



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

**Anomalías hidrográficas y biogeoquímicas
en el Pacífico Tropical Mexicano durante
El Niño 1997-1998**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(QUÍMICA ACUÁTICA)

PRESENTA:
FERMÍN SERGIO CASTILLO SANDOVAL

Director de Tesis

Dr. Martín Merino Ibarra
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

ASESORES:

Dra. María Adela Monreal Gómez
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

Dra. María Luisa Machain Castillo
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

Dr. Miguel Ángel Alatorre Mendieta
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

Dr. Xavier Chiappa Carrara
UMDI-Sisal-UNAM Campus Yucatán

MÉXICO, CD. MX., JUNIO DE 2023.



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.



**Anomalías hidrográficas y biogeoquímicas
en el Pacífico Tropical Mexicano durante
El Niño 1997-1998**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(QUÍMICA ACUÁTICA))

PRESENTA:
FERMÍN SERGIO CASTILLO SANDOVAL

Director de Tesis

Dr. Martín Merino Ibarra
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

ASESORES:

Dra. María Adela Monreal Gómez
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

Dra. María Luisa Machain Castillo
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

Dr. Miguel Ángel Alatorre Mendieta
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

Dr. Xavier Chiappa Carrara
UMDI-Sisal-UNAM Campus Yucatán

Ciudad Universitaria, CD. MX., JUNIO, 2023.

Agradecimientos institucionales

Quiero agradecer al Dr. Martín Merino Ibarra por haberme el ofrecido y dirigido este tema de tesis, así como por la confianza depositada en mi para el desarrollo de los análisis químicos de las muestras de nutrientes que se obtuvieron en dichas campañas y que se realizaron dentro del laboratorio de Biogeoquímica Acuática del Instituto de Ciencias del Mar y limnología.

Agradezco asimismo el apoyo de los investigadores del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Dra. Vivianne Solís Weiss y Dr. Arturo Carranza Edwards que fueron los jefes de crucero de las campañas oceanográficas SURPACLIP y SEDIMENTOS-II respectivamente.

Así como a la Comisión de Buques Oceanográficos de la UNAM, donde el Dr. Ingvar Emilsson(f) era responsable de ésta y que en todo momento estuvo dispuesto a apoyar estas campañas para que tuvieran un buen rumbo.

Se agradece a cada uno de los capitanes y tripulantes del B/O-“EI PUMA”, que brindaron todo su apoyo para las maniobras y uso de los equipos que se ocuparon a bordo del barco.

A cada uno de los miembros de la tripulación científica Adrián J., Eduardo M. de la G., Rufino L. SC., José Luis B. M., Jorge C. S., Marco Antonio G. P., Marcelo G. G., Ricardo Salcedo, Javier Ramos, Víctor T., Olivia S., Sandra G., Ruth V., Antonia G., Amparo Cabrera, Tair Terán, Ma. del Rosario Cruz, Ana Peña, Isabel Pérez, Dagoberto Hernández, Juan Pablo C., Noemí C. C., Alejandro G. B., Leonardo O. L., Margarita H. S., María G.R., Jorge C. S., Víctor O. R., Jorge R. C., Héctor R. Bonilla., Adrián M. C., Liliana R. R., Johanna M. W., Antonio F. C., Antonio M. G., Miguel G. S., Pablo H. A., Christian J., Ángel J. I., participantes de los cruceros que con su esfuerzo y dedicación obtuvieron los registros y análisis realizados a bordo del B/O “EI PUMA” datos con los que se realizó la presente tesis.

También agradezco el apoyo en este trabajo a la Dra. Luz María López-Gómez, por el apoyo en el laboratorio en la realización de análisis y compartir sus conocimientos en los aspectos biogeoquímicos, así mismo agradezco al laboratorista Federico Serna el apoyo dentro del del laboratorio para llevar a buena conclusión todos los análisis realizados.

Finalmente, agradezco al posgrado de Ciencias del Mar y Limnología por haberme dado la oportunidad de concluir mis estudios de maestría con este trabajo.

Agradecimientos personales

A mi padre y mi abuelo, que a pesar de ya no estar conmigo me siguen inspirando para seguir mis sueños sabiendo que este trabajo les llenaría de felicidad.

A Mamá, para ti con todo mi amor, me da gusto que puedas ser parte de este logro que también es tuyo

A mis hijos Carlos y Rosaly espero este trabajo sea fuente de inspiración para que sigan adelante y siempre cumplan sus sueños

A Lily por ser mi compañera y aguantar mis días más difíciles en este proyecto solo quiero decirte que te amo y darte las gracias por estar a mi lado.

A mis sobrinos Camila y Leo, quiero dedicarles este trabajo, esperando que esto les motive a seguir en la senda del estudio, los quiero mucho.

A mis hermanos Beba y Ricardo les agradezco todo el invaluable apoyo que siempre me brindan cuando lo he necesitado y reiterarles el cariño que siento.

Así mismo a toda la familia Sandoval Landeros, Mateos Sandoval, Sandoval Jiménez, Sandoval Murillo, Sandoval Pantoja, Sandoval Rogel, tíos, tías, primos y sobrinos que bien saben que los quiero mucho por el apoyo que he tenido de todos.

A la Gran Familia Cubana que me han motivado y recibido como un miembro más, Chino, Milagros, Lizbeth, Vladi, David, Robert, Niurka, Matos, Yaneisy, Vladimir, Olguita.

A mi director de tesis Dr. Martín Merino por el apoyo a este trabajo y el crecimiento que he tenido junto a él trabando juntos que siempre ha sido y será un verdadero placer en el "Que hacer científico" lo que lo convierte en un verdadero "Sea Master", ¡Gracias Doc.!

A cada uno de los miembros de mi comité Dra. Ma. Luisa, Dra. Adela, Dr. Miguel Ángel y Dr. Xavier, los cuales siempre me ayudaron y motivaron a llegar al final de esta tesis.

Al Posgrado del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología por permitirme terminar satisfactoriamente mi tesis, Agradezco también a todo el personal administrativo, en especial a Gabriela, Diana, Lupita, Chantal, Jazmín y la Dra. Claudia Ponce por su excelente disposición para aclarar dudas y orientarme, Gracias

A mis compañeros del ICML, Paty G., Pablo A., Miguel D., Lupita P., Vivian S., Toño M., Lalo M., Jua2n Pablo C., Susy S., Alicia D., María D., Ruth L., Erik C., Elizabeth D., quienes siempre mantuvieron una palabra de apoyo y aliento para que llegara a la conclusión de este trabajo.

A cada uno de los miembros del trio "garnacha" que con el tiempo variaron sus integrantes, Jorge Ramírez, Emiliano Monroy, Roberto González, Julio Díaz, Julio Lestayo.

A la gran FAMILIA de Biogeoquímica Acuática a la cual he visto crecer y tener éxito quienes siempre me han apoyado en todo momento si llego a omitir a alguno no se me angustien que siempre los llevo en mi corazón y que para mí siempre serán parte de los "Intrépidos Compañeritos", Luzma, Jorge Z., Robert, Emiliano, Emilio, Julio D., Mariel, Arantxa, Andrea,

Mauricio, Paty V., Oscar, Gerardo, Nataly, Jaqueline, Julio L., Ariadna, Sergio G., Jorge J., Vladislav, Alfredo, Marielena, Nataly.

A mis mascotas que son muy importantes en mi vida Maya y Enano, que siempre se desvelan conmigo y me otorgan su cariño siempre.

“No se puede amar..., lo que no se conoce”
Jacques-Yves Cousteau

“El sabio no dice nunca todo lo que piensa,
pero piensa todo lo que dice”
Aristóteles

RESUMEN

Se estudiaron las distribuciones espaciales y las anomalías de los principales parámetros oceanográficos y biogeoquímicos durante el fenómeno de El Niño en noviembre de 1997 en el Pacífico Tropical Mexicano, en una amplia franja de 1000 km a lo largo de la costa y 900 km en la dirección perpendicular a la misma. Se observó un calentamiento superficial importante, llegando a valores de hasta 3 °C en la superficie, consistentes con el ONI promedio de 2.4 °C. Se presentaron anomalías térmicas subsuperficiales hasta aproximadamente los 60 m de profundidad, llegando a estar entre 3 y 7 °C por encima del promedio histórico de noviembre. Se incrementó verticalmente la capa superficial mezclada con un hundimiento de entre 30 y 40 m de la termoclina, duplicándose con ello la profundidad de la capa superficial mezclada en esta región durante el ENSO 97-98. La salinidad presentó en la capa superficial una pequeña anomalía negativa, que no se extendió más allá de los 50 m, y no impidió la identificación de las masas de agua presentes, que fueron: Agua Tropical Superficial del Pacífico, Agua Ecuatorial Superficial del Pacífico, Agua Ecuatorial del Pacífico y Agua Subtropical Subsuperficial. Asociado a la expansión vertical de la capa mezclada se generó una anomalía positiva de oxígeno disuelto de hasta 3 mL/L en las profundidades normalmente ocupadas por la oxiclina y el inicio del mínimo de oxígeno. Esta anomalía de oxígeno aparentemente no se debe a una mayor producción o menor reciclamiento, dado que el ENSO generaría oligotrofización y un comportamiento inverso. Se encontraron anomalías de nutrientes muy pequeñas, cercanas a cero, en la capa superficial y hasta los 50 m de profundidad, consistentes con lo anterior. En contraste, en la capa de agua subsuperficial, entre los 50 y los 500 m, se observaron de manera generalizada anomalías negativas de nutrientes, de hasta -2.5 μM en los fosfatos, -15 μM en nitratos, y -3.5 μM en los silicatos. Estos patrones indican la basculación hacia abajo de toda la columna de agua que se esperaría del ENSO para el Pacífico Oriental Tropical, y permiten documentar la gran magnitud y extensión de las anomalías subsuperficiales derivadas. Aun así, una pequeña surgencia cerca de la costa mostró que, aún durante un evento El Niño tan intenso como el de 1997, pueden ocurrir procesos moderados de fertilización local.

ABSTRACT

The spatial distributions and anomalies of oceanographic and biogeochemical variables in a large (1000 by 800 km) region of the Tropical Mexican Pacific were studied during ENSO 97-98 using data obtained by two oceanographic cruises performed on November 1997. Surface warming reached up to 3 °C, in agreement with an ONI average of 2.4 °C. Subsurface temperature anomalies ranged peaked between 3 °C and 7 °C above the historic mean for November, and extended down to down 60 m. The mixed layer expanded vertically, and the thermocline descended between 30 y 40 m, doubling the thickness of the mixed layer. Salinity showed only small negative anomalies near the surface, still allowing the identification of 4 water masses in the region: Pacific Tropical Surface Water, Pacific Equatorial Surface Water, Pacific Equatorial Water and Subsurface Subtropical Water. Oxygen also exhibited a positive anomaly layer of up to 3 mL/L in the depth range normally occupied by the oxycline and the top of the oxygen minimum layer. This anomaly is not attributed to a change in production or recycling, but to the vertical expansion of the mixed layer to these depths during this ENSO. In agreement with this possibility, the nutrient anomalies found were minimal near the surface and down to 50 m depth. Below, nutrient anomalies became negative and important, reaching up to -2.5 μM for phosphates, -15 μM in the case of nitrate, and to -3.5 μM for silicates. These patterns are in agreement with the vertical oscillation of the Pacific Ocean of ENSO and show the importance in magnitude and extension of subsurface anomalies during ENSO 97-98 for all the oceanographic and biogeochemical parameters measured here.

INDICE

Agradecimientos Institucionales

Agradecimientos Personales

Resumen

Abstrac

1	Índice de Figuras	8
2	Introducción	11
3	Antecedentes	14
3.1	Aspectos meteorológicos	17
3.2	Aspectos oceanográficos	20
3.2.1	Afloramiento	20
3.2.2	La termoclina ecuatorial	25
3.2.3	Ondas ecuatoriales en el océano	26
3.2.4	La oscilación del Sur y la circulación de Walker	29
4	Justificación y pregunta de estudio	32
5	Objetivo General	33
5.1	Objetivos Particulares	33
6	Área de estudio	34
7	Materiales y métodos	35
7.1	Temperatura, salinidad y oxígeno disuelto	36
7.2	Nutrientes	37
7.3	Cálculo de anomalías	38
8	Resultados y discusión	39
8.1	Temperatura	39
8.2	Salinidad	43
8.3	Masas de Agua	46
8.4	Distribución Vertical de las Masas de Agua	49
8.5	Oxígeno Disuelto	51
8.6	Nutrientes	55
8.6.1	Nitratos:	55
8.6.2	Fosfatos	58
8.6.3	Silicatos	62
8.6.4	Proporción N:P	65
8.6.5	Consideraciones generales	67
9	Conclusiones:	76
10	Literatura Citada:	79

1 Índice de Figuras

- ❖ **Figura 1.** Esquema de las condiciones normales (No-Niño) y El Niño en el ecuador donde se presentan los núcleos de evaporación y circulación, así como el comportamiento de la termoclina en cada caso. (tomado [http//noaa.org/](http://noaa.org/))
- ❖ **Figura 2.** Esquema de la estrecha interacción entre la zona pelágica, con el mar abierto y el bentos, en un área de afloramiento con la zona de mínimo oxígeno (Tomado: Notas Marcelo Rivero 2020)
- ❖ **Figura 3.** Circulación atmosférica meridional con masas de aire descendentes en los subtrópicos y masas ascendentes en los trópicos y a 60° de latitud. Tomado de <https://www.ceupe.com/blog/que-es-la-circulacion-atmosferica.html?dt=1663792852716>
- ❖ **Figura 4.** Esquema de la circulación de Walker: (arriba) épocas NN, (abajo) durante El Niño (Tomado de <https://cazatormentas.net/la-circulacion-celula-de-walker-el-companero-del-enso/>)
- ❖ **Figura 5a.** Afloramiento costero frente a la costa occidental de Suramérica. La superficie del mar se inclina hacia la costa y la termoclina se eleva, generando un transporte de aguas frías hacia la superficie. Debajo de la corriente de Humboldt, paralela a la costa, existe una Contracorriente Subsuperficial.
- ❖ **Figura 5b.** Esquema del sistema de corrientes cerca al ecuador. El sistema de vientos causa declives de la superficie del mar. Los gradientes de presión resultantes se encuentran en equilibrio con las corrientes.
- ❖ **Figura 6.** Corrientes marinas superficiales del Océano Pacífico (velocidad en nudos).(U.S. Navy, 1977)
- ❖ **Figura 7.** A) Sección vertical de la temperatura con base en mediciones en el ecuador: ilustración esquemática del efecto de los vientos sobre la circulación y la inclinación de la superficie del mar y de la termoclina, B) promedio, C) durante alisios fuertes y D) durante vientos alisios débiles. (Según Colin et al. 1971 y Wyrski 1982)
- ❖ **Figura 8.** Perfil de la temperatura en el océano tropical.
- ❖ **Figura 9.** Esquema de una Onda Kelvin ecuatorial en un corte a lo largo de la línea Ecuatorial (A) y perpendicular a la misma (B). La cresta de onda que avanza hacia el este causa una elevación del nivel del mar y un hundimiento de la pincoclina, que se combinan con gradientes de presión. Como consecuencia del impacto de la fuerza de Coriolis se incrementa la corriente hacia el este (+) por encima de la pincoclina y la corriente hacia el oeste (´) por debajo de la misma (Según Mysak, 1986.)
- ❖ **Figura 10.** Esquema idealizado del impacto de una onda de Kelvin Ecuatorial Transformándose en ondas de Kelvin costeras que se propagan hacia los polos, conducidas por la costa, y ondas Rossby que se propagan hacia el oeste. (Según Mysak, 1986)
- ❖ **Figura 11.** Esquema de una onda de Kelvin propagándose hacia el polo en el hemisferio sur, en secciones paralelas (A) y perpendicular a la costa (B). La cresta de la onda causa una elevación del nivel del mar y un hundimiento de la pincoclina. Con este declive superficial se genera un gradiente de presión, que, debido al efecto de Coriolis, genera una corriente en dirección hacia el polo, por encima de la pincoclina y una corriente en dirección al ecuador, por debajo de la misma (Mysak, 1986).

- ❖ **Figura 12.** Correlación de la anomalía anual de la presión atmosférica en diferentes localidades del Océano Pacífico con la de Djakarta, Indonesia. Valores negativos significan, por ejemplo, que durante periodos de alta presión atmosférica en el Pacífico, la presión en el Índico presenta registros bajos. (DJ) Djakarta, (D) Darwin, (P) Isla Pascua, (T) Tahití, (C) Isla de Canton. (Según Berlage, 1957).
- ❖ **Figura 13.** Índice Multivariado ENOS (MEI).
- ❖ **Figura 14.** Localización del área de estudio con ubicación de las estaciones de los cruceros Sedimento-II y Surpaclip.
- ❖ **Figura 15a.** Distribución vertical de la temperatura (°C) en la campaña SEDIMENTO II.
- ❖ **Figura 15b.** Distribución vertical de la anomalía de temperatura observada en el crucero Sedimento-II (intervalos de contorno de 1 °C, valores positivos indican temperatura por arriba del promedio histórico).
- ❖ **Figura 16a** Distribución vertical de la temperatura (intervalo de contorno de 5°C) en la campaña SURPACLIP
- ❖ **Figura 16b** Distribución vertical de la anomalía de temperatura observada en el crucero SURPACLIP (intervalos de contorno de 1 °C, valores positivos indican temperatura por arriba del promedio histórico).
- ❖ **Figura 17a.** Distribución vertical de la salinidad (intervalo 0.25 ups) en el transecto de SEDIMENTO II.
- ❖ **Figura 17b.** Distribución vertical de la anomalía de la salinidad (intervalo de contorno de 0.20 ups) en el transecto de SEDIMENTO II (valores negativos indican salinidad por arriba del promedio histórico).
- ❖ **Figura 18a.** Distribución vertical de salinidad en el transecto de SURPACLIP
- ❖ **Figura 18b.** Distribución vertical de la anomalía de salinidad en el transecto de SURPACLIP
- ❖ **Figura 19a** Diagrama T-S, hasta 500 m considerando todas las estaciones de los cruceros SEDIMENTO II (rojo) y SURPACLIP (negro), los límites corresponden a: AtSP-Agua tropical Superficial del Pacífico; AESP-Agua Ecuatorial Superficial del Pacífico; AEP- Agua Ecuatorial del Pacífico y AStSs-Agua Subtropical Subsuperficial (Badán, 1997).
- ❖ **Figura 19b.** Diagrama T-S, hasta 500 m considerando todas las estaciones de los cruceros SEDIMENTO II (rojo) y SURPACLIP (negro), los límites corresponden a: TSW(ATS)-Agua tropical Superficial; GCW(AGC)-Agua Golfo de California; CCW(ACC)-Agua de la Corriente de California, StSsW(ASstSs)-Agua Subtropical Subsuperficial y PIW(AIP)-Agua Intermedia del Pacífico (Portela et al, 2016).
- ❖ **Figura 20a.** Distribución vertical de masas de agua, AtSP (azul), AESP (verde), AEP (rosa) y AstSs (cian) de acuerdo con la clasificación de Badán (1997) en el transecto de SEDIMENTO II hasta los 500 m.
- ❖ **Figura 20b.** Distribución vertical de masas de agua, AtSP (azul), AESP (verde), AEP (rosa) y AstSs (cyan) de acuerdo con la clasificación de Badán (1997) en el transecto de SURPACLIP hasta los 500 m.
- ❖ **Figura 21a.** Distribución vertical del oxígeno disuelto (mL/L) para la campaña SEDIMENTO-II
- ❖ **Figura 21b.** Distribución vertical de la anomalía de oxígeno disuelto (mL/L) para SEDIMENTO II (intervalos de 0.5 ml/l).
- ❖ **Figura 22a.** Distribución vertical de oxígeno disuelto (mL/L) en transecto de SURPACLIP.

- ❖ **Figura 22b.** Distribución vertical de la anomalía del oxígeno disuelto (mL/L) para SURPACLIP, valores negativos están por debajo del promedio hitosrico (intervalo de contorno de 0.5 ml/L).
- ❖ **Figura 23a.** Distribución vertical de nitratos en el crucero SEDIMENTO II (intervalo de contorno de 5 μ M)
- ❖ **Figura 23b.** Distribución vertical de la anomalía de Nitratos (μ M) para SEDIMENTO II.
- ❖ **Figura 24a.** Distribución vertical del nitrato (μ M) para SURPACLIP
- ❖ **Figura 24b.** Distribución vertical de la anomalía de nitrato (μ M) durante el SURPACLIP (intervalo de contorno de 5 μ M).
- ❖ **Figura 25a.** Distribución vertical de Fosfatos (μ M) para SEDIMENTO II
- ❖ **Figura 25b.** Distribución vertical d la anomalía de Fosfatos (μ M) durante la campaña SEDIMENTO II
- ❖ **Figura 26a.** Distribución vertical de Fosfatos (μ M) durante el SURPACLIP
- ❖ **Figura 26b.** Distribución vertical de la anomalía de Fosfatos (μ M) para SURPACLIP.
- ❖ **Figura 27a.** Distribución vertical de Silicatos (μ M) en el crucero SEDIMENTO II.
- ❖ **Figura 27b.** Distribución vertical de la anomalía de Silicatos (μ M) para SEDIMENTO II.
- ❖ **Figura 28a.** Distribución vertical de Silicatos (μ M) durante SURPACLIP (Intervalo de contorno de 5 μ M).
- ❖ **Figura 28b.** Distribución vertical de la anomalía de Silicatos (μ M) durante la campaña SURPACLIP (intervalo de contorno de 5 μ M).
- ❖ **Figura 29a.** Distribución vertical de la proporción N:P para el transecto de SEDIMENTO II
- ❖ **Figura 29b.** Distribución vertical e la proporción N:P para el transecto de SURPACLIP
- ❖ **Figura 30.** Evolución temporal del Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés, Oceanic Niño Index) de la NOAA ilustrando los eventos de ENSO (naranja) y La Niña (azul). Se aprecia que 97-98 y 2015-2016 han sido los ENSO más intensos. Los valores mensuales medios móviles se pueden consultar en: https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php
- ❖ **Figura 31.** Gráficas comparativas de los perfiles de temperatura y salinidad de las campañas SEDIMENTO-II, SURPACLIP con los datos reportados para la zona por Filonov et al. (2003) en noviembre de 1996 y noviembre de 1997.

2 Introducción

El estudio de las variables oceanográficas físicas, químicas y biológicas, en el Pacífico Tropical Mexicano son y han sido de interés de investigación, ya que, pueden estar relacionadas con la influencia de la migración meridional de la zona de convergencia tropical que puede ser afectada cuando se presentan el fenómeno océano-atmósfera conocido como El Niño, esto sigue representando un reto actual para poder comprender las alteraciones y cambios en las condiciones climáticas de nuestro planeta relacionadas con el calentamiento global.

Una de estas interacciones dentro de la variabilidad climática se conoce como el fenómeno de “El Niño” al que se le conoce por los cambios en la temperatura en la superficie del mar y que afectan los patrones de lluvia influyen en la salinidad de las aguas, modificando también, por lo tanto, las condiciones ambientales en los ecosistemas marinos (Yin *et al.*, 1999) y El Niño - Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), que es propiamente la medida del fenómeno.

La principal expresión oceanográfica del fenómeno de El Niño es el incremento de las temperaturas superficiales en el pacífico tropical oriental, junto a las costas del continente americano (Cane, 1983). Esta aparición de agua cálida fue identificada por los pescadores peruanos siglos atrás; los Incas hablaban del “tinpu llatu” (tiempo caliente) para aludir al proceso que ocurría, sin intervalo fijo de aparición, y cuya intensidad dependía de la magnitud del desequilibrio que hubiese sembrado el hombre en la Pachamama (la madre tierra). Quienes le dieron el nombre de El Niño fueron los españoles, en referencia a las fiestas realizadas por estos a la llegada del niño Dios, y debido a que se observaba generalmente a finales de diciembre, cerca de la Navidad. (Philander, 1998; Ramage, 1986).

Lo que sabemos del fenómeno es que se inicia en el Océano Pacífico Tropical, cerca de Australia e Indonesia, alterándose la presión atmosférica en zonas muy distantes entre sí, se producen cambios en la dirección y en la velocidad

de los vientos y se desplazan las zonas de lluvia en la región tropical con pulsos hacia el este, a lo que se le conoce como Madden-Julian Oscillation (MJO, Madden y Julian, 1972) cuyo periodo es de 30 a 60 días (McPhaden, 1999).

El Niño, es recurrente y se presenta a intervalos variables, de entre dos a siete años (Allan *et al.* 1996; Markgraf and Diaz, 2000; Mat Collins *et al.*, 2010; Cane,1986) y se caracteriza por un incremento de temperatura en la superficie del mar lo que genera alteraciones en la evaporación, presentándose durante un período que va de doce a dieciocho meses (Chen *et al.*, 2004), este fenómeno incluye un incremento en la velocidad de la corriente ecuatorial, un aumento considerable del nivel del mar y el hundimiento de la termoclina hacia el Pacífico tropical oriental (McPhaden, 1993).

El nivel superficial del mar es, en consecuencia, aproximadamente medio metro más alto en Indonesia que frente a las costas de América, en particular de Ecuador y Perú. Además, la diferencia en la temperatura superficial del mar es de alrededor de 8° C entre ambas zonas del Pacífico (Cane,1986).

Debido a todas estas características que se presentan durante El Niño, este trabajo se basa en una serie de registros físico-químicos y análisis de nutrientes dos campañas oceanográficas realizadas en el Pacífico Tropical Mexicano una denominada SEDIMENTO-II que se realizó en un sentido Norte-Sur paralelo a la costa abarcando unos 1000 km, la otra campaña fue SURPACLIP abarcando un transecto de poco más de 900 km perpendiculares a la costa y que en conjunto abarcan aproximadamente una extensión de 1×10^6 de km² de distribución de las variables estudiadas en el Pacífico Tropical Mexicano, y así comprobar con estas si las anomalías generadas por este fenómeno de El Niño 1997-1998 estuvo afectando la distribución de parámetros físico químicos que son vitales en la distribución de la biota oceánica ya que estos cambios afectan a las poblaciones de peces, especialmente en las áreas del Pacífico americano y, por ende, a la actividad pesquera en ellas. Los cambios en la circulación atmosférica alteran el

clima global, con lo que se afectan la agricultura, los recursos hídricos y otras actividades económicas importantes en extensas áreas del planeta. (Zimmerman y Robertson 1985; Lipp *et al.*, 2001; Reyes-Bonilla *et al.*, 2002; Benson *et al.* 2002; Riascos., 2006; Yeh Sang-Wook *et al.* 2010).

Otra fase del ENSO se caracteriza en el océano por un calentamiento de las aguas superficiales y subsuperficiales (0-300m) en el Pacífico central y oriental, frente a las costas de Perú y Ecuador (Cane, 1983); mientras que en la atmósfera se caracteriza principalmente por un desplazamiento desde su posición normal, de los grandes sistemas de formación de nubes y ascenso de humedad del Pacífico Tropical Indonesio hacia el Pacífico Americano (Rasmusson y Wallace 1983).

Como vemos estas condiciones durante la presencia del “El Niño” puede generar el desplazamiento de la termoclina y la zona de mínimo oxígeno que es característica de esta región en el Pacífico Mexicano, con lo cual se altera la estructura biogeoquímica ocasionando cambios biológicos y ecológicos importantes en esta región.

El fenómeno de EN, se ha podido estudiar mejor en términos de su estructura hidrográfica por medio de registros *in situ* realizados utilizando boyas a lo largo del ecuador del programa TAO (Tropical Atmospheric Ocean), lo que ayudó a documentar los cambios que se presentaron durante El Niño 1997-1998 (Boss, 2000), que a su vez han servido para desarrollar y mejorar diferentes modelos que reproducen la complejidad del ENSO a través del tiempo (Gergis y Fowler 2009) y de suma importancia en el cambio del clima y en el calentamiento mundial (Camberlin *et al.* 2001; Mat Collins *et al.*, 2010; Sang-Wook *et al.* 2010).

Por todo lo anterior la importancia de este trabajo se da en el marco de conocer las condiciones de las anomalías hidrográficas y biogeoquímicas en el Pacífico Tropical Mexicano durante El Niño 1997-1998 y de esta manera contribuir de datos que se obtuvieron *in situ* y que hoy en día son importantes para seguir

alimentando a los modelos que generan las predicciones y posibles impactos dependiendo de la intensidad con la que se pueden presentar hoy en día este tipo de fenómenos alterando el sistema océano-atmosfera.

3 Antecedentes

Este trabajo se basa en una serie de registros y análisis realizados en dos campañas oceanográficas en el Pacífico Tropical Mexicano (PTM), en un año donde se presentó la fase cálida del fenómeno del ENSO 1997-1998. Este evento de ENSO fue inicialmente documentado por Cheyne (1997) y fue el primer evento global de este tipo que fue posible estudiar en paralelo con su desarrollo. Cheyne (1997), utilizando altimetría satelital, observó una anomalía en marzo de 1997 indicativa de la formación de un fenómeno de ENSO. La metodología que utilizó permitió detectar el cambio en el nivel medio de océano Pacífico, una de las pruebas de la presencia de un ENSO, como lo explica en detalle McPhaden (1999a; 1999b).

Otros elementos que se consideran es la diferencia de presión que se presenta en el este y oeste del Pacífico, entre Australia y el Pacífico Sur Central, entre Darwin y Tahití. Donde se considera un centro de baja y alta presión respectivamente; estos registros han llevado a la denominación de este fenómeno como el acoplamiento atmósfera-océano observado a través de la Océano Pacífico reconociendo estas tele-conexiones alrededor del mundo por Bjerknes (1966,1969,1972) (Figura 1).

En cuanto a la influencia que tiene el fenómeno hidrográficamente, tanto en un aumento de la temperatura y una baja en la salinidad para una parte de la costa del Pacífico mexicano, Filonov *et al.* (2003), Arntz y Valdivia (1985), Falkowski y Woodhead (1992) enfocan su atención en una serie de procesos que son vitales para las zonas productivas de los océanos, así como su posible influencia en la zona de mínimo oxígeno ZOM (De la Lanza y Galindo, 1989; García *et al.*, 2019 (Figura 2).

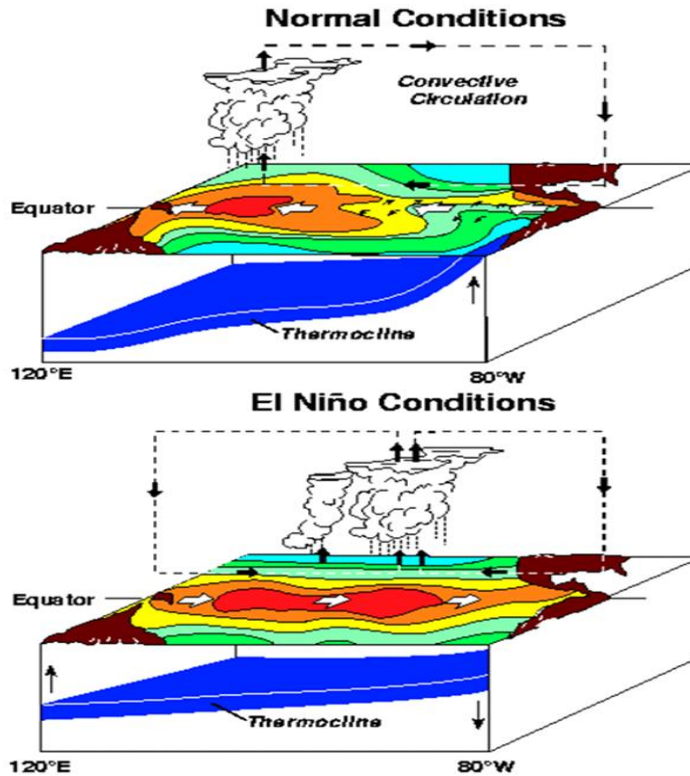


Figura 1. Esquema de las condiciones normales (No-Niño) y El Niño en el ecuador donde presentan los núcleos de evaporación y circulación, así como el comportamiento de la termoclina en cada caso. (tomado [http//noaa.org/](http://noaa.org/))

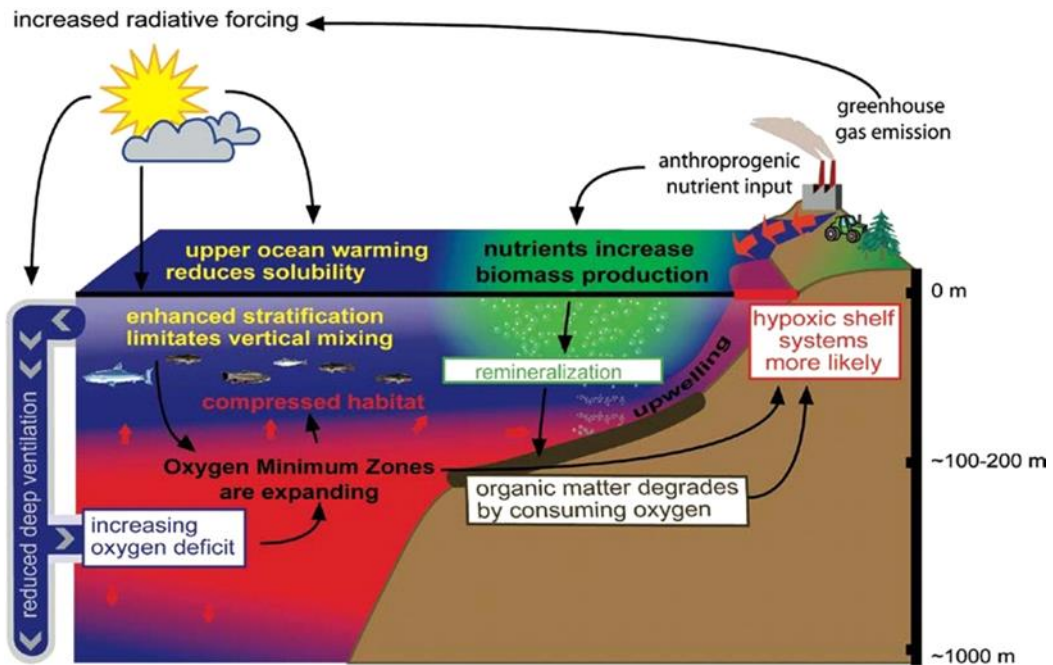


Figura 2. Esquema de la estrecha interacción entre la zona pelágica, con el mar abierto y el bentos, en un área de afloramiento con la zona de mínimo oxígeno (Tomado: NotasMarcelo Rivero 2020)

Es de esperarse que la presencia de este fenómeno de “EN” haya modificado de manera apreciable las dimensiones y características de la capa deficiente de oxígeno disuelto en el Pacífico mexicano, por lo que este es otro aspecto que sería importante evaluar durante este EN, para entender sus efectos sobre su distribución (Levitus y Boyer 1994; Sánchez-Pérez 2021).

De tal manera que la originalidad de este trabajo será el realizar el análisis de la estructura hidrográfica en la vertical hasta los 500 m de profundidad con información generada de dos campañas oceanográficas realizadas por el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, SEDIMENTOS II y SURPACLIP a bordo del B/O El Puma de la Universidad Nacional Autónoma de México, realizadas del 12 al 19 y del 20 al 25 de noviembre de 1997 respectivamente, año en el que se presentó la fase cálida del ENSO.

Para poder entender mejor el fenómeno del ENSO, se deben conocer los aspectos que lo conforman, ya que este se presenta debido a una serie de mecanismos que se reflejan en cambios de variables meteorológicas y físicas y que repercuten en las variables químicas, las que se explicarán en seguida para el mejor entendimiento de este fenómeno.

Los primeros estudios del fenómeno realizados con registros de las temperaturas en la parte superficial de océano datan del siglo XIX, ya que se tiene reportado el primero para los años de 1877 (Carranza, 1891).

En primera instancia el fenómeno fue catalogado como un evento que afectaba exclusivamente de manera local a las costas ecuatorianas en el cono sur, pasaron algunas décadas hasta que los científicos (Murphy 1926; Schott 1931) reconocieron, sobre todo con base en un análisis de 1925-26, la dimensión de las interacciones y el concepto de “EN” empezó a generalizarse en su amplio significado como fenómeno regional del clima. Después de un nuevo evento fuerte en el año 1957-58, éste se consolidó mundialmente en la bibliografía oceanográfica.

Hoy en día se tiene presente, que **ENSO** se extiende ampliamente más allá del marco del Pacífico, un gran cambio para un concepto, que hace 100 años sólo describía un evento anual de pequeña escala frente a la costa norte del Perú (Cane 1983; Philander 1998; Ramage 1986).

Para el estudio sistemático y comprensión de este fenómeno, se deben considerar que tocar dos aspectos fundamentales, que lo vuelven algo complejo.

3.1 Aspectos meteorológicos

Los vientos son una parte importante tanto en la generación como en el desarrollo del fenómeno de EN, a continuación, se explica este aspecto del movimiento atmosférico, que se conoce como circulación planetaria del aire, así como las interacciones generadas por la Oscilación Madden-Julian en la zona Austral del planeta (Madden y Julian 1972; Zhang y Gottschalk 2002).

Esta es causada por la diferencia horizontal de presiones, que a su vez se origina de la diferencia en densidad (peso específico) del aire y de la altura de la columna de aire. La densidad del aire depende de la temperatura y la presión atmosférica, lo que a su vez está relacionado con la cantidad de calor recibida por el suelo lo que está relacionado con el ángulo de incidencia de la radiación solar; el suelo se calienta y lo devuelve a la atmósfera, que es transmitido a las capas superiores a través de los procesos de convección y radiación. Así la Tierra experimenta una ganancia de calor en los trópicos y subtrópicos y pérdida en las latitudes mayores. Esta diferencia de temperatura provoca un intercambio entre los trópicos y las latitudes mayores, que se divide en tres celdas (Figura 3) (Reyes-Coca y Troncoso-Gaytán 2001).

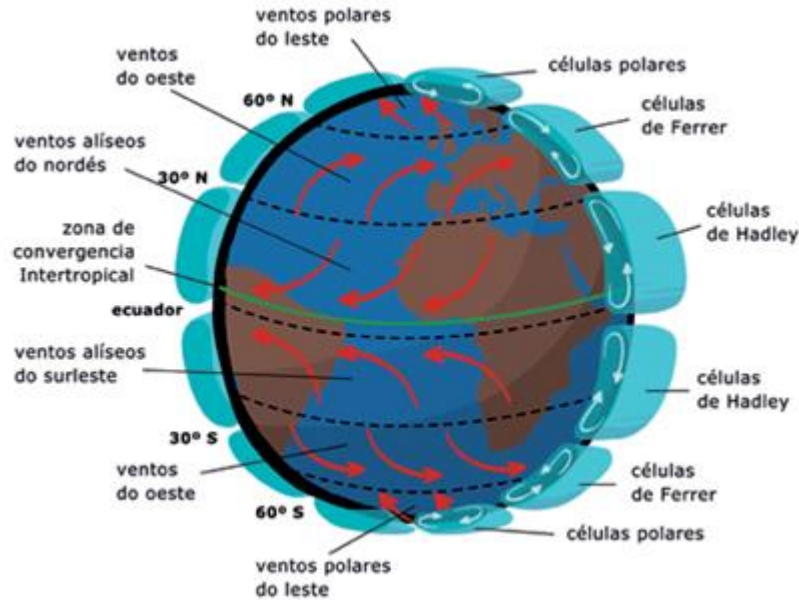


Figura 3. Circulación atmosférica meridional con masas de aire descendentes en los subtrópicos y masas ascendentes en los trópicos y a 60° de latitud. Tomado de <https://www.ceupe.com/blog/que-es-la-circulacion-atmosferica.html?dt=1663792852716>

En los trópicos se encuentran las llamadas celdas de Hadley con corrientes de aire hacia el ecuador, los vientos alisios, en la parte inferior de la troposfera y una corriente de aire en sentido contrario en dirección a los polos. Las celdas de Hadley de los hemisferios norte y sur se encuentran en la zona de convergencia intertropical, donde las masas de aire están forzadas a ascender por el calentamiento. Esto origina una abundante formación de nubes y fuertes lluvias. A causa de la distinta cobertura de tierra y agua en el hemisferio norte y sur, la Zona de Convergencia Intertropical no se sitúa exactamente en la línea ecuatorial, sino al norte de esta, en dirección a los polos las masas de aire descienden; una consecuencia son las áreas de alta presión y poca nubosidad de los subtrópicos.

En las latitudes medias las interrelaciones son más complicadas. Aquí debería ascender aire frío y descender aire más caliente en dirección a la línea ecuatorial. Esta es una contradicción termodinámica, su disolución se da con el movimiento de ondas planetarias que se reconocen como meandros enormes en

las capas altas de la atmósfera, se forman y trasladan las zonas de alta y baja presión. Para el entendimiento de esta situación se debe tomar en cuenta la rotación de la Tierra (fuerza de Coriolis). Se trata de una fuerza que desvía todas las masas de aire hacia la derecha, en el hemisferio norte y, hacia la izquierda en el hemisferio sur. Por su influencia estas masas de aire no se mueven de las zonas de alta presión a las de baja presión, sino paralelamente al gradiente de presión.

El gradiente de temperatura meridional de gran escala conduce a una circulación a lo largo de los paralelos latitudinales, lo que se manifiesta entre otras formas, como corriente de viento de deriva del oeste. Además, se forman celdas con un eje vertical, conocidas como zonas de alta y baja presión. En estas celdas ocurren movimientos verticales. En zonas de alta presión como las zonas subtropicales de alta presión se presenta una depresión de aire junto con un movimiento divergente a nivel del suelo (divergencia), mientras que en las zonas de baja presión ascienden masas de aire que convergen en el suelo (convergencia); en la zona de confluencia intertropical se reconoce en la distribución de la presión atmosférica como un conducto de baja presión entre las zonas subtropicales de baja presión, como valor medio de la circulación en zonas de alta y baja presión surge la celda de circulación meridional de las latitudes medias.

La magnitud de la fuerza de Coriolis depende de la latitud geográfica; alcanzando un máximo en los polos y descendiendo alrededor de cero en el ecuador, esta dependencia es la base de la naturaleza ondulante de las ondas planetarias que ocurren en el océano y en la atmósfera y pueden transmitir energía cinética a grandes distancias. Esto provee una clave importante para el entendimiento del efecto a gran escala en el desarrollo de un EN.

La reducción de la fuerza de Coriolis cerca del ecuador hace posible ahí un movimiento de aire, a la que se le da el nombre de circulación de Walker (Figura 4). Esta se sobrepone a la circulación de Hadley y corre paralela al ecuador, desde una presión alta a una baja sin ser desviada por la fuerza de Coriolis; la distribución

de la presión atmosférica en los trópicos, necesaria para la circulación de Walker, depende esencialmente de la temperatura del agua de la zona tropical.

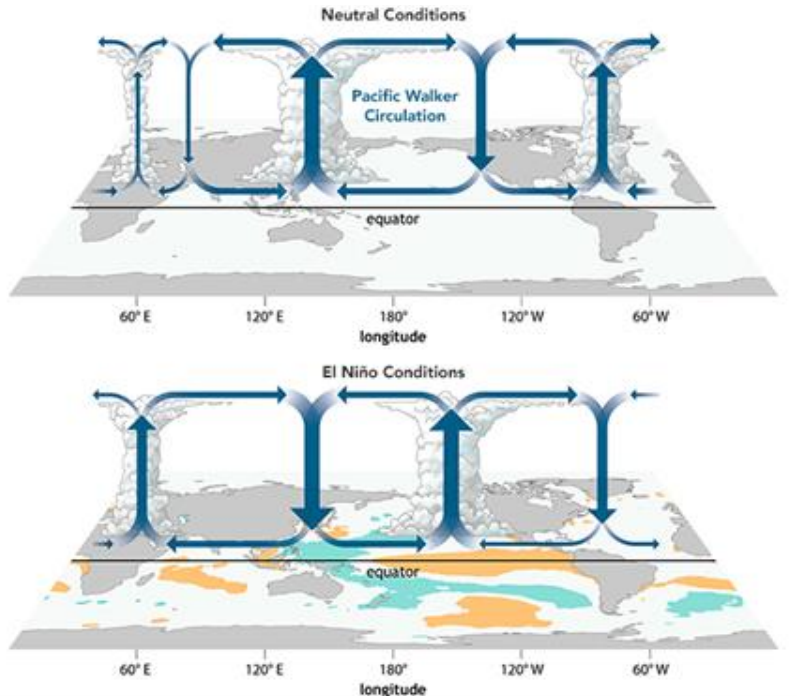


Figura 4. Esquema de la circulación de Walker: (arriba) épocas NN, (abajo) durante El Niño (Tomado de <https://cazatormentas.net/la-circulacion-celula-de-walker-el-companero-del-enso/>)

3.2 Aspectos oceanográficos

3.2.1 Afloramiento

La temperatura de las capas superiores de agua del océano, junto con la velocidad del viento, determinan el intercambio térmico entre océano y atmósfera. El océano recibe calor a través de la radiación solar incidente y por intercambio calórico con la atmósfera. La temperatura del agua en un punto no solamente se determina por intercambio calórico local, sino también por las corrientes que traen

agua de diferente temperatura. Esto se da por advección misma que puede ocurrir horizontal y verticalmente observados y modelados por Su y Neelin (2002).

El agua cálida tiene un peso específico menor que el del agua fría y posee una menor densidad. La densidad además de la temperatura depende de la salinidad y la presión, el agua que se enfría en la noche o en el invierno desciende debido a su mayor densidad; el agua que desciende se reemplaza por el agua ascendente, a este proceso se le llama convección; al contrario, las aguas que son calentadas por la radiación solar son más livianas y no descienden. El primer caso se llama estratificación inestable o lábil, mientras que el segundo recibe el nombre de estratificación estable.

Dado que las diferencias en la temperatura influyen en la densidad del agua, la termoclina coincide en la mayoría de los casos con la piconclina. Cuando se presentan diferencias de salinidad que no están correlacionadas con cambios de temperatura (hecho que ocurre con frecuencia en áreas marinas polares), se debe distinguir entre termoclina y piconclina.

Adicionalmente el intercambio de calor con la atmósfera y la mezcla turbulenta vertical, el balance calórico del océano está influenciado por la advección a través de las corrientes marinas. Las corrientes pueden ser impulsadas por el viento o causadas por gradientes de densidad. Igual que la mezcla también la transmisión de impulso ocurre por proceso turbulentos, estos producen que la columna de agua en la zona de la capa superficial esté influenciada por el viento con una velocidad que decrece con la profundidad.

No solo en la atmósfera, sino también en el mar, actúa la fuerza de Coriolis y desvía el movimiento del agua en el hemisferio norte a la derecha y en el hemisferio sur a la izquierda. Esto produce una dependencia del movimiento del agua con la profundidad en forma de una espiral, conocida como espiral de Ekman (Libes 1992; Merino 1992). Si se integra el transporte de agua verticalmente dentro de la capa

de Ekman, resulta un transporte neto exactamente perpendicular al viento. Por ejemplo, si el viento en la costa peruana soplara al norte movería las aguas superficiales al oeste hacia el océano Pacífico.

La teoría de Ekman ha contribuido ampliamente a explicar los procesos de afloramiento; estos a su vez son la causa de la aparición de las áreas de agua fría en la región subtropical en las costas del oeste de los continentes y a lo largo del ecuador. En las regiones costeras de afloramiento que se encuentran sobre todo en los subtrópicos, los vientos alisios soplan predominantemente o con una componente importante paralelos a la costa. En el hemisferio sur, en donde el transporte de Ekman ocurre a la izquierda del viento, los vientos alisios del sureste frente a las costas del suroeste de América y África generan un transporte de agua hacia fuera de la costa y con eso obliga a las aguas profundas a subir (Figura 5a). En el hemisferio norte la fuerza de Coriolis origina una desviación a la derecha y las regiones de afloramiento frente al noroeste de África y América son originadas por los vientos alisios del noreste.

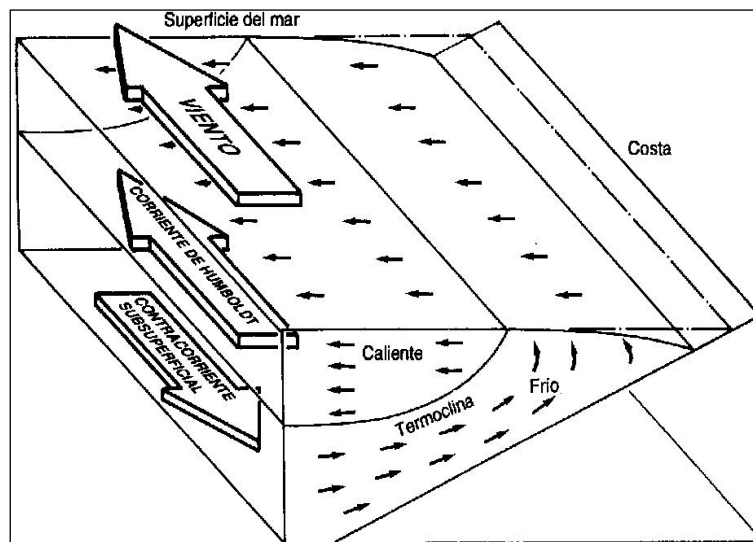
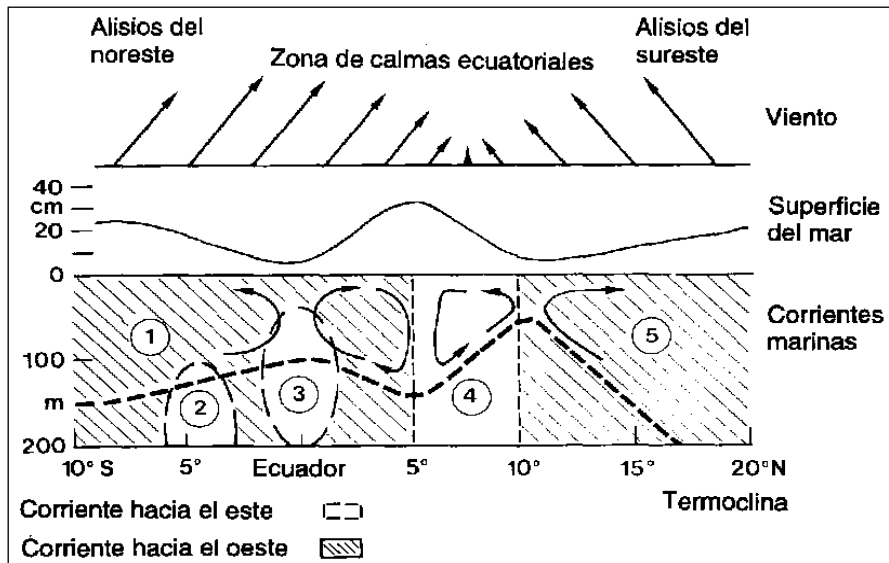


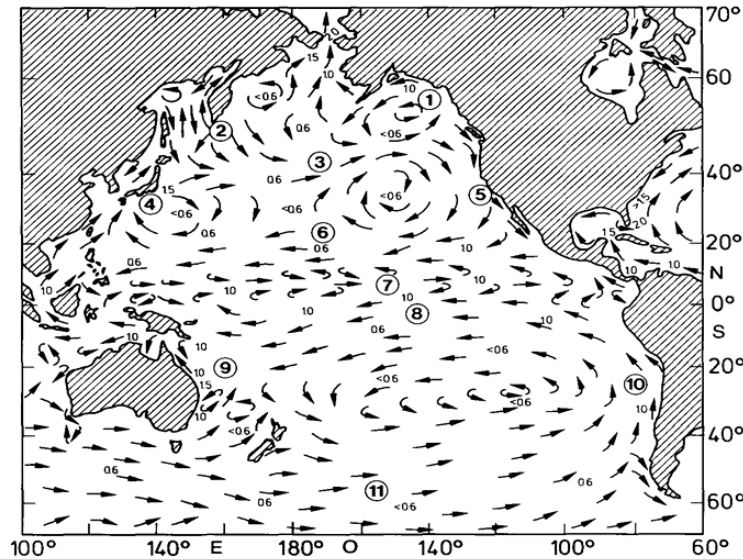
Figura 5a. Afloramiento costero frente a la costa occidental de Suramérica. La superficie del mar se inclina hacia la costa y la termoclina se eleva, generando un transporte de aguas frías hacia la superficie. Debajo de la corriente de Humboldt, paralela a la costa, existe una Contracorriente Subsuperficial.



1. Corriente Sur Ecuatorial
2. Contracorriente Sur Ecuatorial
3. Corriente Ecuatorial Subsuperficial
4. Contracorriente Norecuatorial
5. Corriente Norecuatorial

Figura 5b. Esquema del sistema de corrientes cerca al ecuador. El sistema de vientos causa declives de la superficie del mar. Los gradientes de presión resultantes se encuentran en equilibrio con las corrientes.

Debido al transporte de Ekman hacia mar abierto, se origina una depresión de la superficie marina frente a la costa (Figura 5b). Esto genera un gradiente de presión hacia la costa, dado que predomina en el mismo nivel de profundidad una mayor presión debajo de la columna de agua de mayor nivel, este gradiente ocasiona dos situaciones; 1) debajo de la capa directamente empujada por el viento, conduce a una corriente de compensación hacia la costa, lo cual provoca el afloramiento; 2) si este declive de la superficie y el gradiente de presión persiste por un periodo de tiempo más largo (acción de los alisios), entonces la fuerza de Coriolis origina la formación de una corriente perpendicular al gradiente de presión es decir, a lo largo de la costa.



1. Corriente de Alaska, 2. Oyashio, 3. Corriente del Pacífico Norte, 4. Kuroshio 5. Corriente de California, 6.-Corriente Norecuatorial, 7.- Contracorriente Norecuatorial, 8. Corriente Surecuatorial, 9. Corriente Australiana del Este, 10. Corriente de Humboldt, 11. Corriente Circumpolar Antártica.

Figura 6. Corrientes marinas superficiales del Océano Pacífico (velocidad en nudos) .(U.S. Navy 1977)

Esto explica cómo los vientos paralelos a la costa y la fuerza de Coriolis pueden generar una corriente paralela a la costa. Como ejemplos tenemos la Corriente de Humboldt, la de Benguela, de las Canarias y la Corriente de California (Figura 6).

Las áreas de afloramiento son las más productivas ya que al haber un flujo de nutrientes hacia la capa eufótica el fitoplancton se ve favorecido. En el mar la luz penetra solamente en la capa superior de la columna de agua, en la llamada zona eufótica, ahí es donde el fitoplancton toma los nutrientes disueltos que hay en el agua, después se sedimenta al morir y los nutrientes acumulados desaparecen de la zona luminosa. Durante la sedimentación las partículas son descompuestas por las bacterias y los nutrientes se disuelven de nuevo en el agua, por lo tanto, las aguas frías subsuperficiales generalmente contienen más nutrientes que las aguas cálidas de la capa superficial y el afloramiento devuelve las aguas subsuperficiales a la capa eufótica y la posibilidad de producción fitoplanctónica como base de gran parte de las tramas alimenticias en el océano.

3.2.2 La termoclina ecuatorial

El agua se transporta al oeste a través de los océanos por medio de las corrientes nor y surecuatoriales impulsadas por los vientos alisios, durante su recorrido toma calor progresivamente por la radiación solar; la temperatura del agua superficial se incrementa entonces de este a oeste y también la profundidad de la capa superficial se incrementa.

El transporte de agua hacia el oeste produce una elevación del nivel del mar de cerca de 40 cm, el declive de la superficie marina está sujeto a cambios que son impuestos por la variabilidad del campo del viento (Figura 7). Si los vientos alisios son extremadamente fuertes, los declives se hacen más grandes, tanto de la superficie como de la termoclina, mientras que si los alisios son débiles, los declives disminuyen.

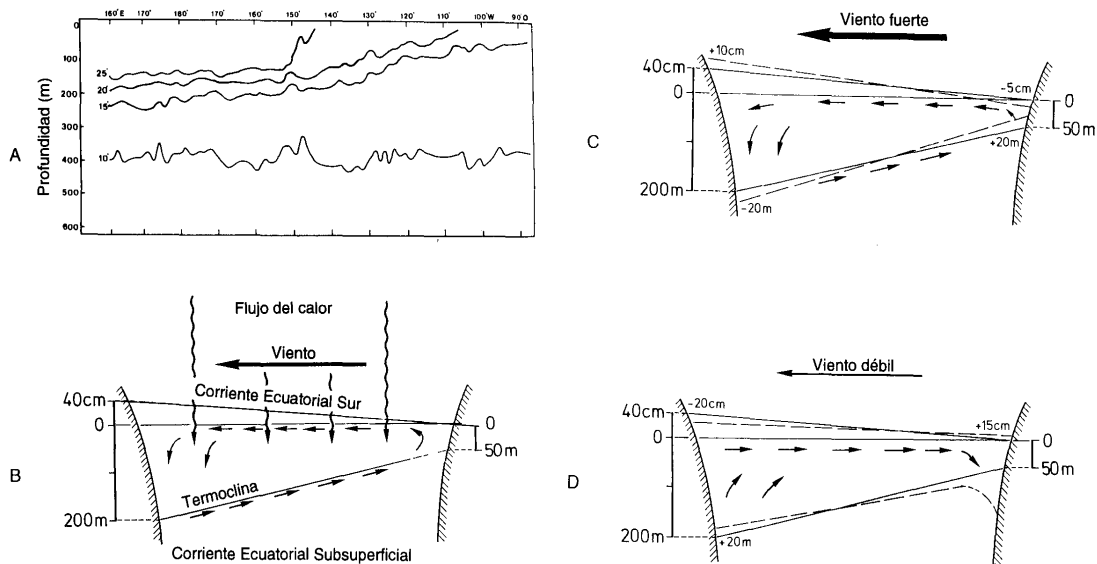


Figura 7. A) Sección vertical de la temperatura con base en mediciones en el ecuador: ilustración esquemática del efecto de los vientos sobre la circulación y la inclinación de la superficie del mar y de la termoclina, B) promedio, C) durante alisios fuertes y D) durante vientos alisios débiles. (Según Colin *et al.* 1971 y Wyrтки 1982)

La fricción proporciona energía cinética para una fuerte mezcla turbulenta, de ahí que en el océano tropical se encuentra debajo de la termoclina con una capa con poca variación de temperatura, llamada capa termoestática (Figura 8), la que a su vez está separada por otra termoclina de la zona de aguas frías profundas.

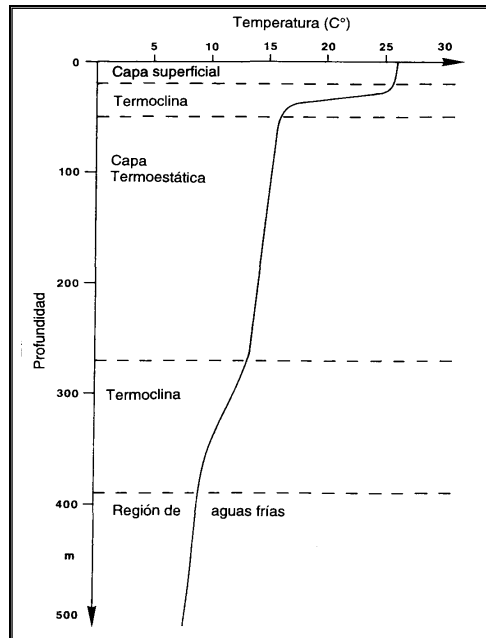


Figura 8. Perfil de la temperatura en el océano tropical.

3.2.3 Ondas ecuatoriales en el océano

La respuesta del océano a los cambios en los vientos es en forma de ondas de gran extensión, que se propagan mucho más rápido de lo que puede fluir el agua.

En el océano ecuatorial la información del declive superficial se transmite por un tipo de ondas llamadas ondas de Kelvin ecuatoriales, mismas que están asociadas a las variaciones del nivel del mar, que son fuertes en el ecuador (Figura 9). Al norte y al sur esta desviación (elevación o declive) disminuye en forma de una curva exponencial.

La velocidad de propagación de las ondas de Kelvin en la superficie del mar depende de la profundidad y de la fuerza gravitacional; en el océano Pacífico una onda de Kelvin requiere alrededor de 2 meses para transferir el cambio de altura del nivel del mar desde Indonesia hasta América (LeBond y Mysak 1978). Hoy en día es posible medir las fluctuaciones del nivel del mar con aparatos de radar especiales a partir del satélite, con los que se pueden observar las ondas de Kelvin como elevaciones de la superficie del mar que avanzan hacia el este, de estas observaciones es posible determinar la velocidad de propagación de la onda alrededor de 2.5 m s^{-1} hacia el este con una amplitud de 10 a 20 cm.

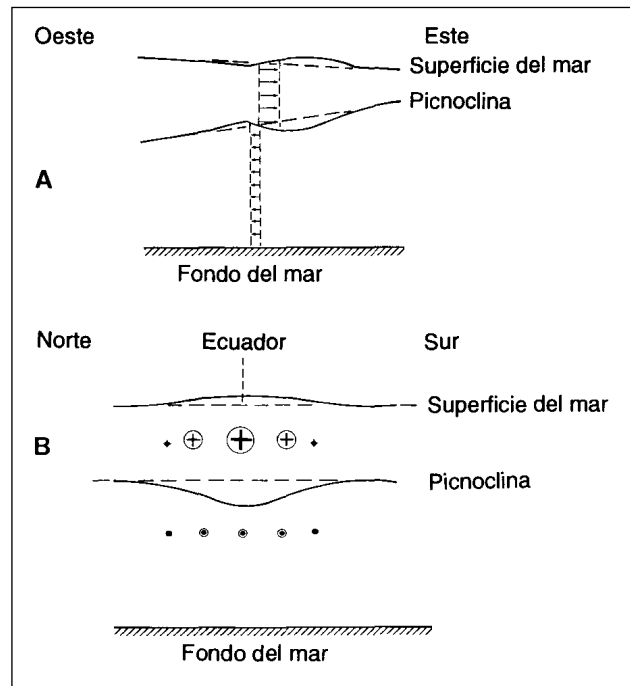


Figura 9. Esquema de una Onda Kelvin ecuatorial en un corte a lo largo de la línea Ecuatorial (A) y perpendicular a la misma (B). La cresta de onda que avanza hacia el este causa una elevación del nivel del mar y un hundimiento de la piconoclina, que se combinan con gradientes de presión. Como consecuencia del impacto de la fuerza de Coriolis se incrementa la corriente hacia el este (+) por encima de la piconoclina y la corriente hacia el oeste (-) por debajo de la misma (Según Mysak 1986.)

Los registros de viento en el Pacífico oeste demuestran que la aparición de una cresta de la onda con vientos del oeste ecuatoriales induce, muchas veces, ondas de Kelvin, las que aún tienen influencia en el nivel del mar a una distancia de miles de kilómetros, en estos casos se habla de un efecto a distancia o teleconexión (Alexander *et al.* 2002).

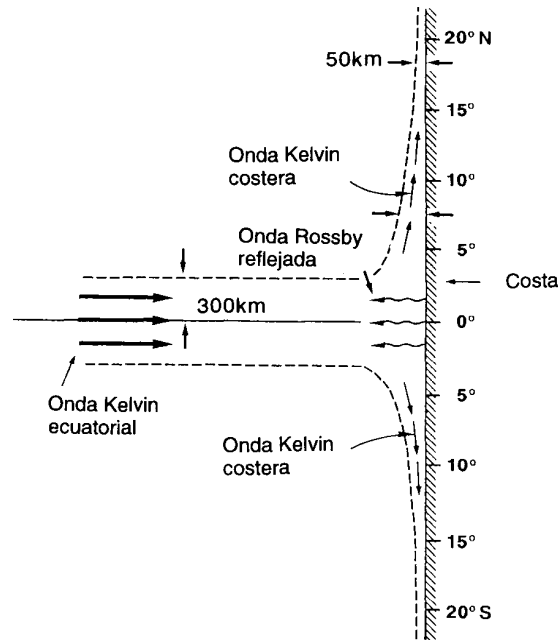


Figura 10. Esquema idealizado del impacto de una onda de Kelvin Ecuatorial. Transformándose en ondas de Kelvin costeras que se propagan hacia los polos, conducidas por la costa, y ondas Rossby que se propagan hacia el oeste. (Según Mysak 1986)

Al igual que en la atmósfera, también en el océano hay ondas planetarias, llamadas ondas de Rossby, que se propagan hacia el oeste con una velocidad de 1/3 de las ondas de Kelvin, una parte de la energía de estas ondas, que llegan al borde oeste de los continentes, se refleja como ondas de Rossby ecuatoriales, el resto se propaga al norte y sur como ondas de Kelvin costeras (Zhang y Gottschalck, 2002) (Figura 10). En su propagación influye la topografía del lecho marino (Figura 11), la transición de la plataforma somera a mayores profundidades también puede afectar retardando el movimiento de la onda.

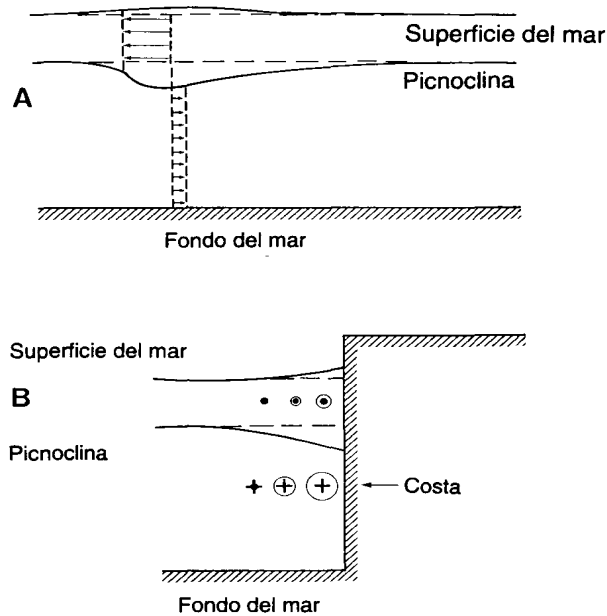


Figura 11. Esquema de una onda de Kelvin propagándose hacia el polo en el hemisferio sur, en secciones paralelas (A) y perpendicular a la costa (B). La cresta de la onda causa una elevación del nivel del mar y un hundimiento de la pycnoclina. Con este declive superficial se genera un gradiente de presión, que, debido al efecto de Coriolis, genera una corriente en dirección hacia el polo, por encima de la pycnoclina y una corriente en dirección al ecuador, por debajo de la misma (Mysak 1986).

3.2.4 La oscilación del Sur y la circulación de Walker

En un laborioso trabajo el inglés Sir Gilbert Walker reunió durante más de 30 años las relaciones entre las condiciones meteorológicas en muy diversas regiones del planeta y las evaluó estadísticamente, de las numerosas relaciones investigadas resultaron dos correlaciones en el hemisferio norte (Oscilación del Norte) y una en el sur (Oscilación del Sur, OS) que era la más significativa.

Los conceptos de Walker fueron tomados por el holandés Berlage en 1957 donde nuevamente mediante cálculos de correlación estableció las relaciones para las variaciones de la presión atmosférica con base en series de mediciones considerablemente más largas, donde encontró que la presión atmosférica aumenta en el Pacífico Suroriental, cuando disminuye en el sureste de Asia (Figura 12). Este movimiento de vaivén (feedback) se origina por un desplazamiento de las masas de aire y el índice de oscilación del sur (IOS) describe la situación

correspondiente a la distribución de la presión atmosférica en la superficie del mar, y se calcula como la diferencia de la presión atmosférica entre Tahití y Darwin; los valores positivos de IOS indican predominio de una presión atmosférica alta en Tahití y baja en Darwin, mientras que valores negativos de IOS indicarían una situación opuesta (Figura 13).

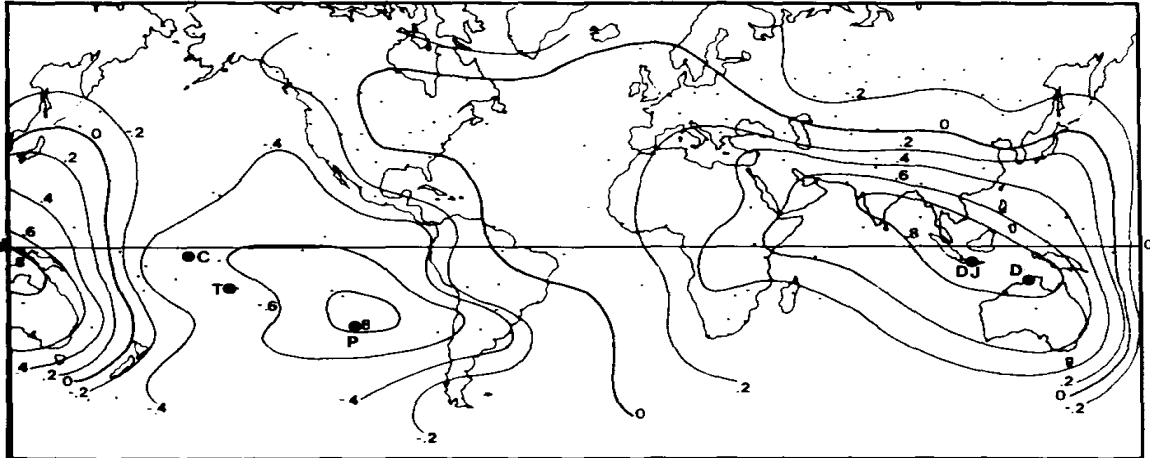


Figura 12. Correlación de la anomalía anual de la presión atmosférica en diferentes localidades del Océano Pacífico con la de Djakarta, Indonesia. Valores negativos significan, por ejemplo, durante periodos de alta presión atmosférica en el Pacífico, la presión en el Índico presenta registros bajos. (DJ) Djakarta, (D) Darwin, (P) Isla Pascua, (T) Tahití, (C) Isla de Canton. (Según Berlage 1957).

Junto a las variaciones de la presión atmosférica también aparecen fluctuaciones de otros parámetros meteorológicos, así una presión atmosférica alta en el Pacífico y una baja en el Índico, provocan pocas precipitaciones en el Pacífico y fuertes lluvias en el océano Índico, en ambas regiones bajo estas condiciones se registran temperaturas relativamente bajas. Con valores negativos del IOS se observan anomalías de temperatura en la costa peruana.

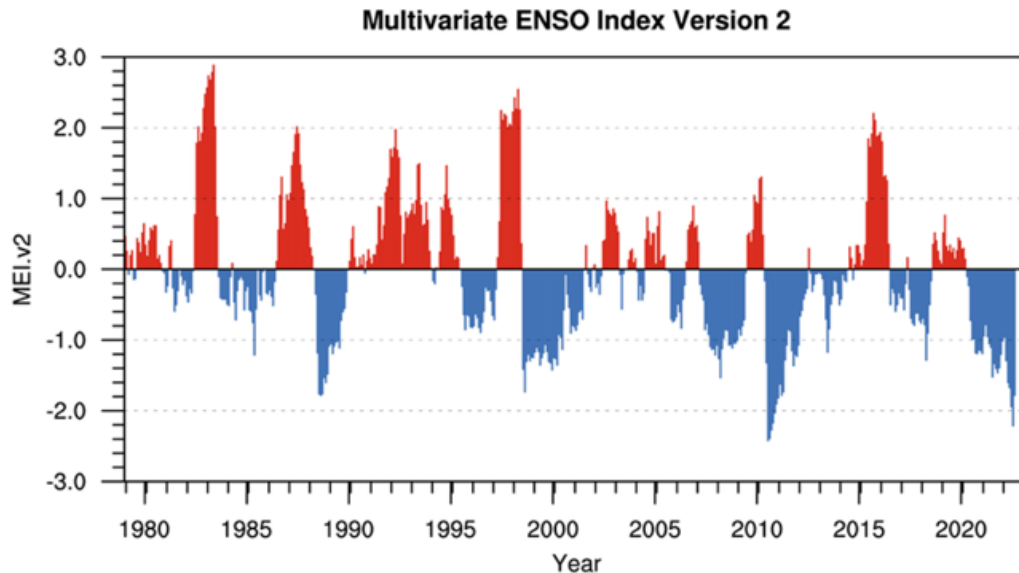


Figura 13. Índice Multivariado ENOS (MEI).

En 1969 el meteorólogo J. Bjerknes reconoció las fluctuaciones entre la atmósfera y el océano y para explicar estas relaciones formuló una hipótesis sobre la circulación atmosférica de los trópicos, que se basa en la observación de que el Pacífico Oriental Tropical es relativamente frío (comparado con el Pacífico Occidental Tropical) porque se alimenta de aguas que provienen de afloramientos costeros. Esto tiene como consecuencia que también el aire en esta región sea frío y seco. Teniendo una corriente de aire en dirección hacia el oeste, se va calentando y absorbiendo cada vez más humedad, además de que va ascendiendo. Una parte fluye en dirección hacia los polos y forma la celda de Hadley, la otra porción se mueve a la altura del ecuador, de regreso hacia el este y desciende de nuevo (Figura. 3). Esta circulación atmosférica a lo largo del ecuador es lo que se conoce como circulación de Walker. La variación de esta circulación ocasiona el movimiento de vaivén de las masas de aire, que se observan como Oscilación del Sur (OS).

4 Justificación y pregunta de estudio

A raíz de la evidencia de la presencia del fenómeno de EL Niño a finales de 1997, la Comisión Académica de los Buques Oceanográficos (CABO) de la UNAM decidió apoyar de manera expedita la realización de una serie de campañas oceanográficas en el buque Oceanográfico “El Puma”, dirigidas por miembros de la comunidad académica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, para documentar los cambios oceanográficos que estaban ocurriendo en la región del Pacífico Mexicano durante este fenómeno, y que se realizaron de manera subsecuente.

Este trabajo se basa en el análisis de los registros hidrográficos y biogeoquímicos realizados en dos de estas campañas oceanográficas en el Pacífico Tropical Mexicano (PTM), durante el fenómeno de ENSO 1997-1998, denominadas SEDIMENTO II y SURPACLIP, que se efectuaron durante noviembre de 1997 en la región ubicada entre la costa de Sinaloa a Guerrero, y de Guerrero a las Islas Clipperton.

La pregunta que se planteó en dicho análisis fue: dado que el fenómeno El Niño está caracterizado por el calentamiento superficial en Océano Pacífico, ¿en qué medida alterará este fenómeno las variables hidrográficas y biogeoquímicas, los nutrientes y la zona de mínimo oxígeno en el Pacífico Central Mexicano, en relación con las condiciones promedio?

5 Objetivo General

Observar y cuantificar las anomalías en la estructura térmica y otras variables clave (salinidad, nutrientes y oxígeno disuelto), para identificar el alcance de El Niño en el Pacífico Tropical Mexicano en la vertical hasta los 500 m en noviembre de 1997.

5.1 *Objetivos Particulares*

-Estudiar la distribución vertical de temperatura hasta los 500 m de profundidad.

-Evaluar la distribución en la vertical de la salinidad hasta los 500 m de profundidad-Analizar la distribución vertical de la concentración de oxígeno disuelto hasta los 500 m de profundidad.

-Evaluar la distribución vertical de las concentraciones de nutrientes (nitrato nitrato, fosfatos y silicatos) hasta los 500 m de profundidad.

-Evaluar, para cada una de las variables anteriores, sus anomalías a distintas profundidades durante noviembre de 1997, comparándolas con sus valores históricos promedio durante esta época del año, disponibles para la región en los Atlas Oceanográficos de la NOAA, para documentar el impacto subsuperficial del ENSO 97-98 en el Pacífico Tropical Mexicano.

6 Área de estudio

El área de estudio está comprendida en el Pacífico Tropical Mexicano (figura 14), entre los 10° y 23° N y 18° y 100° W. Se distinguen dos regiones, la primera de ellas de carácter costero, localizada entre Mazatlán, Sin. y Acapulco, G., mientras que la segunda región de tipo oceánica se ubicó entre Acapulco y las Islas Clipperton.

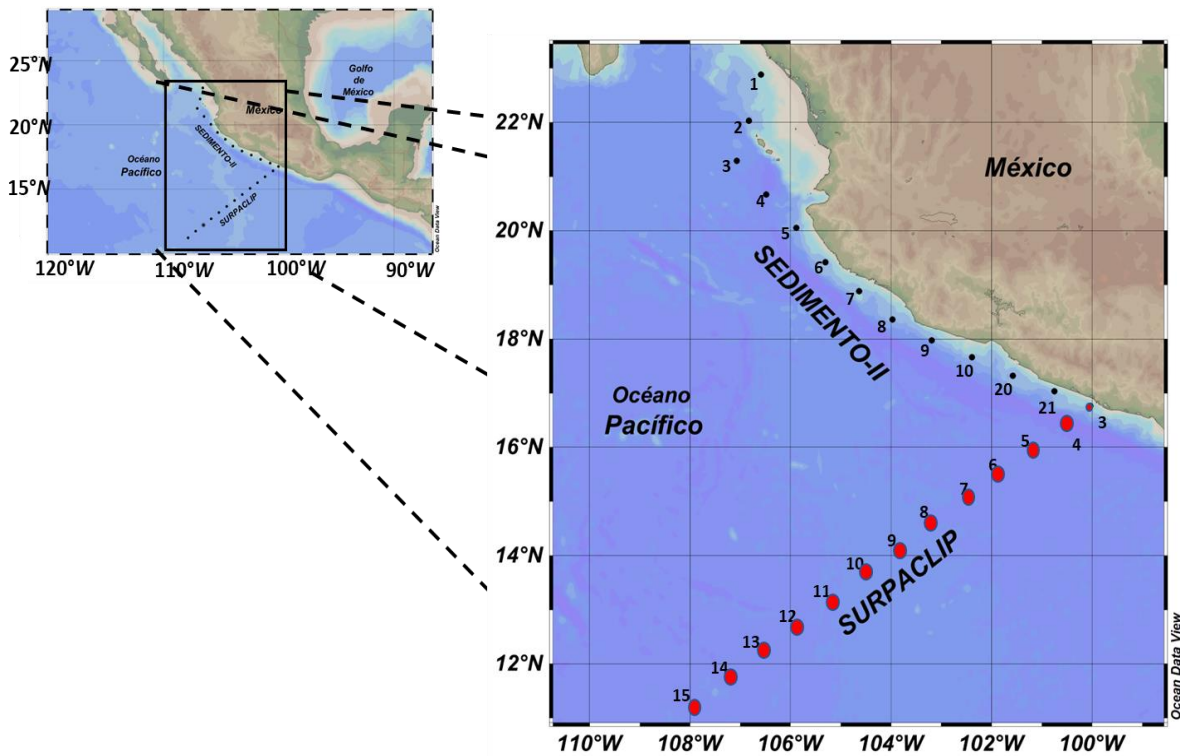


Figura 14. Localización del área de estudio con ubicación de las estaciones de los crucesos SEDIMENTO-II y SURPACLIP.

7 Materiales y métodos

En los primeros meses del año de 1997, se consideró que se estaba desarrollando las condiciones para un nuevo El Niño, como bien lo advirtió las medidas de altimetría satelital documentadas por Cheney 1997, donde estimo que los cambios de nivel eran tan altos como los que se observaron durante el desarrollo de El Niño de 1982-1983, siendo así, respondiendo a las acciones institucionales solicitadas por el director del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, el Dr. Martín Merino se dio a la tarea de proponer un proyecto “Condiciones hidrográficas en el Pacífico Mexicano durante “El Niño” 1997-1998” que sometió a la CABO, para poder conocer posibles cambios hidrográficos que podrían darse en la presencia de ENOS, en la región del Pacífico Tropical Mexicano, proponiendo así un plan de muestreos y determinaciones analíticas coordinando así estos esfuerzos con los investigadores encargados de dos campañas oceanográficas ya calendarizadas para realizarse en noviembre de 1997 a realizarse en el Pacifico Tropical Mexicano.(figura 14).

De esta forma se emplearon los datos generados durante dos campañas oceanográficas organizadas por el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, realizadas en el B/O El Puma de la Universidad Nacional Autónoma de México durante el mes de noviembre de 1997, para estudiar el ENSO 97-98. La primera, denominada SEDIMENTO II, se realizó bajo la Jefatura de Crucero del Dr. Arturo Carranza-Edwards con un derrotero paralelo a la costa entre los estados de Sinaloa y Guerrero del 12 al 19 de noviembre de 1997. La segunda, denominada SURPACLIP, realizada inmediatamente después, del 20 al 25 de noviembre de 1997 bajo la Jefatura de Crucero de la Dra. Vivianne Solís-Weiss, partió perpendicular a la costa de Guerrero hasta las Islas Clipperton.

La información generada es de suma importancia ya que este fenómeno fue junto con el de 1982-1983 de los más grandes del siglo XX, he inclusive con mas impacto que el más reciente de estos presentado en 2015-2016, conocido como “El Niño-Godzilla”.(Coria *et al*, 2018).

7.1 Temperatura, salinidad y oxígeno disuelto

Se obtuvieron registros de parámetros hidrográficos (temperatura, salinidad, presión y oxígeno disuelto) mediante un CTD Neil Brown en una red de aproximadamente 51 estaciones oceanográficas, cubriendo una parte costera y una profunda del Pacífico Mexicano. Se seleccionaron aquellas estaciones que tuvieron los datos más completos para su análisis, trabajándose con las 25 estaciones más completas para obtener las distribuciones verticales.

Los datos de oxígeno registrados por el CTD fueron corregidos utilizando información de determinación analítica mediante el método de Winkler realizado a bordo en ambas campañas oceanográficas. Los datos de salinidad se utilizaron con la calibración programada en el CTD, considerándose adecuada, en virtud de que los datos obtenidos se observan con valores propios para el área de estudio del Pacífico.

Se agruparon los datos por estaciones y crucero en bases de datos que se realizaron en Excel, unos gráficos fueron realizados mediante los programas Ocean Data View y Surfer 10.0 para obtener, por medio de interpolación, la distribución de oxígeno, temperatura y salinidad. Se utilizaron dos tipos de interpolación, Kriging y triangulación lineal, dependiendo de la cantidad y distribución de los datos de cada parámetro.

La hidrografía regional se analizó mediante la distribución de temperatura y salinidad, hasta los 500 m de profundidad. Las masas de agua se identificaron por medio de diagramas T-S y la clasificación propuesta por Badán (1997) con base en el compendio clásico de Sverdrup *et al.* (1942) y el artículo de síntesis muy completo de Wyrski (1967) (Grafica 1). Asimismo, se consideró para los diagramas T-S la nueva clasificación de masas de agua de Portela (2016). Se realizaron asimismo gráficos que delimitan las masas de agua encontradas por transecto para complementar la documentación de su distribución en la zona durante este estudio.

7.2 Nutrientes

Los análisis de nutrientes (nitrato, nitrito, fosfatos y silicatos) fueron realizados en el laboratorio de Biogeoquímica Acuática del ICML, mediante un analizador de flujo segmentado marca Skalar modelo San System++, utilizando las técnicas colorimétricas propuestas por (Hansen and Koroleff, 1999) para agua de mar. Los límites de detección con estos métodos son los siguientes: 0.1 μM para el nitrato, 0.02 μM para el nitrito, 0.04 μM , 0.05 μM para fosfatos y 0.1 μM para los silicatos.

Ya con los resultados se procedió a evaluar los datos, para agruparlos en tablas de datos en Excel y compararlos con respecto al promedio histórico de esta área del Pacífico Mexicano, así como su análisis en gráficos de distribución vertical con el programa Ocean Data View y Surfer 10.0, utilizando los datos hasta 500 m de profundidad, esto es importante para observar la distribución en secciones verticales. De igual manera que en el caso de la temperatura, salinidad y oxígeno disuelto se utilizaron dos tipos de interpolación, Kriging y triangulación lineal, optimizando las condiciones de interpolación hasta obtener interpolaciones sin aberraciones, en función de la densidad y distribución de los datos de cada nutriente.

7.3 Cálculo de anomalías

Para determinar la magnitud de las anomalías que presentó cada uno de los parámetros determinados, se restaron a los valores obtenidos durante estas campañas los valores promedio para la época del año, específicamente, para el mes de noviembre, las cuales están reportados por la NOAA en su Atlas NERDIS Volumen 2, 3 y 4 (Levitus y Boyer 1994) y en el World Ocean Data-1998 (WOD98).

Esta sustracción se realizó a la escala espacial a la que están integrados los datos de estas bases de datos, que es cada 1 grado de latitud por 1 grado de longitud, promediándose todos los datos de cruceo disponibles dentro de las áreas de cada uno de los cuadrantes de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitud y longitud respectivamente, para a dicha media sustraerles el promedio histórico reportado para cada uno de estos intervalos espaciales en Levitus y Boyer (1994) y World Ocean (1998). Posteriormente, se graficaron las distribuciones espaciales de dichas anomalías con el mismo software y condiciones que para los parámetros en sí, y con ellas se llevó a cabo el análisis y discusión de los resultados para todos los parámetros descritos.

8 Resultados y discusión

8.1 Temperatura

La temperatura y la salinidad son los parámetros fundamentales para la caracterización de las masas de agua, por lo que su distribución y sus anomalías en noviembre de 1997 en presencia de ENOS es de particular interés.

En la sección vertical de temperatura registrada en la campaña SEDIMENTO-II se observó que la temperatura fue de 29°C de los 25 a los 50 m de profundidad entre la estación 3 y la 21, y se presentó un núcleo de agua cálida de 30°C desde la superficie hasta cerca de los 50 m de profundidad entre la estación 1 y 3, a partir de esta última, la temperatura disminuye a 29 °C hacia la superficie (Figura 15a).

La isoterma de 20°C se ha utilizado para identificar el desplazamiento de las ondas de Kelvin (Chávez *et al.*, 1999). Esta isoterma se observó en el transecto a aproximadamente los 100 m de profundidad, de tal forma que en este caso la isoterma tuvo un hundimiento de 60 m comparado con datos observados en 1996, 1997 y 1998 por Filonov *et al.* (2003). A partir de aquí se observa el cambio de los 20°C a los 15°C entre los 125 m y 150 m de profundidad, así como el gradiente de temperatura más drástico entre los 150 y los 450 m.

La anomalía térmica durante la campaña SEDIMENTO II se muestra en la figura 15b, en la cual se puede observar que, a lo largo del transecto y desde la superficie hasta prácticamente los 100 m de profundidad, se presentó una anomalía de entre 3 y 6 °C por arriba del valor promedio histórico para esta región costera del Pacífico. En la parte más septentrional del transecto, se encontraron dos pequeños núcleos con condiciones extremas de anomalía de hasta 9°C arriba del promedio. Por debajo de los 150 m y hasta los 500 m de profundidad las anomalías térmicas son menores por lo que la distribución térmica en profundidad no difiere apreciablemente del promedio de la región en esta época del año.

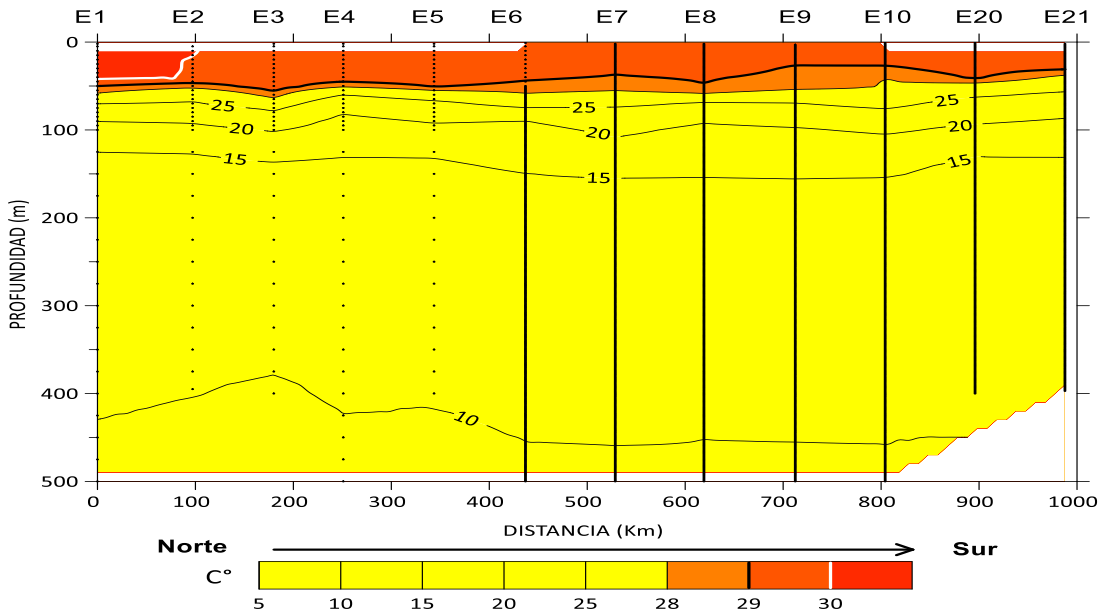


Figura 15a. Distribución vertical de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en la campaña SEDIMENTO-II (intervalos de contorno de 5°C)

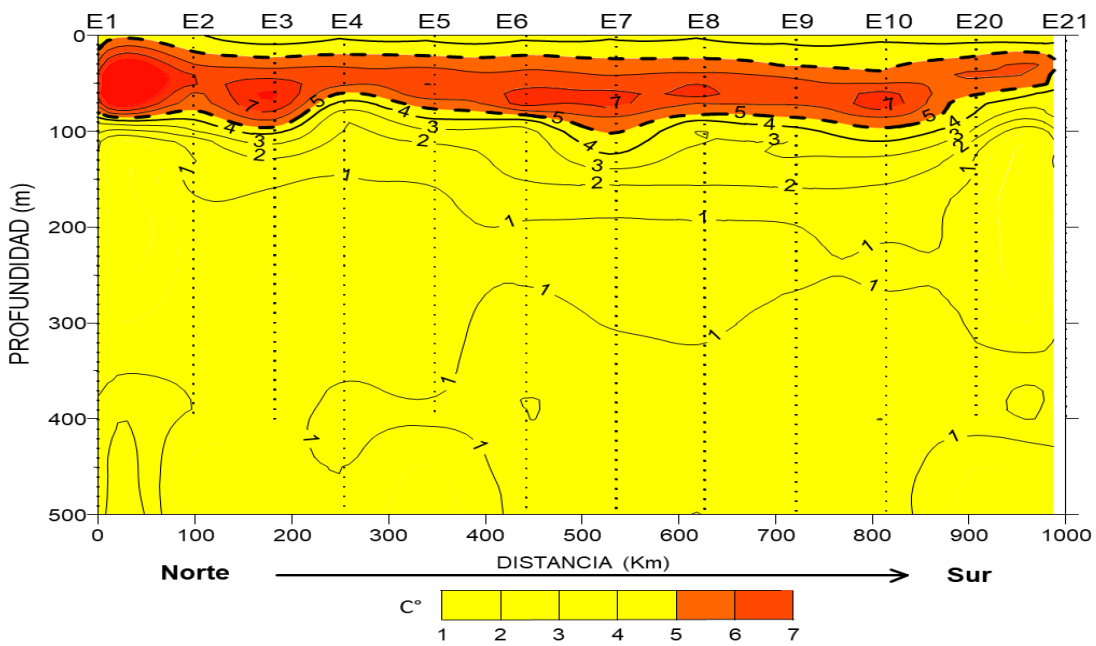


Figura 15b. Distribución vertical de la anomalía de temperatura observada en el crucero SEDIMENTO-II (intervalos de contorno de 1°C , valores positivos indican temperatura por arriba del promedio histórico).

Asociada a esta distribución se estimó una acumulación de calor como energía de 15.3GJ/m^2 en los primeros 150 m de la columna de agua, lo cual es claramente mayor al valor correspondiente a enero de 1996 de 10.1GJ/m^2 según Filonov *et al.* (2003). Esta acumulación de calor puede a su vez causar alteración de las tasas de evaporación, así como la modificación de los patrones de lluvia, y que pueden desencadenar indirectamente otros efectos complejos derivados, como, por ejemplo, la divergencia ecológica sobre los ecosistemas terrestres a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano. (Caso *et al.*, 2007).

Para el crucero SURPACLIP, realizado inmediatamente después del SEDIMENTO-II, se puede observar que distribución de temperatura de la capa superficial fue de 28°C hasta los 50m, observándose dos núcleos de agua de 29°C , entre las estaciones 3 y 5 y entre las estaciones 8 y 10 (Figura 16b). En relación con la isoterma de 20°C , que determina la influencia de las ondas Kelvin (Chávez *et al.*, 1999), el cambio más marcado en la estructura térmica se da entre los 50 y 100 m, donde la temperatura varió drásticamente entre los 28 y 15°C ; (localización de la termoclina), a partir de los 100 m la disminución de la temperatura fue gradual hasta llegar a la isoterma de los 10°C cerca de los 500 m. (Figura 16a).

En el caso del crucero SURPACLIP, la anomalía calculada fue máxima a lo largo de una cuña subsuperficial que se extendió de los 25 a los 100 m (figura 16b), con un mayor espesor e intensidad entre las estaciones 4 y 9, reduciéndose hacia la estación 15 entre los 30 a 50 m, y encontrando en este transecto un núcleo en la estación 6 a los 60 m de profundidad que tiene hasta 7°C de aumento en la temperatura con respecto al promedio histórico correspondiente.

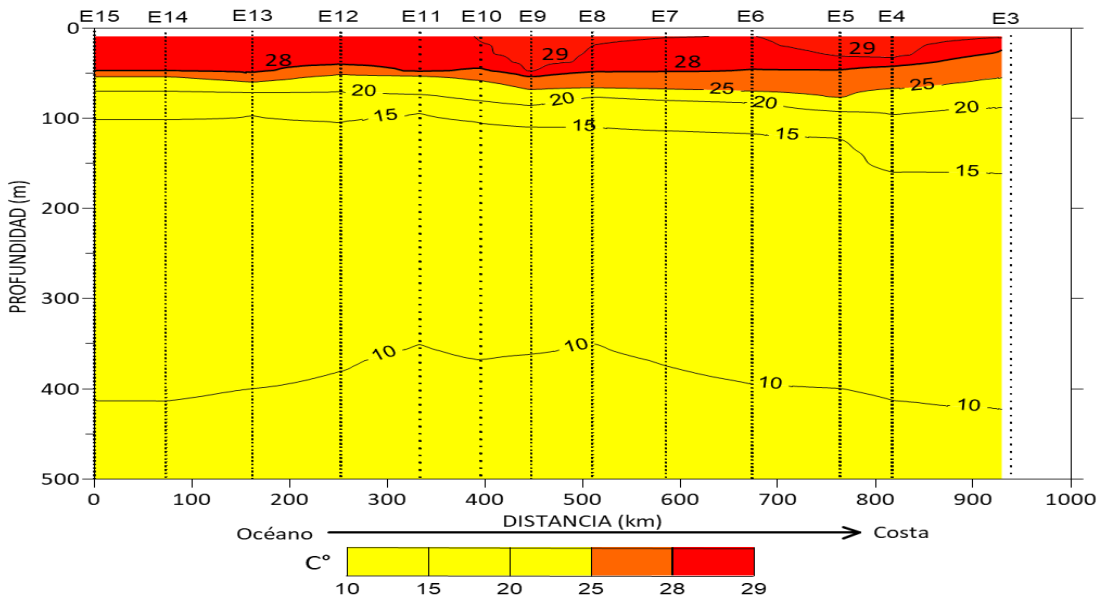


Figura 16a Distribución vertical de la temperatura (intervalo de contorno de 5°C) en la campaña SURPACLIP

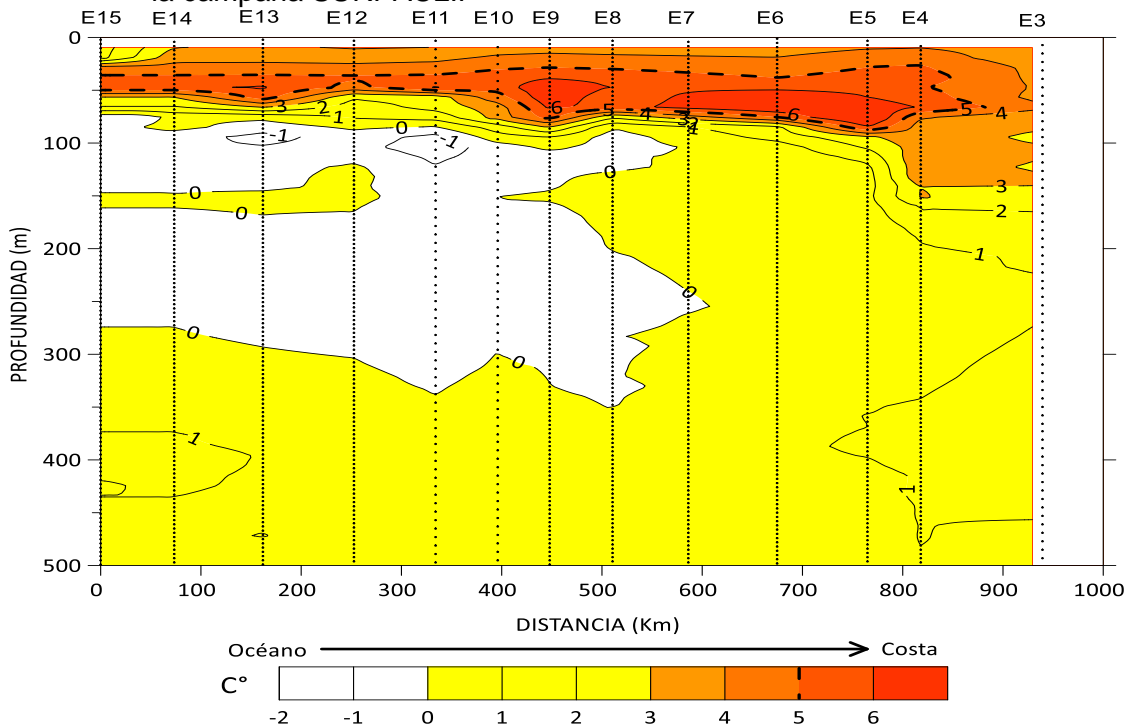


Figura 16b Distribución vertical de la anomalía de temperatura observada en el crucero SURPACLIP (intervalos de contorno de 1 °C, valores positivos indican temperatura por arriba del promedio histórico).

8.2 Salinidad

La distribución de salinidad observada durante SEDIMENTO-II muestra un mínimo superficial de 33.25 ups entre las estaciones 5 y 21, llegando en la estación 10 a alcanzar una profundidad de 50 m, mientras que en la estación 1 y 2 la salinidad alcanzó un mínimo de 34.25 ups. La haloclina se localizó entre los 50 y los 100 m delimitada por la isohalina de 34.5 ups. Después de los 50 m se observa una franja bastante extensa entre los 150 y 350 m, caracterizada por el máximo de salinidad delimitado por la isohalina de 34.75 ups y que está presente a lo largo de todo el transecto. Por último, se observó que por debajo de este máximo vuelve a disminuir la salinidad encontrando valores de 34.75 a 34.5 ups a los 500 m (Figura 17a).

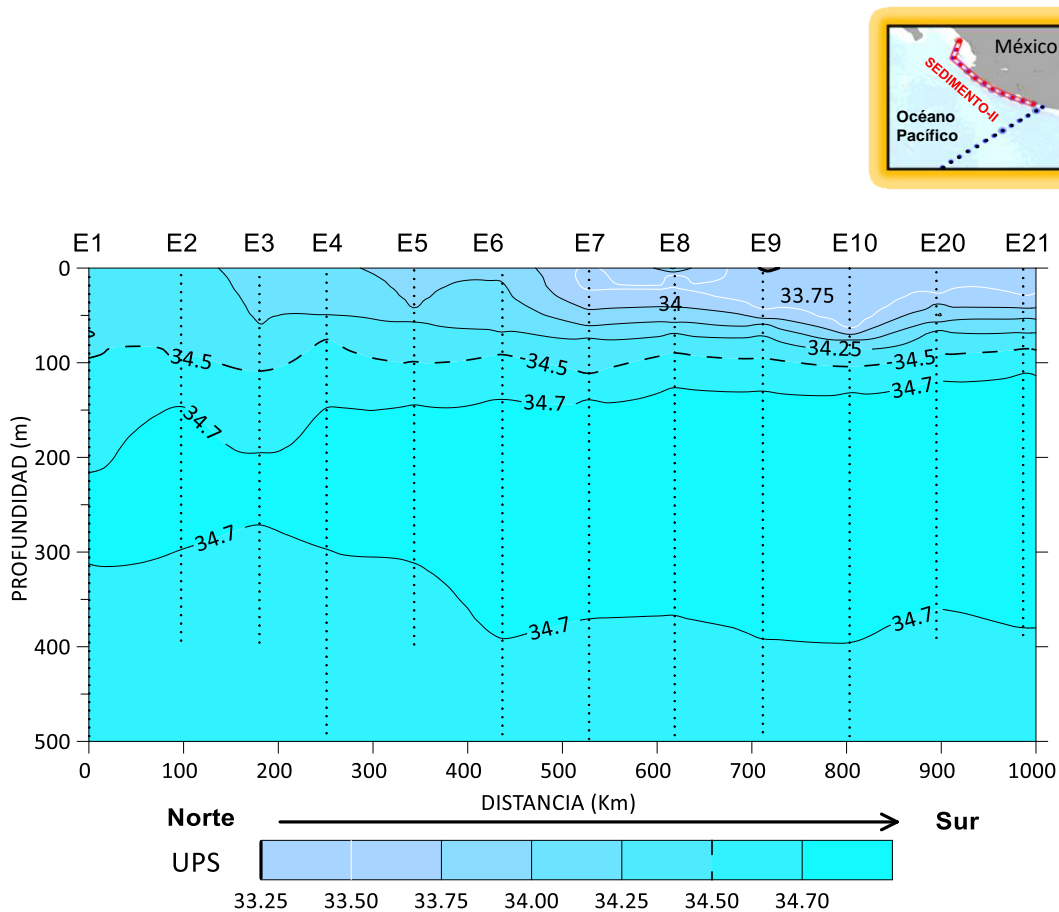


Figura 17a. Distribución vertical de la salinidad (intervalo de contorno de 0.25 ups) en el transecto de SEDIMENTO-II.

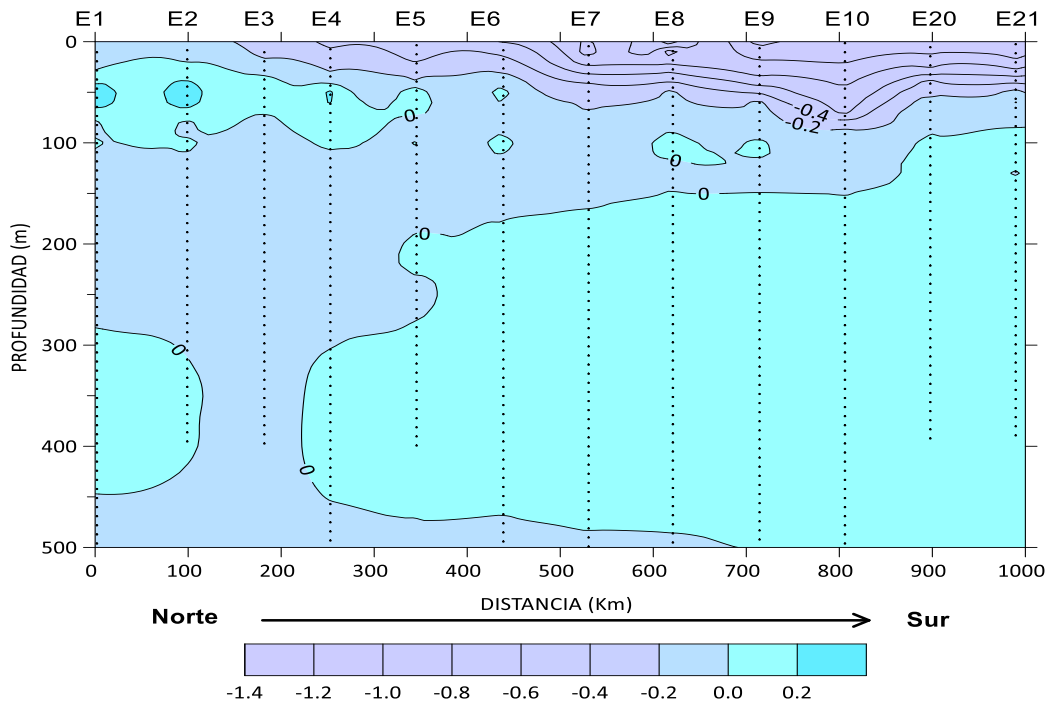


Figura 17b. Distribución vertical de la anomalía de la salinidad (intervalo de contorno de 0.20 ups) en el transecto de SEDIMENTO II (valores negativos indican salinidad por arriba del promedio histórico).

Durante el SURPACLIP, el mínimo de salinidad se encontró en la capa superficial hasta los 50 m con valores de 33.5 ups, profundidad a partir de la cual se inicia un cambio más drástico de los 50 a los 70 m para llegar a los 34.5 ups. Por debajo de este valor se observó, un máximo de salinidad entre 34.7 y 34.8 ups entre los 100 y 340 m. Hacia los 500 m, la salinidad disminuyó hasta casi 34.5 ups (Figura 18a).

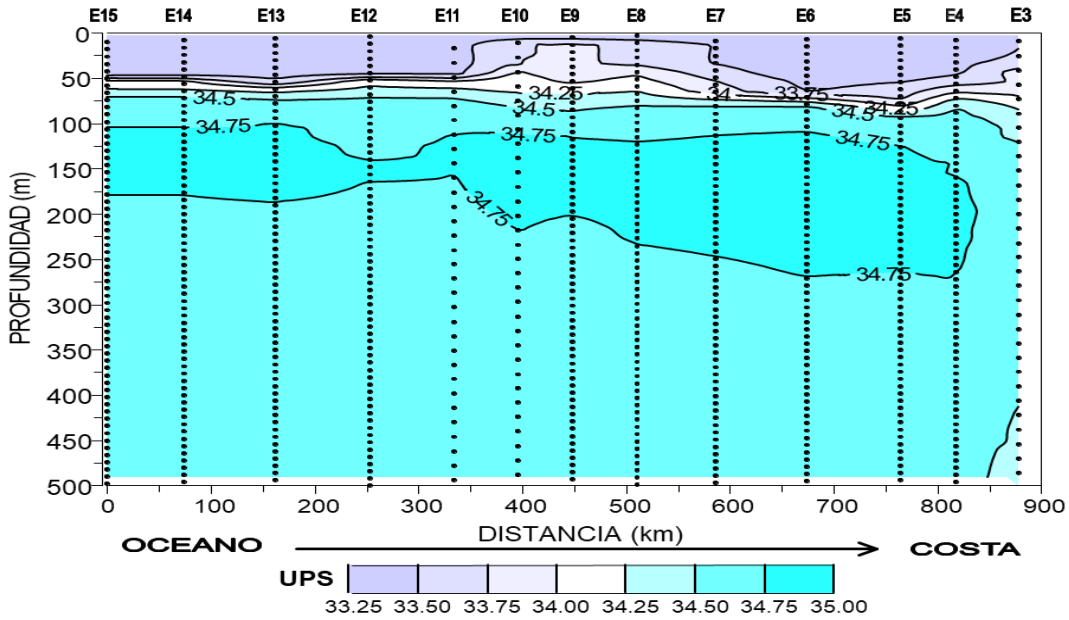


Figura 18a. Distribución vertical de salinidad en el transecto de SURPACLIP (intervalo de contorno de 0.25 ups)

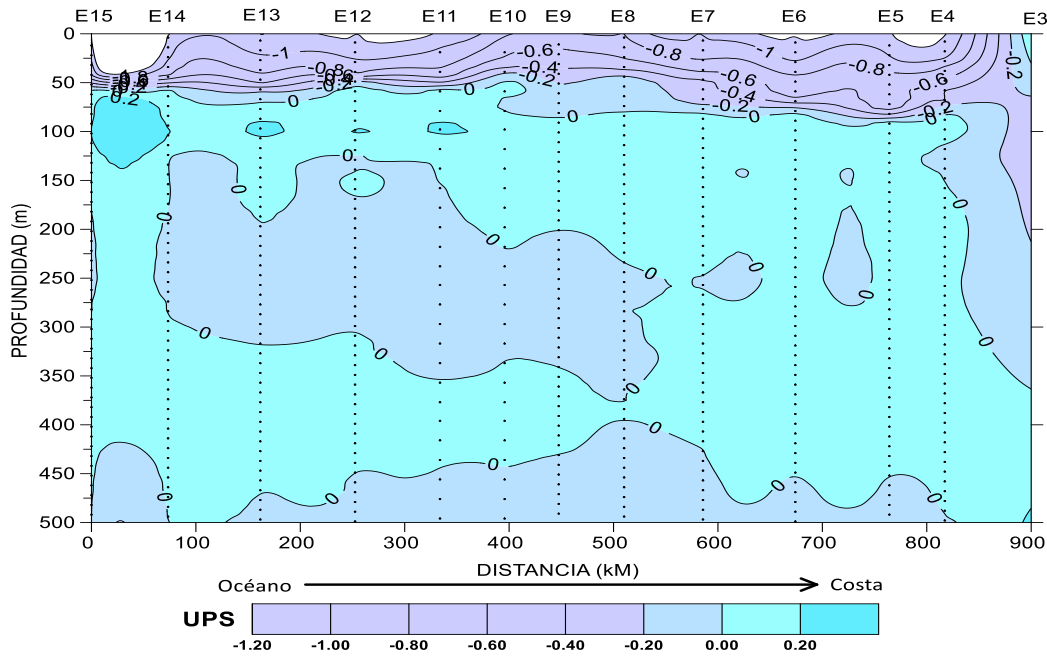


Figura 18b. Distribución vertical de la anomalía de salinidad en el transecto de SURPACLIP (intervalo de contorno de 0.20 ups).

Se observaron anomalías de salinidad de -1.0 ups, con una pequeña disminución relativa de la salinidad, que se extendió solamente en la parte más superficial de la columna de agua de ambos transectos.

8.3 Masas de Agua

Integrando los datos de temperatura y salinidad se realizaron diagramas T-S para conocer las masas de agua que predominaron en la zona de estudio bajo las condiciones de El Niño (Figuras 19^a y 19b). Se consideraron tanto la clasificación propuesta para el Pacífico Tropical Mexicano por Badán (1997), que utiliza EOS-80, como la de Portela (2016) que propone límites más amplios utilizando TEOS-10. De acuerdo con los límites establecidos por Badán (1997) para las masas de agua en esta región (Figura 19a), se distinguieron 4 masas de agua, dos de la cuales corresponden a la capa superficial.

La primera de ellas fue el Agua Tropical Superficial del Pacífico (AtSP, $33.0 < S < 34.0$ ups; $25.0 < T < 28.0$ °C), cuyos valores de salinidad no se vieron alterados durante noviembre de 1997, mientras que los valores de temperatura mostraron un aumento importante, asociado al fenómeno ENSO presente en el momento en el que se realizaron los cruceros. La otra masa superficial identificada fue el Agua Ecuatorial Superficial del Pacífico (AESP, $34.0 < S < 34.6$ ups; $20 < T < 28$ °C), en la que también se observó un aumento similar de la temperatura en relación con el rango T-S establecido previamente para esta masa de agua superficial por Badán (1997).

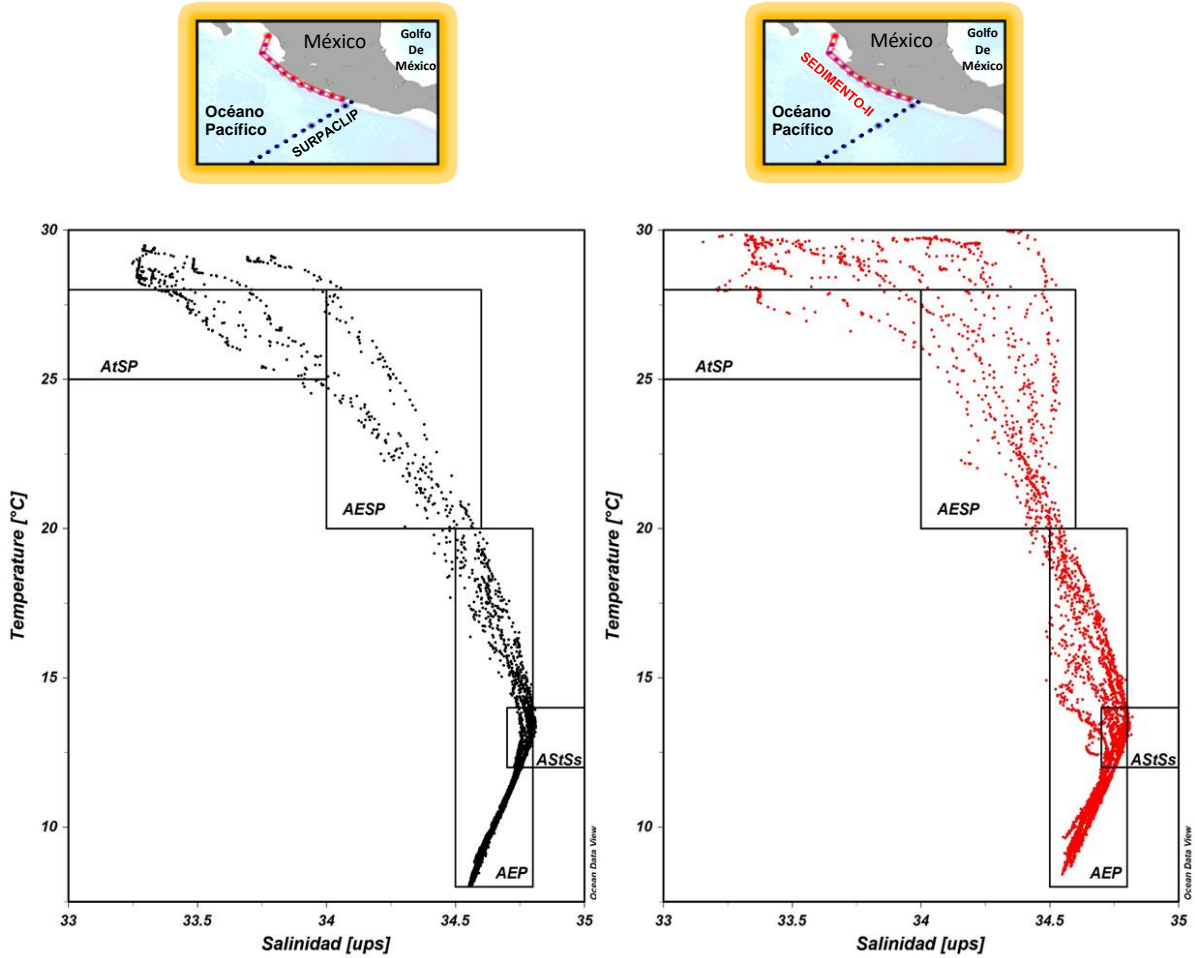


Figura 19a Diagramas T-S, hasta 500 m considerando todas las estaciones de los crucesos SEDIMENTO II (rojo) y SURPACLIP (negro), los limites corresponden a: AtSP-Agua tropical Superficial del Pacifico; AESP-Agua Ecuatorial Superficial del Pacifico; AEP- Agua Ecuatorial del Pacifico y AStSs-Agua Subtropical Subsuperficial (Badán 1997).

La tercera masa de agua que se observó es el Agua Ecuatorial del Pacífico, (AEP, $34.5 < S < 34.8$ ups; $8 < T < 20$ °C), y finalmente, dentro de esta región se encontró Agua Subtropical Subsuperficial (**AStSs**, $34.7 < S < 35$ ups; $12 < T < 14$ C).

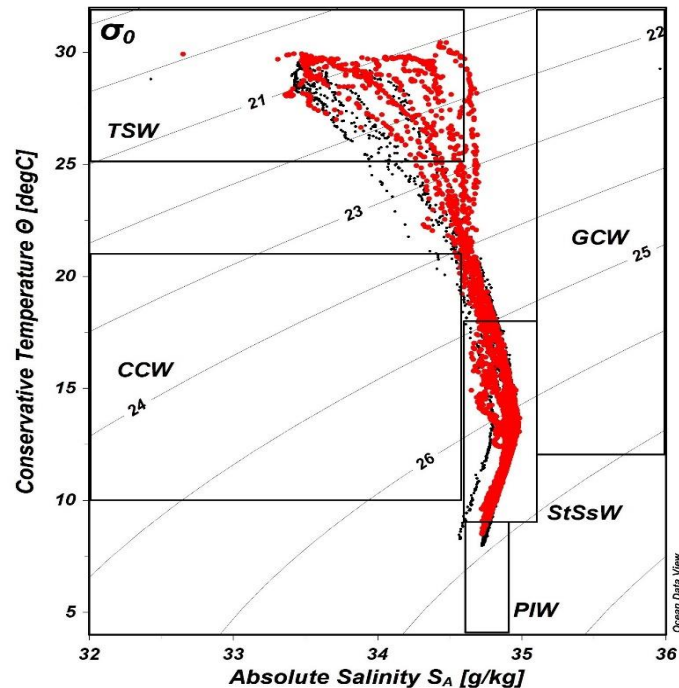


Figura 19b. Diagrama T-S, hasta 500 m considerando todas las estaciones de los cruceros SEDIMENTO II (rojo) y SURPACLIP (negro), los límites corresponden a: TSW(ATS)-Agua tropical Superficial; GCW(AGC)-Agua Golfo de California; CCW(ACC)-Agua de la Corriente de California, StSsW(ASstSs)-Agua Subtropical Subsuperficial y PIW(AIP)-Agua Intermedia del Pacífico (Portela *et al.* 2016).

De acuerdo con la clasificación de Portela (2016), las masas de agua detectadas serían :

- Agua Tropical Superficial ATS (TSW) que está entre $>25.1^{\circ}\text{C}$ y <34.6 psu entre los 0-50 m de profundidad.
- Agua de la Corriente de California ACC (CCW) encontrada entre 10 a 21°C y <34.6 g/kg entre los 0-150 m.
- Agua Subtropical Subsuperficial (StSsW) entre los 9 a 18°C con 34.6 a 35.1 g/kg entre 75-400 m.

En la parte más profunda de la columna de agua de las estaciones realizadas en noviembre de 1997 se aprecia la presencia del Agua Intermedia del Pacífico AIP (PIW) entre los 4 a 9°C y 34.6 a 34.9 g/kg entre los 400-500 m. Una parte de los datos, que se ubica de 18° a 25°C y 34.6 a 35.1 g/kg correspondería a la transición o mezcla entre estos tipos de agua.

8.4 Distribución Vertical de las Masas de Agua

Considerando los rangos de temperatura y salinidad correspondientes a cada una de estas masas de agua, en las figuras 20a y 20b se muestra la distribución vertical de las mismas a lo largo de los transectos correspondientes a ambos cruceros. En el caso de la campaña SEDIMENTO II, la distribución de masas de agua sugiere la existencia de un afloramiento costero limitado de **AESP** entre las estaciones 1 a 4. En el resto de las estaciones, dominó en la capa más superficial un núcleo importante de **AtSP**, desde la estación 5 a 21 que abarcó desde la superficie hasta un máximo de 70 m ubicado en la estación 10. Por debajo de estas masas se delimitaron otras dos, el **AEP** y el **AStSs**. Esta última estaría presente entre los 150 y 350 m de profundidad a lo largo del transecto, en la parte central de la anterior, que se extiende entre los 100 y 150 m, y de los 300 hasta 500 m de profundidad para todo el transecto (Figura 20a).

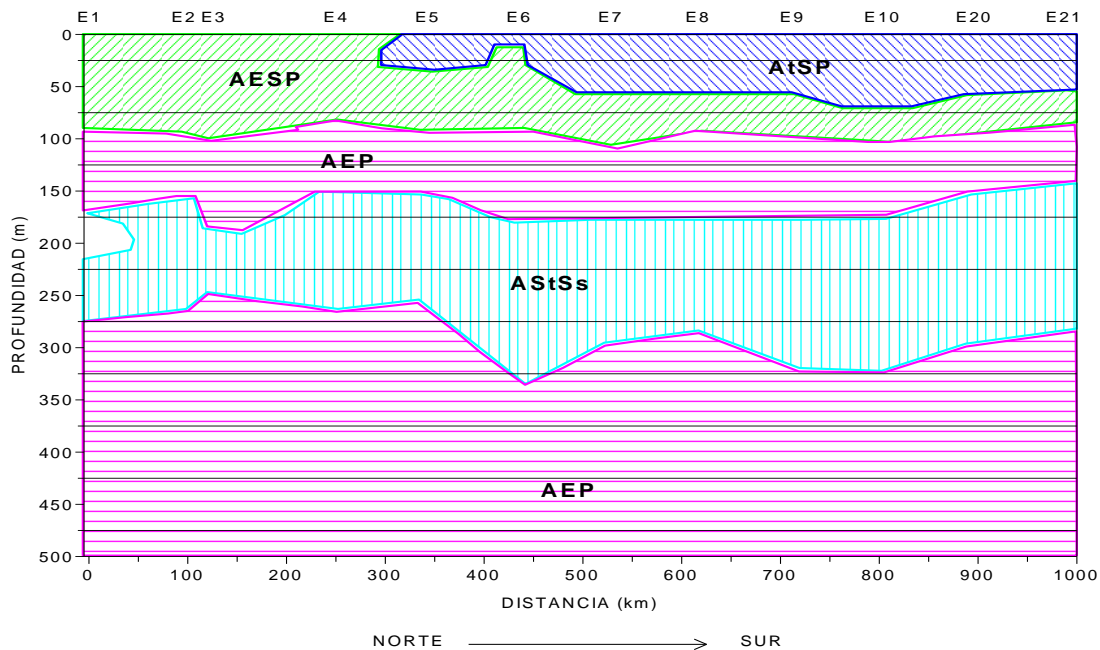


Figura 20a. Distribución vertical de masas de agua, AtSP (azul), AESP (verde), AEP (rosa) y AstSs (cian) de acuerdo con la clasificación de Badán (1997) en el transecto de SEDIMENTO II hasta los 500 m.

En contraste, en el transecto perpendicular a la costa, que es el crucero SURPA CLIP, se encontró que la masa de agua que domina en la capa superficial hasta los 50 m de profundidad es el **AtSP**, mientras que la masa de **AESP** en la columna de agua sufre un adelgazamiento y solamente se ubicó entre los 50 y los 75 m de profundidad. El núcleo de **AStSs** se extendió entre los 125 y 225 m en casi todo el transecto, excepto en la estación 3, que es la más cercana a la costa, y en donde el **AEP** abarcó toda la columna de agua, desde los 75 hasta los 500 m de profundidad, comportamiento que puede observarse claramente en la figura 20b.

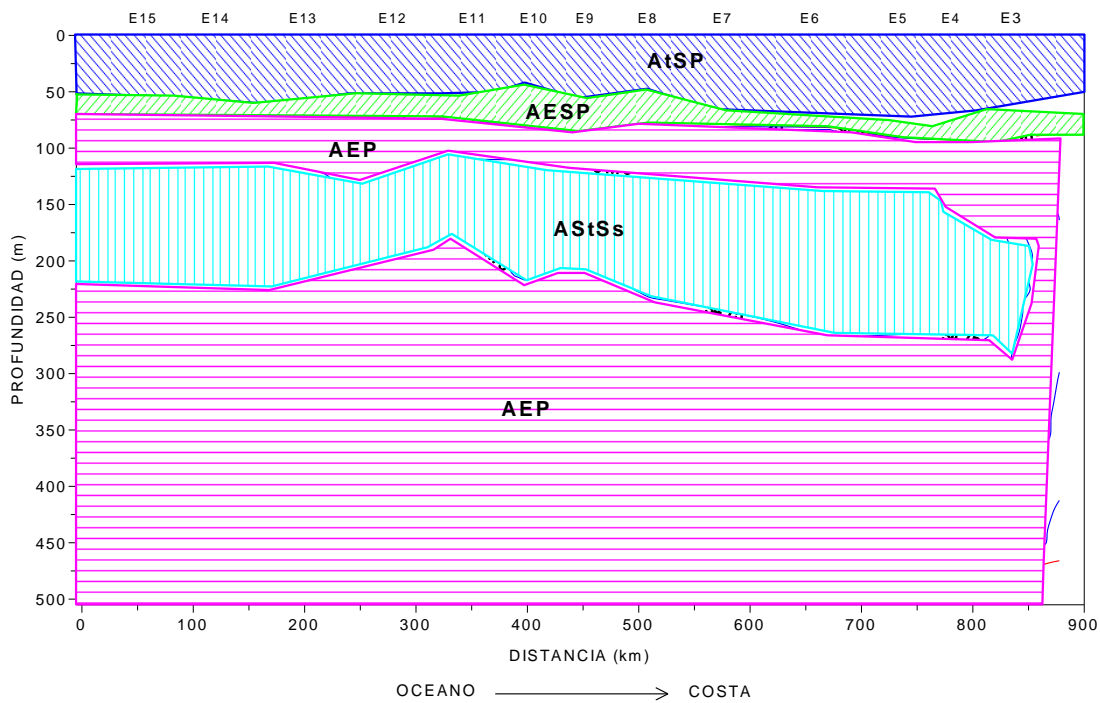


Figura 20b. Distribución vertical de masas de agua, AtSP (azul), AESP (verde), AEP (rosa) y AStSs (cyan) de acuerdo con la clasificación de Badán (1997) en el transecto de SURPA CLIP hasta los 500 m.

8.5 Oxígeno Disuelto

La distribución de oxígeno disuelto en el transecto de SEDIMENTO II se caracterizó por mostrar las concentraciones más altas, entre 4 y 4.4 mL/L, en la capa superficial hasta los 50 m, con como un valor máximo de 4.4 mL/L en la estación 10 cerca de los 50 m. Por de bajo de esta capa, la oxiclina se ubicó entre los 50 y los 125 y se caracterizó por un cambio de la concentración que fue de 4 a 1.5 mL/L. A partir de los 125 m y hasta los 500 m, la concentración de oxígeno se mantuvo por debajo de 1.5 mL/L, con un núcleo de menos de 1 mL/L entre la estación 7 y 10, a una profundidad de los 150 m a los 500 m (Figura 21a).

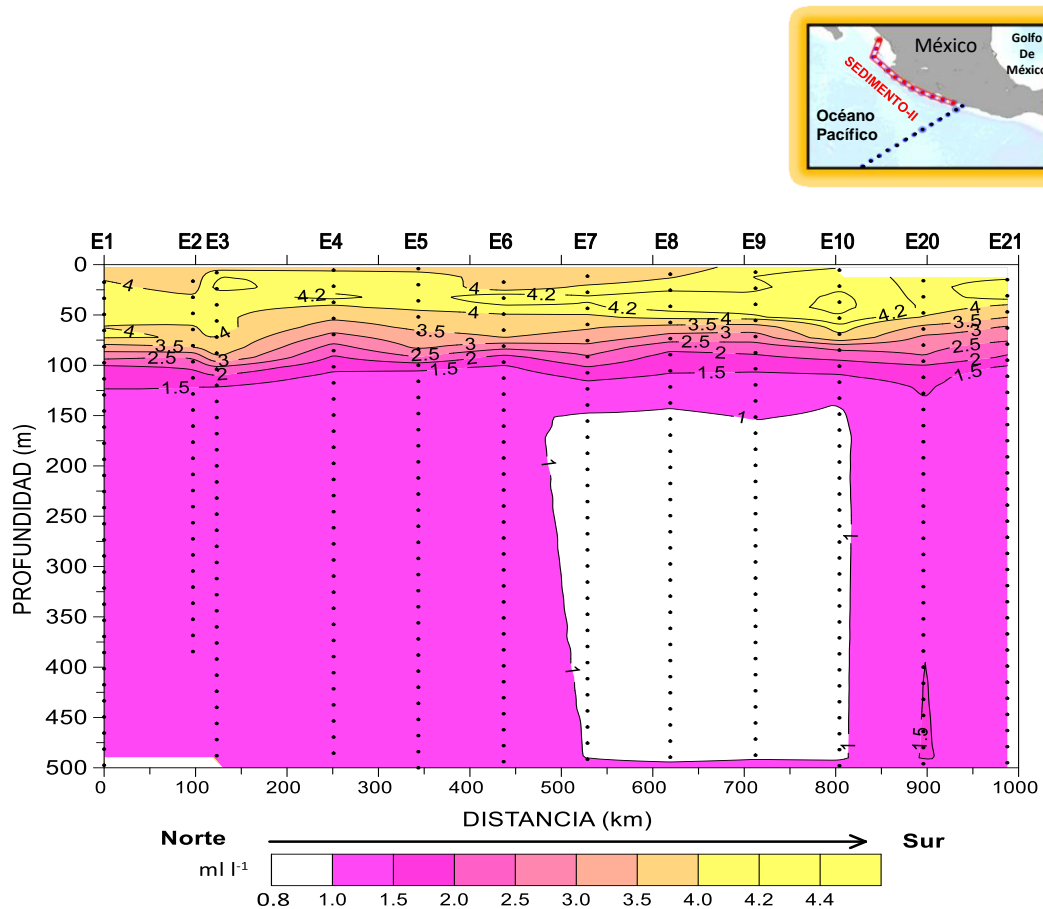


Figura 21a. Distribución vertical del oxígeno disuelto medido para el crucero SEDIMENTO-II (intervalo de contorno de 0.5 mL/L)

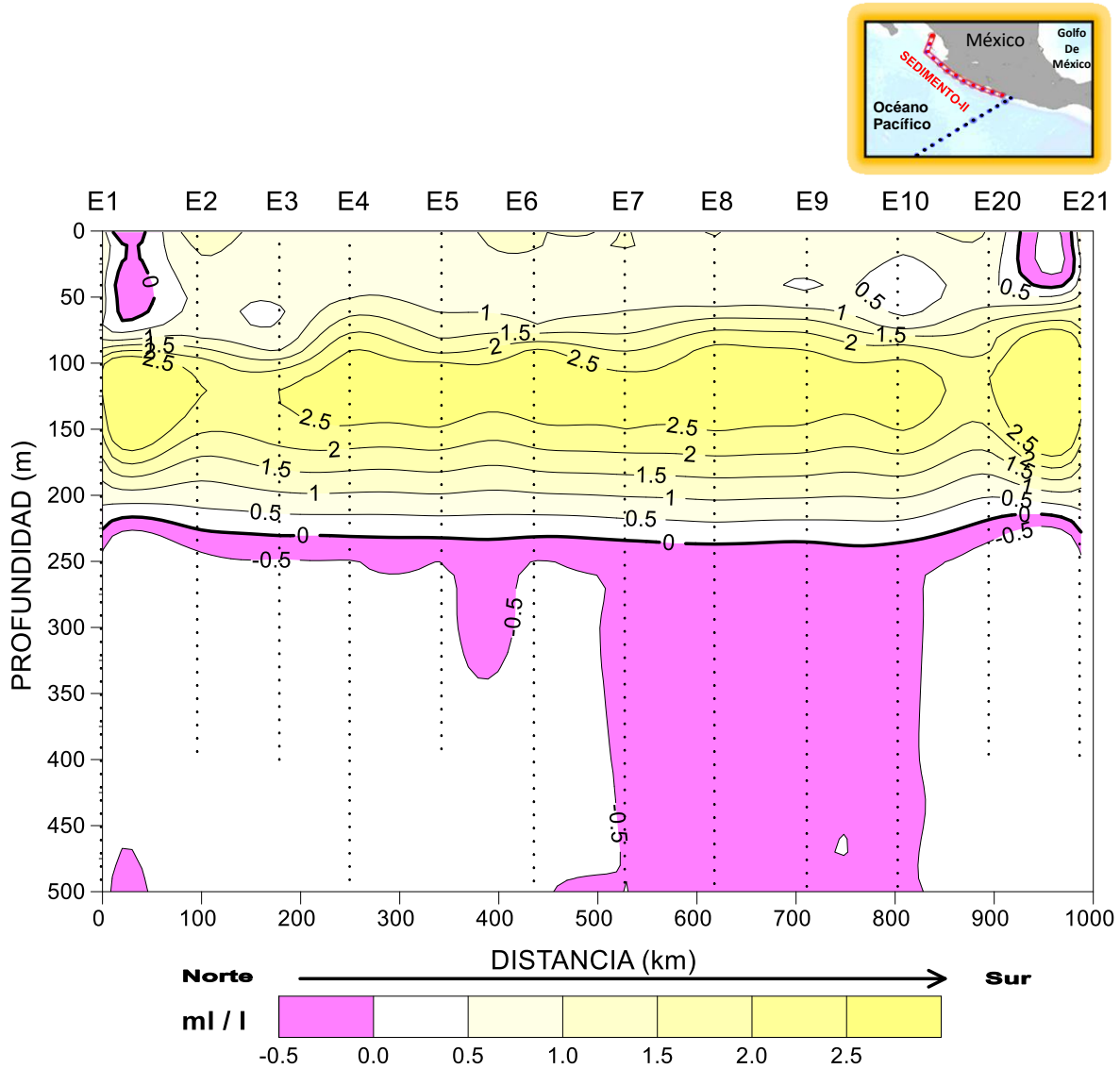


Figura 21b. Distribución vertical de la anomalía calculada de oxígeno disuelto en el crucero SEDIMENTO II (intervalo de contorno de 0.5 mL/L).

En cuanto a SURPACLIP, en esta campaña se encontró que la distribución superficial de oxígeno disuelto fue de entre 4.5 mL/L y 4.0 mL/L. Se observó que las concentraciones más altas fueron de 4.5 mL/L y se dieron en los primeros 50 m entre las estaciones 4 y 11. La oxiclina se inició a partir de los 50 m y los cambios más importantes en concentración se dieron entre los 50 m y 75 m, con lo cual fue un poco más intensa y a una profundidad menor que en el transecto de SEDIMENTO II.

Por debajo de los 75 m y hasta los 500 m, la concentración de oxígeno en este transecto también fue menor a 1.5 mL/L a lo largo del transecto, excepto entre las estaciones 15 y 12 que hubo concentraciones entre 2 y 1.5 mL/L. En la estación 3, que es la que se encuentra mas cercana a la costa, se observó un descenso de la concentración de oxígeno a lo largo de toda la columna de agua, llegando incluso a mostrar valores de tan sólo 2.5 mL/L en la superficie (Figura 22a), lo que podría indicar tanto un proceso de afloramiento, como el posible efecto de la influencia costera y sus descargas.

Las principales anomalías de estas distribuciones de oxígeno disuelto con respecto al promedio histórico para el mes de noviembre consisten en un incremento de hasta 3 mL/L entre los 50 y 150 m, que sugieren un desplazamiento vertical (hundimiento) de la oxiclina, paralelo al de la termoclina, y que sería lo esperado para un ENSO, que incrementaría el espesor de la capa mezclada y oxigenada cerca de las costas de América (Figura 22b). En la superficie, las anomalías son menores, lo cual es de esperar debido a que el intercambio con la atmósfera suele dominar cerca de la superficie, eliminando o suavizando rápidamente las anomalías de oxígeno que pudieran producirse. En profundidad, también son menores, debido a que esta zona del Pacífico está dominada por la amplia capa del mínimo de oxígeno que la caracteriza.

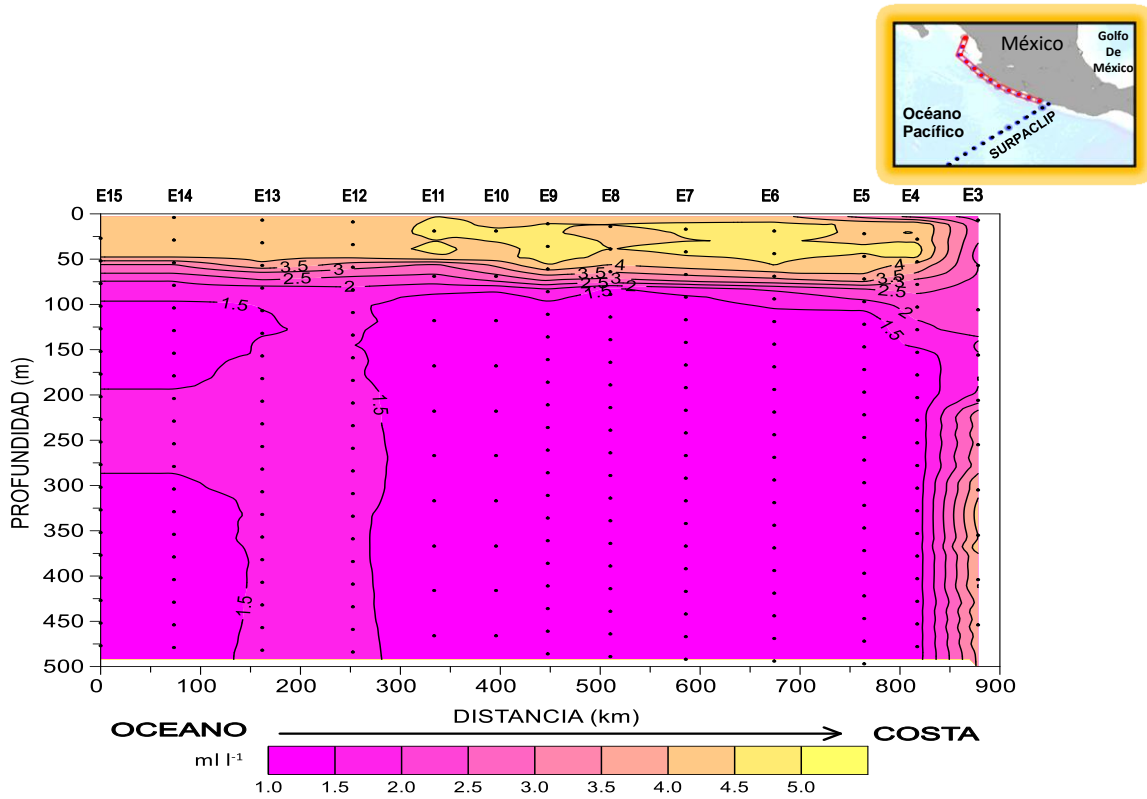


Figura 22a. Distribución vertical de oxígeno disuelto en transecto de SURPACLIP (intervalo de contorno de 0.5 mL/L).

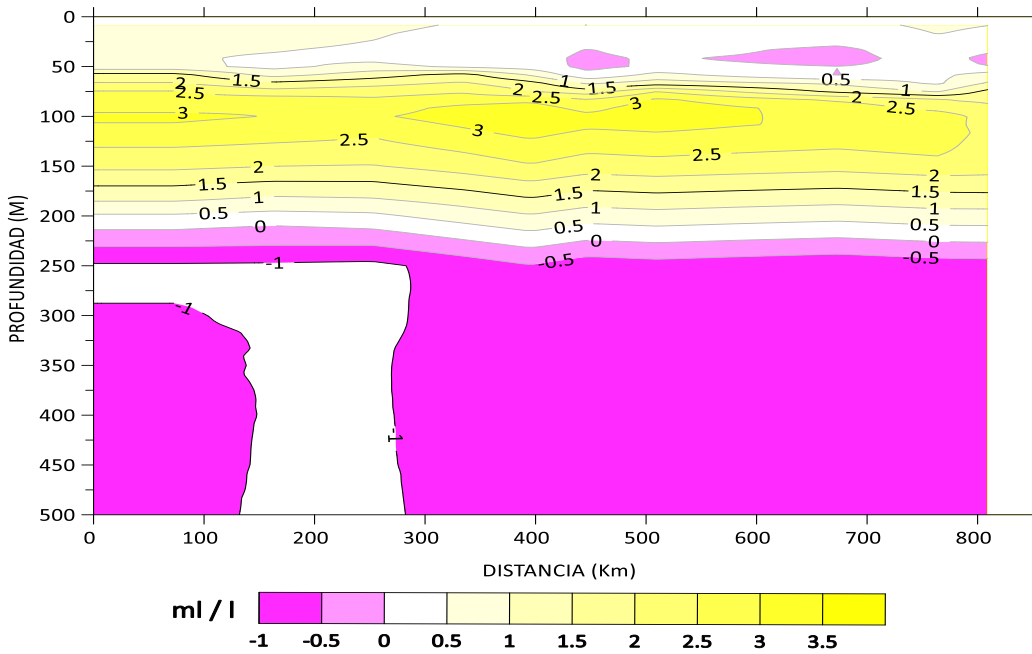


Figura 22b. Distribución vertical de la anomalía calculada del oxígeno disuelto para SURPACLIP, valores negativos están por debajo del promedio histórico (intervalo de contorno de 0.5 mL/L).

8.6 Nutrientes

8.6.1 Nitratos:

La distribución del nitrato en el crucero Sedimento-II presentó valores en el rango de 2.35 a 33.30 μM , teniendo como promedio a lo largo del transecto 13.18 μM (Figura 23a). Los valores más altos se observaron en las estaciones 2, 4, 5, 9 y 11 entre los 100 y los 400 m. Se observó una capa superficial de bajo contenido de nitrato, que abarca los primeros 50 a 100 m, en la que el nitrato se mantuvo por debajo de los 10 μM a lo largo de todo el transecto, y en general por debajo de los 5 μM cerca de la superficie. Dado que el nitrato es el nutriente que mejor muestra la influencia del ascenso de agua profunda, esta capa de bajas concentraciones muestra el efecto del ENSO de reducir la llegada de aguas con alto contenido de nutrientes a la superficie cuando se presenta este fenómeno, y, específicamente en el caso del SEDIMENTO II, lo ilustra en la zona cercana a la costa.

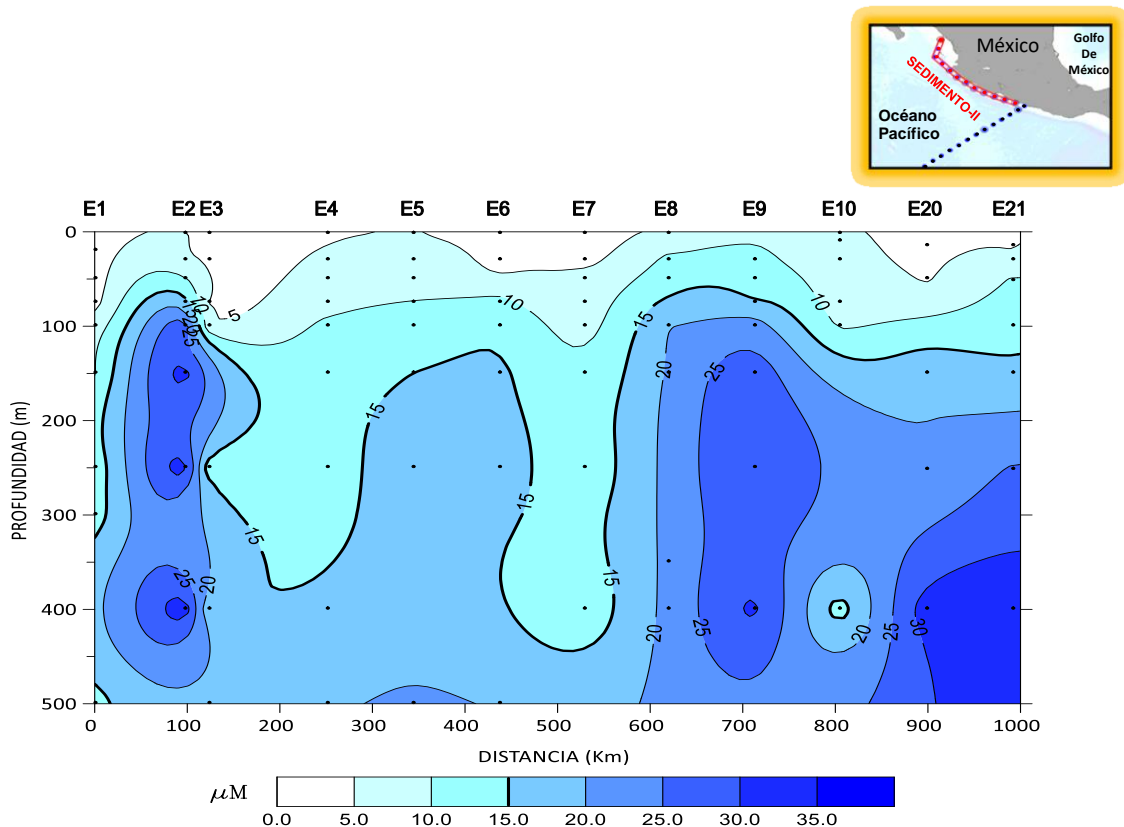


Figura 23a. Distribución vertical de nitratos en el crucero SEDIMENTO II (intervalo de contorno de 5 μM)

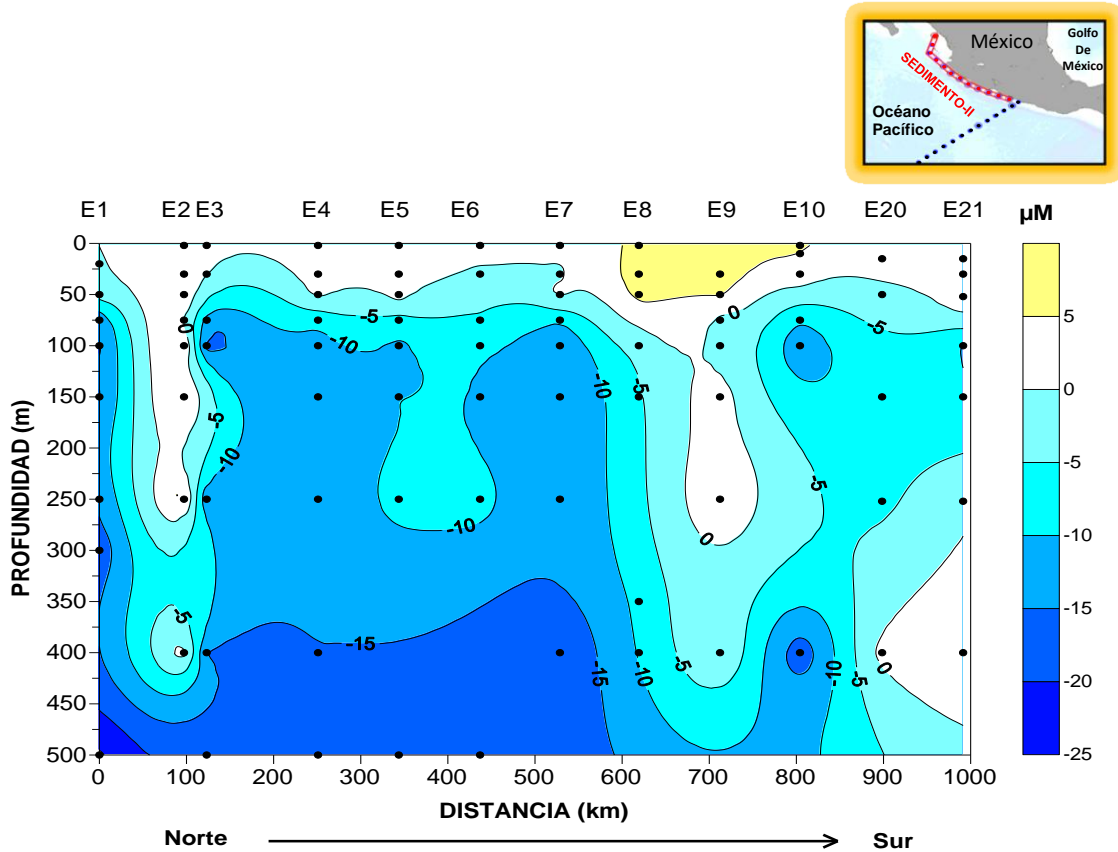


Figura 23b. Distribución vertical de la anomalía calculada de nitratos durante el crucero SEDIMENTO II. (intervalo de contorno de 5 μM)

Considerando todos los datos del SURPACLIP, los valores máximos y mínimos fueron de 54.63 y 0.47 μM respectivamente con un promedio para el transecto de 17.48 μM (Figura 24a). En este transecto se observa asimismo como esta capa superficial con bajas concentraciones es extensa y profunda para concentraciones por debajo de los 5 μM , aunque es menos profunda conforme se aleja uno de la costa hacia el océano, partiendo de que en la estación 3 esta capa de mínima concentración se extiende hasta los 75 m y disminuyen su profundidad a partir de la estación 8. En profundidad, se observan asimismo concentraciones relativamente menores de nitrato (<20 μM mayormente) en la mitad del transecto más cercana a la costa, que aumentan de manera evidente a partir de la estación 8 y, entre los 150 y 500 m de profundidad, superan los 35 μM en la parte más alejada de la costa de este transecto.

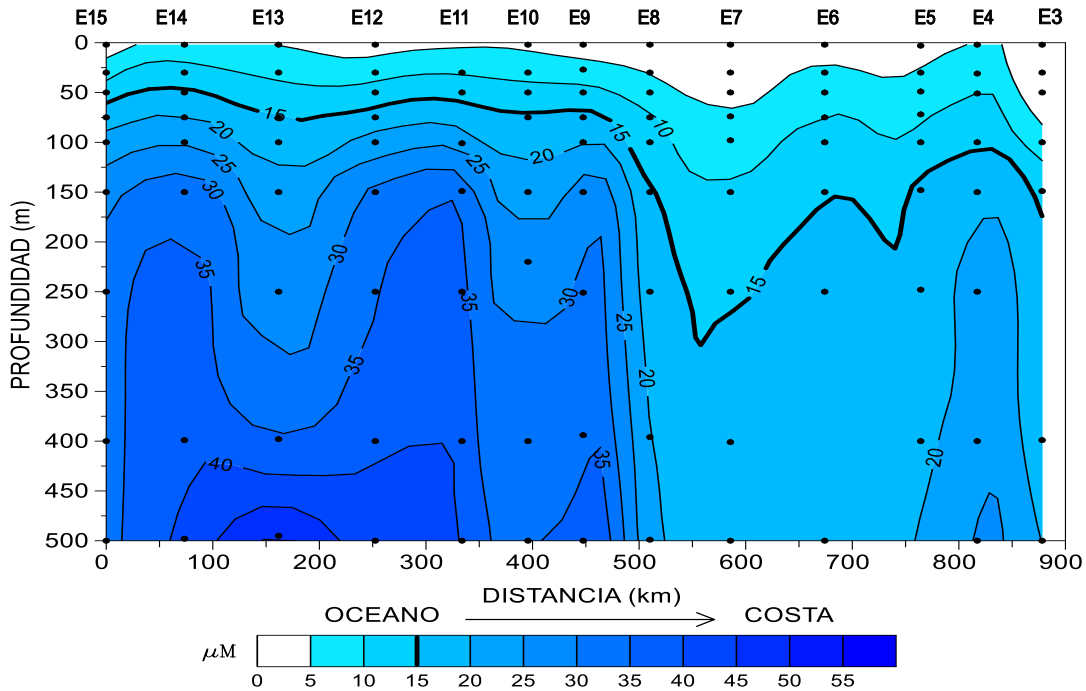


Figura 24a. Distribución vertical del nitrato para el crucero SURPACLIP (intervalo de contorno de $5 \mu\text{M}$)

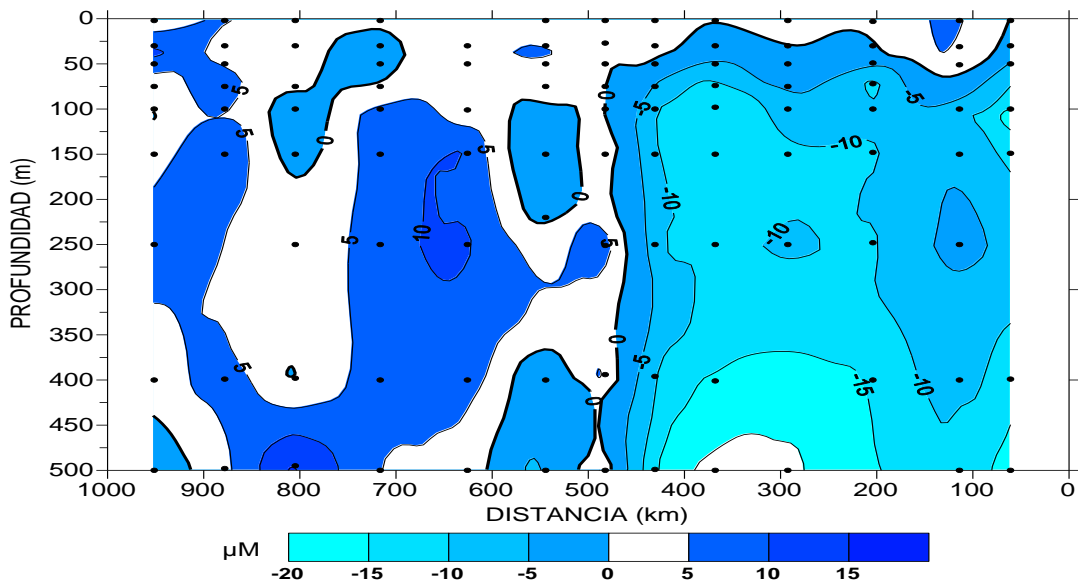


Figura 24b. Distribución vertical de la anomalía de nitrato durante el crucero SURPACLIP (intervalo de contorno de $5 \mu\text{M}$).

Esta disminución de la concentración de nitrato por debajo de los 50 m es la principal anomalía de la distribución de este nutriente, que llega a ser de hasta $-15 \mu\text{M}$ y que muestra una amplia distribución a lo largo de la costa y hasta aproximadamente los 400 km de distancia de esta (Figura 24b).

8.6.2 Fosfatos

La distribución de los fosfatos para el transecto del crucero SEDIMENTOS-II se presenta con un valor máximo de $2.78 \mu\text{M}$ localizado en la estación 4 a los 500 m de profundidad, mientras que el mínimo se localizó en la estación 12 entre los 15 y 30 m de profundidad con valores de $0.17 \mu\text{M}$, y un valor promedio de $0.88 \mu\text{M}$ de fosfatos para todo el transecto. Al igual que en el caso del nitrato, se identifica claramente una capa superficial con bajas concentraciones, que se mantienen con valores por debajo de los $0.40 \mu\text{M}$ a lo largo del transecto hasta profundidades en el rango de 75 a 100 m de profundidad (Figura 25a).

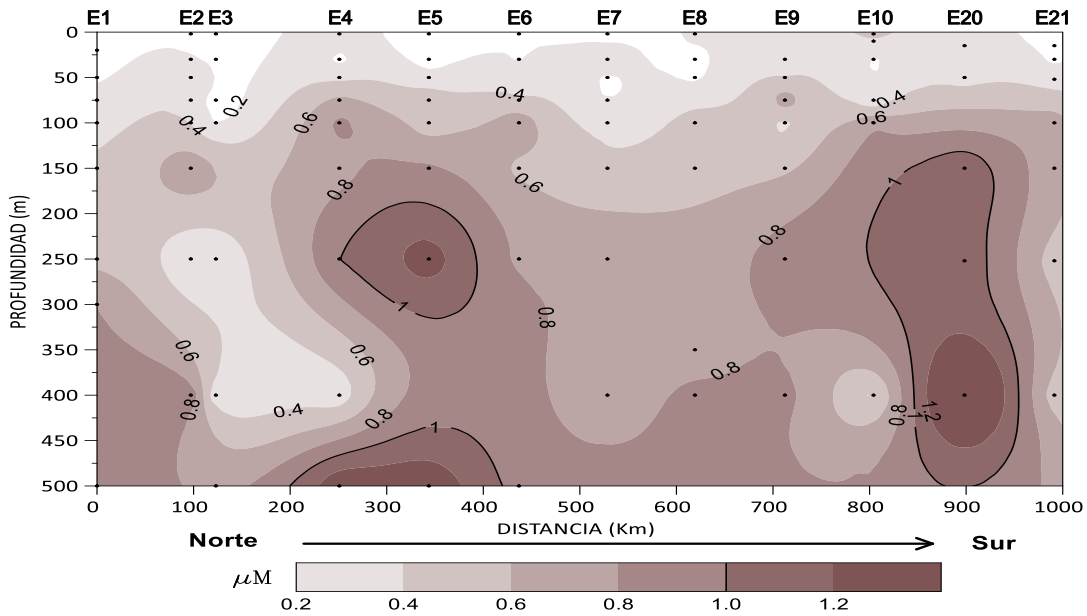


Figura 25a. Distribución vertical de fosfatos para el crucero SEDIMENTO II (intervalo de contorno 0.2 μM).

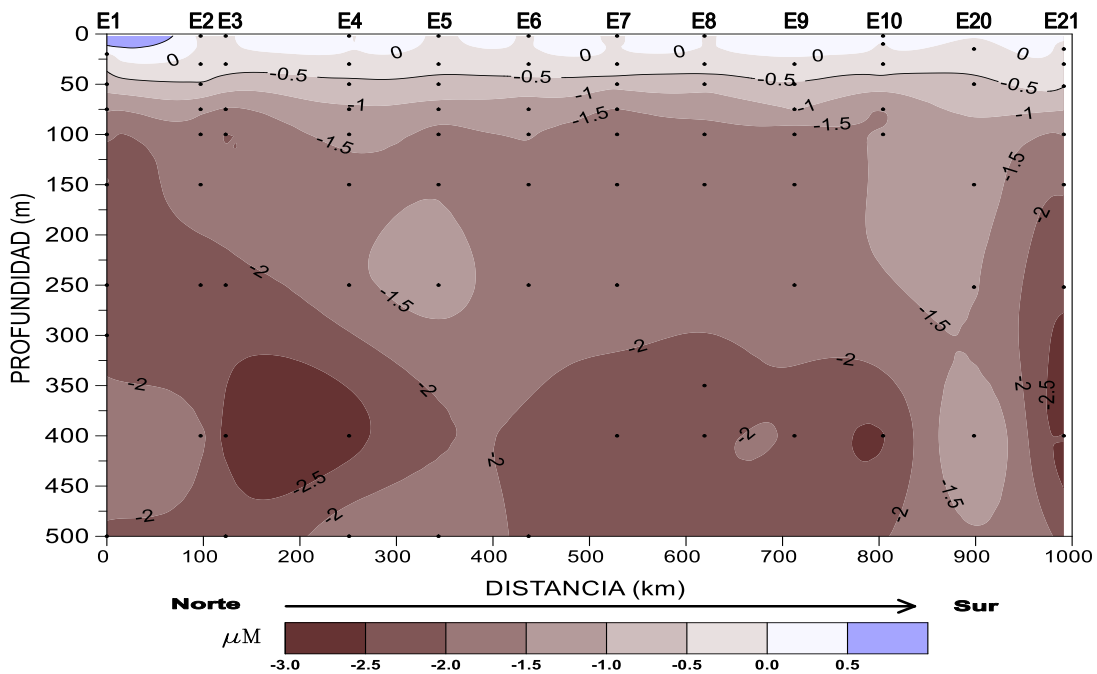


Figura 25b. Distribución vertical de la anomalía de fosfatos durante el crucero SEDIMENTO II (intervalo de contorno 0.2 μM).

Para el transecto del SURPACLIP los valores máximo y mínimo de fosfatos fueron de 2.05 y 0.16 μM respectivamente, con un valor promedio para este transecto de 0.77 μM de fosfatos (Figura 26a). Se observa asimismo en este transecto la presencia de la capa superficial de baja concentración a lo largo del transecto, en la que las concentraciones se encuentran mayormente por debajo de los 0.5 μM de fosfato hasta los 50 o 75 m de profundidad.

Al igual que con el nitrato, en la capa profunda se encontraron concentraciones más elevadas de fosfatos, aunque en este caso con un patrón de variaciones más complejo al alejarse de la costa. Los valores máximos determinados se encontraron entre las estaciones 3-4, 7-8 y 13-15 mostrando núcleos de alta concentración en el rango de profundidades de 150 a 450 m.

En cuanto a sus anomalías con respecto a la distribución promedio de acuerdo con la NOAA, en el caso de los fosfatos también se observaron principalmente anomalías negativas por debajo de la capa superficial, que llegaron a ser de aproximadamente -2 μM por debajo de los 300 m de profundidad (Figura 26b), aunque su distribución en relación a la distancia respecto a la costa fue más variable y con patrones menos definidos que en el caso del nitrato.

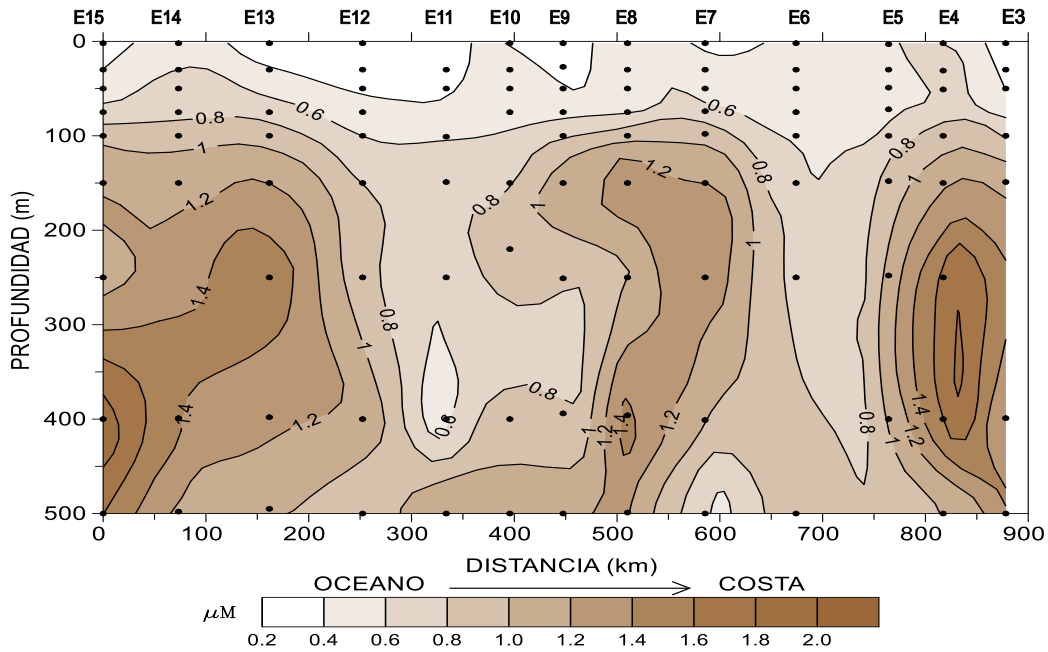


Figura 26a. Distribución vertical de fosfatos durante el crucero SURPACLIP (intervalo de 0.2 μM)

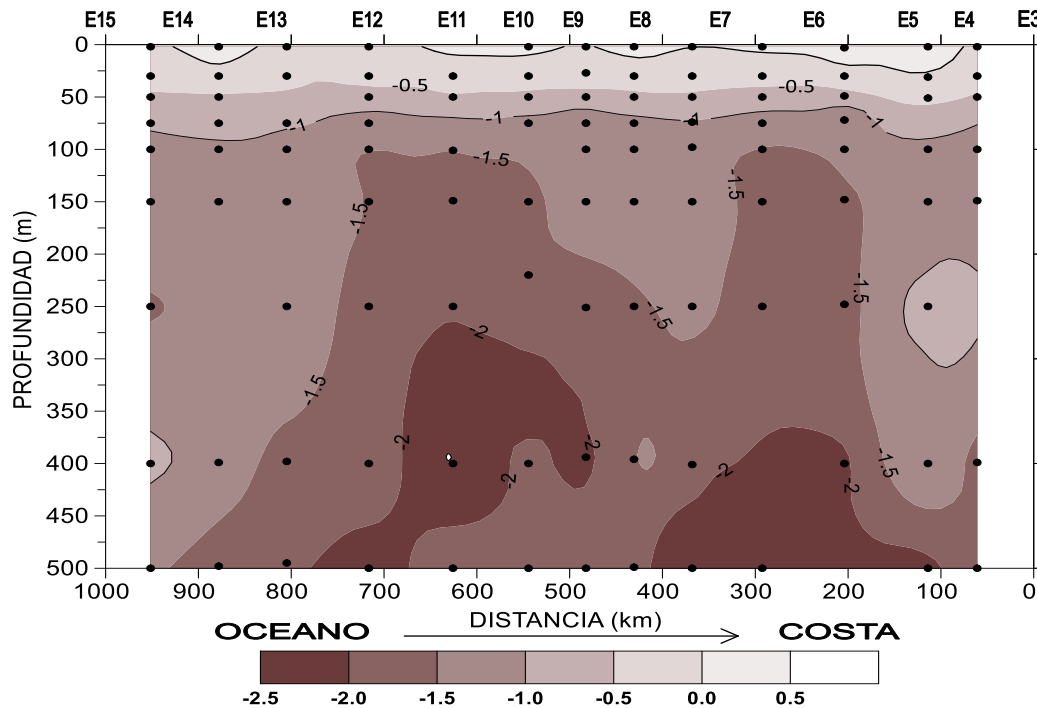


Figura 26b. Distribución vertical de la anomalía de fosfatos para el crucero SURPACLIP (con intervalos de 0.5 μM).

8.6.3 Silicatos

La distribución de los silicatos en el transecto del crucero SEDIMENTOS-II muestra una capa superficial con concentraciones por debajo de los 5 μM hasta profundidades de 75 m, excepto entre las estaciones 8 y 10, donde cerca de los 25 m se alcanzaron valores que llegaron hasta los 15 μM , sugiriendo la posibilidad de una aparente surgencia. En el conjunto del transecto, el valor máximo observado fue de 33.30 μM en la estación 8 mientras que el mínimo se registró en la estación 3 en la superficie con una concentración de 1.17 μM (Figura 27a)

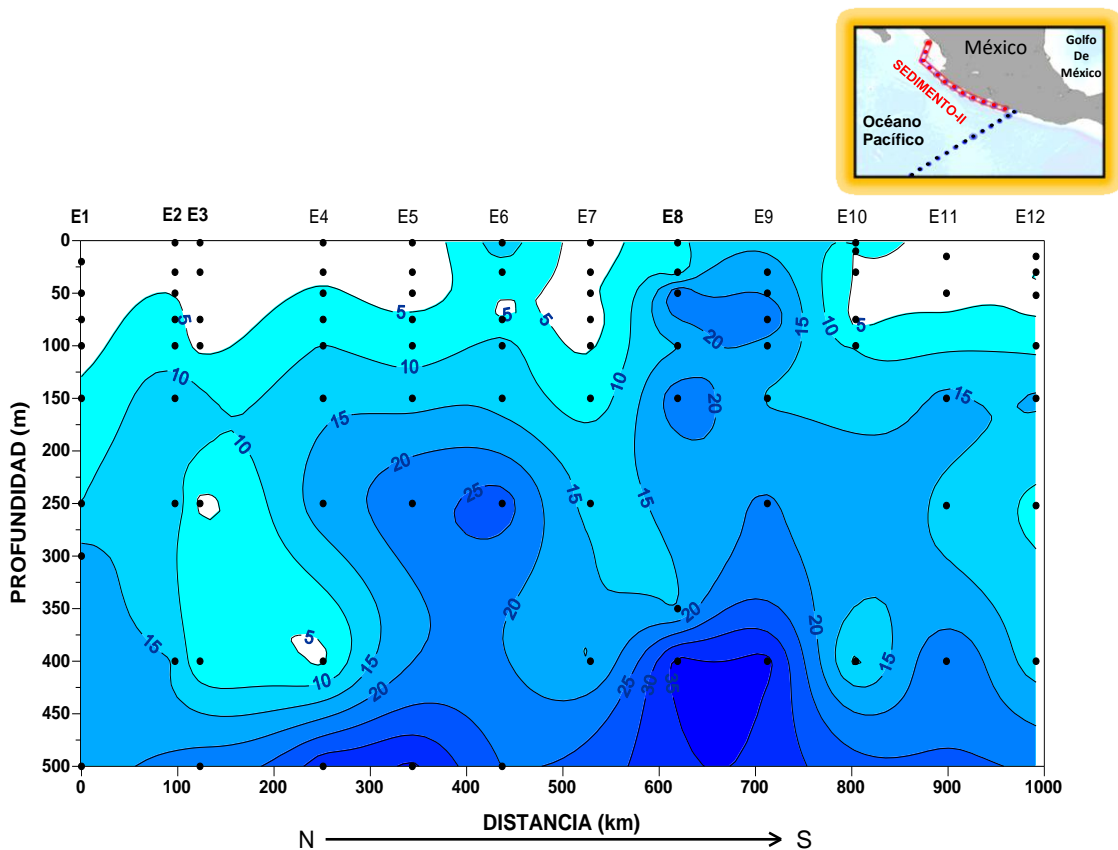


Figura 27a. Distribución vertical de silicatos para el crucero SEDIMENTO II (con intervalos de 5 μM)

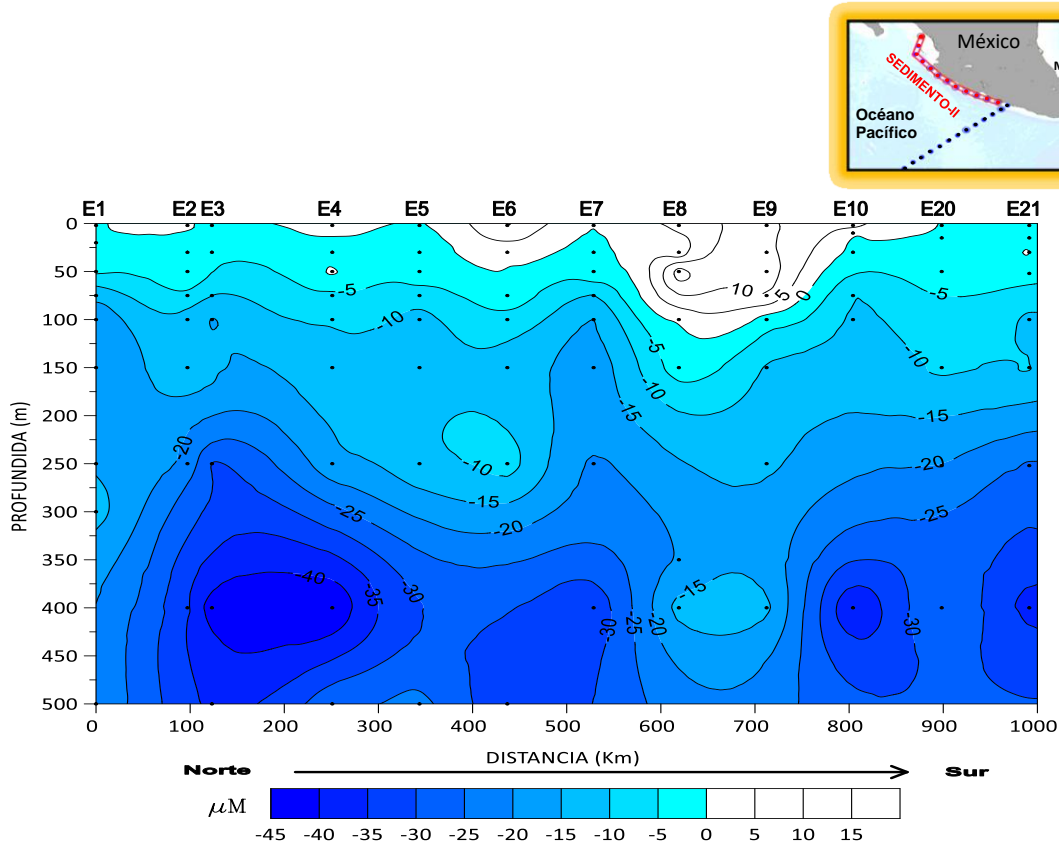


Figura 27b. Distribución vertical de la anomalía de silicatos para el crucero SEDIMENTO II (isolíneas con intervalos de 5 μM)

Para el transecto del SURPACLIP (Figura 28a) se observa que las concentraciones menores de 5 μM se encontraron similarmente entre los 50 y 75 m de profundidad abarcando las estaciones 15 a 8 mientras que entre la estación 7 y 3 se presenta un aumento relativo en la parte superficial que llegó por arriba de los 5 μM alcanzando los 10 μM cerca de la superficie en la estación 5, lo que puede ser una pequeña surgencia, o el resultado de reciclamiento local. Para el conjunto del transecto, los valores máximos y mínimos observados fueron 41.91 y 0.86 μM respectivamente, con una concentración promedio de 13.11 μM de silicatos.

Al igual que los otros nutrientes, los silicatos muestran una anomalía negativa de concentración que alcanza los -5 μM en profundidades de entre 50 y 100 m, y que sigue incrementándose con la profundidad, hasta llegar por debajo de los -35 μM entre los 400 y 500 m de profundidad (Figura 28b) y a los -40 μM en la parte norte del transecto costero del Sedimento II (Figura 27b).

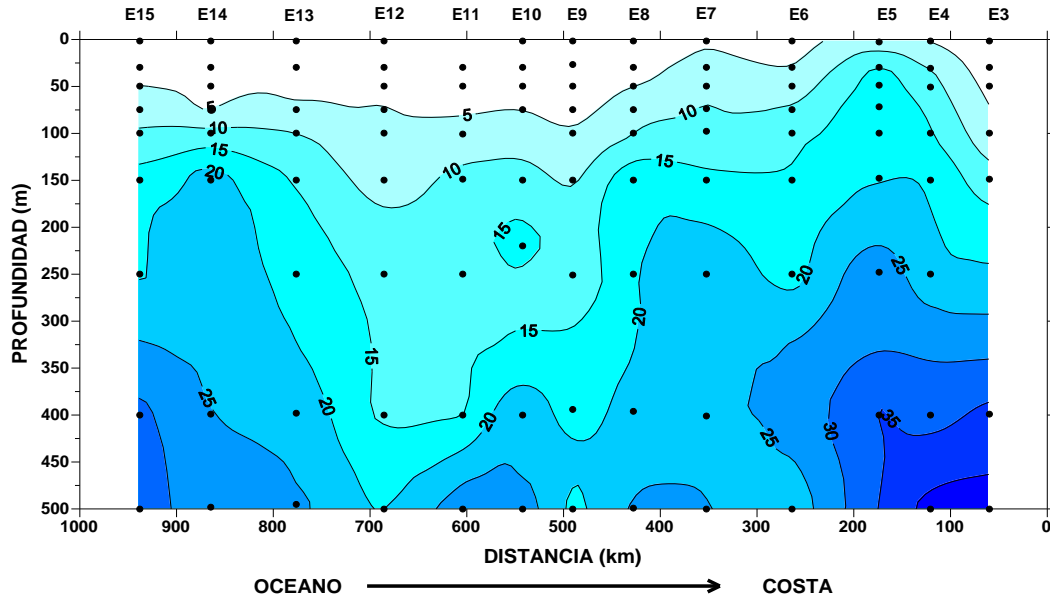


Figura 28a. Distribución vertical de silicatos durante el crucero SURPACLIP (Intervalo de contorno de 5 μM).

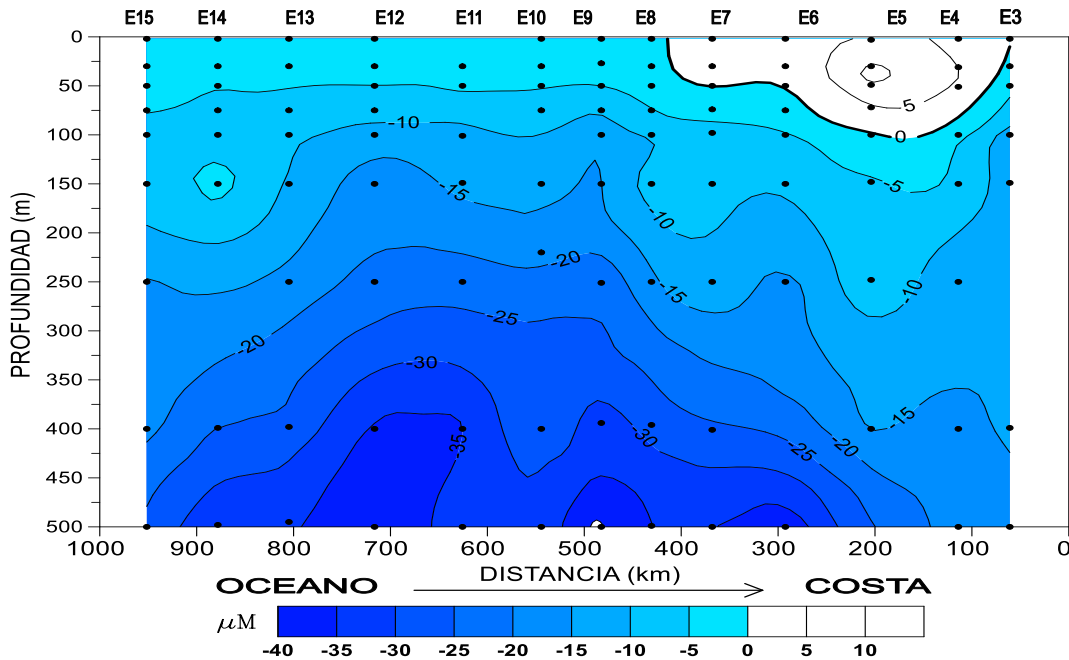


Figura 28b. Distribución vertical de la anomalía de silicatos para el crucero SURPACLIP (intervalo de contorno de 5 μM).

8.6.4 Proporción N:P

La proporción N:P mostró valores relativamente homogéneos en ambos cruceros, sin grandes cambios en la vertical, tomando en cuenta que esta proporción suele ser altamente variable. En el transecto de SEDIMENTO-II, la distribución de N:P muestra un ligero aumento de esta relación con valores mayores a 60 en la capa profunda entre las estaciones 2 a 5 por debajo de los 200 m y para las estaciones 8 y 9 en profundidades de 50 a 125 m, manteniendo valores que en promedio están alrededor de 32 en este transecto (Figura 29a).

En cuanto al SURPACLIP, no obstante que se obtuvo también un promedio general cercano a 32, se observan patrones más claros, principalmente en la horizontal. El mínimo N:P se da en el extremo costero del transecto en la estación 3 de la superficie hasta los 400 m, mientras que los mayores N:P corresponden a valores >60 entre las estaciones 9 a 12 a profundidades de 250 a 450 m (Figura 29b).

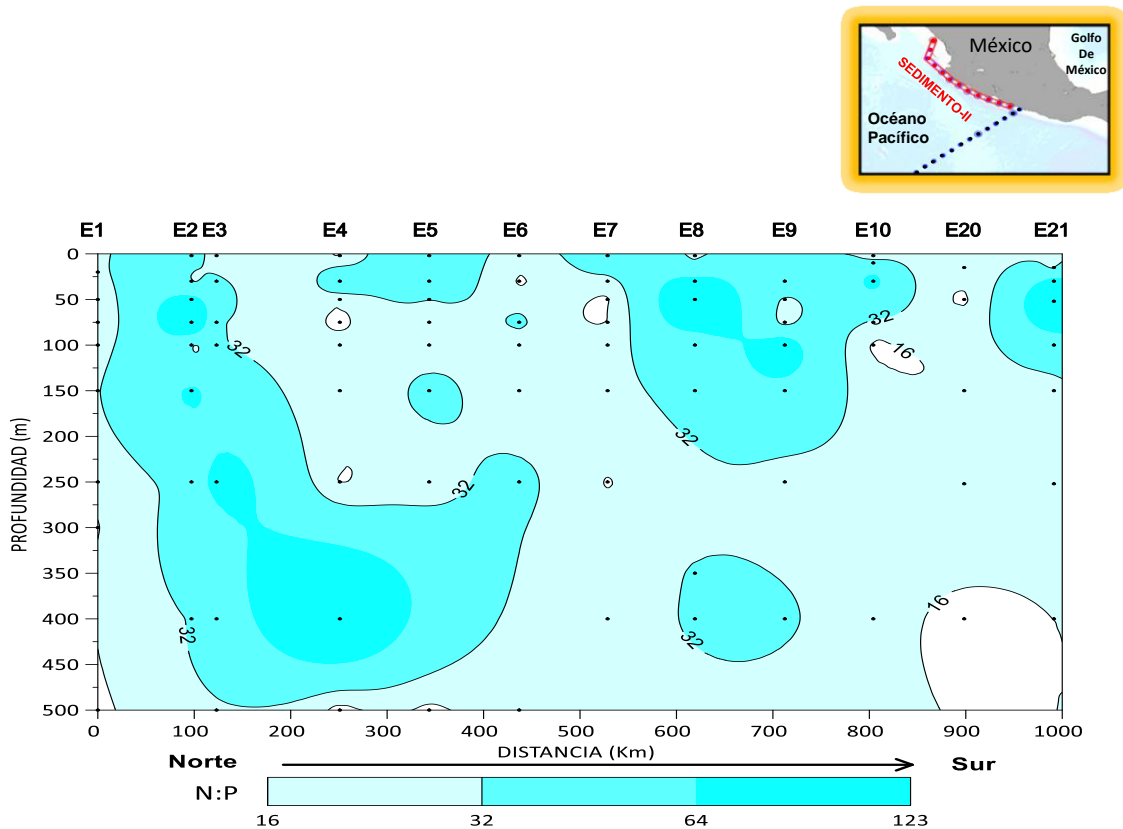


Figura 29a. Distribución calculada en la vertical de la proporción N:P para el transecto de SEDIMENTO II

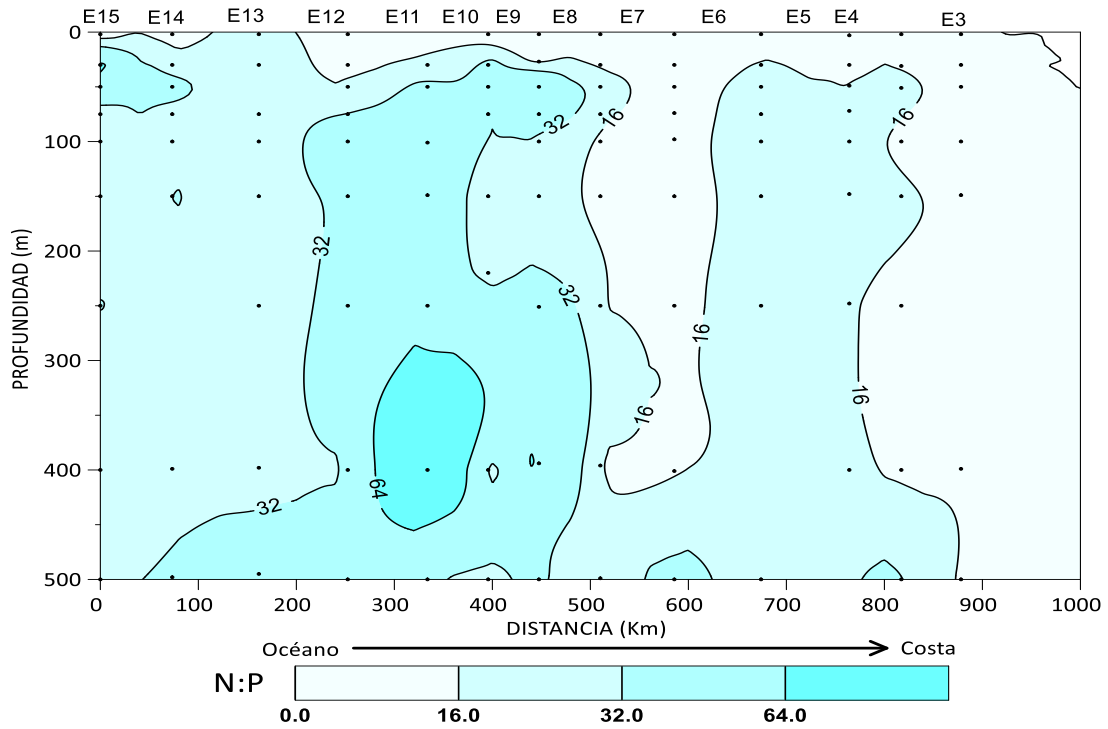


Figura 29b. Distribución calculada en la vertical de la proporción N:P para el transecto de SURPA CLIP

8.6.5 Consideraciones generales

Con base en sus anomalías térmicas superficiales, ENSO 97-98 está entre los eventos más intensos de El Niño registrados desde 1950, según puede apreciarse en la evolución de las anomalías de temperatura superficial del océano, o Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés, Oceanic Niño Index) que se muestran en la figura 30 y en la Tabla 1. ENSO 97-98 se considera el más intenso después del evento de ENSO de 2015-2016.

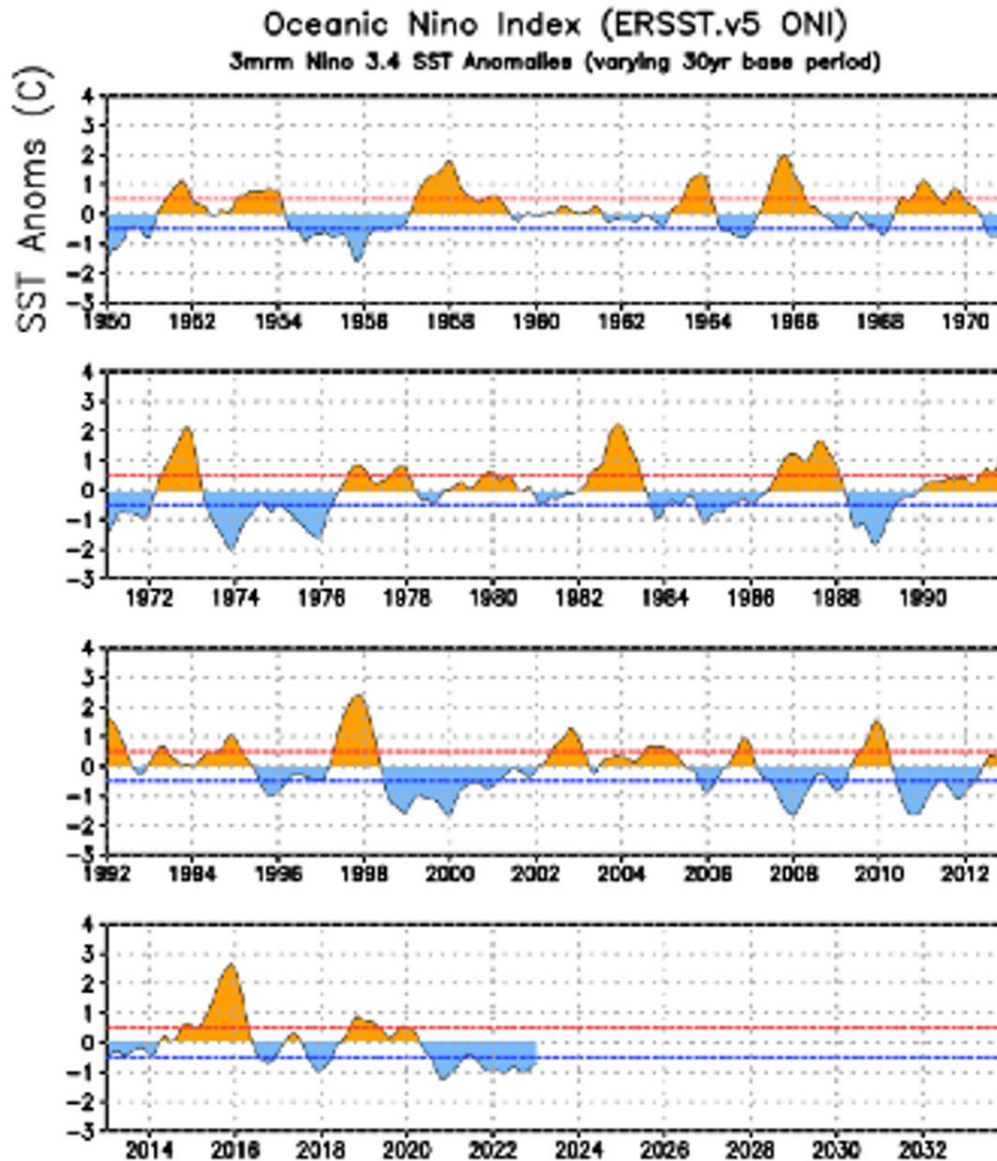


Figura 30. Evolución temporal del Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés, Oceanic Niño Index) de la NOAA ilustrando los eventos de ENSO (naranja) y La Niña (azul). Se aprecia que 97-98 y 2015-2016 han sido los ENSO más intensos. Los valores mensuales medios móviles se pueden consultar en: https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php

Tabla 1. Variación mensual (promedios móviles trimestrales) del ONI (Índice Oceánico Niño), que calcula la NOAA con la anomalía de la temperatura superficial media en la región del Pacífico Ecuatorial. Años a la izquierda, meses en las columnas, siglas de los meses en inglés, D por December, J por January, F por February, etc. Los números indican la anomalía (°C), en rojo las anomalías por encima de la media decadal y en azul las inferiores a de ella. (Ver más detalles en: https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php)

Year	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1950	-1.5	-1.3	-1.2	-1.2	-1.1	-0.9	-0.9	-0.4	-0.4	-0.4	-0.6	-0.8
1951	-0.8	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.6	0.7	0.9	1.0	1.2	1.0	0.8
1952	0.5	0.4	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.1	0.0	0.2	0.1	0.0	0.1
1953	0.4	0.6	0.6	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8
1954	0.8	0.5	0.0	-0.4	-0.5	-0.5	-0.6	-0.8	-0.9	-0.8	-0.7	-0.7
1955	-0.7	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.7	-0.7	-0.7	-1.1	-1.4	-1.7	-1.5
1956	-1.1	-0.8	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.6	-0.6	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4
1957	-0.2	0.1	0.4	0.7	0.9	1.1	1.3	1.3	1.3	1.4	1.5	1.7
1958	1.8	1.7	1.3	0.9	0.7	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6
1959	0.6	0.6	0.5	0.3	0.2	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1	0.0	0.0	0.0
1960	-0.1	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1
1961	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.1	-0.1	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2
1962	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.2	0.0	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4
1963	-0.4	-0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	0.9	1.1	1.2	1.3	1.4	1.3
1964	1.1	0.6	0.1	-0.3	-0.6	-0.6	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8
1965	-0.6	-0.3	-0.1	0.2	0.5	0.8	1.2	1.5	1.9	2.0	2.0	1.7
1966	1.4	1.2	1.0	0.7	0.4	0.2	0.2	0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3
1967	-0.4	-0.5	-0.5	-0.4	-0.2	0.0	0.0	-0.2	-0.3	-0.4	-0.3	-0.4
1968	-0.6	-0.7	-0.6	-0.4	0.0	0.3	0.6	0.5	0.4	0.5	0.7	1.0
1969	1.1	1.1	0.9	0.8	0.6	0.4	0.4	0.5	0.8	0.9	0.8	0.6
1970	0.5	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.3	-0.6	-0.8	-0.8	-0.7	-0.9	-1.1
1971	-1.4	-1.4	-1.1	-0.8	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.9	-1.0	-0.9
1972	-0.7	-0.4	0.1	0.4	0.7	0.9	1.1	1.4	1.6	1.8	2.1	2.1
1973	1.8	1.2	0.5	-0.1	-0.5	-0.9	-1.1	-1.3	-1.5	-1.7	-1.9	-2.0
1974	-1.8	-1.6	-1.2	-1.0	-0.9	-0.8	-0.5	-0.4	-0.4	-0.6	-0.8	-0.6
1975	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.8	-1.0	-1.1	-1.2	-1.4	-1.4	-1.6	-1.7
1976	-1.6	-1.2	-0.7	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.9	0.8
1977	0.7	0.6	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.6	0.7	0.8	0.8
1978	0.7	0.4	0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.1	0.0
1979	0.0	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.0	0.2	0.3	0.5	0.5	0.6
1980	0.6	0.5	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.0	-0.1	0.0	0.1	0.0
1981	-0.3	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1	-0.2	-0.1
1982	0.0	0.1	0.2	0.5	0.7	0.7	0.8	1.1	1.6	2.0	2.2	2.2
1983	2.2	1.9	1.5	1.3	1.1	0.7	0.3	-0.1	-0.5	-0.8	-1.0	-0.9
1984	-0.6	-0.4	-0.3	-0.4	-0.5	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.6	-0.9	-1.1
1985	-1.0	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.6	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4
1986	-0.5	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	0.0	0.2	0.4	0.7	0.9	1.1	1.2
1987	1.2	1.2	1.1	0.9	1.0	1.2	1.5	1.7	1.6	1.5	1.3	1.1
1988	0.8	0.5	0.1	-0.3	-0.9	-1.3	-1.3	-1.1	-1.2	-1.5	-1.8	-1.8
1989	-1.7	-1.4	-1.1	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2	-0.1
1990	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4
1991	0.4	0.3	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.8	1.2
1992	1.7	1.6	1.5	1.3	1.1	0.7	0.4	0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1
1993	0.1	0.3	0.5	0.7	0.7	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.7	1.0	1.1
1995	1.0	0.7	0.5	0.3	0.1	0.0	-0.2	-0.5	-0.8	-1.0	-1.0	-1.0
1996	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.3	0.8	1.2	1.6	1.9	2.1	2.3	2.4	2.4
1998	2.2	1.9	1.4	1.0	0.5	-0.1	-0.8	-1.1	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6
1999	-1.5	-1.3	-1.1	-1.0	-1.0	-1.0	-1.1	-1.1	-1.2	-1.3	-1.5	-1.7
2000	-1.7	-1.4	-1.1	-0.8	-0.7	-0.6	-0.6	-0.5	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7
2001	-0.7	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3
2002	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.4	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3	1.1
2003	0.9	0.6	0.4	0.0	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
2004	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	-0.6	-0.8
2006	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.1	0.0	0.1	0.3	0.5	0.8	0.9	0.9
2007	0.7	0.2	-0.1	-0.3	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.1	-1.3	-1.5	-1.6
2008	-1.6	-1.5	-1.3	-1.0	-0.8	-0.6	-0.4	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.7
2009	-0.8	-0.8	-0.6	-0.3	0.0	0.3	0.5	0.6	0.7	1.0	1.4	1.6
2010	1.5	1.2	0.8	0.4	-0.2	-0.7	-1.0	-1.3	-1.6	-1.6	-1.6	-1.6
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.7	-0.6	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.0	-1.1	-1.0
2012	-0.9	-0.7	-0.6	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.2
2013	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.2	0.0	0.1	0.2	0.5	0.6	0.7
2015	0.5	0.5	0.5	0.7	0.9	1.2	1.5	1.9	2.2	2.4	2.6	2.6
2016	2.5	2.1	1.6	0.9	0.4	-0.1	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.6
2017	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.1	-0.1	-0.4	-0.7	-0.8	-1.0
2018	-0.9	-0.9	-0.7	-0.5	-0.2	0.0	0.1	0.2	0.5	0.8	0.9	0.8
2019	0.7	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.3	0.1	0.2	0.3	0.5	0.5
2020	0.5	0.5	0.4	0.2	-0.1	-0.3	-0.4	-0.6	-0.9	-1.2	-1.3	-1.2
2021	-1.0	-0.9	-0.8	-0.7	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.7	-0.8	-1.0	-1.0
2022	-1.0	-0.9	-1.0	-1.1	-1.0	-0.9	-0.8	-0.9	-1.0	-1.0	-0.9	-0.8
2023	-0.7	-0.4										

Una de las virtudes del ONI es que toma en cuenta el cambio de temperatura debido al calentamiento global y, para evitar que dicho aumento térmico de largo plazo indicara falsamente la permanencia de condiciones de EN, calcula la anomalía térmica de cada año en función, no del promedio histórico total de

temperatura, sino de la media tridecadal correspondiente (Lindsey, 2013), normalizando así la detección de los eventos, a pesar del incremento de largo plazo en la temperatura media del océano.

Aún con dicha corrección, la importancia del evento de ENSO 1997-1998 lo hace destacar respecto a la evolución del ONI. La anomalía térmica promedio en la región del ONI alcanzó en noviembre de 1997 (Tabla 1) un valor de 2.4 °C, cuando en el resto de los eventos ENSO registrados desde 1950 osciló entre solamente 0.5 y 2.2 °C, y fue además casi un grado centígrado superior a la media de 1.22 °C en el mes de noviembre para todos ellos, siendo en este sentido superado solamente por el ENSO de 2015, llamado también ENSO Godzilla (Coria-Monter *et al.* 2018), que alcanzó un ONI de 2.6 °C (Tabla 1).

Si bien estos dos eventos extremos del ENSO (iniciados en 1997 y 2015) comparten anomalías térmicas e índices ONI similares, también tienen importantes diferencias, particularmente en términos de su impacto sobre las aguas oceánicas en el Pacífico Mexicano. La principal de estas diferencias consiste en que corresponden a los dos tipos de eventos ENSO diferentes que ya se ha identificado que ocurren: los del Pacífico Oriental (EP, por sus siglas en inglés, Eastern Pacific) propiamente, que se denominan EP-ENSO, y los que se clasifican como del Pacífico Central (CP, por sus siglas en inglés) que se denominan CP-ENSO (Yu y Kao 2007; Kao y Yu 2009).

EL EP-ENSO corresponde propiamente al fenómeno de El Niño, con un calentamiento oceánico y un hundimiento de la termoclina cerca de las costas de América, en tanto el CP-ENSO corresponde más bien a un calentamiento de la capa superficial del Pacífico Central, sin un hundimiento de la termoclina tan evidente en las costas de América (Paek *et al.*, 2017). Mientras que el ENSO 97-98 fue un EP-ENSO propiamente, el ENSO 2015-2016 fue una combinación de CP-ENSO con EP-ENSO, por lo cual alcanzó una anomalía térmica superficial (o ONI) ligeramente mayor (0.2 °C más, Tabla 1) a la del 97-98, aunque su efecto en las

costas de América fue menor. Por ello, en términos de su impacto en dichas costas, y de tratarse propiamente de un ENSO con una dinámica de oscilación de la termoclina de toda la cuenca del Pacífico, el ENSO 97-98 es probablemente el de mayor impacto registrado hasta ahora, dándole mayor relevancia a este estudio.

Adicionalmente, además de las anomalías superficiales, también son importantes aquellas que ocurren bajo la superficie y como se modifica la estructura oceánica subsuperficial, y es en este sentido como este trabajo -que cuenta con la información de estaciones oceanográficas- más puede contribuir. De hecho, las distribuciones verticales de los parámetros hidrográficos (T y S) y biogeoquímicos (O₂, nutrientes y N:P) aquí presentadas demuestran la gran magnitud de las anomalías en las distribuciones verticales de estos parámetros que causó el ENSO del 97-98.

En el caso de la temperatura, las anomalías superficiales, que son quizá el aspecto más conocido de los eventos de EN, aquí reportadas para el Pacífico Nororiental Tropical (mexicano) fueron del orden de entre 2 a 3 °C, y son consistentes con las observadas por los sistemas de medición de temperatura superficial y el ONI. Sin embargo, las anomalías en la vertical, subsuperficiales, fueron de una magnitud aún mayor, mayores a 4 °C entre los 20 y 75 m de profundidad, y alcanzando máximos locales de hasta 7 °C.

Estos datos confirman que, además de la importancia regional de los cambios en la superficie, localmente ocurren también cambios importantes por debajo de esta. En particular, este pico de anomalía térmica subsuperficial se debe a que el evento de ENSO ocasiona un hundimiento de la termoclina y un aumento del espesor de la capa superficial mezclada, que de acuerdo con nuestros datos fue en promedio del orden de 30 a 40 m, más que duplicando el grosor de la capa superficial mezclada de la región en un año no-Niño.

Estos resultados son consistentes con las mediciones directas de Filonov *et al.* (2003), quien también encontró durante noviembre de 1997 anomalías que llegaron a superar los 5 °C de aumento de temperatura entre los 50 m y los 120 m de profundidad, con respecto a noviembre de 1996 (Figura 31, modificada de Filonov *et al.* 2003). En sus observaciones, estos autores encontraron un hundimiento promedio de la termoclina aún mayor, del orden de 50 m, lo que refuerza la importancia de las anomalías subsuperficiales de los eventos de EN, y también la variabilidad espacial de éstos que es importante documentar en un futuro, y a la cual probablemente se deban la pequeña diferencia encontrada entre los promedios de ambos estudios que son, por lo demás, consistentes.

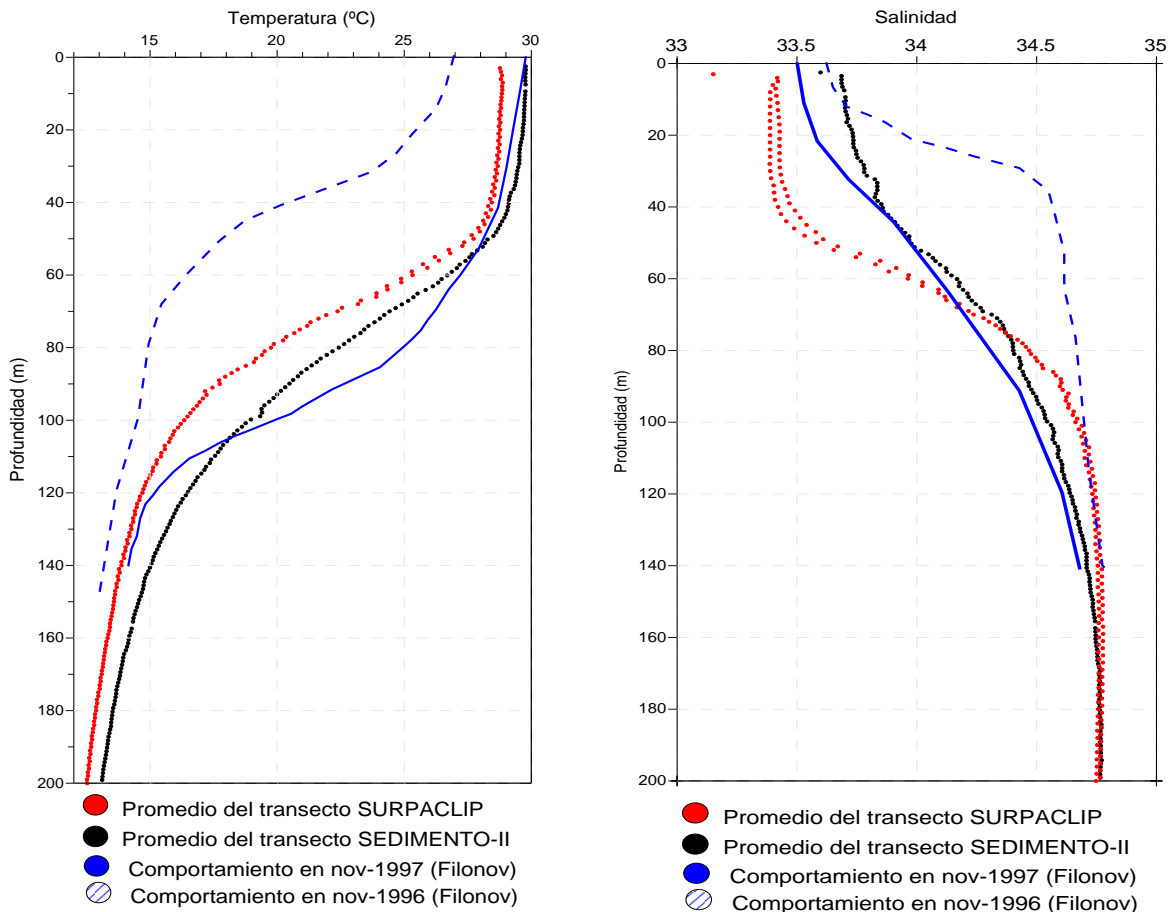


Figura 31. Gráficas comparativas de los perfiles de temperatura y salinidad de las campañas SEDIMENTO-II, SURPACLIP con los datos reportados para la zona por Filonov *et al.* (2003) en noviembre de 1996 y noviembre de 1997.

Adicionalmente, considerando las dimensiones horizontales, los datos aquí presentados muestran que el aumento de la temperatura superficial, la anomalía térmica subsuperficial y el hundimiento de la termoclina ocurrieron en una amplia franja oceánica, de al menos los 800 km que las estaciones oceanográficas del SURPACLIP cubrieron (y, por supuesto, de más de los 1000 km a lo largo de la costa que cubrieron las de SEDIMENTO II).

Las dimensiones espaciales de las anomalías generadas por este evento de ENSO 97-98, son particularmente relevantes en términos de su consistencia con los mecanismos que ocurren durante los eventos de EN, como son las Ondas de Kelvin y de Rossby. En particular, por ejemplo, se esquematiza que en las latitudes de 20° N y S la extensión de la onda costera de Kelvin calculada y su anomalía en la temperatura asociada sería para estas latitudes de al menos 50 km de la costa a mar abierto Figura 10 (Mysak, 1986). Acoplado a esto se esperaría el hundimiento de la termoclina, en parte generado por la mezcla de la Onda de Kelvin, así como que las ondas de Rossby generan una mezcla aún más profunda (Horel and Wallace 1981, Alexander 2002 y Galanti, 2003).

En cualquier caso, uno de los aspectos más relevantes de la magnitud y extensión de estas anomalías térmicas de ENSO 97-98 sería su potencial de afectación climática, específicamente a escala local, adicionalmente a su acoplamiento océano-atmósfera global. Entre estos cambios, se incluye que el aumento de la temperatura superficial del océano puede modificar los patrones de evaporación ya que la energía almacenada es considerable, y puede intensificar la evaporación, como discuten Filonov *et al.* (2003), quienes calcularon dicho almacenamiento de calor desde enero de 1996 hasta junio de 1998. En particular, para la época del invierno de 1997 el calor almacenado fue de 15.3 GJ/m², favoreciendo la formación de nubes y adicionalmente modificando el transporte de calor, generando así modificaciones en los cinturones latitudinales de lluvias y secas (Filonov *et al.*, 2003).

Uno de los impactos de mayor trascendencia de estas anomalías puede darse en los huracanes que obtienen su energía, y por tanto su intensidad, del calor almacenado en el agua superficial. Este es un aspecto crucial para México, que involucra una problemática compleja asociada a estos eventos, ya se encuentra ubicado entre dos de las regiones oceánicas tropicales más importantes en las que se generan los huracanes.

El uso combinado de los valores de temperatura y salinidad a través de los diagramas T-S permitió conocer las masas de agua que predominaron en la zona de estudio bajo las condiciones del ENSO 97-98. La caracterización de las masas de agua es importante y puede ser de utilidad para inferir sobre los patrones de circulación y de mezcla que se presentan en la zona de estudio ya que en esta región convergen diferentes masas de agua debido a diversas corrientes, como lo son la Corriente de California, la Contra Corriente NorEcuatorial, la Corriente Costera de Costa Rica con Agua de Tehuantepec, algunas de estas son superficiales y otras viajan en capas intermedias.

De acuerdo con sus valores de temperatura y salinidad, se distinguieron 4 masas de agua, dos que dominan la zona superficial: el Agua Tropical Superficial del Pacífico (AtSP, $33.0 < S < 34.0$ ups; $25.0 < T < 28.0$ °C) y el Agua Ecuatorial Superficial del Pacífico (AESP, $34.0 < S < 34.6$ ups; $20 < T < 28$ °C). En éstas, si bien se presentó la anomalía de temperatura ya descrita de 2 °C, no se observó que se alterara la salinidad de estas masas de agua. Se considera como un efecto particular del desarrollo del ENSO la intrusión de Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs, $34.7 < S < 35$ ups; $12 < T < 14$ C) en la tercera masa de agua que es el Agua Ecuatorial del Pacífico, (AEP, $34.5 < S < 34.8$ ups; $8 < T < 20$ °C), que debería de permanecer después de AtPs y AESP hasta el fondo, pero dentro de esta región encontramos dicha intrusión del AStSs (Badán-Dangon y Trasviña 1997).

Cabe resaltar que en el transecto del SEDIMENTO-II esta intrusión se observa más profunda, abarcando desde los 175 m hasta 275 m, mientras que en el transecto del SURPACLIP está un poco más superficial, entre 125 m y 225 m, quedando claro que el espesor de esta masa de agua abarca 100 m en ambas campañas.

A diferencia de la temperatura y la salinidad, que son parámetros conservativos, la concentración de oxígeno en la capa superficial del océano está determinada, además del intercambio con la atmósfera, que depende de la temperatura y la salinidad, también por otros procesos, como la actividad biológica y los procesos químicos, principalmente los redox.

Por esta razón, el oxígeno disuelto podría presentar tanto anomalías derivadas directamente de la basculación oceánica que se asocia al ENSO, como de los procesos de fertilización que pudieran permanecer a pesar de la presencia del ENSO, que interrumpe el ascenso de aguas frías y ricas en nutrientes que normalmente tienen un efecto fertilizador en la región del Pacífico Oriental Tropical, frente a las costas de América. En este sentido, los principales rasgos de las anomalías de oxígeno reflejan ante todo el efecto físico del engrosamiento de la capa superficial mezclada y el hundimiento de la termoclina y la oxiclina, que principalmente, al alejar las capas con altos nutrientes de la zona fótica, tendrían un efecto más bien oligotrofizador, como aparentemente ocurre.

Sin embargo, aparentemente, localmente pueden subsistir zonas o momentos en los que se mantengan estos procesos de fertilización, como lo sugieren tanto la ligera sobresaturación de oxígeno (104 %) y las distribuciones de nutrientes en particular en la estación 4, en la parte costera del transecto del SURPACLIP (Figuras 24a, 25a y 26a), donde también se muestra un ligera anomalía positiva de nitrato, fosfatos y silicatos (Figuras 24b, 25b y 26b), sugiriendo la existencia de un pequeño proceso de surgencia en esta zona durante noviembre de 1997.

En la capa subsuperficial, a partir de los 50 a 100 m y hasta los 500 m que se analizaron en este estudio, los nutrientes, por el contrario, presentaron anomalías negativas importantes, mostrando una disminución aparente para cada una de las especies analizadas, como los fosfatos, el nitrato y los silicatos, en relación con los valores promedio para esta región del Pacífico (Atlas NERDIS Volumen 2, 3, 4, 1998), de manera consistente con el hundimiento significativo de la termoclina, una disminución en los procesos de intercambio entre las masas de agua, y una baja de actividad de los productores primarios, consolidando de manera importante el carácter oligotrófico del océano abierto debido a la disminución de la disponibilidad de los elementos biolimitantes que son suministrados a las capas superficiales y por tanto una reducción de la productividad biológica y por consecuencia en la biota (Rojo-Vázquez *et al.*, 2007) con los parámetros que se observan en esta amplia región del Pacífico mexicano.

9 Conclusiones:

- 1.- La información aquí analizada permite documentar más detalladamente las anomalías de los principales parámetros oceanográficos y biogeoquímicos durante el fenómeno de El Niño en noviembre de 1997, en una amplia franja oceánica del Pacífico Tropical Mexicano, que abarca aproximadamente 1000 km a lo largo de la costa y 900 en la dirección perpendicular a la misma, abarcando un área de más de 800,000 km² en el Pacífico Tropical Mexicano.
- 2.- Se observó un calentamiento superficial importante en ambos transectos analizados asociado a este fenómeno de ENSO 97-98, llegando a valores de hasta casi 3 °C en la superficie, que fue consistente con el promedio de 2.4 °C del ONI durante este evento.
- 3.- Además del calentamiento superficial, se encontraron anomalías térmicas subsuperficiales de mayor magnitud, las cuales oscilaron entre 3 y 7 °C por encima del promedio histórico para el mes de noviembre, llegando este incremento térmico hasta aproximadamente los 60 m de profundidad.
- 4.- Asimismo, se verificó el incremento de la extensión vertical de la capa superficial mezclada, y un hundimiento de la termoclina del orden de 30 a 40 m, duplicándose con ello la profundidad de la capa de mezcla en esta región durante el ENSO 97-98. Llegando esta profundización de la termoclina hasta los 50 m de profundidad y con un cambio en la temperatura promedio mayor a los 5 °C, con respecto a un año “no-Niño” donde la termoclina es menos profunda y se ubica alrededor de los 20 a 30 m de profundidad.
- 5.- En cuanto a la salinidad, solamente se observó una pequeña anomalía negativa en la capa superficial, que no se extiende más allá de los 50 m de profundidad. Esta pequeña anomalía no impidió la identificación de las masas de agua. Dependiendo de la clasificación utilizada, la anomalía de

salinidad superficial se ubicaría dentro de la variabilidad esperada para el Agua Tropical Superficial del Pacífico (AtSP), o a un desplazamiento horizontal relativo entre esta masa de agua y el Agua Ecuatorial Superficial del Pacífico (AEP), en el caso de las clasificaciones que distinguen a estas dos masas de agua.

- 6.- Durante noviembre de 1997 se identificó la presencia de cuatro masas de agua en la región estudiada: Agua Tropical Superficial del Pacífico (AtSP), Agua Ecuatorial Superficial del Pacífico (AESP), Agua Ecuatorial del Pacífico (AEP), la cuarta se encuentra entre AtPs y AESP denominada Agua Subtropical Sub-superficial (AStSs).
- 7.- Similarmente al caso de la temperatura, en forma asociada a la expansión vertical de la capa mezclada se generó una capa de anomalía positiva de oxígeno disuelto, de hasta 3 mL/L, en la franja de profundidades que normalmente está ocupada por la oxiclina y por el inicio de la capa del mínimo de oxígeno.
- 8.- La anomalía de oxígeno encontrada se debe así principalmente al proceso físico de engrosamiento vertical de la capa mezclada, y no a cambios en los procesos biogeoquímicos como mayor producción o menor reciclamiento, que en todo caso tendrían un comportamiento inverso por el efecto de oligotrofización que provoca el ENSO.
- 9.- En la capa superficial y hasta aproximadamente los 50 m de profundidad se encontraron anomalías de nutrientes muy pequeñas negativas, y cercanas a cero, que son consistentes con lo anterior.
- 10.- En contraste, en la capa de agua subsuperficial, entre los 50 y los 500 m, se observaron de manera generalizada anomalías negativas de nutrientes, que llegaron a ser de $-2.5 \mu\text{M}$ en el caso de los fosfatos, de $-15 \mu\text{M}$ para el nitrato, y de $-3.5 \mu\text{M}$ para los silicatos.

11.- Este patrón es consistente con la basculación hacia abajo de toda la columna de agua que implica el ENSO para el Pacífico Oriental Tropical, y que es lo que se observó de manera general aquí durante noviembre de 1997. Sin embargo, también se encontró evidencia en la distribución de los nutrientes que sugiere una zona de ligera surgencia, presentando un pulso de estos hacia la superficie en la parte costera del transecto del SURPACLIP, y donde también se observa un núcleo de sobre saturación de oxígeno de hasta el 104%, mostrando que puede haber procesos de fertilización superficial moderados, aún durante un evento de El Niño tan intenso como el de noviembre de 1997.

10 Literatura Citada:

- Alexander, M. A., Bladé, I., Newman, M., Lanzante, J. R., Lau, N. C., & Scott, J. D. (2002). The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air–sea interaction over the global oceans. *Journal of climate*, 15(16), 2205-2231.
- American Public Health Association, & American Water Works Association. (1995). Standard methods for the examination of water and wastewater. In *Standard methods for the examination of water and wastewater* (pp. 1000-1000).
- Allan, R., Lindesay, J., & Parker, D. (1996). *El Niño southern oscillation & climatic variability*. CSIRO publishing.
- Arntz, W. E., & Valdivia, E. (1985). 'El Niño'y su impacto en la fauna marina. *Bol. Peru. Vol. Extraordinario*.
- Badán, A., (1997). La corriente costera de Costa Rica en el Pacífico Mexicano., en M.F. Lavín, Editor, *Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No.3, Unión Geofísica Mexicana*, p. 99-112.
- Badan-Dangon, A., y Trasvina, A. (1996). Water mass confluence at the mouth of the Gulf of California. *EOS*, 76, 201.
- Benson S.R., Donald A. Croll, Baldo B. Marinovic, Francisco P. Chavez, James T. Harvey., 2002: Changes in the cetacean assemblage of a coastal upwelling ecosystem durin El Niño 1997-98 and La Niña 1999. *Progress in Oceanography* 54: 279-291.
- Berlage, H. P. (1957). Fluctuations of the Atmospheric General circulation of more than one year: Their nature and Prognostic Value. *Mededelingen En Verhandlelingen*, 69, 152p.
- Boss, S. K. (2000). Adventures in Data Analysis: The TAO Array and the 1997–1998 El Niño. *Mathematical geology*, 32(2), 159-185.
- Broecker, W. y T. Peng. 1982. *Tracers in the sea*. Eldigio, Lamont-Doherty Geol. Obs. Palisades, New York.
- Bjerknes, J. (1966). A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18(4), 820-829.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly weather review*, 97(3), 163-172.
- Bjerknes, J. (1972). Large-scale atmospheric response to the 1964–65 Pacific equatorial warming. *Journal of Physical Oceanography*, 2(3), 212-217.
- Berlage, H. P. (1957). Fluctuations of the Atmospheric General circulation of more than one year: Their nature and Prognostic Value. *Mededelingen En Verhandlelingen*, 69, 152p.
- Bograd, S. J., & Lynn, R. J. (2001). Physical-biological coupling in the California Current during the 1997–99 El Niño-La Niña cycle. *Geophysical Research Letters*, 28(2), 275-278.
- Camberlin P., S. Janicot and I. Pocard., 2001: Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between african rainfall and tropical sea-surface temperatura: Atlantic vs ENSO . *International Journal of climatology*, 21: 973-1005.
- Cane, M. A. (1983). Oceanographic events during el nino. *Science*, 222(4629), 1189-1195.
- Cane, M. A., Zebiak, S. E., & Dolan, S. C. (1986). Experimental forecasts of EL Nino. *Nature*, 321(6073), 827-832.
- Collins, M., An, S. I., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F. F., ... & Wittenberg, A. (2010). The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience*, 3(6), 391-397.

- Coffroth, M. A., Lasker, H. R., & Oliver, J. K. (1990). Coral mortality outside of the eastern Pacific during 1982-1983: relationship to El Niño. In Elsevier oceanography series (Vol. 52, pp. 141-182). Elsevier.
- Coria-Monter, E., Monreal-Gómez, M. A., de León, D. A. S., & Durán-Campos, E. (2018). Impact of the "Godzilla El Niño" event of 2015–2016 on Sea-Surface temperature and Chlorophyll-a in the Southern Gulf of California, Mexico, as Evidenced by Satellite and In Situ data. *Pacific Science*, 72(4), 411-422.
- Changnon, S. 2000. Impacts of El Niño's Weather. In: *El Niño 1997-1998, The Climate Event of the Century*. Oxford University Press, 215 p.
- Chavez, F. P., Strutton, P. G., Friederich, G. E., Feely, R. A., Feldman, G. C., Foley, D. G., & McPhaden, M. J. (1999). Biological and chemical response of the equatorial Pacific Ocean to the 1997-98 El Niño. *Science*, 286(5447), 2126-2131.
- Chavez, F. P., Pennington, J. T., Castro, C. G., Ryan, J. P., Michisaki, R. P., Schlining, B., & Collins, C. A. (2002). Biological and chemical consequences of the 1997–1998 El Niño in central California waters. *Progress in Oceanography*, 54(1-4), 205-232.
- Chen, D.; M.A. Cane; A. Kaplan; S.E. Zebiak; D. Huang. 2004. Predictability of El Niño over past 148 years. *Nature* Vol. 428, no. 6984, 733-736. Apr 2004.
- Cheney, B., 1997. NODC Altimetry Lab tracks 1997 El Niño, *Earth System Monitor*, Vol. 8 (1): 1-16.
- De la Lanza, G., & Galindo, I. (1989). ENSO 1986-87 at Mexican subtropical Pacific offshore waters. *Atmósfera*, 2(1), 17-30.
- Delgadillo-Macías, J., Aguilar-Ortega, T., & Rodríguez-Velázquez, D. (1999). Los aspectos económicos y sociales de El Niño. *Los Impactos de El Niño en México*. Víctor O. Magaña (Editor). Dirección General de Protección Civil. Secretaría de Gobernación (México), 181-212.
- Diaz, H. F., & Markgraf, V. (2000). The past ENSO record: a synthesis. *El Niño and the Southern oscillation*, 465-88.
- Durazo R. and T.R. Baumgarther., (2002): Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography*, 54: 7-31.
- Edwards M.S., 2019: Comparing the impacts of four ENSO events on giant kelp (*Macrocystis pyrifera*) in the northeast Pacific Ocean. *Algae*, 34(2):141-151
- Falkowski, P.G. y A.D. Woodhead (Eds), 1992, *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*. Plenum Press, New York, 550 p.
- Filonov, N. y R. Millard. (1983). Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical Papers in Marine Science No. 44, 53 p.
- Filonov, A. E., Tereshchenko, I. E., Monzón, C. O., Ruelas, M. G., & Domínguez, E. G. (2000). Variabilidad estacional de los campos de temperatura y salinidad en la zona costera de los estados de Jalisco y Colima, México. *Ciencias Marinas*, 26(2), 303-321.
- Filonov, A. E., Tereshchenko, I. E., & Monzón, C. O. (2003). Hydrographic monitoring of El Niño 97-98 off the coast of southwest Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(3), 307-312.
- Galanti, E., & Tziperman, E. (2003). A midlatitude-ENSO teleconnection mechanism via baroclinically unstable long Rossby waves. *Journal of physical oceanography*, 33(9), 1877-1888.
- Garcia, H. E., Weathers, K. W., Paver, C. R., Smolyar, I., Boyer, T. P., Locarnini, M. M., ... & Seidov, D. (2019). *World Ocean Atlas 2018, Volume 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Dissolved Oxygen Saturation*.
- Gerald A. Meehl, Thomas Karl, David R. Easterling, Stanley Changnon/ Roger Pielke Jr., a David Changnon; d Jenni Evans, e Pavel Ya. Groisman, b Thomas R. Knutson/ Kenneth E. Kunkel, c

Linda O. Mearns/ Camille Parmesan^a Roger Pulwarty,^h Terry Root,¹ Richard T. Sylvester,^j Peter Whetton,^k and Francis Zwiers¹

- Franco-Gordo, C., Godínez-Domínguez, E., Filonov, A. E., Tereshchenko, I. E., & Freire, J. (2004). Plankton biomass and larval fish abundance prior to and during the El Niño period of 1997–1998 along the central Pacific coast of México. *Progress in Oceanography*, 63(3), 99-123.
- Gergis, J. L., & Fowler, A. M. (2009). A history of ENSO events since AD 1525: implications for future climate change. *Climatic Change*, 92(3), 343-387.
- Ginzburg A. I., Andrey G. Kostianoy, Nickolay A. Sheremet., 2008: Sea Surface temperature variability. *Hdb Env Chem* 5, Part Q: 255-275.
- Habit, E., Piedra, P., Ruzzante, D. E., Walde, S. J., Belk, M. C., Cussac, V. E., & Colin, N. (2010). Changes in the distribution of native fishes in response to introduced species and other anthropogenic effects. *Global Ecology and Biogeography*, 19(5), 697-710.
- Hansen, H.P. y Koroleff, F. (1999) Determination of nutrients. In *Methods of Seawater Analysis*. Grasshoff, K., Kremling, K., and Ehrhardt, M. (eds). Wiley-VCH, pp. 159–252.
- Hayes, S. P., Behringer, D. W., Blackmon, M., Hansen, D. V., Lau, N. C., Leetmaa, A., ... & Taft, B. A. (1986). The Equatorial Pacific Ocean Climate Studies (EPOCS) plans: 1986–1988. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 67(18), 442-444.
- Hazeleger, W., Seager, R., Cane, M. A., & Naik, N. H. (2004). How can tropical Pacific Ocean heat transport vary?. *Journal of physical oceanography*, 34(1), 320-333.
- Hernández-Carmona Gustavo, Rafael Riosmena-Rodríguez, Elisa Serviere-Zaragoza & Germán Ponce-Díaz, 2011: Effect of nutrient availability on understory algae during El Niño Southern Oscillation (ENSO) conditions in Central Pacific Baja California. *Journal of Applied Phycology* Vol-23, 635–642.
- Hernandez-Carmona, G., Robledo, D., & Serviere-Zaragoza, E. (2001). Effect of nutrient availability on *Macrocyctis pyrifera* recruitment and survival near its southern limit off Baja California.
- Hidalgo Pamela & Ruben Escribano., 2001: Succession of pelagic copepod species in coastal Waters off northern Chile: the influence of the 1997-98 El Niño. *Hydrobiologia* 453/454: 153-160.
- Horel, J. D., & Wallace, J. M. (1981). Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 109(4), 813-829.
- Jaimes, E. (1999). Condiciones meteorológicas a nivel global y local, cambio climático y" El Niño 1997-98". *Revista peruana de biología*, 6(3), 001-008.
- Kahru M. and B. Greg Mitchell., 2000: Influence of the 1997-98 El Niño on the surface chlorophyll in the California Current. *Geophysical Reserch Letters* 27: 2937-2940.
- Kao, H. Y., and J.-Y. Yu (2009), Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO, *J. Clim.*, 22, 615–632, doi:10.1175/ 2008JCLI2309.1.
- Ladah L.B., 2003: The shoaling of nutrient-enriched subsurface Waters as a mechanism to sustain primary productivity off Central Baja California during El Niño winters. *Journal of Marine System* 42: 145-152.
- Lavín, M. F., Palacios-Hernández, E., & Cabrera, C. (2003). Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California. *Geofísica internacional*, 42(3), 363-375.
- LeBlond PH, Mysak LA (1978) *Waves in the ocean*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp 219–227
- Levitus, S., & Boyer, T. P. (1994). *World ocean atlas 1994*. volume 4. temperature (No. PB-95-270112/XAB; NESDIS-4). National Environmental Satellite, Data, and Information Service, Washington, DC (United States).

- Levitus, S. y T.P. Boyer, 1994. World Ocean Atlas 1994. Vol. 2: Oxygen, NOAA, Washington, D.C., 186 p.
- L'Ecuyer, T. S., & Stephens, G. L. (2007). The tropical atmospheric energy budget from the TRMM perspective. Part II: Evaluating GCM representations of the sensitivity of regional energy and water cycles to the 1998–99 ENSO cycle. *Journal of climate*, 20(18), 4548-4571.
- Lindsey, R. (2013). In watching for El Niño and La Niña, NOAA adapts to global warming. *Climate Watch*. [Available online at <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/watching-el-niño-and-la-niña-noaa-adapts-global-warming>.]
- Libes, S. 1992. An introduction to marine biogeochemistry. John Wiley y Sons, Inc., New York. 734 p.
- Lipp E. K., Nancy Schmidt, Mark E. L. and Joan B. Rose., 2001: Determining the effects of El Niño-Southern Oscillation events on coastal water quality. *Estuaries* 24-4: 491-497.
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29(6), 1109-1123.
- Marinovic B.B., D.A. Croll, N.Gong, S.R. Benson, F.P. Chavez., 2002: Effects of the 1997-1999 El Niño and La Niña events on zooplankton abundance and euphausiid community composition within the Monterey Bay coastal upwelling system. *Progress in Oceanography* 54: 265-277.
- Martijena, N. E. (2003). El Niño-Southern Oscillation and precipitation history in Baja California: reconstruction using tree ring records. *Geofísica Internacional*, 42(3), 351-362.
- McPhaden, M. J. (1993). Toga-tao and the 1991-93 el nino-southern oscillation event. *Oceanography*, 6(2), 36-44.
- McPhaden M. J., 1999a: Equatorial waves and the 1997-98 El Niño. *Geophysical Reserch Letters*, 26: 2961-2964.
- McPhaden M. J., 1999b: Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science* 283 (5404): 950-954.
- Merino, M., 1992. "Afloramiento en la Plataforma de Yucatán: estructura y fertilización". Tesis doctoral, Posgrado en Ciencias del Mar, UACPyP-CCH, UNAM, México, 285 p.
- Murphy, R. C. (1926). Oceanic and climatic phenomena along the west coast of South America during 1925. *Geographical Review*, 16(1), 26-54.
- Neelin, J. D., Chou, C., & Su, H. (2003). Tropical drought regions in global warming and El Niño teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Obeso-Nieblas, M., Shirasago, B., Sanchez-Velasco, L., & Gaviño-Rodríguez, J. H. (2004). Hydrographic variability in Bahía De La Paz, BC S, Mexico, during the 1997–1998 El Niño. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(6-9), 689-710.
- Obeso-Nieblas, M., Shirasago-Germán, B., Gaviño-Rodríguez, J., Perez-Lezama, E., Obeso-Huerta, H., & Jiménez-Illescas, Á. (2008). Variabilidad hidrográfica en Bahía de La Paz, Golfo de California, México (1995-2005). *Revista de biología marina y oceanografía*, 43(3), 559-567.
- Ochoa, J. L. (2003). ENSO phenomenon and toxic red tides in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(3), 505-515.
- Paek, H., J.-Y. Yu, and C. Qian (2017), Why were the 2015/2016 and 1997/1998 extreme El Niños different?, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 1848–1856, doi:10.1002/2016GL071515.
- Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., ... & Trasviña, A. (2016). Water masses and circulation in the tropical Pacific off central Mexico and surrounding areas. *Journal of Physical Oceanography*, 46(10), 3069-3081.
- Philander, G. (1989). El Niño and La Niña. *American Scientist*, 77(5), 451-459.

- Philander, S. G. (1998). Who is El Niño?. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(13), 170-170.
- Quispe-Ccalluari, C., Chamorro, A., Arellano, C., & Tam, J. (2021). Propagación de ondas de Kelvin ecuatoriales y ondas atrapadas a la costa durante El Niño 2015-16 y El Niño costero 2017 frente a Perú: simulaciones y observaciones. *Boletín Instituto del Mar del Perú*, 36(2), 349-361.
- Rao R.R., M.S. Girish Kumar, M. Ravichandran, A.R. Rao, V.V. Gopalakrishna, P. Thadathil., 2010: Interannual variability of Kelvin wave propagation in the wave guides of the equatorial Indian Ocean, the coastal Bay of Bengal and the southeastern Arabian Sea during 1993-2006. *Deep-Sea Research I* 57: 1-13.
- Ramage, C. S. (1986). El Niño. *Scientific American*, 254(6), 76-83.
- Rasmusson, E.M. and Wallace J.M., 1983: Meteorological Aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science* 222, Issue 4629: 1195-1202
- Reyes-Bonilla H., J.D. Carriquiry, G.E. Leyte-Morales, A.L. Cupul-Magaña., 2002: Effects of the El Niño-Southern Oscillation and the anti-El Niño event (1997-1999) on coral reefs of the western coast of Mexico. *Coral Reefs* 21: 368-372.
- Reyes-Coca, S., & Troncoso-Gaytán, R. (2001). El Niño Oscilación del Sur” y los fenómenos hidrometeorológicos en Baja California: el evento de 1997-1998. *Ciencia pesquera*, 15, PA-CEOFA20016.
- Riascos V. J. M. 2006: Effects of El Niño-Southern Oscillation on the population dynamics of the tropical bivalve *Donax dentifer* from Málaga bay, Colombian Pacific. *Marine Biology* 148: 1283-1293.
- Rojó-Vázquez, J. A., Quiñonez-Velazquez, C., Echavarría-Heras, H. A., Lucano-Ramírez, G., Godínez-Domínguez, E., Ruiz-Ramírez, S., ... & Sosa-Nishizaki, O. (2008). The fish species composition and variation of catch from the small-scale gillnet fishery before, during and after the 1997-1998 ENSO event, central Mexican Pacific. *Revista de Biología Tropical*, 56(1), 133-152.
- Sánchez-Pérez, E. D., Sánchez-Velasco, L., Ruvalcaba-Aroche, E. D., Ornelas-Vargas, A., Beier, E., Barton, E. D., ... & Contreras-Catala, F. (2021). Temperature and dissolved oxygen concentration in the Pacific Ocean at the northern region of the oxygen minimum zone off Mexico between the last two PDO cool phases. *Journal of Marine Systems*, 222, 103607.
- Sang-Wook Yeh, Boris Dewitte, Bo Young Yim, Yigh Noh., 2010: Role of the upper ocean structure in response of ENSO -like SST variability to global warming. *Clim Dyn* 35: 355-369.
- Scaife, A. A., Butchart, N., Jackson, D. R., & Swinbank, R. (2003). Can changes in ENSO activity help to explain increasing stratospheric water vapor? *Geophysical Research Letters*, 30(17).
- Silverberg, N., Martínez, A., Aguíñiga, S., Carriquiry, J. D., Romero, N., Shumilin, E., & Cota, S. (2004). Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current in late 1996 and during the El Niño event of 1997–1998. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59(4), 575-587.
- Strutton, P. G., & Chavez, F. P. (2000). Primary productivity in the equatorial Pacific during the 1997–1998 El Niño. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C11), 26089-26101.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., & Fleming, R. H. (1942). *The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology* (Vol. 1087). New York: Prentice-Hall.
- Tarazona, J., Salzwedel, H., & Arntz, W. (1988). Positive effects of “El Niño” on macrozoobenthos inhabiting hypoxic areas of the Peruvian upwelling system. *Oecologia*, 76(2), 184-190.
- Tereshchenko, I., Filonov, A., Gallegos, A., Monzón, C., & Rodríguez, R. (2002). El Niño 1997–98 and the hydrometeorological variability of Chapala, a shallow tropical lake in Mexico. *Journal of Hydrology*, 264(1-4), 133-146.

- Wyrski, K. (1985). Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 90(C4), 7129-7132.
- Mysak, L. A. (1986). El Niño, interannual variability and fisheries in the northeast Pacific Ocean. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 43(2), 464-497.
- Wyrski, K. (1984). The slope of sea level along the equator during the 1982/1983 El Niño. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 89(C6), 10419-10424.
- Wyrski, K., & Kendall, R. (1967). Transports of the Pacific equatorial countercurrent. *Journal of Geophysical Research*, 72(8), 2073-2076
- Yin, K., P.J. Harrison, J. Chen, W. Huan and P.Y. Qian, 1999. Red tides during spring 1998 in Hong Kong: Is El Niño responsible?. *Mar Ecol. Progr. Ser.*, 187, 289-294.
- Yu, J. Y. (2015). Precursors of ENSO beyond the tropical Pacific. *US CLIVAR Variations*, 13(1), 15-20.
- Yu, J.-Y., and H.-Y. Kao (2007), Decadal changes of ENSO persistence barrier in SST and ocean heat content indices: 1958–2001, *J. Geophys. Res.*, 112, D13106, doi:10.1029/2006JD007654.
- Yu, J.-Y., and S. T. Kim (2010), Identification of Central-Pacific and Eastern-Pacific types of ENSO in CMIP3 models, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L15705, doi:10.1029/2010GL044082.
- Zimmerman R.C. and Deborah L. Robertson, NOTES 1985: Effects of El Niño on local hydrography and growth of the giant kelp, *Macrocystis pyrifera*, at Santa Catalina Island, California. *Limnology Oceanography*, 30(6): 1298-1302.
- Zhang, C., & Gottschalck, J. (2002). SST Anomalies of ENSO and the Madden–Julian Oscillation in the Equatorial Pacific, *Journal of Climate*, 15(17), 2429-2445.