin baroclínicas y ondas de plataforma continental. Las Ondas Costeras de Kelvin (OCK) son un caso particular de las OAC. Este tipo de ondas se caracterizan por propagarse empleando las costas como guía; y al igual que en el ecuador, la amplitud y la velocidad de sus corrientes es máxima en la guía de ondas (en este caso la costa) y decae de forma exponencial hacia el mar abierto, de manera que lejos de esta zona la onda no tiene ningún efecto.

Cuando la onda de Kelvin ecuatorial generada por el cambio en los vientos del Pacífico central llega a las costas de América del Sur e interactúa con la plataforma continental, genera nuevas ondas de Rossby que reflejan parte de la energía de vuelta al Pacífico; mientras que otra parte se propaga hacia el polo norte y el polo sur, en forma de OCK [Maturana et al., 1997] (ver figura 2.10).

---

<sup>6</sup>Nombradas por Gill y Clarke en 1974.

<sup>7</sup>Con  $w < f$ , siendo  $w$  la frecuencia angular y  $f$  el parámetro de Coriolis.

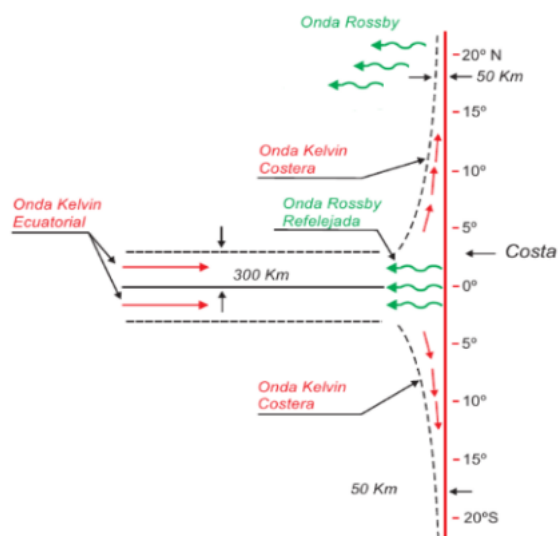


Figura 2.10: Esquema de reflexión de OEK sobre una frontera meridional oriental. Recuperado de [Maturana et al., 1997].

La interacción que tiene lugar en el litoral: entre las ondas incidentes, las ondas que viajan a lo largo de la costa y las que se reflejan; es un proceso complejo que depende del tipo de onda, de su periodo y de su estructura vertical. Cuando la OCK llega a la costa de América del Sur, se divide fundamentalmente en dos partes, que a su vez se propagan hacia el Norte y Sur, en forma de ondas costeras de Kelvin [Ripa, 1980]. En el Hemisferio Norte, su sentido de propagación de fase a lo largo del borde continental es siempre con la costa a la derecha cuando se mira en la dirección de propagación de fase, y a la izquierda cuando se mira en el Hemisferio Sur [G.Durante, 2018].

Al igual que las OEK, se encuentran en balance geostrófico en dirección perpendicular a la de propagación y son no dispersivas. Estas ondas, generalmente, tienen periodos más largos que el periodo inercial, por lo que a menudo desempeñan un rol importante en la respuesta del océano a los cambios climáticos atmosféricos. Son importantes debido a que se inducen fácilmente y, a través de su propagación, transmiten la respuesta del océano en dirección a lo largo de la costa [Brink, 1982]. La evidencia de su paso hacia el borde este del Océano Pacífico y posteriormente hacia los polos puede observarse en un aumento del nivel del mar y la temperatura superficial, cuando



un evento El Niño ocurre [Gill, 2016].

## 2.5. Señales armónicas de marea

El océano presenta respuestas ante las señales climáticas de escalas micro, meso y sinóptica; de igual manera presenta respuestas ante la atracción ejercida por los cuerpos celestes, es decir, mareas astronómicas, las cuales deben ser tomadas en cuenta para el análisis del océano en respuesta a eventos ENSO. Las mareas son un efecto de la gravedad que se manifiesta en grandes agregados de materia como estrellas y planetas.<sup>8</sup> El agregado de partículas que forman un cuerpo celeste crea un campo de atracción, y mientras se mueve en el espacio siente la de otros cuerpos. En vez de colapsar unos con otros, quedan atrapados en un campo de atracción y comienzan a orbitar alrededor del centro de masa en común. Si una estrella es mucho más pesada, la estrella de menor masa empieza a orbitar alrededor de la de mayor densidad. Cuando sus órbitas son estables existe un balance total entre su atracción mutua y la fuerza centrífuga que intenta sacarlos de órbita, conocida como inercia. En el caso de la Tierra, ésta cae en el campo de atracción de todos los demás componentes del sistema solar. Sin embargo, la masa y la distancia de éstos es tal que sólo la Luna y el Sol crean una fuerza de marea perceptible sobre de ésta. Y, a pesar de que la Luna es más pequeña y ligera, es la mayor fuente productora de mareas debido a que se encuentra a una corta distancia, relativamente, de nuestro planeta, excediendo la influencia del Sol [Godin, 1972]. Sobre la superficie de la Tierra, la atracción gravitacional actúa en dirección interna hacia su centro de masa y eso mantiene las aguas del océano confinadas a su superficie. Sin embargo, las fuerzas gravitatorias del Sol, la Luna, y la fuerza centrífuga (inercia) del sistema Tierra-Luna, actúan externamente sobre las aguas del océano, cambiando su estado de reposo. Estas fuerzas son las fuerzas de producción de mareas. Estas fuerzas pueden ser expresadas como una suma de

---

<sup>8</sup>La acción más inmediata de la gravedad es crear una atracción entre dos partículas con masa  $m_1$  y  $m_2$  y magnitud :  $f = (-k(m_1)(m_2))/r^2$  . El signo menos indica que la fuerza es de atracción;  $k$  es la constante de gravitación universal, y  $m_1$  y  $m_2$  son las masas de las dos partículas,  $r$  es su distancia.

constantes armónicas simples que están relacionadas a la posición y movimiento de la Luna y del Sol alrededor de la Tierra.

No obstante, las variaciones del nivel del mar no son solamente de origen astronómico, sino que también pueden ser ocasionadas por factores climáticos, como la presión atmosférica, dirección y fuerza del viento, densidad del agua, precipitaciones, corrientes marinas y movimientos verticales de la tierra firme del litoral [Lizano, 2006].

De no existir el fenómeno de las mareas, el agua del mar tendría un nivel prácticamente constante que llamamos nivel medio del mar. Sin embargo, el nivel del agua alcanza, en su movimiento de ascenso, una altura máxima que se llama pleamar; la mínima alcanzada, dando lugar a la menor profundidad de agua, es la bajamar. La diferencia de altura entre la pleamar y la bajamar se llama amplitud de marea.

En términos estadísticos, la marea se manifiesta a lo largo del litoral como la oscilación vertical del promedio de la amplitud del oleaje que llega a la costa. Sin embargo, los océanos no forman una capa uniforme igualmente profunda repartida sobre toda la superficie de la Tierra, por esta razón no todos los océanos y mares oscilan de igual manera ante las fuerzas ejercidas de marea, sino que, por el contrario, cada uno de ellos tiene su periodo natural de oscilación. Así, en cada localidad costera, la amplitud de la marea cambia en cada ciclo y consecuentemente se observan valores extremos locales.

Según la organización internacional *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL) el nivel medio del mar se define como el nivel de las aguas tranquilas del mar promediado durante un periodo determinado de tiempo (meses, años), de tal forma que los efectos provocados periódicamente por las mareas y por otras causas frecuentes como las olas queden compensados. Esta definición es la utilizada por los usuarios de mareógrafos. El propósito es medir en cada región del litoral, el constante sube y baja del nivel del mar que se registra cuando se filtra la rápida oscilación irregular del oleaje local, referido a un nivel de referencia en tierra firme. Una base importante para el análisis científico del nivel del mar consiste en una larga serie de medidas del mismo. Cualquier medida instantánea del nivel del mar en una serie puede ser considerada como la suma de tres componentes: Nivel observado = nivel medio del mar +

marea astronómica + residuos. Cada una de estas partes son controladas por procesos físicos separados y las variaciones de cada parte son esencialmente independientes de las variaciones de las otras.

Un análisis confiable del nivel del mar tiene que basarse en una serie larga de mediciones, que no tengan otros errores más que los propios del método de medición; los procedimientos matemáticos requieren de una cantidad suficiente de datos para dar resultados estadísticamente aceptables. Por lo que al plantear la recolección de datos de un fenómeno es importante tomar en cuenta el intervalo de tiempo (distancia entre las muestras), ya que de esto dependerá el que se puedan observar las componentes; si el intervalo de muestreo es grande puede ocultar señales de periodo corto, y, por otro lado si la serie es corta puede, también, ocultar señales de periodo largo. Cuando una serie presenta periodicidad puede estar constituida por varias componentes periódicas y componentes no periódicas. El fenómeno de las mareas es un evento periódico, cada una de las fuerzas generadoras de marea puede ser considerada como una onda periódica simple. Y puede ser representada por una señal llamada componente armónica. Existe un número infinito de componentes armónicos para describir casi todas las perturbaciones en los movimientos del Sol, la Luna y la Tierra (incluyendo la distancia y los aspectos declinatorios). Si bien el origen de las mareas es muy claro, la respuesta de los océanos a esas fuerzas es extremadamente compleja. La consecuencia de ello es que no existe un modelo teórico que proporcione ecuaciones que permitan predecir la hora y la altura de la manera más general. Por ello, las predicciones se hacen para puntos (puertos) en concreto y se basan en ajustes numéricos de series de datos obtenidos mediante los mareógrafos. La precisión de la predicción será mayor cuantas más componentes armónicas se utilicen.

De acuerdo con la teoría del equilibrio de fuerzas, la marea teórica puede predecirse en un punto fijo del mar como una suma de varios términos armónicos contenidos en la representación de la expansión de funciones cosenoidales <sup>9</sup>. Sin embargo, la marea

---

<sup>9</sup>En trigonometría el coseno se define como la razón entre el cateto adyacente y la hipotenusa. O también como la abscisa correspondiente a un punto que pertenece a una circunferencia unitaria centrada en el origen ( $c = 1$ ). En matemáticas el coseno es la función obtenida al hacer variar la razón mencionada, siendo una de las funciones trascendentes.

real no se ajusta a este valor teórico debido a la fricción e inercia, así como a las diferencias en la profundidad y distribución de masas en la Tierra. Es imposible predecir la marea exactamente en cualquier lugar de la Tierra basándose únicamente en la teoría. No obstante, las fuerzas productoras de marea son armónicas, es decir, pueden ser expresadas como una función cuyo argumento aumenta linealmente con el tiempo de acuerdo con un periodo conocido, y se combinan los términos de expansión de las fuerzas productoras de marea con los términos de distinto periodo, entonces la marea puede representarse como una suma de un número relativamente pequeño de elementos armónicos. En la práctica, el número de componentes armónicos que pueden obtenerse del ajuste de los datos registrados por el mareógrafo depende de lo larga que sea la serie temporal [Díaz, 2013].

## 2.6. Índices de ENSO

Históricamente, los índices climáticos han sido una forma común de resumir el estado de ENSO; son herramientas de diagnóstico basadas en una escala numérica, en el cual los factores individuales necesarios para describir un fenómeno se reducen a un sólo número empleado para describir el estado del sistema climático, y puede ser rastreable a través del tiempo. Los índices climáticos permiten realizar análisis estadísticos tales como la estimación de medias, la identificación de valores extremos y tendencias, y la comparación de series de tiempo. Existe una amplia variedad de indicadores descritos en la literatura debido a que cada uno de ellos se basa en determinadas variables y describe solo ciertos aspectos del clima; por otro lado, cada uno de ellos es definido por una ecuación que utiliza variables que son determinantes en el sistema climático, ya sea de tipo atmosférico, como la presión, la temperatura, la precipitación y la radiación solar, así como de la temperatura superficial marina o la cobertura de hielo [Quiroz, 2011].

ENSO, es por su naturaleza, un evento multivariable, acoplado al Pacífico tropical a la atmósfera subyacente en diversas maneras; por lo que un índice que refleja estas múltiples características en lugar de sola la principal de un campo variable (como

el SOI y el Niño 3.4 SST) puede ser una manera más completa y representativa de monitorear su estado [Wolter y Timlin, 2011].

El MEI se derivaba de los registros del COADS (*Comprehensive Ocean- Atmosphere Data Set*), es una medida multivariada de la señal de ENSO expresada como el primer componente principal de seis variables observadas sobre la cuenca del Pacífico tropical: presión del nivel del mar (P), componente zonal (U) y meridional (V) del viento sobre la superficie del mar, temperatura de la superficie del mar (S), temperatura del aire sobre la superficie del mar (A), y fracción de nubosidad total del cielo (C).<sup>10</sup> La ubicación de donde son medidas las variables utilizadas para el MEI son señalados por [Wolter y Timlin, 1998] (ver figura 2.11).

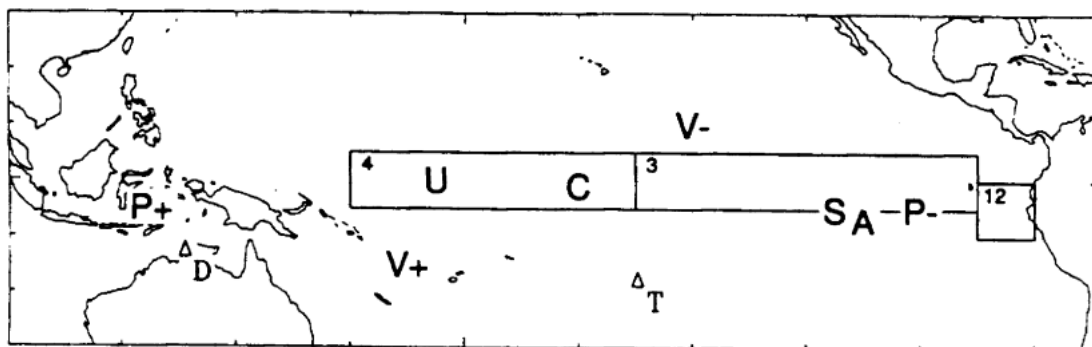


Figura 2.11: Mapa de orientación de la cuenca del Pacífico Tropical. Las letras negras en mayúsculas indican de manera aproximada los centros de gravedad de las regiones clave del MEI; P+ y P- son los dipolos, este y oeste, de presión atmosférica a nivel del mar (la diferencia entre P+ y P- constituye la oscilación del índice P), U representa las anomalías zonales del viento en el Pacífico central; V+ y V-, indican las anomalías meridionales de los vientos del norte o del sur en la región sureste o noreste del dominio (V+ menos V- es simbolizada como V); S y A indican la posición promedio de la superficie del mar y las anomalías de la temperatura superficial del aire; y C representa la fracción de nubosidad del cielo sobre el Pacífico central sobre los eventos de ENSO. Los recuadros rectangulares indicados como 4, 3 y 12 representan la región de El Niño S4, S3 y S12, respectivamente. Las islas de Darwin y Tahití están indicadas con rectángulos y las letras mayúsculas D y T. Recuperado de [Wolter y Timlin, 1998].

<sup>10</sup>Los datos de estas variables son publicadas por el ICOADS (*International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set*, anteriormente, COAD)[Díaz, 2008].

## 2.7. Conclusiones del capítulo

ENSO es un fenómeno muy complejo debido a que en él influyen una gran cantidad de factores oceánicos y atmosféricos para su conformación. En este segundo capítulo se introdujeron diferentes conceptos para una mayor comprensión. Para esto es necesario señalar que la energía que promueve la dinámica en la superficie de la Tierra y en la atmósfera proviene del Sol, y que debido a la respuesta del sistema climático suelen ser alteradas otras variables indispensables para el clima. Los trópicos son parte fundamental para el control climático del planeta, debido a la naturaleza de sus fuentes de energía y al pequeño parámetro de Coriolis, que hacen de sus características estructurales diferentes de aquellas en latitudes altas. La dinámica ocurrida en estas regiones tiene grandes impactos en el clima mundial, así como implicaciones sociales y económicas en las poblaciones humanas y en el medio ambiente, razón por la cual su estudio y análisis es de gran relevancia.

Naturalmente la región del Pacífico tropical mantiene un gradiente horizontal de temperatura superficial, siendo más cálido el oeste de la cuenca y más frío el lado este. Tiene una estructura vertical, caracterizada por una región de cambios grandes de la temperatura en la vertical, la llamada termoclina, la cual tiene una cierta inclinación a lo largo del ecuador, siendo más somera en la región este y más profunda en el oeste. Estos gradientes están reforzados en gran medida por los vientos alisios, que corren sobre el océano, desde Sudamérica hasta Indonesia en el oeste; conformando así una celda convectiva llamada celda de Circulación de Walker. Debido a los procesos termodinámicos y dinámicos, la diferencia en la intensidad de los vientos alisios en la superficie del océano Pacífico se encuentra en función de la diferencia de presión entre los centros de alta presión (zona oeste) y bajas (zona este) presiones atmosféricas. Específicamente, durante un evento de El Niño, el debilitamiento de los vientos alisios del este provoca el hundimiento de la termoclina y permite que el agua caliente se acumule en la parte oriental de la cuenca. Dando inicio al fenómeno conocido como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Las variaciones en los vientos alisios sobre el Pacífico pueden generar ondas oceánicas, y sus efectos repercuten en las partes lejanas

del planeta Tierra, el fenómeno ENSO puede ser considerado como un fenómeno de gran extensión debido a las teleconexiones climáticas.

Las ondas fundamentales para entender los aspectos de El Niño son: las ondas de Kelvin y de Rossby. Tan pronto el esfuerzo del viento cesa o disminuye, el agua acumulada en el lado oeste del Pacífico fluye por la línea ecuatorial en dirección este en forma de una OEK, llevando consigo aguas cálidas; con lo que eventualmente la atmósfera responde al cambio y se amplía la zona de aguas cálidas hacia el Pacífico central. Una vez que la onda de Kelvin alcanza el borde continental, esta se propaga ahora por el borde occidental de América conformando OCK. Este tipo de ondas se caracterizan, al igual que en el ecuador, por tener las costas como guía y se desplazan con dirección hacia ambos polos. Por esta razón las OCK pueden evidenciarse en los registros de temperatura y nivel del mar. Mientras las OEK viajan hacia el este de la cuenca, una onda de Rossby se desplaza hacia el lado oeste. Cuando la onda de Rossby alcanza el complejo y discontinuo borde occidental del Pacífico, varios meses más tarde, se refleja una segunda onda de Kelvin, la cual se propaga hacia la región oriental, restableciendo la termoclina ecuatorial, el gradiente zonal de temperaturas y los vientos alisios; poniendo fin al evento cálido. Actualmente, se continúan haciendo esfuerzos por comprender mejor el fenómeno de El Niño, debido a que su importancia en la variabilidad climática para la mayoría de los países, es la parte más importante en el desarrollo económico y social.

Para el caso de las mareas, es importante tener en cuenta que afectan de manera considerable el nivel del mar, y son indispensable para un completo entendimiento de la dinámica marina. Para el caso de la Tierra, sus influencias más grandes son la Luna y el Sol, donde sus fuerzas gravitatorias, junto con la fuerza centrífuga del sistema Tierra- Luna actúan externamente sobre las aguas del océano, cambiando su estado de reposo, ocasionando las mareas. No obstante, las variaciones del nivel del mar no son solamente de origen astronómico, si no que también pueden ser ocasionadas por factores climáticos [Lizano, 2006]. Según la organización internacional Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) el nivel medio del mar se define como el nivel de las aguas tranquilas promediado durante un periodo determinado de tiempo

(meses, años) de tal forma que los efectos provocados periódicamente por las mareas y por otras causas frecuentes como las olas queden compensados. Cualquier medida instantánea del nivel del mar en una serie puede ser considerada como la suma de tres componentes: Nivel observado = nivel medio del mar + marea astronómica + residuos.

Históricamente, los índices climáticos han sido una forma común de resumir el estado de ENSO; son herramientas de diagnóstico. ENSO, es por su naturaleza, un evento multivariable, acoplado el Pacífico tropical a la atmósfera subyacente en diversas maneras; por lo que un índice que refleja estas múltiples características en lugar de sola la principal de un campo variable puede ser una manera más completa y representativa. El MEI es una medida multivariada de la señal de ENSO expresada como el primer componente principal de seis variables observadas sobre la cuenca del Pacífico tropical [Wolter y Timlin, 1998], es por esto que se considera una valiosa herramienta para este trabajo.



# Capítulo 3

## Adquisición de datos

### 3.1. Servicio Mareográfico Nacional (SMN)

El origen del SMN se debe a que, después de la segunda guerra mundial, los Estados Unidos se propusieron tener mapas de los países latinoamericanos, tarea que fue realizada por el Servicio Geodésico Interamericano (SGI) y el Departamento de Fotogrametría de la Secretaría de la Defensa Nacional. Debido a que para la elaboración de estos mapas se requerían nivelaciones y mediciones del nivel medio del mar, el SGI instaló mareógrafos en muchos países de latinoamérica, incluido México. Así fue como se realizaron las primeras mediciones sistemáticas en puertos mexicanos, cubriendo la región del Golfo de México y el Pacífico. El monitoreo del nivel del mar inició en Tampico, en el año de 1942, y prosiguió en Coatzacoalcos y Progreso en 1946, Acapulco en 1949, Guaymas, La Paz y Ensenada en 1950; y finalmente Veracruz, Salina Cruz y Mazatlán en 1952 [Rincón, 2018] (ver figura 3.1).

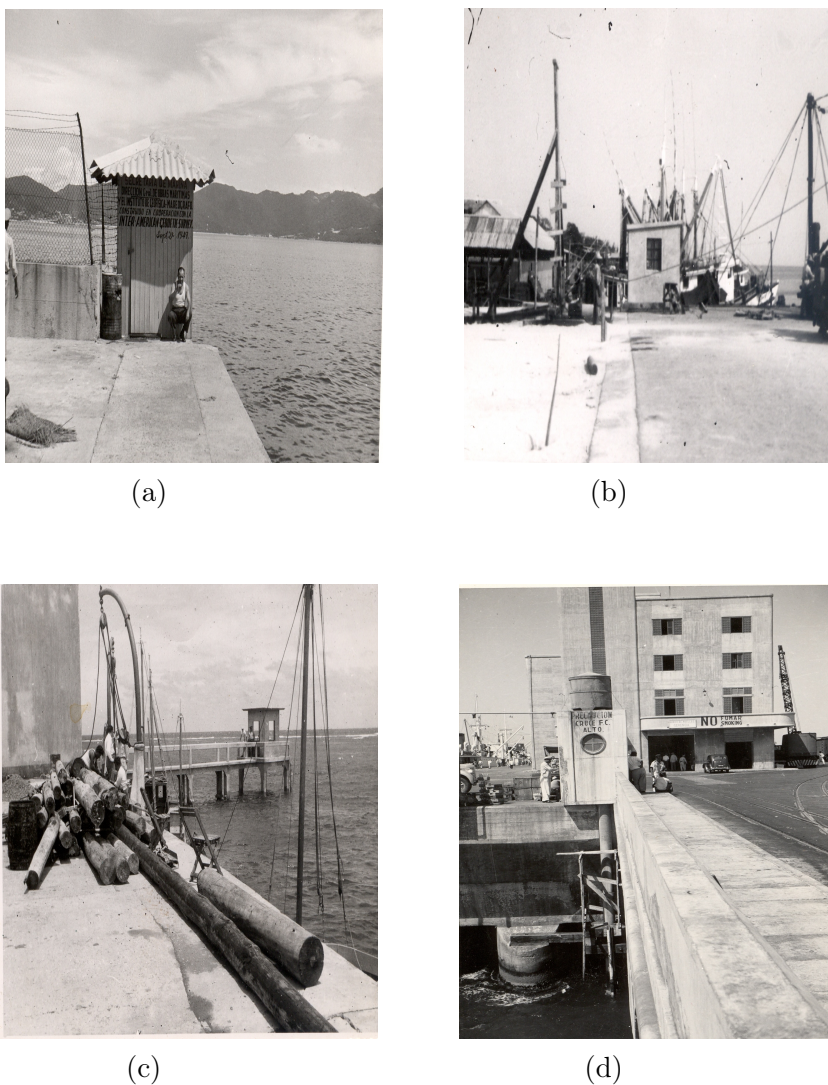


Figura 3.1: Fotografías de los inicios de algunas de las estaciones mareográficas. a) Acapulco, b) Ciudad del Carmen, c) Veracruz, d) Progreso.

A partir de este año, el Instituto de Geofísica de la UNAM empezó a hacerse cargo de la información mareográfica, la instalación de nuevas estaciones y la adquisición y el procesamiento de datos. El SMN, con el apoyo del SGI y la Secretaría de Marina; contaba ya con 14 sitios de medición permanentes a finales de la década de los 70's. Al mismo tiempo se realizaron mediciones en forma temporal en otros once sitios del país, por períodos de un año, para conocer los principales componentes armónicos de la marea. En esta primera etapa de su historia, el SMN determinó las constantes armónicas y elaboró los pronósticos de marea de los principales puertos de México. Posteriormente, desde su creación en 1972, el CICESE inició la instalación de mareó-

grafos en siete sitios en el Noroeste de México, con el propósito de lograr una mayor cobertura nacional y de descentralizar las actividades del SMN para esa zona. Debido a la falta de presupuesto la red del SMN decayó en la década de los noventa y los primeros años del siglo XXI, reduciéndose el número de estaciones activas. Esto sucedió, en parte, porque ya se conocían los armónicos de marea de los principales puertos del país y como consecuencia de una pérdida de interés en los proyectos de monitoreo a escala nacional, afectando a las diversas redes de monitoreo ambiental de México. A partir del año 2006 se buscó la reactivación y modernización de la red, trabajando en tres líneas principales: la digitalización de la información histórica (1990 a 2006), la reconstrucción de la red de monitoreo con sensores digitales, la modernización de la base de datos nacional del nivel del mar y del sitio web [www.mareografico.unam.mx](http://www.mareografico.unam.mx) [Zavala, 2010]. De 2007 a 2017 el SMN alcanzó una mayor consolidación al proveer a la red mareográfica de equipos mejores y más completos. Esto se ha logrado en buena medida gracias a los recursos iniciales del Instituto de Geofísica y de otros tres proyectos: SISMO, Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (INECC) y Fondo para la Prevención de Desastres Naturales (FOPREDEN) como parte del Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis (SINAT) (ver figura 3.2).



(a)



(b)

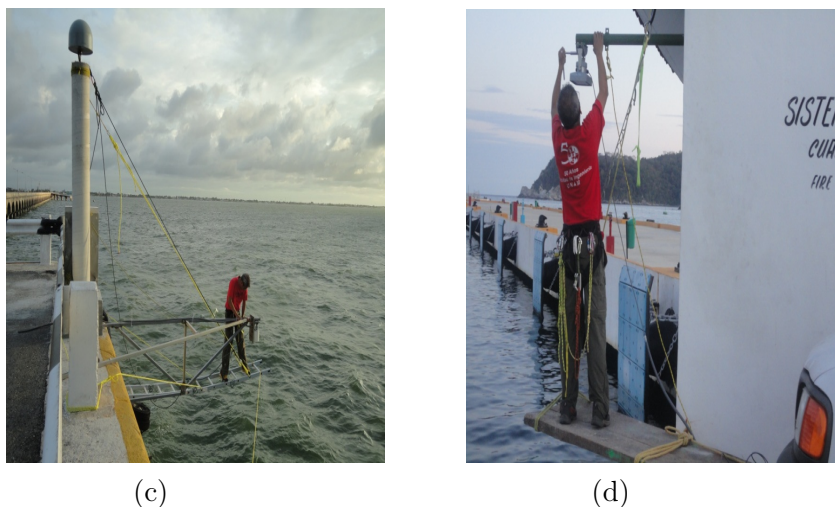


Figura 3.2: Instalación de instrumentación durante el periodo de modernización.

En la actualidad la red incluye 28 estaciones, 12 en el océano Pacífico y 16 en el Golfo de México y el Mar Caribe (ver figura 3.3).



Figura 3.3: Red actual de monitoreo del nivel del mar del Servicio Mareográfico Nacional.

La información generada por la red mareográfica constituye algunas de las series

ambientales más largas y completas de México, y ha sido fundamental para la operación portuaria, la navegación, la corrección de cartas náuticas y la delimitación de la zona federal marítimo terrestre. También ha permitido apoyar el desarrollo del conocimiento de la dinámica del Pacífico tropical nororiental y del Golfo de California; el registro de variaciones en el nivel del mar producidas por tsunamis, marea de tormenta, corrientes costeras, así como movimientos de la corteza terrestre producidos por sismos o movimientos telúricos lentos, y fenómenos oceanográficos de gran escala como lo es El Niño.

### 3.2. Principios de la medición del nivel del mar

Los parámetros indispensables en la medición de la marea son: la altura del nivel del mar, el tiempo (momento) en que se realiza cada medición, y las coordenadas geográficas tridimensionales (latitud, longitud y altura respecto a un punto en la superficie, donde se mide localmente el nivel del mar). Estos parámetros se logran midiendo el nivel del mar en un entorno libre de oleaje, como puede ser un muelle en el interior de un puerto. Además se usa un tubo vertical fijo, suficientemente largo y bien sumergido en el agua, para que las olas no lo rebasen ni hagan vacío en él. Se tapa el extremo sumergido del tubo para impedir el libre flujo del agua, y se perforan orificios laterales con el diámetro necesario para que entre y salga agua del tubo de manera relativamente lenta para que filtre las oscilaciones del oleaje exterior (altas frecuencias), pero siempre en cantidad suficiente para que el agua en el interior del tubo represente realmente el nivel promedio fuera de él. Dentro del tubo se instala el dispositivo para medir la distancia vertical que recorre el nivel del agua dentro al interior [SMN, 2020] (ver figura 3.4).



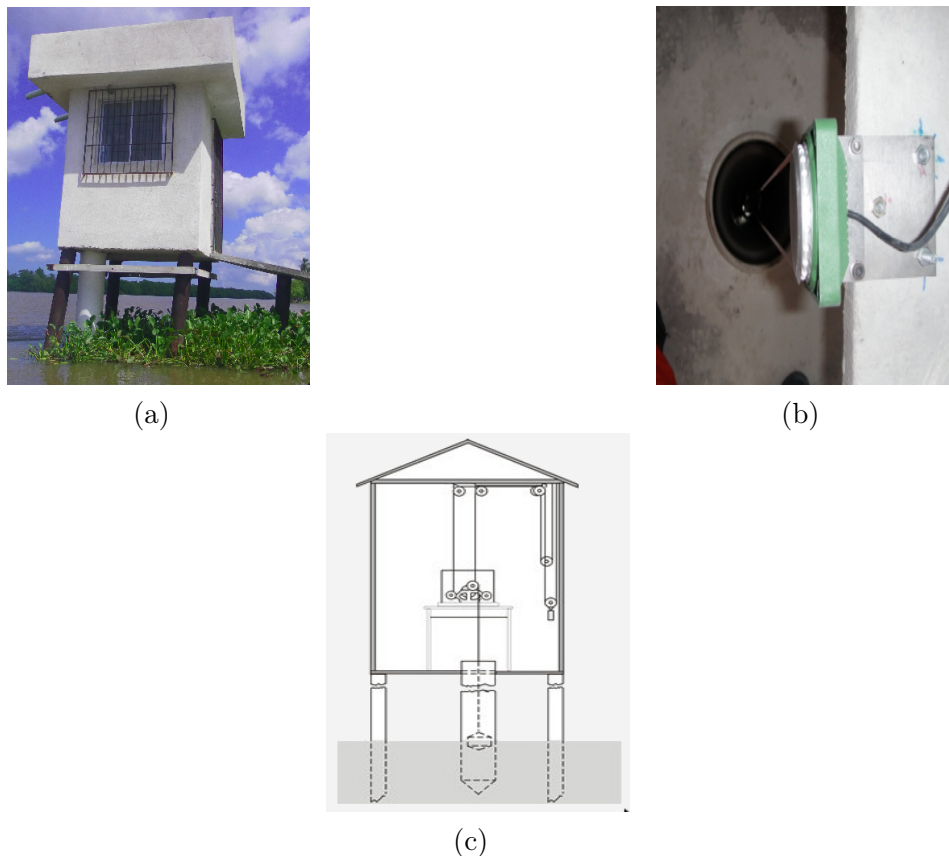


Figura 3.4: a) Instalación de un sensor de flotador dentro de la caseta. b) instalación del tubo del sensor de flotador fuera de la caseta. c) Esquema del mecanismo utilizado por los mareógrafos de flotador.

A lo largo de los años se han utilizado distintos tipos de mareógrafos, los cuales van desde la regla de mareas y mareógrafos mecánicos, hasta los mareógrafos electrónicos digitales.

En la actualidad, los sensores digitales y la información se transmiten por Internet, red celular o satélite [Zavala, 2010]. Para conocer más acerca de los mareógrafos históricos y actuales revisar el apéndice B.

### 3.3. Selección de estaciones para el estudio

La detección de las OEK y OCK puede lograrse a través del monitoreo de algunas de sus variables, como el aumento del nivel del mar y el aumento de la temperatura superficial; que surgen como evidencia de su propagación a lo largo del Océano Pa-

cífico ecuatorial y el borde occidental de las costas de América. En este trabajo, se analizaron únicamente los datos disponibles sobre las mediciones del nivel del mar y se seleccionaron estaciones en las costas del Pacífico. Región dentro de la cual los efectos oceanográficos ocasionados por eventos El Niño repercuten directamente en el nivel del mar.

Los criterios para seleccionar las series de tiempo de las estaciones del SMN para este trabajo fueron los siguientes: (1) Solamente se tomaron en cuenta aquellas estaciones ubicadas en las costas del lado oeste del país, (2) la distribución de las estaciones debía ser la adecuada para permitir analizar el registro del nivel del mar a todo lo largo de las costas mexicanas, en la región del Océano Pacífico (3) la extensión de las series de tiempo registradas debía ser lo más larga y completa posible para cada estación, y (4) la calidad de los datos de las series de tiempo debía permitir un análisis significativo, esto incluyó considerar las series con datos validados y sin errores de sintaxis en el archivo. Finalmente, se seleccionaron 6 estaciones mareográficas, las cuales fueron: Salina Cruz, Oaxaca; Acapulco, Guerrero; Mazatlán, Sinaloa; La Paz y Cabo San Lucas en Baja California Sur y Ensenada, Baja California (ver figura 3.5).



Figura 3.5: Mapa de las estaciones seleccionadas para el análisis de datos. Las series de datos de estaciones actualmente operadas por el SMN se indican en círculos verdes, mientras que los datos históricos en círculos amarillos.

Para estaciones como La Paz y Ensenada, las series de tiempo fueron extendidas con datos actuales de la red mareográfica del CICESE. Las series seleccionadas para CICESE fueron aquellas registradas por un radar OTT-RSL y un sensor de presión sumergido Seabird50 para Ensenada y La Paz respectivamente, mientras que para las series de tiempo actuales del SMN se seleccionó un sensor de radar OTT-RSL, completando indistintamente las series de tiempo con los demás sensores dispuestos en las casetas del SMN, referidos al mismo nivel de calidad. (Ver tabla 3.1)



Estación	Años de muestreo del SMN	Años de muestreo de CICESE	Años totales de muestreo	Sensor utilizado
Ensenada	1956-1976, 1981-1991	2012-2018	36	Sensor de radar OTT-RSL (CICESE)
Cabo San Lucas	1973-2001		28	Sensor radar OTT-RSL
La Paz	1952-1974, 1982-1983	2014-2016	25	Sensor de presión sumergido Seabird50 (CICESE), radar OTT-RSL y flotador (SMN)
Mazatlán	1953- 1975, 1987-1992, 2008-2018		37	Sensor radar OTT-RSL y flotador (SMN)
Acapulco	1949-1991, 1994-1995, 2007-2017		53	Sensor radar OTT-RSL y flotador (SMN)
Salina Cruz	1952-1979, 1983-1992, 2010-2014, 2016-2018		42	Sensor radar OTT-RSL (SMN)

Tabla 3.1: Descripción del número de datos analizados y su origen. \*Nota: Los sensores utilizados registrados en esta tabla pertenecen al periodo actual, los registros de datos históricos digitalizados pertenecen a registros de mareógrafos, cintas perforadas, etc.

### 3.4. Conclusión del capítulo

En este capítulo se describe brevemente el origen de los datos del nivel del mar, la historia del SMN y su situación actual. Después de la segunda guerra mundial, los Estados Unidos de América se propusieron tener mapas de los países latinoameri-

canos, tarea que fue realizada por el Servicio Geodésico Interamericano de los EUA y la Secretaría de la Defensa Nacional. Debido a que para la elaboración de estos mapas se requerían nivelaciones y mediciones del nivel medio del mar, el SGI instaló mareógrafos en muchos países de latinoamérica, incluido México. Así fue como, en 1942 se iniciaron las primeras mediciones sistemáticas en puertos mexicanos con un número limitado de estaciones que se fue ampliando con el tiempo.

A partir del año 1952 el Instituto de Geofísica de la UNAM comenzó a hacerse cargo de la red mareográfica, y se iniciaron los esfuerzos por ampliar la red y recabar información de un mayor número de estaciones de muestreo. Sin embargo, años más tarde, debido a la falta de presupuesto y una pérdida de interés en los proyectos de monitoreo ambiental a escala nacional, la red del SMN sufrió un periodo de decadencia a finales de la década de los 90's y principios de los dos mil, reduciéndose el número de estaciones activas. En el año 2006 se iniciaron esfuerzos nuevamente por reactivar y modernizar la red mareográfica, hasta que, posteriormente del 2007 a 2017, alcanzó una mayor consolidación, instrumentando la red mareográfica con un mayor número de equipos, mejores y más completos. En la actualidad la red incluye 28 estaciones de monitoreo, 12 en el océano Pacífico y 16 en el Golfo de México y el Mar Caribe. La información generada por la red mareográfica constituye una de las series ambientales más largas y completas de México. A lo largo del tiempo han existido diversos instrumentos de medición del nivel del mar, los cuales se han ido modernizando para mejorar los registros. Sin embargo, los parámetros indispensables en las mediciones han sido siempre los mismos: altura del nivel del mar; el tiempo (momento) en el que se realizó cada medición; y las coordenadas geográficas tridimensionales (latitud, longitud y altura respecto a un punto en la superficie, donde se mide localmente el nivel del mar).

La detección de las OEK y OCK puede lograrse a través del monitoreo de algunas de sus variables, como el aumento del nivel del mar y el aumento de la temperatura superficial. En este trabajo, se analizaron únicamente los datos disponibles sobre las mediciones del nivel del mar, y se seleccionaron estaciones en las costas del Pacífico; región donde los efectos oceanográficos ocasionados por eventos El Niño repercuten

directamente en el nivel del mar. Las estaciones seleccionadas fueron 6: Salina Cruz, Oaxaca; Acapulco, Guerrero; Mazatlán, Sinaloa; La Paz y Cabo San Lucas en Baja California Sur y Ensenada, Baja California .

# Capítulo 4

## Metodología

### 4.1. Procesamiento previo y discriminación de datos erróneos

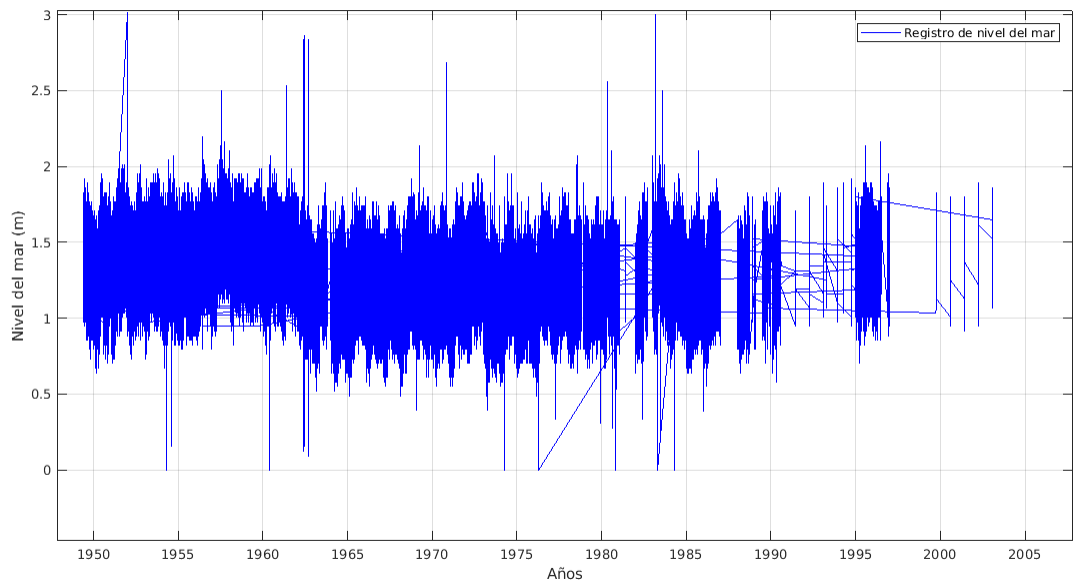
Tomando en cuenta que el océano es un sistema complejo, así como la cantidad de variables técnicas que deben ser consideradas al momento de tomar las mediciones del nivel del mar, fue necesaria una preparación previa de las series de datos y la identificación y corrección de sus anomalías, con el fin de permitir un análisis sistemático y confiable. El monitoreo del nivel del mar no ha sido constante a lo largo de la historia del SMN. Como se mencionó anteriormente existen tres periodos: (1) El registro histórico, que comprende aproximadamente desde los 50's hasta los 90's, (2) el periodo de decadencia, que va aproximadamente desde los 90's al 2007, en donde el registro no fue constante, y (3) el periodo de restauración y modernización, el cual va desde el 2007 a la actualidad. Inicialmente, una revisión detallada de los datos de todas las estaciones del SMN reveló las inconsistencias en los archivos, las cuales se encontraban en las series de datos históricas y actuales, a pesar de que ambos periodos contaban con un proceso previo de control de calidad <sup>1</sup>

---

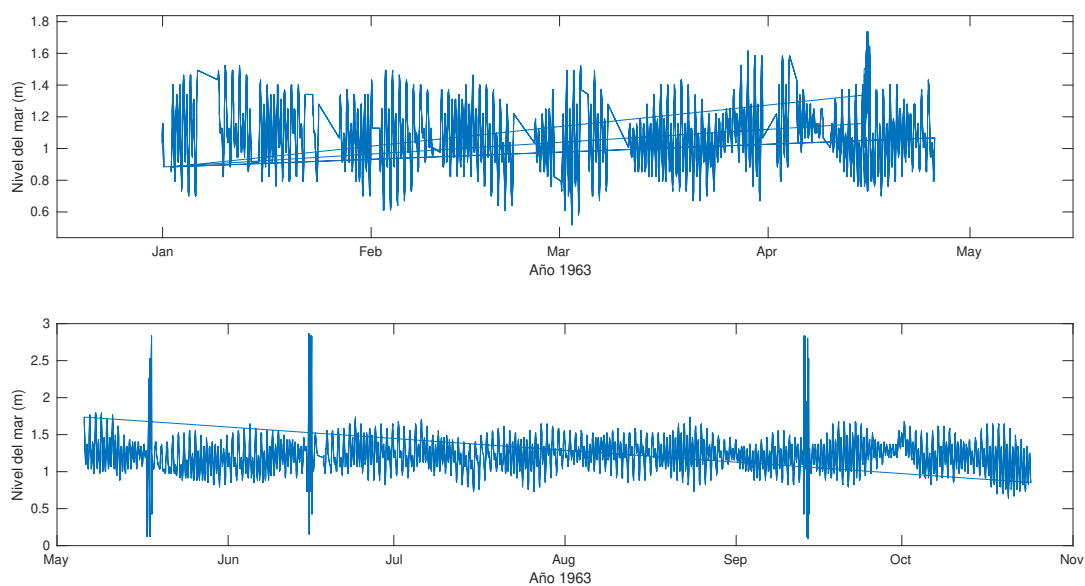
<sup>1</sup>El control de calidad asegura la validez científica de los datos. Hay cuatro aspectos importantes: 1) la vinculación de los datos al nivel de referencia, 2) la inspección de calidad del tiempo de los datos, 3) corrección de picos erróneos e 4) interpolación en los casos en que se tenían ausencias cortas de datos.

Los datos se obtuvieron de dos fuentes diferentes: del SMN y del CICESE. Los registros del SMN son mediciones horarias hasta el año 2006, en adelante las mediciones se realizan cada seis minutos. En el caso de CICESE las mediciones se realizan cada minuto. Ambos registros presentan las variaciones del nivel del mar en metros.

El primer paso realizado consistió en graficar los datos disponibles de cada estación con el software Matlab. De este modo se logró identificar los datos erróneos y datos faltantes en los archivos. Se encontraron los valores atípicos (outliers) valores muy por debajo o por encima de los circundantes; picos (spikes), problemas de periodicidad de las mediciones (cada dos o tres horas), huecos por lapsos de tiempo que iban desde días hasta meses, datos duplicados por una falta de calibración en la fecha y renglones en blanco. Este tipo de errores es por un mal funcionamiento en el sensor de medición o en el sistema de registro de datos, por lo que fueron removidos y no tomados en cuenta para este estudio. Para el banco de datos de CICESE se seleccionó uno de los cuatro sensores utilizados en cada estación. Se utilizó únicamente el registro más confiable y completo. (ver figura 4.1).



(a)



(b)

Figura 4.1: (a) Ejemplo del gráfico obtenido del registro del nivel del mar de Acapulco, previo al control de calidad y a la discriminación de datos erróneos. (b) Ejemplo de los datos crudos del año 1963 del registro de Acapulco.

Una vez eliminados los errores en los archivos se volvieron a graficar las señales. Adicionalmente se eliminaron los datos incongruentes que aún permanecían en las series de tiempo y se descartaron datos que no eran propios del registro del nivel del mar atribuibles a fallas del sensor. Las series con datos de altura y fecha inexistentes se completaron usando NaN (Not a Number).

El siguiente paso fue unificar las mediciones de ambas fuentes con las series históricas del SMN extrayendo las mediciones horarias. Y finalmente concatenar las series actuales e históricas para cada sitio de muestreo. Para un ejemplo de los resultados de este primer procesamiento ver fig 4.2.

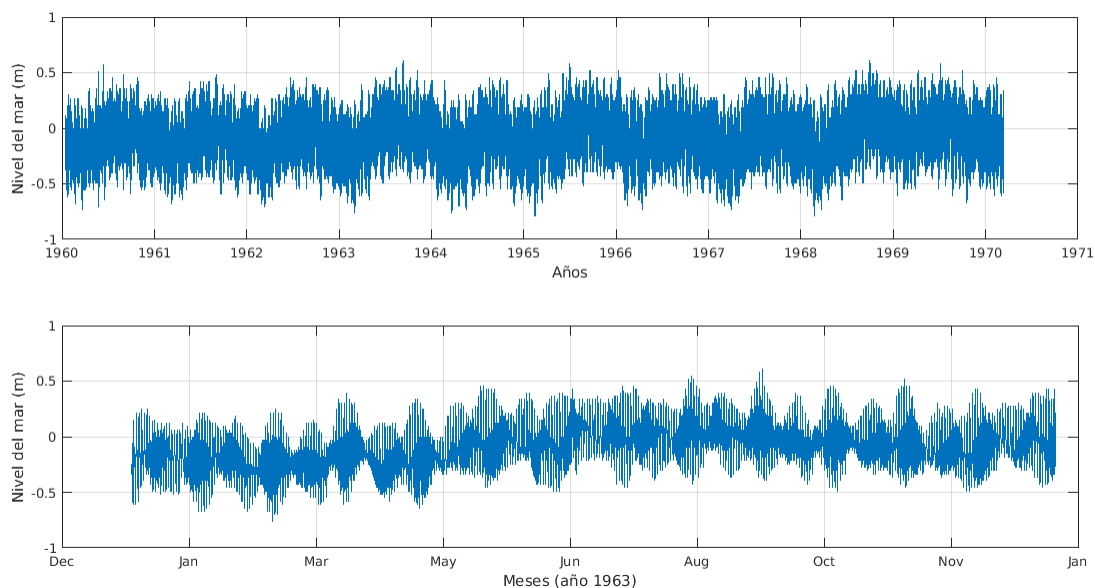


Figura 4.2: Ejemplo del gráfico para Acapulco obtenido como resultado de la primera etapa de procesamiento de los datos del nivel del mar (esta estación cuenta con corrección al cero de la regla). Este procesamiento fue realizado para cada una de las estaciones analizadas.

## 4.2. Filtros paso bajo y paso alto aplicado a señales del nivel del mar

En esta parte del análisis se realizó un programa con el software Matlab. Primero se calcularon los residuales para cada serie, estos son los componentes de la marea que permanecen después de eliminar la marea astronómica. Matemáticamente los residuales se definen como los datos observados menos las predicciones de marea. Al realizar este procedimiento se eliminan las frecuencias bajas periódicas correspondientes a los constituyentes armónicos implícitos en el archivo de salida de las predicciones de marea obtenidas mediante el programa NMPR2 (ver figura 4.3).

El programa de análisis aplica un ajuste lineal por método de mínimo cuadrados de las constantes astronómicas basadas en las posiciones relativas de la Tierra, la Luna y el Sol. Se utiliza un intervalo de 366 días de datos, el programa de análisis produce un archivo de constituyentes armónicos (ver apéndice A.) con datos horarios.

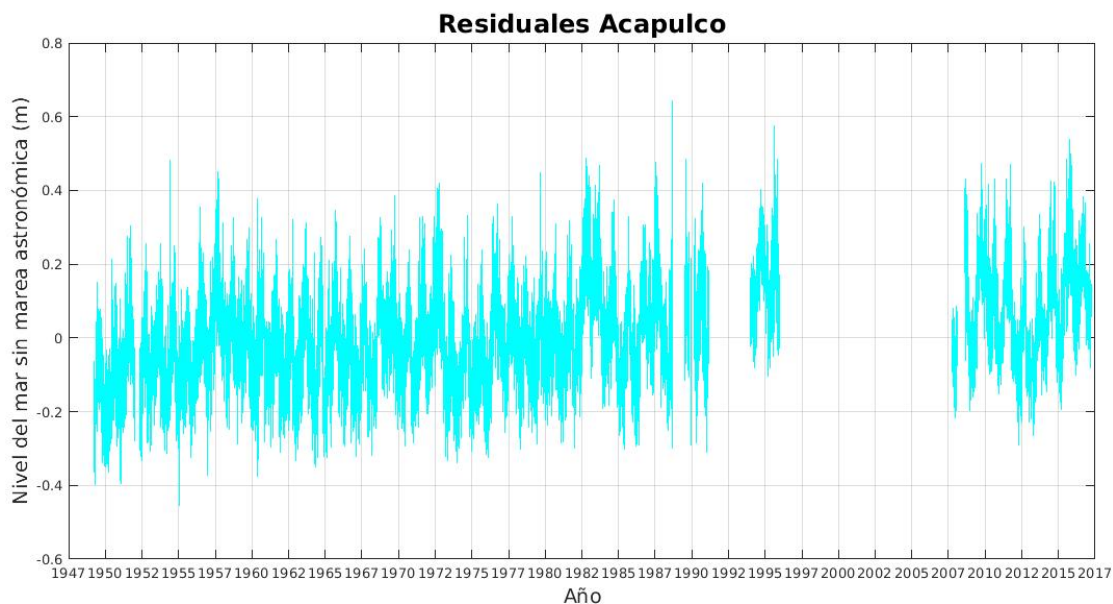


Figura 4.3: Ejemplo del gráfico para Acapulco obtenido como resultado de la eliminación de la marea astronómica y los componentes armónicos incluidos en el pronóstico de marea.

Posteriormente al cálculo de los residuales se aplicó el método de medias móviles. Este método es útil para estimar las tendencias en la señal del residual que representa las alteraciones estacionales e incidentales. Consiste en agrupar los datos y obtener promedios sucesivos [Pando, 1985]. Para calcular el promedio mensual se utilizan 15 días anteriores y posteriores a cada medición. De esta manera se eliminan frecuencias altas y la periodicidad del muestreo se vuelve mensual, similar a la del índice MEI.

Para los años con datos faltantes se usaron promedios con las mediciones completas (15 datos anteriores y posteriores) de tal manera que la media móvil no fuera afectada.

Finalmente se removieron los componentes armónicos de marea anual y semianual de la señal utilizando series de Fourier. Estos componentes fueron removidos por separado debido a que no son considerados en los constituyentes armónicos del programa NMPR2. Estas señales tienen una frecuencia muy baja, sin embargo, afectan significativamente a las señales de marea (ver figura 4.4).



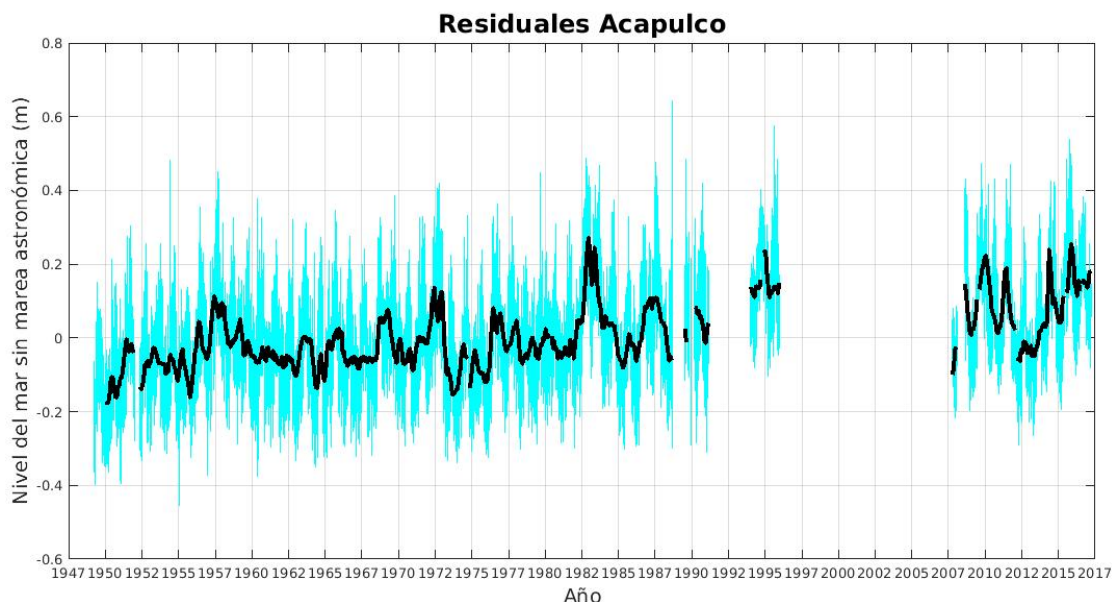
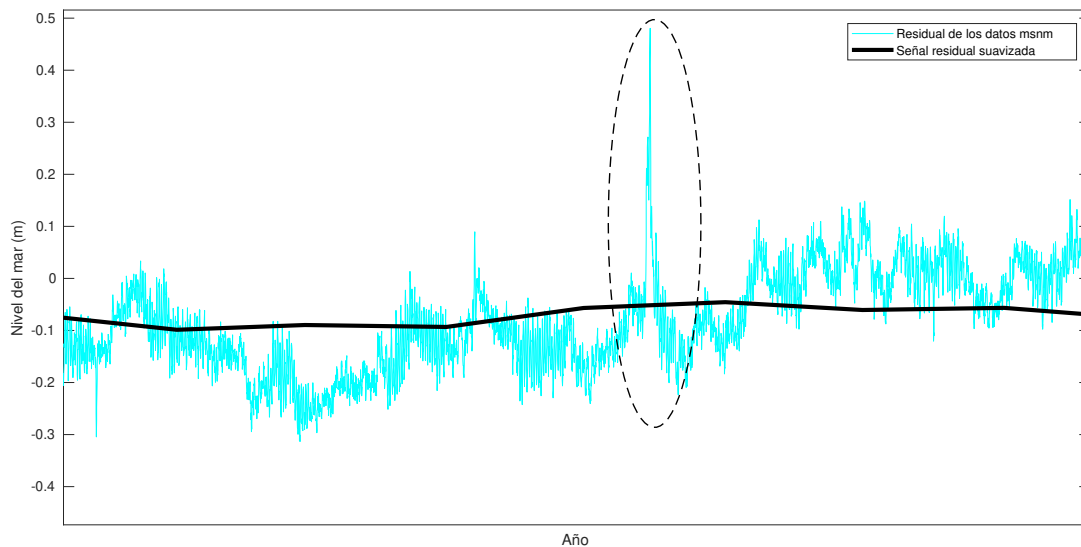


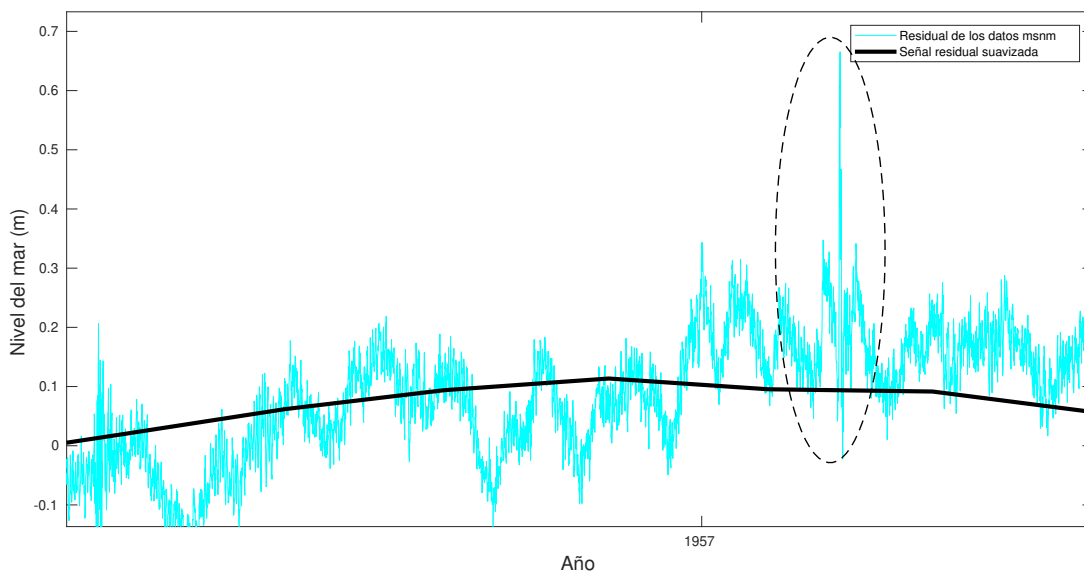
Figura 4.4: Ejemplo del gráfico obtenido para Acapulco. Muestra la señal residual de los datos del nivel del mar, sin componentes de marea astronómica anuales ni semianuales, y la señal de la media móvil.

A lo largo del registro de residuales se pueden observar varios valores extremos en la gráfica. Sin embargo, no fueron descartados debido a que representan eventos no periódicos y de duración corta, como marea de tormenta, huracanes o tsunamis. Para ejemplificar estos casos se muestran eventos registrados en la serie de Acapulco. A pesar de que estos eventos pueden permanecer registrados en la señal residual, en la señal de la media móvil son descartados. Esta señal cuenta con un muestreo mensual (ver figura 4.5).

### Eventos registrados en la señal del residual sin marea astronómica



(a)



(b)

Figura 4.5: En ambos gráficos obtenidos para Acapulco, se observan que en los residuales (color cian) eventos que aún permanecen en la señal. (a) Irregularidad de la señal residual debida a la marea de tormenta, uno de los efectos causados por huracanes (b) Irregularidad de la señal residual causada por tsunami (este evento se registró el día 28 de julio de 1957, posterior a un evento sísmico de magnitud  $MS = 7.9$ , en San Marcos, Guerrero) [Ramírez, 2011]).

### 4.3. Índice MEI

El índice MEI fue empleado para analizar la correlación con las medias móviles. El MEI es un promedio ponderado de las variables de ENSO y es calculado mensualmente para monitorear la intensidad de sus variables, por lo que varía según la estacionalidad de los factores atmosféricos y oceánicos [Díaz, 2008]. El índice MEI es también una media móvil y se calcula por separado para cada una de las doce temporadas bimensuales consecutivas (Dic/Ene, Ene/Feb, . . . , Nov/Dic) [NOAA ESRL, 2020b]. Todos los valores estacionales están estandarizados con respecto al período de referencia, 1950-1993.

Durante la Segunda Guerra Mundial (1939-1945) y a lo largo de la década de 1940 se entorpeció el registro de los eventos ENSO. La documentación se reanuda en 1950 y de esta manera los valores del índice MEI utilizados en este trabajo comienzan en diciembre de 1950 hasta diciembre del 2018.

Los valores negativos representan una fase fría de ENSO (episodios La Niña) mientras que los valores positivos del MEI representan la fase cálida (episodios El Niño) [Wolter y Timlin, 2011]. Durante un evento Niño hay sucesión de índices mayores que +0.5 y en la fase fría, evento de La Niña, una sucesión de MEI menores que -0.5 [Díaz, 2008]. Debido a las múltiples estaciones de medición de las variables del índice MEI, este tiene menos vulnerabilidad a errores que aquellos en donde se utiliza una sola estación por campo, o de una sola variable.<sup>2</sup> Este índice se encuentra disponible por la NOAA en [Laboratory, 2018a]

### 4.4. Proceso de análisis de las series de tiempo

Tras la comprobación y edición de datos, se graficaron las medias móviles y el índice MEI. Adicionalmente se realizó un diagrama de dispersión y se calculó el coeficiente

---

<sup>2</sup>Los problemas con los datos de la estación de Tahití han afectado por mucho tiempo al índice SOI, mientras que el índice Niño 3.4 SST fue muestreado de manera errónea antes de la década de 1950, alcanzando mediciones de alta calidad únicamente durante la era satelital, y con la instalación del arreglo TOGA-TAO en la década de 1980 [Wolter y Timlin, 1998].

de Pearson  $r$ <sup>3</sup> utilizando la función en Matlab `corrcoef`, la cual permite medir el grado de asociación (lineal) entre las dos variables. Una vez obtenido el valor del coeficiente de correlación  $r$  se realizó un ajuste lineal del índice MEI y la señal residual. Con ayuda del mismo software Matlab se graficaron los diagramas de dispersión junto con la ecuación de la recta y su valor de correlación.

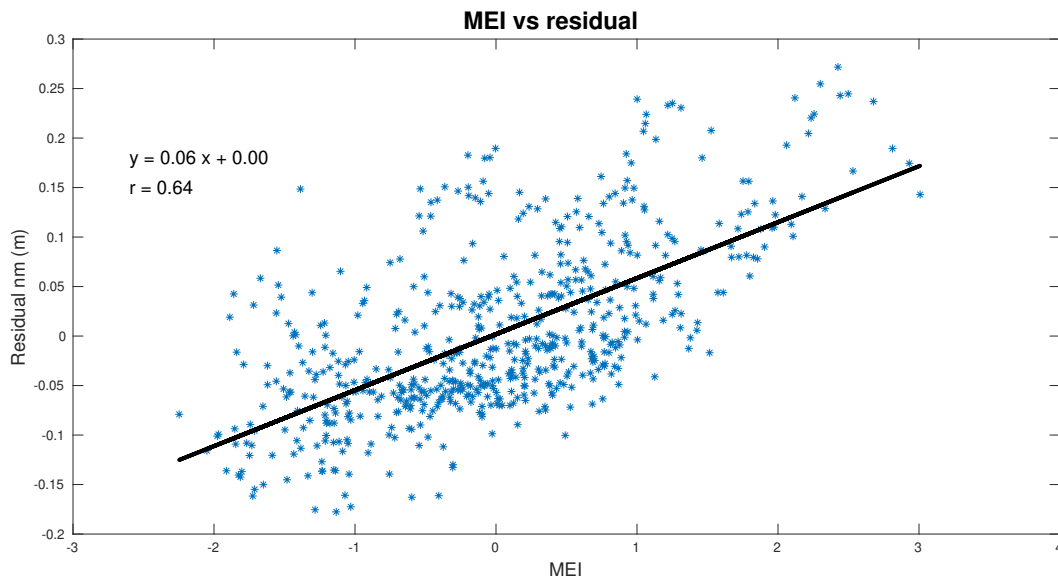


Figura 4.6: Gráfico de dispersión de puntos entre el índice MEI y el residual del Nivel del mar, para la estación de Acapulco con su respectiva línea de tendencia, y valor de correlación de  $r = 0.64$ .

Además, se obtuvieron gráficos individuales de cada estación como el siguiente, en donde se graficó la media móvil y el índice MEI (ver figura 4.7).

---

<sup>3</sup>El coeficiente de correlación lineal; es un número real comprendido entre  $-1 \leq r \leq 1$ . Un valor de -1 o 1 indica una correlación perfecta, negativa (relación inversa) o positiva (relación directa) respectivamente

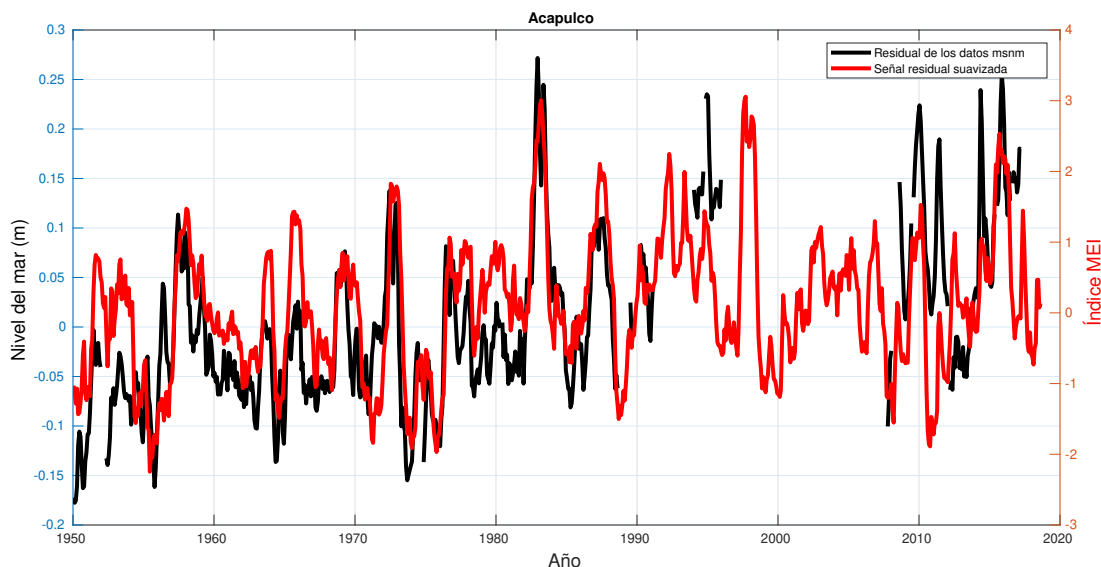


Figura 4.7: Gráfico obtenido para Acapulco para comparar la media móvil sin marea astronómica (señal negra) y el Índice MEI (señal roja).

## 4.5. Conclusiones del capítulo

En este capítulo se aborda el procesamiento de datos para lograr generar el análisis para este estudio. Debido a las fallas en los mareógrafos fue necesaria una preparación previa de las series de datos y la identificación y corrección de sus anomalías, con el fin de permitir un análisis sistemático y confiable. Inicialmente, una revisión detallada de los datos de todas las estaciones del SMN reveló las inconsistencias en los archivos, las cuales se encontraban en las series de datos históricas y actuales, a pesar de que ambos periodos contaban con un proceso previo de control de calidad. Los datos se obtuvieron de dos fuentes diferentes: del SMN y del CICESE. El primer paso realizado consistió en graficar los datos disponibles de cada estación con el software Matlab, de este modo se lograron identificar los datos erróneos y datos faltantes en los archivos. Una vez eliminados los errores en los archivos se volvieron a graficar las señales.

Adicionalmente se eliminaron los datos incongruentes que aún permanecían en las series de tiempo y se descartaron datos que no eran propios del registro del nivel del

mar atribuibles a fallas del sensor. El siguiente paso fue unificar las mediciones de ambas fuentes con las series históricas del SMN extrayendo las mediciones horarias. Y finalmente concatenar las series actuales e históricas para cada sitio de muestreo. Para el filtro paso bajo y paso alto, se calcularon los residuales, estos son los componentes de la marea que permanecen después de eliminar la marea astronómica. Matemáticamente los residuales se definen como los datos observados menos las predicciones de marea. Posteriormente al cálculo de los residuales se aplicó el método de medias móviles; este método es útil para estimar las tendencias en la señal del residual que representa las alteraciones estacionales e incidentales. De esta manera se eliminan frecuencias altas y la periodicidad del muestreo se vuelve mensual, similar a la del índice MEI. El índice MEI fue empleado para analizar la correlación con las medias móviles; es un promedio ponderado de las variables de ENSO y es calculado mensualmente para monitorear la intensidad de sus variables, por lo que varía según la estacionalidad de los factores atmosféricos y oceánicos [Díaz, 2008].

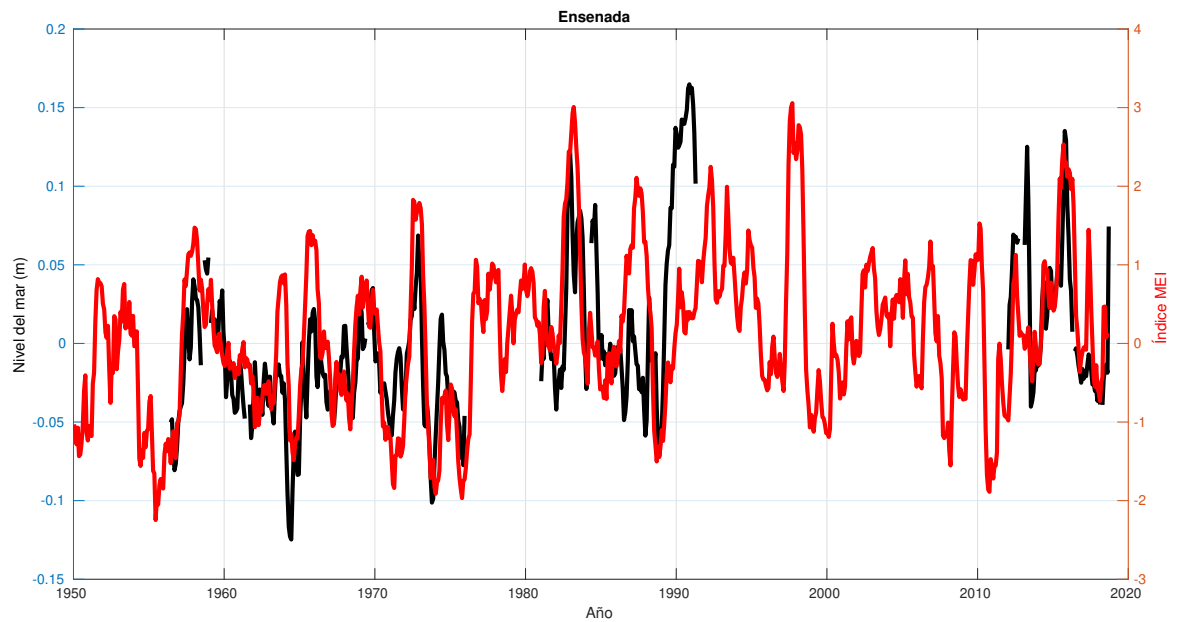
El índice MEI es también una media móvil y se calcula por separado para cada una de las doce temporadas bimensuales consecutivas (Dic/Ene, Ene/Feb, . . . , Nov/Dic) [NOAA ESRL, 2020b]. Debido a las múltiples estaciones de medición de las variables del índice MEI, este tiene menos vulnerabilidad a errores que aquellos en donde se utiliza una sola estación por campo, o de una sola variable. Tras la comprobación y edición de datos, se graficaron las medias móviles y el índice MEI. Adicionalmente se realizó un diagrama de dispersión y se calculó el coeficiente de Pearson  $r$  junto con la ecuación de la recta.

# Capítulo 5

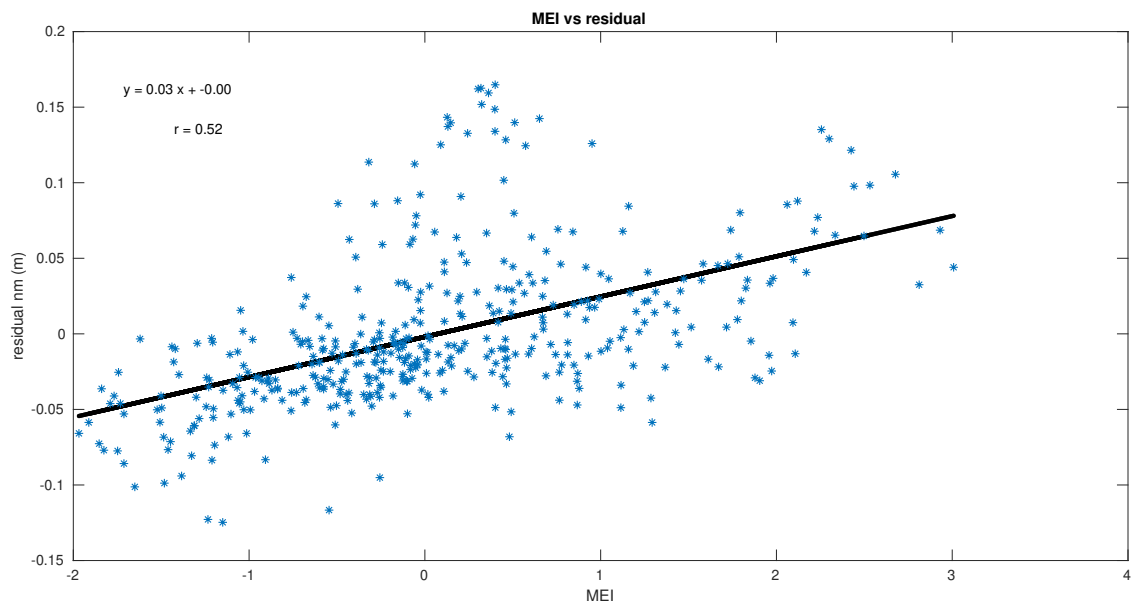
## Resultados

Como se indicó anteriormente, el análisis de armónicos se realizó con ayuda del software Matlab para cada una de las estaciones. En este trabajo se utilizaron únicamente las mediciones del nivel del mar para identificar las anomalías generadas por las OCK en las costas del Pacífico mexicano como consecuencia de un evento cálido de ENSO. A continuación se muestran las señales con los resultados obtenidos durante el análisis de eventos:

## Gráficos de Ensenada, Baja California



(a)

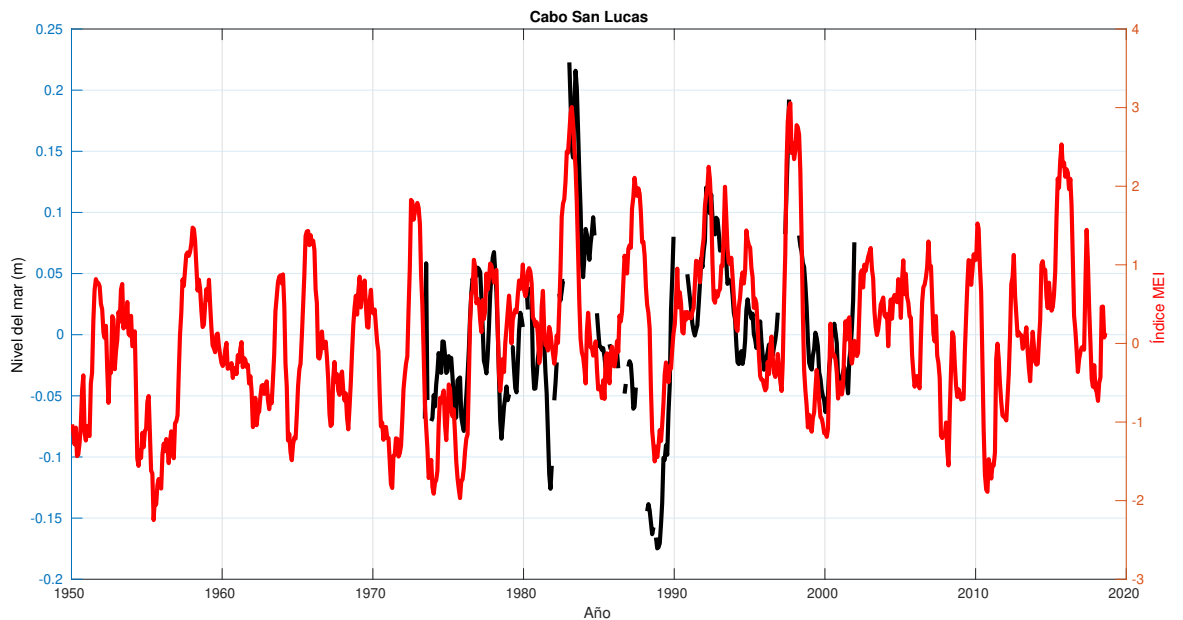


(b)

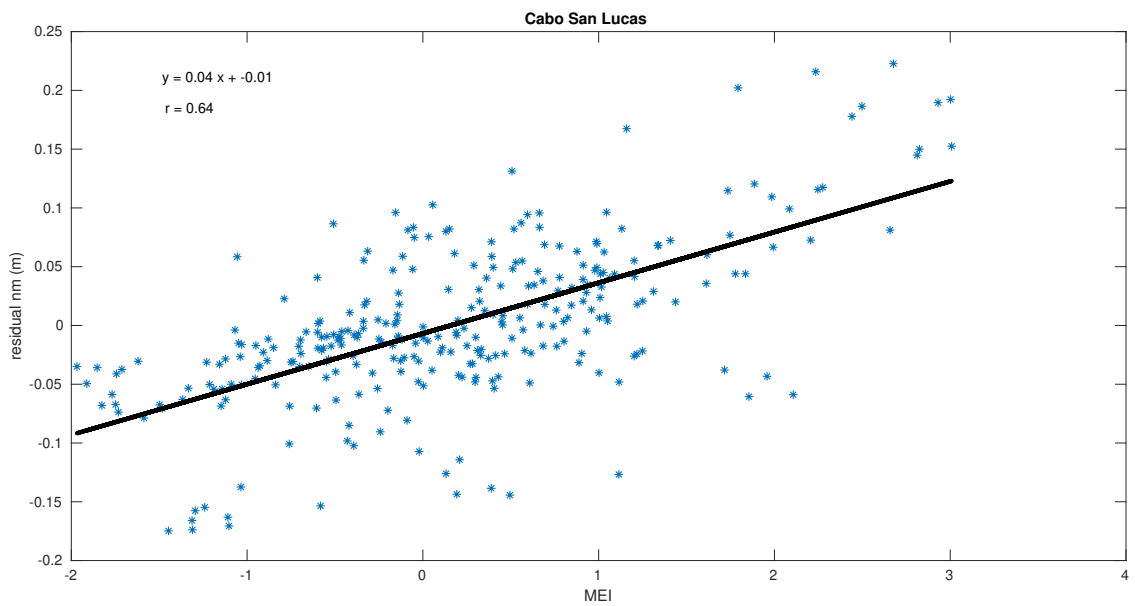
Figura 5.1: Gráficos para Ensenada (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con la ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ).



## Gráficos de Cabo San Lucas, Baja California Sur



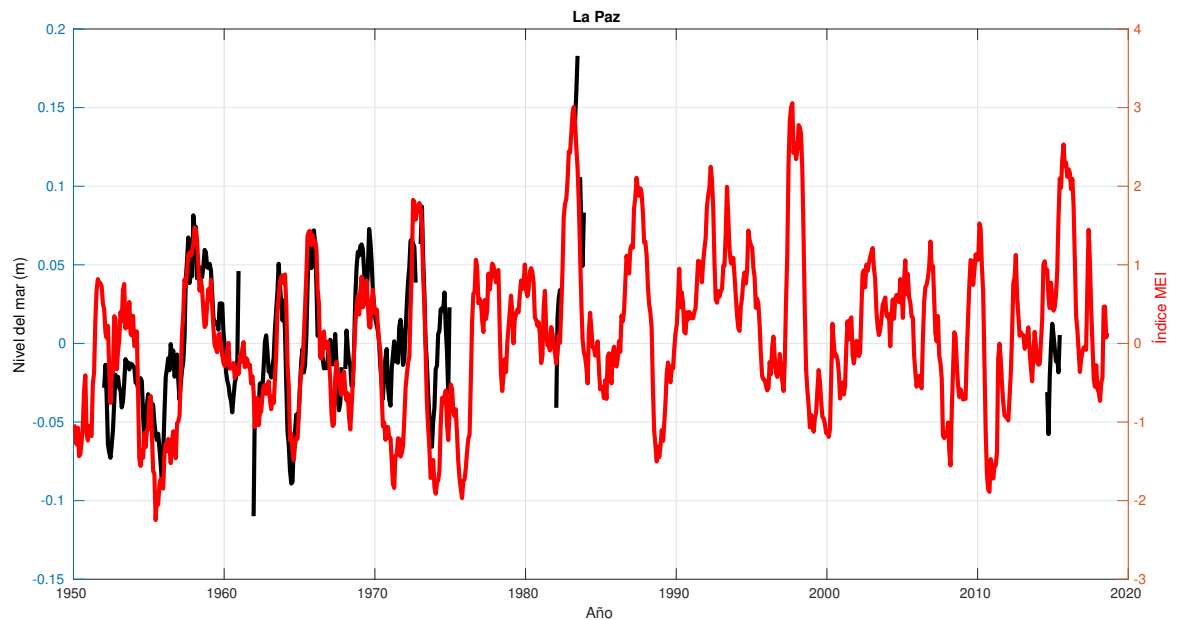
(a)



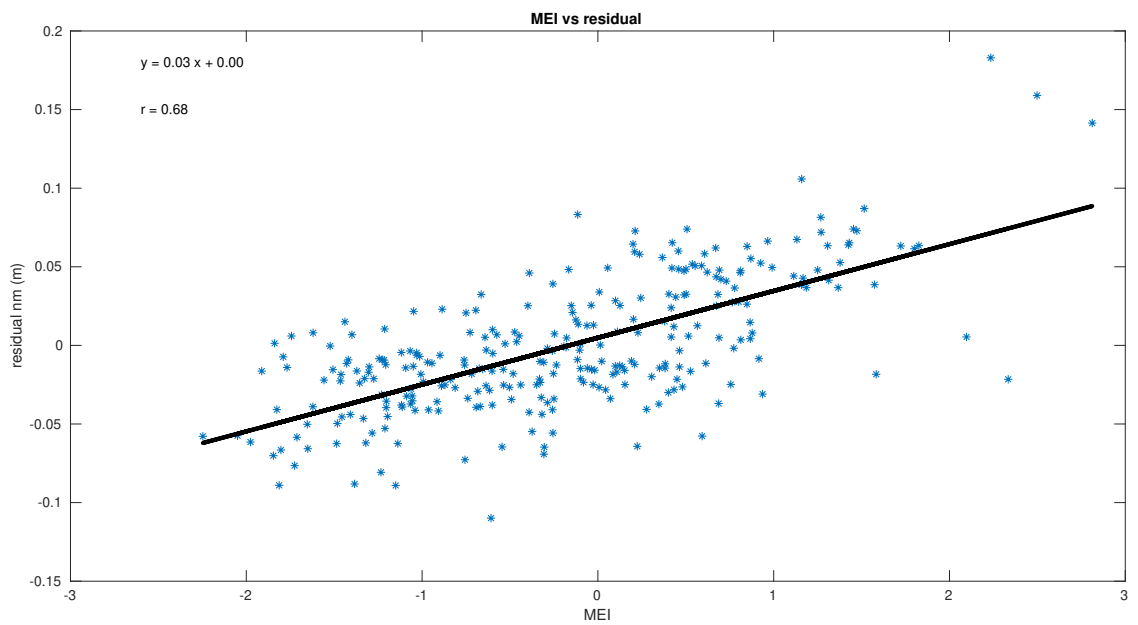
(b)

Figura 5.2: Gráficos obtenidos para Cabo San Lucas (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con la ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ).

## Gráficos de La Paz, Baja California Sur



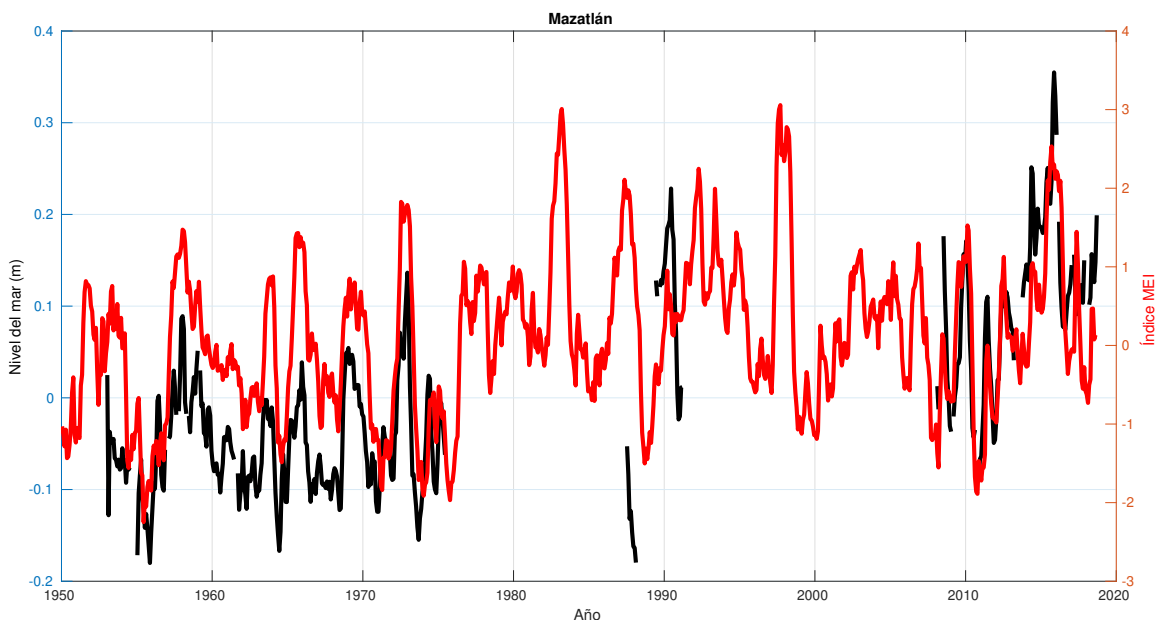
(a)



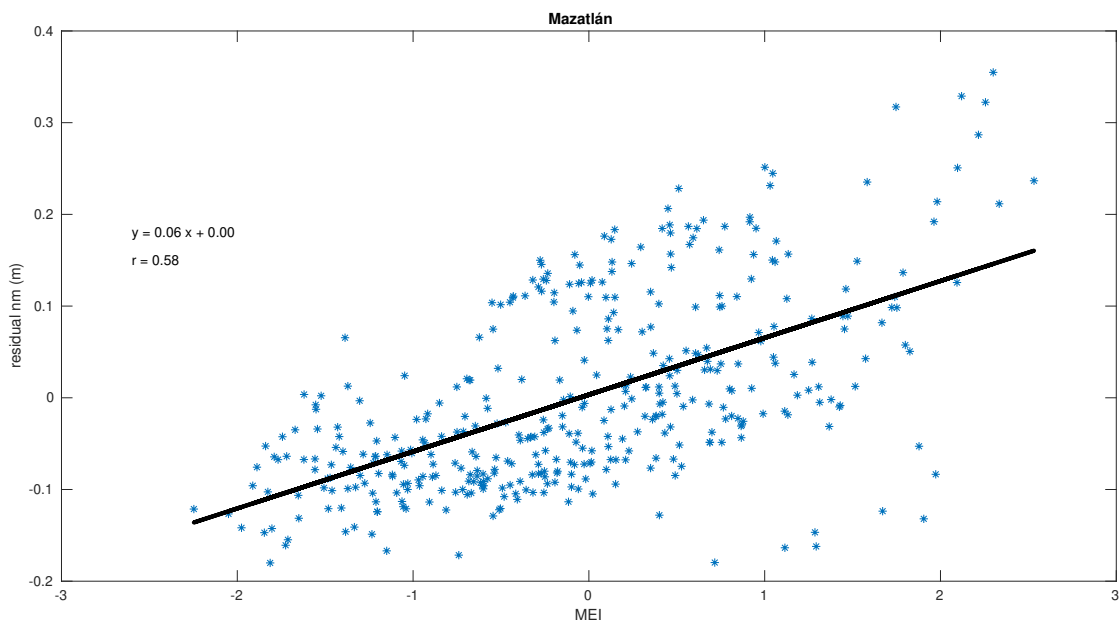
(b)

Figura 5.3: Gráficos para La Paz (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con las ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ).

### Gráficos de Mazatlán, Sinaloa



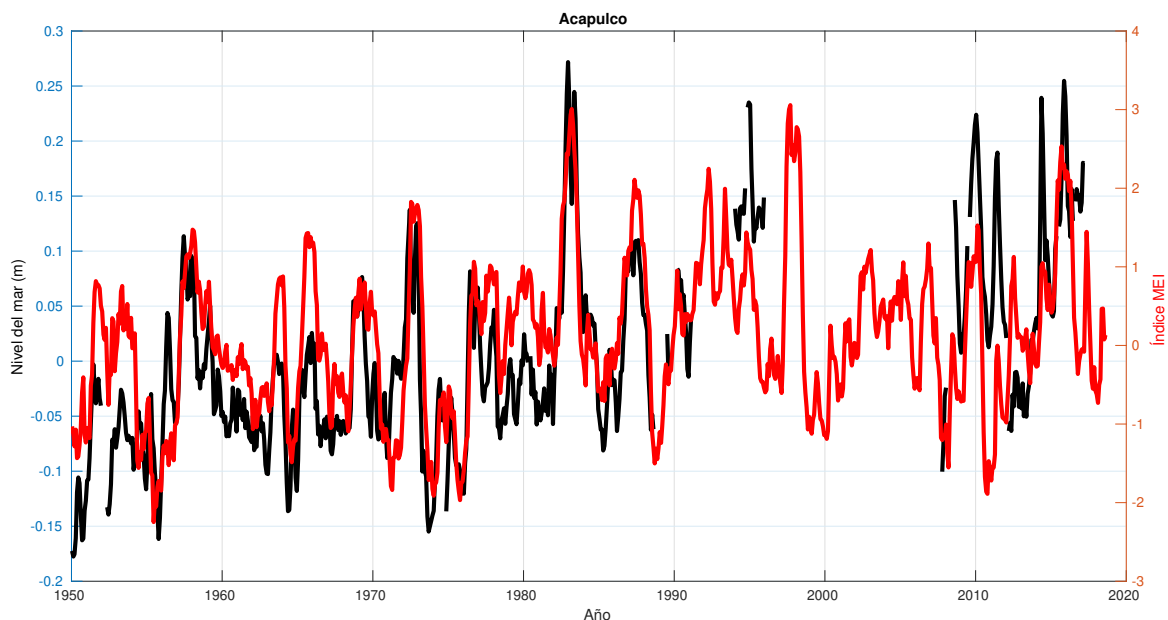
(a)



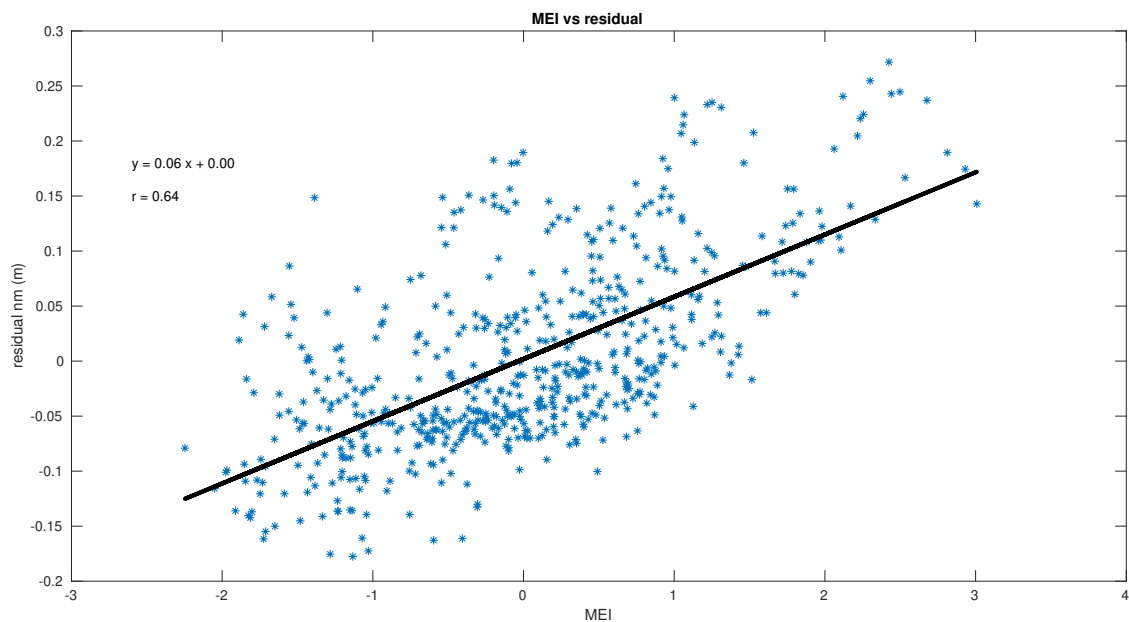
(b)

Figura 5.4: Gráficos obtenidos Mazatlán (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con las ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ).

### Gráficos de Acapulco, Guerrero



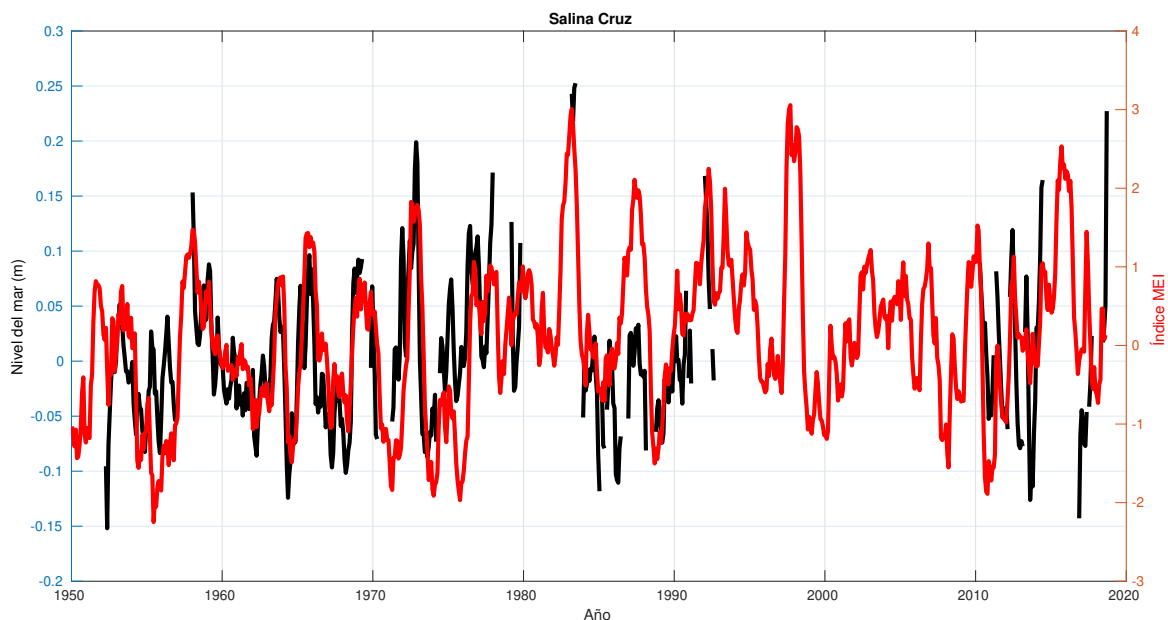
(a)



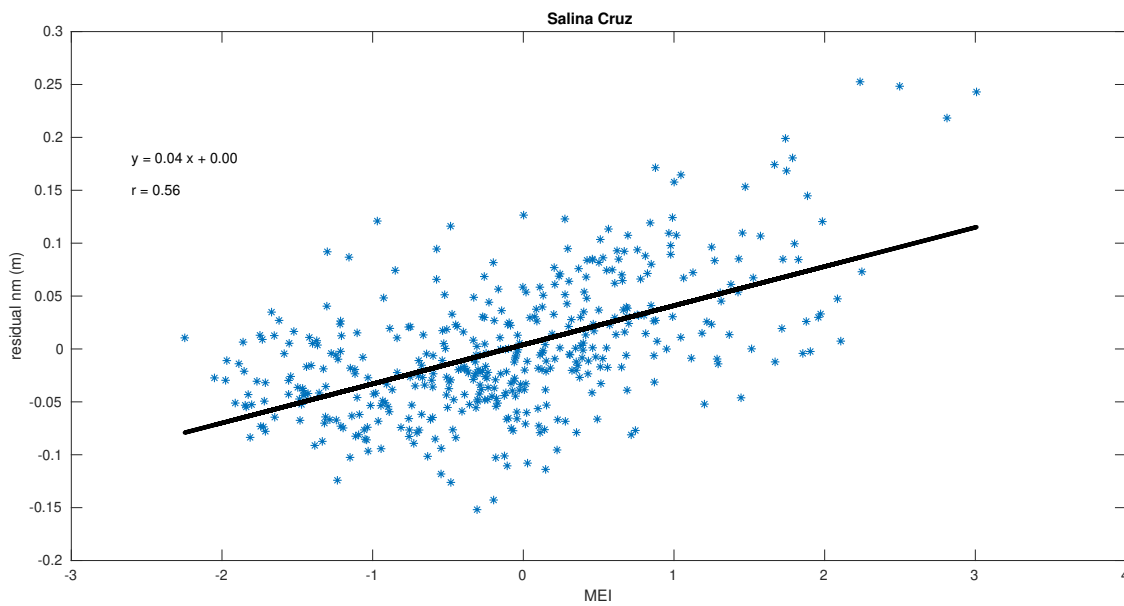
(b)

Figura 5.5: Gráficos obtenidos Acapulco (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con las ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ).

### Gráficos de Salina Cruz, Oaxaca



(a)



(b)

Figura 5.6: Gráficos obtenidos Salina (a) Medias móviles (señal negra) vs índice MEI (señal roja) (b) Gráfico de relación de dispersión con las ecuaciones de la recta ( $y$ ) y el valor de correlación ( $r$ ).

A modo de comparación se presentan las señales anteriores de medias móviles de todas

las estaciones juntas y el índice MEI (las medias móviles tienen un incremento de 0.5 para poder ser representadas de esta forma) (ver figura 5.7).

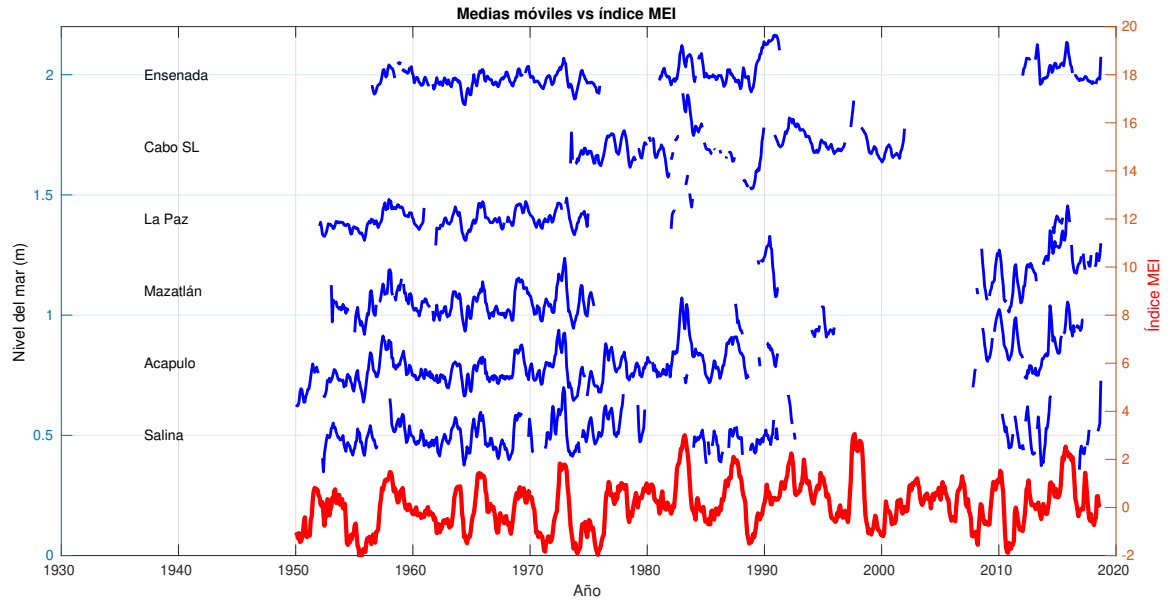


Figura 5.7: En esta gráfica se muestran todas las señales de las medias móviles juntas (en color azul) y el índice MEI (color rojo).

En la tabla 5.1 se presentan de manera resumida los valores de correlación y de la pendiente de cada estación:

Estación	Valor de correlación ( $r$ )	Valor de la pendiente (m/MEI)
Ensenada	0.52	0.02
Cabo San Lucas	0.64	0.04
La Paz	0.67	0.02
Mazatlán	0.58	0.06
Acapulco	0.64	0.05
Salina Cruz	0.55	0.03

Tabla 5.1: Tabla de los valores de correlación ( $r$ ) y el valor de la pendiente con unidades (m/MEI) (estos valores se encuentran señalados en las gráficas de dispersión de cada estación).

# Capítulo 6

## Discusión y conclusiones

En su mayoría, muchos de los eventos de ENSO pudieron ser registrados y comparados con el índice MEI, sin embargo, en algunos otros casos el registro fue parcial o nulo, debido a las etapas de decaimiento y restauración de la red mareográfica en México.

En la gráfica siguiente se señalan los eventos registrados, mismos que pueden encontrarse documentados en la página de la NOAA [NOAA, 2020].

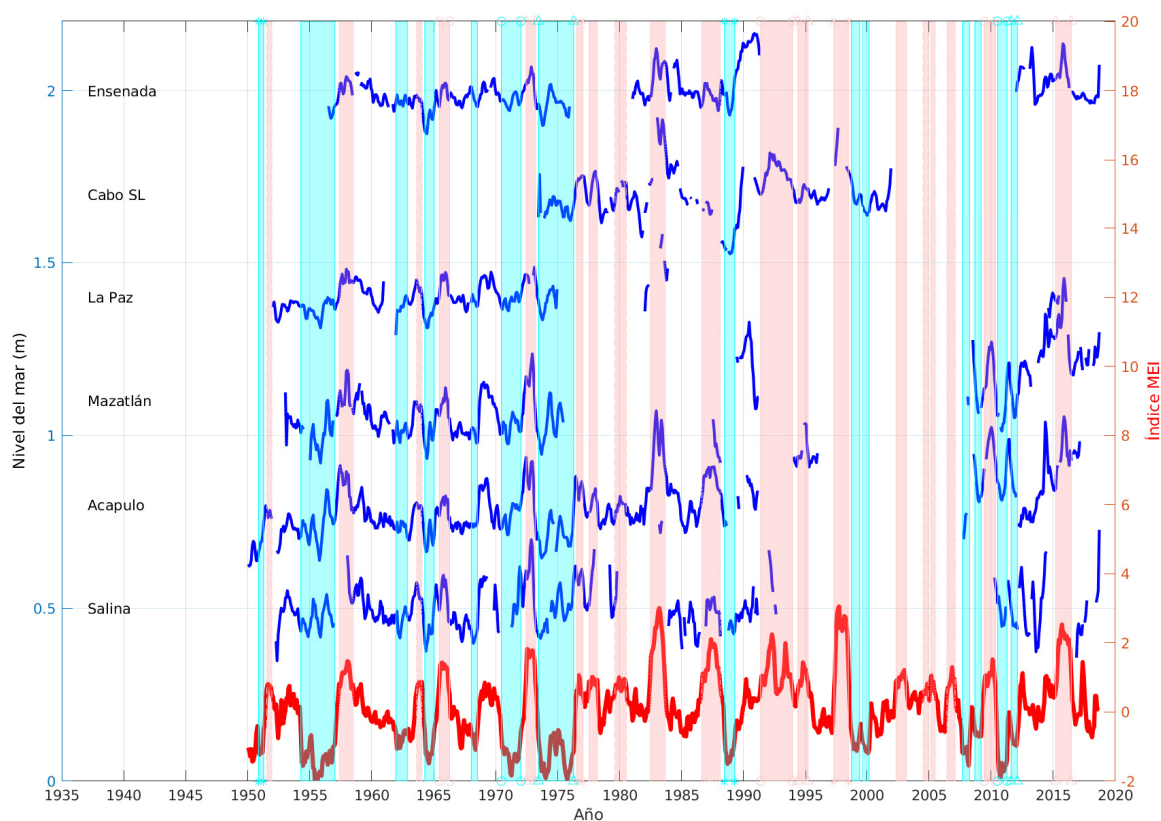


Figura 6.1: En esta gráfica se muestran todas las señales de las medias móviles juntas (en color azul) y el índice MEI (color rojo). Se señala con color azul en todas las señales los eventos de La Niña y en rojo los eventos de El Niño.

Se puede observar que la señal de medias móviles presenta gran similitud con el índice MEI, lo que demuestra la eficiencia del método de análisis de mareas para obtener las señales de ENSO no periódicas. Cada uno de los eventos registrados (aproximadamente desde 1950 al 2018) han sido catalogados de acuerdo a su intensidad, con base en el monitoreo de sus características principales registradas por los centros de predicción climática alrededor del mundo (Por ejemplo: En Perú, El comité Multisectorial encargado del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN), Servicio Meteorológico Nacional (SMN) en Argentina, Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP) en Colombia, etc.

Para la identificación y ubicación de eventos El Niño en cada estación se utilizaron



como referencia los registrados por el índice MEI de la NOAA (ver figura 6.2), y de acuerdo a los rangos del índice reportados por el *Physical Sciences Laboratory* de la NOAA, disponibles en [Laboratory, 2018b], y el registro del índice ONI [Center, 2020] Estas categorías se dividen en: débil, moderado, fuerte e intenso (ver tabla 6.1 y 6.2).

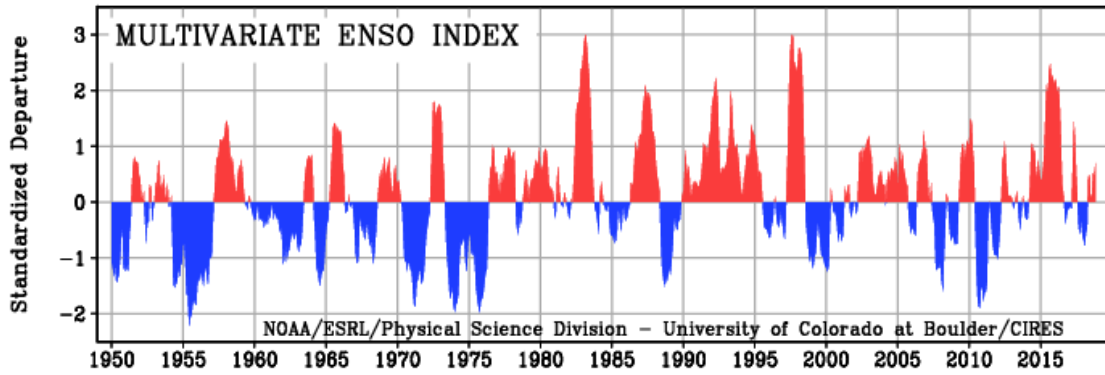


Figura 6.2: Gráfica de eventos de ENSO de acuerdo al índice MEI (1950-2015). Los rangos positivos, señalados en rojo, corresponden a eventos de El Niño, y los índices negativos, señalados en azul, corresponden a eventos de La Niña. Recuperado de [NOAA ESRL, 2020b].

<b>Clasificación de intensidades de eventos El Niño</b>			
<b>Débil</b>	<b>Moderado</b>	<b>Fuerte</b>	<b>Intenso</b>
1952-53	1951-52	1957-58	1982-83
1053-54	1963-64	1965-66	1997-98
1958-59	1968-69	1972-73	2015-16
1969-70	1986-87	1987-88	
1976-77	1994-95	1991-92	
1977-78	2002-03		
1979-80	2009-10		
2004-05			
2006-07			
2014-15			
2018-19			

Tabla 6.1: Tabla de clasificación de eventos El Niño de acuerdo a sus intensidades y el índice ONI. Obtenido de [Center, 2020].

<b>Clasificación de intensidades de eventos La Niña</b>		
<b>Débil</b>	<b>Moderado</b>	<b>Fuerte</b>
1954-55	1955-56	1973-74
1964-65	1970-71	1975-76
1971-72	1995-96	1988-89
1974-75	2011-12	1998-99
1983-84		1999-00
1984-85		2007-08
2000-01		2010-11
2005-06		
2008-09		
2016-17		
2017-18		

Tabla 6.2: Tabla de clasificación de eventos La Niña de acuerdo a sus intensidades y el índice ONI. Obtenido de [Center, 2020].

Los eventos de El Niño más intensos registrados desde 1950, considerados como eventos extraordinarios, se ubican en los años: 1982-83, 1997-98 y 2015-16, este último llamado El Niño Godzilla. Desde sus inicios los expertos ya habían bautizado a este episodio El Niño de esta manera, debido a las temperaturas inusualmente altas en el océano. Este evento es considerado como el más fuerte y el más extenso en comparación con el de los años 1997 y 1982, según se pudo comprobar vía satélite.

La intensidad de este fenómeno climático se mide sobre todo por el aumento de la temperatura de la superficie del océano Pacífico. Si es al menos  $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  mayor que el valor promedio, El Niño se considera activado. El Centro de Predicciones Climáticas de la NOAA informaba a través de su diagnóstico mensual que la temperatura del Pacífico a principios de agosto de ese año ya estaba  $2^{\circ}\text{C}$  por encima de los valores normales; por lo que se sabía que se trataba de un evento de gran potencia, y aún quedaban más de cuatro meses para alcanzar su máximo que llegaría en diciembre y enero del año siguiente con  $5.13^{\circ}\text{C}$  [Coria, 2019]. El evento de 1997-1998 que ostentaba el título de El Niño más intenso tuvo su máximo de  $3^{\circ}\text{C}$  sobre la temperatura media del Pacífico.

Los expertos aseguran que cada fenómeno tiene sus propias características, sin embargo, los efectos sobre las áreas del globo más cercanas a las corrientes oceánicas

que originan este fenómeno suelen ser constantes: grandes sequías en Indonesia y este de Australia y lluvias torrenciales e inundaciones en el sur de Estados Unidos y en la costa del norte de Chile, Ecuador o Perú; no obstante, sus consecuencias nunca se limitan a un área geográfica localizada [Vaquero, 2015]. Las variaciones en el clima no son iguales para cada región de influencia de ENSO, los eventos extremos en este sentido son aquellos que causan impactos graves, afectando las condiciones de vida de la población.

Tal es el caso de El Niño de 1972-73, llamado El Niño olvidado, ya que si es comparado con los eventos extraordinarios, pareciera ser cierta la afirmación de que pasó desapercibido. Sin embargo, el Perú no lo olvida. Es en el contexto de este episodio de El Niño que se produjo en el país el colapso de la industria pesquera. Además, similares efectos ocurrían en el mundo: Rusia resgistró una caída severa en la producción de granos, que obligó a importar grandes cantidades de trigo y maíz de Estados Unidos. Ello derivó en una escasez de dichos productos a nivel mundial.

(Ministerio del Medio Ambiente, 2020)

ENSO exhibe un ciclo irregular, lo cual significa que sus fases no siempre son alternas, es decir, no necesariamente una fase El Niño es seguida de una fase La Niña y viceversa. Un ejemplo de la irregularidad que puede presentar la ocurrencia de cada una de sus fases es el periodo La Niña ocurrido en el año 2010 – 2011, de intensidad moderada, el cual fue seguido por otro periodo La Niña en el 2011 – 2012, de intensidad débil. Posteriormente a La Niña del 2017-2018, se desarrolló un episodio El Niño en 2018-2019, cuando ninguno de los patrones climáticos estaba presente, comportándose de forma neutral [Martínez, 2016], lo que se puede ver en la figura 6.1.

Por otra parte, es posible que los valores de correlación entre la señal residual y el índice MEI obtenidos sean más pequeños a lo esperado, debido a la falta de datos y los eventos de periodo corto que aún permanecen en la señal residual (tormentas de mareas, tsunamis, etc) y alteran significativamente los valores respecto a la media.

Sin embargo, de manera general se observa una correlación positiva moderada, todas las estaciones presentan un valor por arriba de 0.5.

Para obtener valores de correlación mayores, se puede sugerir eliminar todos los eventos de corta duración, ya sea tomando únicamente los valores máximos y mínimos permitidos de la señal o eliminarlos de manera manual. Mientras tanto podemos decir que la limpieza y el proceso de preparación de los datos para este estudio es satisfactorio, y la señal residual sin marea astronómica permite un buen análisis para los fines requeridos.

Un estudio más detallado podría incluir los registros de temperatura superficial y verificar su coincidencia con el índice, además se podrían utilizar otros índices, como el índice SOI (*Southern Oscillation Index*)<sup>1</sup>, el índice ONI (de la NOAA, *Oceanic Niño Index*).<sup>2</sup>, el JMA (*Japanese Meteorological Agency ENSO Index*).<sup>3</sup>, o incluso series de tiempo de la temperatura superficial del mar .

Como se menciona en capítulos anteriores, se seleccionó el índice MEI debido a que para fines de este estudio se considera como uno de los índices más completos, al contener la información de las principales características ambientales de ENSO ( como temperatura superficial del mar, presión a nivel del mar, temperatura superficial del aire, componentes del viento de la superficie y fracción de nubosidad total del cielo); y ser el índice que mejor comprende el periodo de muestreo de este análisis, que va desde 1950 al 2018.

---

<sup>1</sup>Anomalía estandarizada de la diferencia de presión a nivel del mar entre Tahití y Darwin, desde 1865 a 2019.

<sup>2</sup>Índice de anomalía superficial de temperatura para El Niño 3.4 (5°N to 5°S, 170°O to 120°O) desde 1950 al 2020.

<sup>3</sup>Índice de anomalía superficial de temperatura para El Niño 3 (4°N to 4°S, 150°O to 90°O) desde 1868 al 2020.



# Apéndice A

## Constituyentes armónicos de marea

003 Baltra		0 00 26S 090 17W			
1 Z0	.00000000	0	785/ 786	178.6955	.00
2 SA	.00011407	0	785/ 786	3.7802	112.59
3 SSA	.00022816	0	785/ 786	.3527	278.78
4 MSM	.00130978	0	785/ 786	.7544	239.82
5 MM	.00151215	0	785/ 786	1.0036	99.16
6 MSF	.00282193	0	785/ 786	.6430	288.92
7 MF	.00305009	0	785/ 786	2.0005	96.75
8 ALP1	.03439657	0	785/ 786	.0856	107.06
9 2Q1	.03570635	0	785/ 786	.1114	122.13
10 SIG1	.03590872	0	785/ 786	.0962	148.30
11 Q1	.03721850	0	785/ 786	.3442	170.27
12 RHD1	.03742087	0	785/ 786	.1030	150.67
13 D1	.03873065	0	785/ 786	1.0145	47.51
14 TAU1	.03895881	0	785/ 786	.3383	24.71
15 BET1	.04004043	0	785/ 786	.0398	310.27
16 ND1	.04026859	0	785/ 786	.2466	344.70
17 CHI1	.04047097	0	785/ 786	.0600	339.19
18 PI1	.04143851	0	785/ 786	.1035	64.26
19 P1	.04155259	0	785/ 786	2.6462	51.36
20 S1	.04166667	0	785/ 786	1.3144	16.16
21 K1	.04178075	0	785/ 786	7.8056	49.21
22 PSI1	.04189482	0	785/ 786	.1121	202.07
23 PHI1	.04200891	0	785/ 786	.1356	40.90
24 THE1	.04309053	0	785/ 786	.1683	52.94
25 J1	.04329290	0	785/ 786	.5376	69.84
26 SD1	.04460268	0	785/ 786	.2183	167.59
27 DD1	.04483084	0	785/ 786	.6323	87.87
28 UPS1	.04634299	0	785/ 786	.1186	113.25
29 DQ2	.07597494	0	785/ 786	.1910	173.92
30 EPS2	.07617731	0	785/ 786	.5028	164.52
31 2N2	.07748710	0	785/ 786	1.7823	188.99
32 MU2	.07768947	0	785/ 786	2.5555	193.17
33 N2	.07899925	0	785/ 786	14.9349	217.48
34 NU2	.07920162	0	785/ 786	3.0899	222.69
35 H1	.08039733	0	785/ 786	.7249	86.90
36 M2	.08051140	0	785/ 786	70.0426	246.43
37 H2	.08062547	0	785/ 786	.6465	79.72
38 MKS2	.08073957	0	785/ 786	.2083	84.68
39 LDA2	.08182118	0	785/ 786	.5082	269.73
40 L2	.08202355	0	785/ 786	1.5764	280.41

41 T2	.08321926	0	785/ 786	1.3464	301.44	1.3464	298.11
42 S2	.08333334	0	785/ 786	18.7974	292.37	18.8300	292.29
43 R2	.08344740	0	785/ 786	.3483	284.44	.4250	102.53
44 K2	.08356149	0	785/ 786	4.9431	286.66	6.2274	97.63
45 MSN2	.08484548	0	785/ 786	.0401	202.46	.0377	288.43
46 ETA2	.08507364	0	785/ 786	.2544	289.95	.3487	189.60
47 MD3	.11924210	0	785/ 786	.0436	218.71	.0486	57.22
48 M3	.12076710	0	785/ 786	.1659	356.64	.1585	143.42
49 SD3	.12206400	0	785/ 786	.0158	274.13	.0182	14.83
50 MK3	.12229210	0	785/ 786	.0193	109.26	.0205	202.36
51 SK3	.12511410	0	785/ 786	.0507	14.73	.0557	10.01
52 MN4	.15951060	0	785/ 786	.0261	359.37	.0245	108.78
53 M4	.16102280	0	785/ 786	.0837	64.54	.0787	260.00
54 SN4	.16233260	0	785/ 786	.0304	322.51	.0295	334.11
55 MS4	.16384470	0	785/ 786	.0394	116.72	.0383	214.37
56 MK4	.16407290	0	785/ 786	.0116	100.18	.0142	8.89
57 S4	.16666670	0	785/ 786	.0614	209.11	.0616	208.95
58 SK4	.16689480	0	785/ 786	.0182	114.89	.0230	285.78
59 2MK5	.20280360	0	785/ 786	.0124	143.05	.0128	333.88
60 2SK5	.20844740	0	785/ 786	.0068	238.65	.0075	233.86
61 2MN6	.24002200	0	785/ 786	.0311	357.93	.0283	205.08
62 M6	.24153420	0	785/ 786	.0407	337.75	.0371	270.95
63 2MS6	.24435610	0	785/ 786	.0819	37.54	.0771	232.93
64 2MK6	.24458430	0	785/ 786	.0306	17.82	.0362	24.25
65 2SM6	.24717810	0	785/ 786	.0326	64.01	.0317	161.58
66 MSK6	.24740620	0	785/ 786	.0212	108.36	.0259	16.98
67 3MK7	.28331490	0	785/ 786	.0023	348.03	.0023	276.60
68 MB	.32204560	0	785/ 786	.0205	302.46	.0182	333.39

Figura A.1: Tabla de los 68 componentes armónicos del archivo de salida del programa NMPR2 para predicción de mareas.

# Apéndice B

## Mareógrafos históricos y digitales actuales

### B.1. Mareógrafos históricos

A lo largo del tiempo los mareografos han ido evolucionando para mejorar la practicidad de las mediciones y su precisión. En sus inicios un mareógrafo ideal constaba de una regla de mareas (o barra de mareas) graduada, con la que en condiciones de calma, el nivel del mar podía medirse a simple vista, proporcionando una lectura directa del nivel del mar. El cero de la regla de mareas era nivelado con respecto a una cota de las zonas cercanas, de forma que, durante un período amplio, podía conseguirse una buena serie temporal de niveles del mar “relativos” (es decir, relativos a las zonas de tierra cercanas). Además de las mediciones del instrumento, tradicionalmente un observador tomaba una lectura diaria, indicando la hora en que se realizaba, para el control de calidad. Actualmente dicho método se utiliza para calibrar los sistemas modernos de medición.

Desde sus inicios hasta los años 90's el SMN operó con mareógrafos mecánicos con sensor de flotador simple. Este método utiliza un flotador colocado en la superficie del agua, el cual es conectado a un cable que pasa por encima de una polea a un peso. Cuando el flotador sube en agua creciente, el peso desciende la misma distancia, el ángulo de rotación es directamente proporcional al cambio del nivel del agua. La



segunda polea esta unida al mismo eje de rotación, por lo tanto esta rodará la misma cantidad que la primera, pero como su diámetro es más pequeño, la pluma atada al cordón que pasa encima de esta polea se moverá una distancia menor, exactamente de la misma manera. La pluma puede escribir en un papel y dibujar el movimiento del flotador, que en este caso representa la superficie del agua, aunque en una escala reducida. La escala entre el movimiento de la pluma y el agua estará determinada por los diámetros seleccionados de las dos poleas (ver figura B.1).

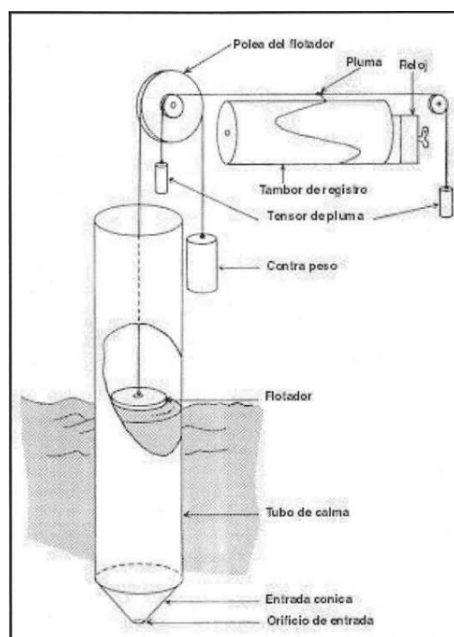


Figura B.1: Esquema de los componentes de un mareógrafo de flotador simple.

Si el papel se hace pasar normal al camino de la pluma a una velocidad fija se dibujará una curva representando el registro continuo de la altura del agua contra el tiempo. El flotador debe operar dentro de un mar en calma para que tenga un buen funcionamiento. La entrada cónica forma un crecimiento para impedir la entrada de cambios de nivel brusco debido a la presencia de oleaje de periodo corto. Todo mareógrafo de flotador es análogo al anterior, solamente difieren del modelo básico, modificando el mecanismo de operación para mejorar la exactitud y fiabilidad del sistema [González, 2005].

Los mareogramas generalmente contenían la información de un mes, eran interpretados y analizados manualmente, a partir del siguiente mes de su generación, para

obtener los archivos de las alturas horarias. Los productos que se obtenían a partir de su análisis eran los planos de marea, las constantes armónicas de los sitios en donde se medía la marea, el pronóstico numérico en tablas de marea y el gráfico en calendarios de la marea astronómica, los cuales se publicaban para los puertos del Océano Pacífico y para puertos del Golfo de México y Mar Caribe.

Posteriormente se tuvieron mareógrafos de cinta perforada, en los cuales el movimiento era transmitido y convertido a posiciones angulares que se registraban en perforaciones sobre papel, y se almacenaba alrededor de un mes de datos. El funcionamiento de estos instrumentos es similar al descrito anteriormente, la diferencia está en la manera en la que la información era registrada. Estos instrumentos no proporcionaban un registro continuo del nivel de marea, sino alturas a intervalos de tiempo predeterminados, normalmente cada quince minutos. Estos instrumentos contienen una unidad que codifica el mecanismo del flotador. La unidad codificadora esta diseñada para transferir la altura del agua hacia una cinta magnetofónica a cada periodo de tiempo. La elevación se perfora en la cinta en sistema binario como el mostrado en la figura (ver figura B.2). Leer estos archivos a mano es particularmente laborioso y es necesaria la utilización de un lector automático para traducir la información sobre la cinta en una forma más practica, segura y eficiente [López, 2005].



Figura B.2: Esquema general del registro del mareógrafo de flotador con cinta perforada.

Los maroeogramas y cintas perforadas eran enviados desde el sitio de muestreo hasta la oficina central del SMN, donde se analizaban, se capturaban los datos horarios de la marea y se resguardaban (ver figura B.3). En un inicio la información horaria de los mareogramas era extraída manualmente. El papel en donde el mareógrafo de flotador registraba el nivel de marea carecía de escalas de tiempo (eje x) y altura (eje y), por lo que era necesario asignar la escala de estos ejes (proceso de preparación del mareograma); una vez obtenidos se identificaban en el registro los mínimos de marea (bajamares) y los máximos (pleamares). En el caso de los mareografos de cinta perforada era necesario obtener primero los armónicos de marea. Años después, con la modernización del SMN, se inició un esfuerzo por digitalizar y almacenar en una base de datos la información recaudada en estos registros.

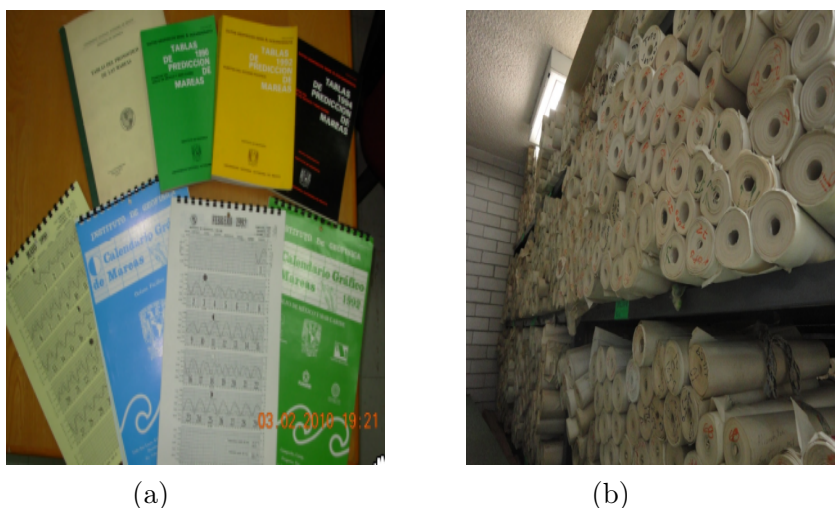


Figura B.3: a) Publicaciones con información de cálculos de planos de marea, constantes armónicas, pronósticos numéricos y gráficos de marea astronómica. Esta información es utilizada en: construcción de obras portuarias, servicio de alcantarillado, delimitación de la Zona Marítima Terrestre, levantamientos hidrográficos, registros de tsunamis, etc. b) Mareogramas archivados enviados desde las estaciones mareográficas.

## B.2. Mareómetros digitales actuales

En la actualidad, el SMN se ha propuesto que las estaciones tengan características y especificaciones de acuerdo a la red primaria de GLOSS. En su mayoría cuentan con sensores redundantes para permitir una evaluación de la incidencia de eventos e

inundaciones extremas; estaciones meteorológicas (viento, presión atmosférica, temperatura, humedad relativa y precipitación); posicionamiento GPS permanente de alta precisión para determinar los cambios en el nivel del mar global y regional, así como movimientos tectónicos; transmisión redundante vía GPRS y satélite GOES, la cual permite recibir información de modo continuo principalmente en los casos de desastres naturales; y por último una red de bancos de nivel <sup>1</sup> (ver figura B.4).



(a)



(b)

El proceso de modernización del SMN comenzó con el empleo de sensores digitales de medición del nivel del mar como el de flotador, el cual transforma la medición realizada del nivel del mar en una señal eléctrica que se transmite al recolector de datos (datalogger), donde son almacenados en intervalos de ajuste previo, dispuestos para el procesamiento. El principio de este sensor es similar a los tradicionales, sin embargo existen otros modelos que se basan en diferentes tecnologías, como los sensores de radar, ubicados a unos metros sobre el nivel del mar, directamente por encima del espejo de agua. En este caso la antena emisora envía breves pulsos electromagnéticos y detecta los ecos reflejados en la superficie del mar, con una cierta frecuencia. El mismo sensor que emite la señal recibe los impulsos reflejados en la superficie del agua y se

---

<sup>1</sup>Se requieren coordenadas geocéntricas de los puntos de referencia si las mediciones del mareógrafo se encuentran dentro del mismo marco de referencia geodésico global. Por ejemplo, datos de altímetro o para establecer un marco de referencia vertical global. Como los indicadores de marea y sus puntos de referencia se moverán con el tiempo por razones naturales o artificiales, se requiere de mediciones geodésicas continuas y a largo plazo para establecer un marco de referencia consistente [Bradshaw et al., 2015]



(c)



(d)

Figura B.4: Componentes de las estaciones del SMN colocados en la época de modernización. a) Gabinete, el cual contiene el transmisor satelital, fuente de poder, receptor GPS, sensores de presión, módem, celular y datalogger. b) Caseta en el puerto de Pto. Chiapas. c) Sensores de temperatura y humedad relativa, y antena de transmisión satelital GOES. d) Caseta en el puerto de Veracruz.

calcula la distancia entre el sensor y la superficie del nivel del mar. Existen también los sensores de presión por burbujeo, que tiene como principio de funcionamiento, medir la diferencias de presión del aire y la del conducto de presión por donde ha sido expulsado el aire comprimido con ayuda de una bomba de embolo integrado.

# Bibliografía

- [Afanador y Vallejo, 2010] Afanador, J. M. O. y Vallejo, F. (2010). Del sentido de giro.
- [Apel, 1987] Apel, J. R. (1987). *Principles of ocean physics*. Academic Press.
- [Botello et al., 2017] Botello, A., Villanueva, S., Gutiérrez, J., y Rojas, J. (2017). Vulnerabilidad de las zonas costeras de latinoamérica al cambio climático. *México: UJAT, UNAM, UAC*.
- [Bradshaw et al., 2015] Bradshaw, E., Rickards, L., Holgate, S., y Aarup, T. (2015). The gloss delayed mode data centre and the gloss implementation plan 2012. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 365:6.
- [Brink, 1982] Brink, K. (1982). The effect of bottom friction on low-frequency coastal trapped waves. *Journal of Physical Oceanography*, 12(2):127–133.
- [Center, 2020] Center, C. P. (2020). el niño y la niña years an intensities. based on oceanic niño index (oni). [urlhttps://ggweather.com/enso/oni.htm](https://ggweather.com/enso/oni.htm).
- [CLIVAR, 1999] CLIVAR, W. (1999). Intergovernmental oceanographic commission.
- [Coria, 2019] Coria, E. (2019). Satellite observations of the effect of the “godzilla el niño” on the tehuantepec upwelling system in the mexican pacific. [urlhttps://hmr.biomedcentral.com/articles/10.1186/s10152-019-0525-y.com](https://hmr.biomedcentral.com/articles/10.1186/s10152-019-0525-y.com).
- [Corte-Real et al., 1998] Corte-Real, J., Qian, B., y Xu, H. (1998). Regional climate change in portugal: precipitation variability associated with large-scale atmp-

- heric circulation. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 18(6):619–635.
- [Cortés, 2019] Cortés, C. (2019). La niña y sus poderes. <http://blog.meteochile.gob.cl/2018/02/07/la-nina-y-sus-poderes/>.
- [Díaz, 2008] Díaz, J. M. G. (2008). El abc de los índices usados en la identificación y definición cuantitativa de el niño-oscilación del sur (enso). *Terra*, 24(35):85–140.
- [D.McClurg, 2019] D.McClurg, . (2019). Pacific ocean temperatures. [https://www.pmel.noaa.gov/el\\_nino/la-nina-pacific](https://www.pmel.noaa.gov/el_nino/la-nina-pacific).
- [Díaz, 2013] Díaz, M. P. (2013). *Análisis armónicos de datos mareográficos*. Tesis para obtener el grado de ingeniero geomático, Universidad Nacional Autónoma de México.
- [García y Estrada, 2010] García, C. G. y Estrada, F. (2010). Cambio de las temperaturas global y hemisférica. *Investigación y ciencia*, (405):84–89.
- [G.Durante, 2018] G.Durante, P. (2018). *Facultad de Ciencias Marinas*. PhD thesis, universidad autónoma de baja california.
- [Gill, 2016] Gill, A. E. (2016). *Atmosphere—ocean dynamics*. Elsevier.
- [Godin, 1972] Godin, G. (1972). *The analysis of tides*. Number 551.4708 G6.
- [González, 2005] González, L. J. (2005). *TES IS*. PhD thesis, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.
- [Holton y Hakim, 2013] Holton, J. y Hakim, G. (2013). An introduction to dynamic meteorology. waltham, ma.
- [Huthnance, 1995] Huthnance, J. M. (1995). Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. *Progress in Oceanography*, 35(4):353–431.

- [Kalkstein et al., 1996] Kalkstein, L. S., Maunder, W. J., Jendritzky, G., Organization, W. H., et al. (1996). *Climate and human health*. Number WMO-no. 843. Geneva: World Meteorological Organization.
- [Laboratory, 2018a] Laboratory, P. S. (2018a). Mei index (updated: 7 december 2018). url<https://www.psl.noaa.gov/enso/mei.old/table.html>.
- [Laboratory, 2018b] Laboratory, P. S. (2018b). Mei ranks (updated: 7 december 2018). url<https://www.psl.noaa.gov/enso/mei.old/rank.html>.
- [Lizano, 2006] Lizano, O. G. (2006). Algunas características de las mareas en la costa pacífica y caribe de centroamérica. *Revista de Ciencia y Tecnología*, 24(1).
- [López, 2005] López, J. (2005). *Implementación de redes neuronales para predicción de mareas*. Tesis para obtener el grado de maestría en ingeniería hidráulica, Universidad Nacional Autónoma de México.
- [Magaña y Victor, 1999] Magaña, R. y Victor, O. (1999). Los impactos de el niño en México. In *Los Impactos de El Niño en México*. México. Universidad Nacional Autónoma de México.
- [Magaña y Quintanar, 1997] Magaña, V. y Quintanar, A. (1997). On the use of a general circulation model to study regional climate. In *Numerical Simulations in the Environmental and Earth Sciences, Proceedings of the Second UNAM-Cray Supercomputing Conference, Mexico City, 21-24 June 1995*, pages 39–48. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [Magaña et al., 1998] Magaña, V. O., Pérez, J. L., y Conde, C. (1998). El niño y la oscilación del sur, sus impactos en México. *Ciencias*, (051).
- [Martínez, 2016] Martínez, G. (2016). El niño y la niña: origen, efectos y oportunidades. url<https://segurossura.com/blog/revista-geociencias-sura/el-nino-y-la-nina-origen-efectos-y-oportunidades/>.



- [Maturana et al., 1997] Maturana, J., Bello, M., y Manley, M. (1997). Antecedentes históricos y descripción del fenómeno el niño, oscilación del sur. *El Niño-La Niña*, 2000:13–27.
- [NOAA, 2019a] NOAA (2019a). El niño southern oscillation (enso). what are el niño and la niña? <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/>.
- [NOAA, 2019b] NOAA (2019b). What is enso? <https://www.climate.gov/enso>.
- [NOAA, 2020] NOAA, C. p. C. (2020). Cold warm episodes by season. [urlhttps://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php).
- [NOAA ESRL, 2020a] NOAA ESRL, . (2020a). El niño la niña (el niño-southern oscillation). <https://www.climate.gov/enso>.
- [NOAA ESRL, 2020b] NOAA ESRL, . (2020b). Multivariate enso index (mei). <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei.old/>.
- [Pando, 1985] Pando, J. (1985). [fundamentals of market forecast].[spanish]. *Ponencias, Resultados y Recomendaciones de Eventos Tecnicos*.
- [Pizarro, 2004] Pizarro, O. e. a. (2004). El niño y la oscilación del sur. *Biología Marina y Oceanografía: conceptos y procesos*, 1:197–224.
- [Quiroz, 2011] Quiroz, M. (2011). Anexo del informe técnico: Elaboración de un boletín con información hidroclimática de los mares de México." *Recuperado a partir de [http://www.inapesca.gob.mx/portal/documentos/publicaciones/BOLETINES/hidroclimatico/INDIC ESCLIMATICOS.pdf](http://www.inapesca.gob.mx/portal/documentos/publicaciones/BOLETINES/hidroclimatico/INDIC_ESCLIMATICOS.pdf)*.
- [Ramírez, 2011] Ramírez, M. T. (2011). Evidencias ambientales de cambios de nivel de la costa del pacífico de México: terremotos y tsunamis. *Revista de Geografía Norte Grande*, (49):99–124.

- [Rincón, 2018] Rincón, R. G. (2018). A 100 años de la reforma universitaria. una relectura del manifiesto liminar. *Revista de la Facultad de Ciencias Económicas*, (20):89–108.
- [Ripa, 1980] Ripa, P. (1980). ¿ qué es una onda ecuatorial de kelvin?
- [Santamaría, 2010] Santamaría, J. (2010). Forzamiento radiativo y cambios químicos en la atmósfera. *XI Programa de Promoción de la Cultura Científica y Tecnológica. Universidad Complutense de Madrid. Facultad Ciencias Químicas.*
- [Sarachik y Cane, 2010] Sarachik, E. S. y Cane, M. A. (2010). *The El Nino-southern oscillation phenomenon*. Cambridge University Press.
- [Sheinbaum, 2003] Sheinbaum, J. (2003). Current theories on el nino-southern oscillation: a review. *Geofísica internacional*, 42(3):291–305.
- [SMN, 2020] SMN, . (2020). ¿cómo se mide la marea? <http://www.mareografico.unam.mx/portal/index.php?page=medicionMarea>.
- [Stewart et al., 2008] Stewart, R. H. et al. (2008). *Introduction to physical oceanography*. Texas A & M University College Station.
- [Takahashi et al., 2017] Takahashi, K. R., Mosquera, K., Martínez, A., Apaéstegui, J., Espinoza, J. C., Montes, Y., Junquas, C., Pareja, D., Prieto, E., Orihuela, B., et al. (2017). Avances en la ciencia de el niño: Colección de artículos de divulgación científica 2016.
- [UH, 2001] UH (2001). *Manual técnico. Procesamientos de datos del nivel del mar en IBM-PC compatible Microcomputadoras*, volume 3. Jimar contribution No. 98-319.
- [Vaquero, 2015] Vaquero, M. (2015). El fenómeno de el niño en 2015. [urlhttps://www.elmundo.es/ciencia/2015/10/11/5618fd83ca47416d348b45e4.html](https://www.elmundo.es/ciencia/2015/10/11/5618fd83ca47416d348b45e4.html).
- [Walker y Bliss, 1932] Walker, G. y Bliss, E. (1932). Memoirs of the royal meteorological society. *World weather V*, 4:53–84.

- [Werlinger et al., 2004] Werlinger, C., Alveal, K., y Romo, H. (2004). *Biología marina y oceanografía: conceptos y procesos*. Consejo Nacional del Libro y la Lectura.
- [Wolter y Timlin, 1998] Wolter, K. y Timlin, M. S. (1998). Measuring the strength of enso events: How does 1997/98 rank? *Weather*, 53(9):315–324.
- [Wolter y Timlin, 2011] Wolter, K. y Timlin, M. S. (2011). El niño/southern oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate enso index (mei. ext). *International Journal of Climatology*, 31(7):1074–1087.
- [Zavala, 2010] Zavala, J. H. (2010). Servicio mareográfico pescador de tormentas. *La Jornada*, 100 años de la UNAM, pages 97–100.