

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA



FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**EFFECTO DE EI NIÑO 1998 – LA NIÑA 1999 EN EL
OXIGENO DISUELTO DE LA REGIÓN SUR DE
LA CORRIENTE DE CALIFORNIA**

**T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
O C E A N O L O G O
PRESENTA
MARTÍN EFRAÍN DE LA CRUZ OROZCO**

Ensenada, Baja California, Diciembre de 2002

RESUMEN

En 1997 se inició en México un programa de observaciones oceanográficas en la costa oeste de la Península (IMECOCAL), en una región oceanográfica bien definida dentro del Sistema de la Corriente de California (SCC). Este programa junto con los desarrollados por EUA como el programa CalCOFI han permitido una mejor observación regional de los procesos de la Corriente de California (CC) que ayudan a conocer la influencia a gran escala de fenómenos oceanográficos globales como El Niño y La Niña. En este trabajo se presentan los resultados de temperatura, salinidad, gamma (γ), oxígeno disuelto, y porcentaje de saturación de oxígeno obtenidos en dos cruceros oceanográficos efectuados del 25 de enero al 2 de Febrero de 1998 (IM9801/02) y del 1 al 31 de enero de 1999 (IM9901). Dichos cruceros se efectuaron durante la ocurrencia del fenómeno del El Niño 1997-98 (IM9801/02) y el otro durante el fenómeno de La Niña 1999-00 (IM9901). Además con los promedios de los datos históricos de CalCOFI se determinaron las anomalías para oxígeno disuelto y para el porcentaje de saturación de oxígeno. Se calcularon los valores integrados de oxígenos para ambos eneros y también para los de CalCOFI con el fin de obtener la anomalía en la columna de agua. Durante El Niño se presentaron aguas mayor temperatura y salinidad, y con menor concentración de oxígeno disuelto (promedio 4.72 ml/l; mediana de 5.12 ml/l), mientras que en La Niña hubo aguas más frías, menos saladas y más oxigenadas (promedio 5.00 ml/l; mediana 5.65 ml/l). Durante El Niño la CC fue desplazada hacia la región oceánica por la intrusión de una masa de agua más cálida, más salada y con mayor concentración de relativamente oxígeno proveniente de Pacifico subtropical. Esta agua afectó de manera sinérgica a la Contracorriente Subsuperficial de California (CCSC) obteniéndose anomalías del oxígeno disuelto positivas a lo largo de la franja costera y negativas en la porción oceánica. Además, la mayor variación de las anomalías ocurrió por debajo de los 50 m de profundidad. En cambio, durante La Niña las anomalías positivas se observaron para la región oceánica y las negativas en la zona costera debido a la influencia de surgencias, principalmente en la región central y norte del área de estudio. En el invierno de 1999 las isolíneas de las variables medidas se inclinaron hacia la superficie en la zona costera, como resultado del balance geostrófico debido a la intensificación del flujo de la CC hacia el ecuador. El Niño 1998 tuvo un efecto en el oxígeno disuelto diferente en las regiones costeras y oceánicas. La influencia del agua más salada y con la mayor concentración de oxígeno disuelto fue muy evidente en la región costera de la zona sur. Se discute su origen y el posible mecanismo que la transporta hacia el área de estudio.

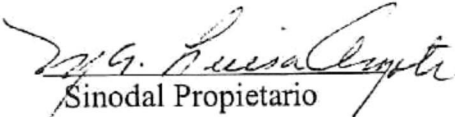
EFFECTO DE EL NIÑO 1998 – LA NIÑA 1999 EN EL
OXÍGENO DISUELTO DE LA REGIÓN SUR DE LA
CORRIENTE DE CALIFORNIA

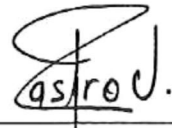
T E S I S
QUE PRESENTA:

MARTÍN EFRAÍN DE LA CRUZ OROZCO

Aprobada por:


Presidente del Jurado
Dr. Gilberto Gaxiola Castro
Director de Tesis


Sinodal Propietario
Dr. Maria Luisa Argote Espinoza


Sinodal Propietario
Dr. Rubén Castro Valdez.

DEDICATORIA

A

DIOS

CON MUCHO CARIÑO A MI MADRE POR SU
AMOR Y SUS ORACIONES

A MI AMADA ESPOSA ANA MARÍA BARRERA B.

A NUESTROS HIJOS:

ZYANYA

MARTÍN (†)

ELISA (†)

SAMUEL

SARA NICTÉ

ANA SOFÍA

A MIS HERMANOS Y HEMANAS:

JOSÉ ANTONIO, ANA LORENA, LIVIA MARITZA,

JESÚS MANUEL, MARÍA DEL CARMEN

Y JULIO CESAR

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento especialmente al Dr. Gilberto Gaxiola Castro por haberme aceptado en su equipo de trabajo, así como por haberme dado la oportunidad de concluir mi carrera de oceanólogo después de 17 años con la realización de este trabajo y sobre todo por motivarme a seguir adelante ... Gracias Gilo.

A los sinodales por su tiempo que le dedicaron a este trabajo, así como a sus comentarios y sugerencias.
Gracias Dr. Rubén Castro V. y Dr. Maria Luisa Argote.

Agradezco también a la M.C. Elsa Aguirre y M.C. Víctor Macias por la preparación de los cruceros realizados durante esos meses.

A la tripulación del B/O Francisco de Ulloa.

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada por permitirme realizar este trabajo en sus instalaciones.

Mi agradecimiento también al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por su apoyo a través del proyecto G-35326T.

También quiero extender mi agradecimiento a Carmen Bazan, Benigno de la Torre, José Luis Peña, Marco Gaxiola, Dantenoc Álvarez, por sus comentarios y confianza acerca de este trabajo.

Agradezco a todas las personas que estuvieron empujando para la terminación de este trabajo entre ellas a mi comadre Aurora Montes de Oca y mi compadre Víctor Godinez

ÍNDICE GENERAL

Resumen	ii
Página de aprobación	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Índice general	vi
Índice de figuras y tablas	vii
1.- INTRODUCCION	1
1.1. ANTECEDENTES	5
1.2. OBJETIVO	7
2.- MATERIALES Y MÉTODO	8
2.1. ÁREA DE ESTUDIO	8
2.2. SISTEMÁTICA DE MUESTREO	13
2.3. OBTENCIÓN Y ANÁLISIS DE MUESTRAS	13
2.4. PROCESAMIENTO DE DATOS	15
3.- RESULTADOS	19
3.1. TEMPERATURA	19
3.2. SALINIDAD	22
3.3. GAMMA (γ)	30
3.4. OXÍGENO DISUELTO	35
3.5. PORCIENTO DE SATURACIÓN DE OXÍGENO	40
3.6. ANOMALÍAS DEL OXÍGENO Y PORCIENTO DE SATURACIÓN	51
4.- DISCUSIÓN	54
5.- CONCLUSIÓN	71
6.- REFERENCIAS	72

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS.

Figura 1.- Red de estaciones ocupadas en enero-febrero de 1998 y enero de 1999 del plan de estaciones del programa IMECOCAL. Los números grandes representan las líneas en los transectos y los pequeños corresponden a las estaciones. -----	9
Figura 2.- Distribución espacial de la temperatura (°C) a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 0.5 °C excepto para el nivel de los 100 m (1 °C). -----	20
Figura 3.- Perfiles verticales de temperatura (°C) para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 1 °C. -----	21
Figura 4.- Distribución espacial de la temperatura (°C) a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 0.5 °C excepto para el nivel de los 100 m (1 °C). -----	23
Figura 5.- Perfiles verticales de temperatura (°C) para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia esta referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 1 °C. -----	24
Figura 6.- Distribución vertical de la temperatura (°C) en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. La distancia esta referida a la línea más al norte (100). El contorno es de 1 °C. La distancia esta referida a la línea mas al norte (100) -----	25
Figura 7.- Distribución espacial de salinidad a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 0.2. -----	26
Figura 8.- Perfiles verticales de salinidad para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.1. -----	28
Figura 9.- Distribución espacial de salinidad a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 0.2. -----	29
Figura 10.- Perfiles verticales de salinidad para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.1. -----	31

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS (cont...)

Figura 11.- Distribución vertical de salinidad en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. La distancia esta referida a la línea más al norte (100). El contorno es de 0.2. La distancia esta referida a la línea mas al norte (100) -----	32
Figura 12.- Distribución espacial de gamma (γ) a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 0.1 kg m^{-3} . -----	33
Figura 13.- Perfiles verticales de gamma (γ) para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.2 kg m^{-3} -----	34
Figura 14.- Distribución espacial de gamma (γ) a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 0.1 kg m^{-3} . -----	36
Figura 15.- Perfiles verticales de gamma (γ) para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.2 kg m^{-3} -----	37
Figura 16.- Distribución vertical de gamma (γ) en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. La distancia está referida a la línea más al norte (100). El contorno es de 0.2 kg m^{-3} . La distancia esta referida a la línea mas al norte (100) -----	38
Figura 17.- Distribución espacial de oxígeno disuelto (ml/l) a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 0.1 ml/l a 10 m y 50 m y de 0.5 ml/l a 100 m y 150 m -----	39
Figura 18.- Perfiles verticales de oxígeno disuelto (ml/l) para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.5 ml/l. -----	41
Figura 19.- Distribución espacial de oxígeno disuelto (ml/l) a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 0.5 ml/l excepto al nivel de los 10 m (0.1 ml/l). -----	42
Figura 20.- Perfiles verticales de oxígeno disuelto (ml/l) para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.5 ml/l. -----	43

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS (cont...)

Figura 21.- Distribución vertical de oxígeno disuelto (ml/l) en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. La distancia está referida a la línea más al norte (100). El contorno es de 0.5 ml/l. La distancia esta referida a la línea mas al norte (100) -----	44
Figura 22.- Distribución espacial del porciento de saturación de oxígeno (%) a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 1 % a 10 m, 2 % a 50 m y 10 % a 100 m y 150 m -----	46
Figura 23.- Perfiles verticales del porciento de saturación de oxígeno (%) para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es del 10 %. -----	47
Figura 24.- Distribución espacial del porciento de saturación de oxígeno a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 1 % a 10 m, del 2 % a 50 m y del 10 % a 100 m y 150 m -----	48
Figura 25.- Perfiles verticales del porciento de saturación de oxígeno (%) para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es del 10 %. -----	49
Figura 26.- Distribución vertical del porciento de saturación de oxígeno en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. La distancia está referida a la línea más al norte (100). El contorno es del 10 %. La distancia esta referida a la línea mas al norte (100) -----	50
Figura 27.- Distribución vertical de las anomalías del oxígeno disuelto (ml/l). Las líneas punteadas muestran la salinidad como referencia. El intervalo del contorno para ambas variables es de 0.2. -----	52
Figura 28.- Distribución vertical de las anomalías del porciento de saturación de oxígeno (%). Las líneas punteadas muestran la salinidad como referencia. El intervalo del contorno el porciento de saturación de oxígeno es de 5 % y para la salinidad es de 0.2. -----	53
Figura 29.- Diagrama de temperatura y salinidad durante para los dos eneros 1998 (●) y de 1999 (■) y de la media armónica con los datos provenientes de CalCOFI (△).-----	59

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS (cont...)

Figura 30.- Relación de salinidad (a) y temperatura (b) contra oxígeno disuelto (ml/l) para enero 1998 (●) y enero de 1999 (■) así como los de CalCOFI . -----	61
Figura 31.- Distribución espacial de las anomalías de los valores integrados a diferentes profundidades. El intervalo de contorno es de 1 mmol de oxígeno /m ² -----	63
Figura 32.- Anomalía del porcentaje de saturación de oxígeno con respecto a la profundidad; sobre las estaciones 60, 50 y 40 de las líneas 100, 110, 120 y 130 para enero de 1998. -----	65
Figura 33 .- Anomalía del porcentaje de saturación de oxígeno con respecto a la profundidad; sobre las líneas 100, 110 y 120 para enero de 1999.-----	66
Figura 34 .- Gráfica entre oxígeno disuelto (ml/l) medido <i>in situ</i> y el oxígeno disuelto en (ml/l) de los datos de CalCOFI tanto para enero 1998 (●) y para enero de 1999 (▲). -----	70

TABLA

Tabla I.- Coeficientes para el cálculo de la solubilidad del oxígeno disuelto propuestos por García y Gordon (1992). -----	16
--	----

1.- INTRODUCCION.

La costa oeste de la Península de Baja California es influenciada por el Sistema de la Corriente de California (SCC). Dicho sistema se caracteriza por presentar un flujo superficial dirigido hacia el ecuador que es propiamente la Corriente de California (CC) y un contraflujo subsuperficial hacia el polo norte, así como otros flujos y contraflujos permanentes o estacionales como son la corriente de Davison y la Contracorriente al Sur de California. (Vélez-Muñoz, 1981). Este SCC influye en las condiciones oceanográficas de las aguas del noroeste de México, por tal motivo se le ha dedicado uno de los monitoreos más intensos desde 1949 a través del programa CalCOFI (California Cooperative Fisheries Investigations). Este programa ha producido datos físicos y biológicos simultáneos con el fin de estudiar la variabilidad interanual de las poblaciones pelágicas en tiempo y espacio (McGowan, 1984).

En 1997 se inició en México un programa de observaciones oceanográficas en la costa oeste de la Península, aproximadamente entre los 25° a 32° de latitud norte y 113° a 119° longitud oeste. El programa así asignado se llama IMECOCAL (Investigaciones MEXicanas de la CORriente de CALifornia) tienen como objetivo generar descripciones cuantitativas de los procesos físicos-biológicos de la región sureña de la Corriente de California (García Córdova *et al.*, 2000).

Los programas desarrollados al norte y al centro de la costa de California EUA por CalCOFI y así como los de Baja California a través del IMECOCAL han permitido una mejor observación regional de los procesos de la CC que nos ayudan a conocer la

influencia a gran escala de fenómenos oceanográficos globales como El Niño y La Niña (Hayward *et al.*, 1999).

La influencia de estos fenómenos en el Sistema de la Corriente de California está siendo estudiada por los monitoreos del programa CalCOFI al sur de California; desde El Niño de 1982-1983 hasta la fecha (Lynn *et al.*, 1998; Hayward *et al.*, 1999) y muy recientemente por el programa IMECOCAL en la península de B.C., enfatizando en los cambios de las variables hidrológicas y biológicas en forma simultánea, comparándolos con los datos históricos del programa CalCOFI para conocer las anomalías de algunas variables oceanográficas.

En marzo de 1997 se observó un calentamiento anormal de las aguas superficiales del Pacífico Ecuatorial así como una elevación en el nivel del mar, lo cual marcó el comienzo de El Niño. Aunque las costas ecuatoriales ya presentaban cambios de temperatura en la capa superficial del mar no había influencia del fenómeno del Niño en la Corriente de California por esas fechas. Los efectos se presentaron a partir de los siguientes meses, en que la influencia del Niño se dejó sentir aumentado paulatinamente hacia diciembre de 1997 y enero de 1998 (Lynn *et al.*, 1998). Posteriormente, en el Pacífico durante los años de 1999 y principios del 2000 se observó un patrón típico denominado La Niña con efectos contrarios a El Niño (Hayward *et al.*, 1999). En cuanto a la evolución en la circulación dinámica del SCC desde El Niño 1997-1998 a La Niña 1999-2000 se observó que durante el evento cálido este sistema experimentó un intenso incremento en alturas dinámicas, un fuerte y ancho flujo hacia el polo cercano a la costa y una inversión temporal del transporte a lo largo de la costa (Lynn *et al.*, 1998),

condiciones que se revirtieron a principios de 1999, en una transición de aguas más frías y continuaron hasta el 2000 con los cambios climatológicos de La Niña (Hayward *et al.*, 1999; Bograd *et al.* 2000).

Muchos de los cambios que se producen como resultado de estos fenómenos suceden en la capa cercana a la superficie. La parte más afectada desde el punto de vista biológico es la zona eufótica, que comprende desde la superficie hasta el 1% de penetración de la luz. Esto corresponde a los primeros 200 m de profundidad en zona oceánica y a menor profundidad en las zonas costeras.

Los procesos dominantes que han estado influenciando la abundancia del oxígeno en la atmósfera son las reacciones biogeoquímicas que involucran la creación y destrucción de la materia orgánica: la fotosíntesis, la respiración y la quema de combustibles (Keeling y Shertz, 1992). Es indiscutible que el oxígeno guarda relación directa con los procesos fotosintéticos por ser un producto de dicho proceso. De hecho los máximos que se presentan en la zona costera durante la primavera-verano son debido a una alta fotosíntesis (Shulenberger y Reid, 1981; Hayward, 1994; Craig y Hayward, 1987). Cualquier proceso que hunda la termoclina, aumenta el reservorio de calor, como es el caso de los efectos de El Niño (McGowan, 1984). Este efecto se reflejará en una disminución del abastecimiento de nuevos nutrientes y por consiguiente una reducción en la producción primaria (Barber y Kogelschatz, 1989). Siendo el fitoplancton el principal productor de la materia orgánica modifica la concentración de oxígeno en el océano y crea una diferencia entre la concentración de oxígeno *in situ* y la que debería estar en equilibrio con la atmósfera a una temperatura y salinidad. A la razón entre el

oxígeno disuelto y el oxígeno a una salinidad y temperatura determinada se le conoce como razón de saturación o porcentaje de saturación y muestra la relación entre los procesos de fotosíntesis y respiración. Aunque a menudo la sobresaturación no necesariamente se debe a dichos procesos (Libes, 1992; Shulenberger y Reid, 1981).

El ciclo estacional del oxígeno en el océano es importante para el entendimiento de los ciclos biogeoquímicos globales. El oxígeno disuelto es afectado tanto por cambios en la actividad biológica de la columna de agua como por las propiedades físicas y químicas del agua de mar.

Por otro lado, la capacidad del agua de mar de absorber gases de la atmósfera está directamente controlada por el clima global y tiene consecuencias importantes para la vida marina. La concentración de oxígeno está influenciada por diversos factores tales como la difusión de los gases a través de la interfase océano-atmósfera. En las latitudes altas y medias la más alta razón de producción de oxígeno disuelto tiende a ocurrir en primavera y verano cuando la columna de aguas se encuentra bien estratificada (Shulenberger y Reid, 1981). Una considerable fracción de oxígeno disuelto producido en este tiempo escapa a la atmósfera. Cantidades comparables de oxígeno son removidas de la atmósfera en otoño e invierno cuando se rompe la termoclina y aguas con menor cantidad de oxígeno disuelto entran en contacto con la atmósfera (Keeling y Shertz, 1992). La temperatura y la salinidad que influyen en solubilidad del gas pues la presencia de solutos ejerce una presión opuesta a la presión parcial del gas. Otros factores involucrados en la variación del oxígeno en océano son la presión atmosférica

pues al incrementarse aumenta la solubilidad del gas y por los procesos de fotosíntesis, respiración y reducción de materia orgánica (Pinet, 1992).

Bajo este contexto y teniendo en mente los objetivos generales del programa IMECOCAL resulta importante conocer la distribución de oxígeno disuelto en esta área, así como los efectos que tuvieron tanto El Niño (1997-1998), como La Niña (1999-2000) y la transición de estos fenómenos, sobre esta variable en la columna de agua y los efectos de la temperatura y salinidad, además de conocer las anomalías ocurridas en dichos eventos climatológicos mediante la media histórica que se tiene para estas variables desde 1950 a 1978 para esta región.

Para ello proponemos la siguiente hipótesis: Existe un cambio sustancial de la concentración de oxígeno disuelto en la columna de agua en la región sur de la Corriente de California al presentarse los fenómenos de El Niño y La Niña, mediante el análisis de la distribución del oxígeno disuelto y el porcentaje de saturación de oxígeno y teniendo como base los datos históricos de CalCOFI (Lynn *et al.*, 1982).

1.1.- Antecedentes.

Dentro de la región del IMECOCAL que comprende la zona costera del oeste de la Península de Baja California no ha habido mucha investigación en el ámbito de mesoescala y menos con relación al oxígeno disuelto. Se tienen estudios sobre surgencias en el norte de la península (Alvarez-Santamaria, 1994; López-Castillo, 1994), en Punta Colonet (Barton y Argote 1980; Torres-Moye y Acosta-Ruiz, 1986) y en San Hipólito B. C. S. (Cervantes-Duarte *et al.* 1993). Se ha trabajado con los datos históricos de CalCOFI (1950-1968) sobre la zona costera en la Península de Baja

California. Frente a la Bahía de Ensenada (línea 100) discutiendo la hidrografía promedio estacional (Gómez-Valdez 1983; Vélez-Muñoz, 1981); como en San Quintín (Chávez y Alvarez, 1974).

A nivel de mesoescala se han publicado algunos trabajos generados por el programa IMECOCAL, relativos a corrientes y masas de agua (Durazo y Baumgartner, 2002) plancton (Lavaniegos *et al.*, 2002) y productividad primaria (Aguirre, 1999). Algunos de ellos coincidieron con los fenómenos globales que se presentaron en enero de 1998 (El Niño) y en enero de 1999 (La Niña)(Durazo y Baumgartner, 2002; Lavaniegos *et al.*, 2002). Estos autores reportaron que estos fenómenos trajeron cambios en la composición físico-química del agua de mar. De tal modo que encontraron aguas más caliente y salada de lo normal en la región de estudio durante El Niño y durante La Niña el proceso fue inverso. Así como también afectaron la composición biológica de la zona, produciendo una disminución en la clorofila *a* integrada (27mg/m^2) durante El Niño como una representación de la disminución de la biomasa del fitoplancton y un aumento en el zooplancton ($100\text{ ml}/1000\text{m}^3$). Sin embargo durante La Niña aumentó la clorofila integrada (77 mg/m^2) y disminuyó el zooplancton ($60\text{ ml}/1000\text{m}^3$).

Lynn, Bliss y Eber (1982) publicaron un Atlas con los datos promedios de temperatura, salinidad, sigma-t, estabilidad, alturas dinámicas, oxígeno disuelto, y porcentaje de saturación de oxígeno desde 1950 a 1978 de las cuatro estaciones del año (enero, abril, julio y octubre) en la CC. Abarcando la alta California y la Baja California, desde la superficie hasta los 500 m de profundidad.

1.2.- Objetivo.

Describir la distribución del oxígeno disuelto en la región sur de la Corriente de California, durante los eventos climatológicos de 1998 (El Niño) y 1999 (La Niña).

Analizar los efectos que tuvo El Niño y La Niña en la distribución del oxígeno disuelto en la dicha región.

2.- MATERIALES Y METODOS.

2.1.- Área de Estudio.

El área de estudio comprende la región frente a la costa oeste de la Península de Baja California, en la porción noroccidental de México desde frente a Ensenada B.C., hasta Punta San Gregorio B.C.S. (Fig.1).

La zona pertenece a una región oceanográfica bien definida dentro del Sistema de la Corriente de California (SCC). Este sistema comprende: la Corriente de California, la Contracorriente Costera, a menudo referida como la Corriente de Davidson en la zona norte de Punta Concepción, y la Contracorriente Subsuperficial sobre la plataforma continental (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987). El SCC fue dividido en tres regiones por Kin'dyushev (1970) tras analizar curvas T-S de toda la región. La región norte (I) ($48-34^{\circ}$ N), donde las variaciones estacionales están reguladas por el afloramiento costero de aguas subsuperficiales. La región central (II) ($34-28^{\circ}$ N) donde la variación estacional está influenciada por las surgencias costeras y la contracorriente subsuperficial. La región sur (III) ($28-23^{\circ}$ N) es aquella donde las variaciones estacionales se deben a la influencia de las aguas ecuatoriales.

La región central del SCC presenta a grandes rasgos dos temporadas asociadas a cambios climatológicos estacionales: a) la temporada de surgencias costeras que ocurre cuando los vientos del noroeste se intensifican, asociados al incremento de la circulación oceánica hacia el sur durante los meses de marzo a septiembre y b) la temporada oceánica con presencia de vientos del sur y con circulación costera hacia el polo y

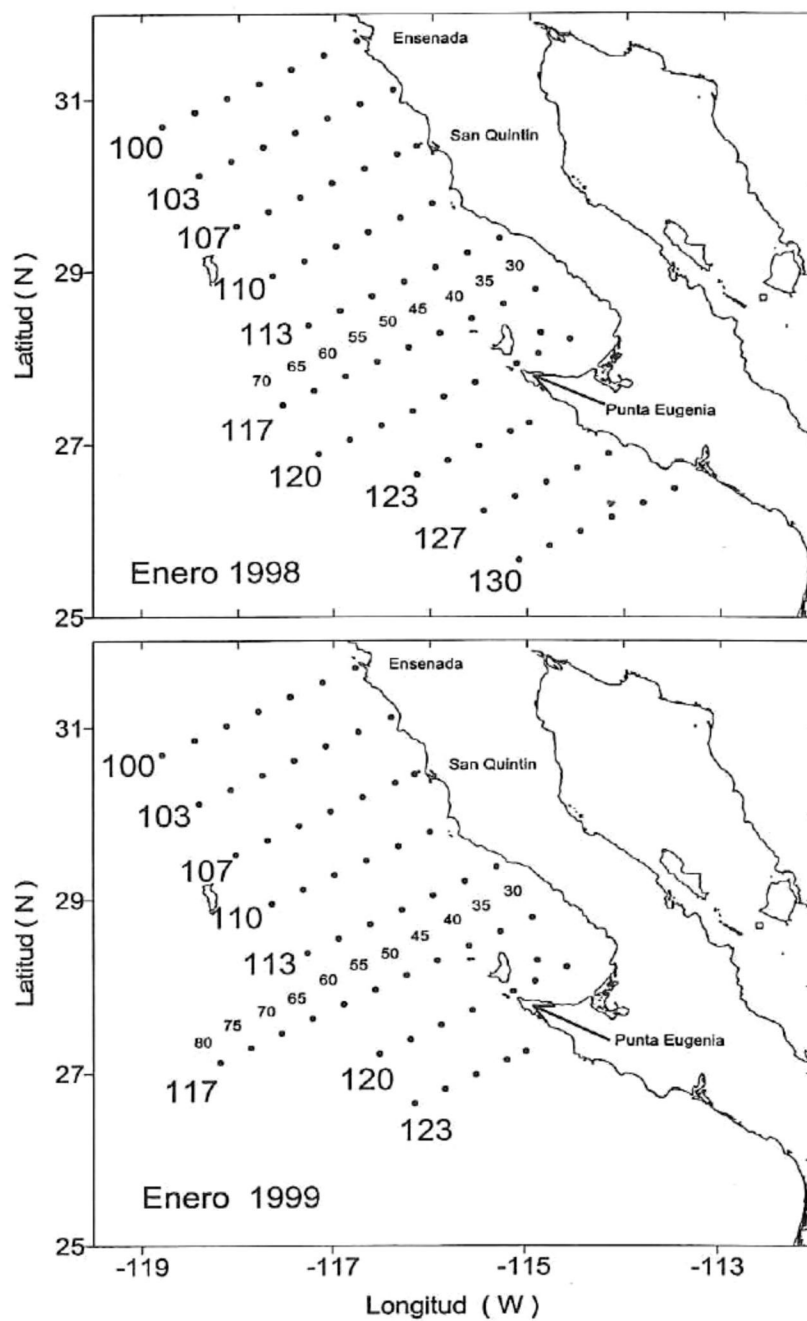


Figura 1.- Red de estaciones ocupadas en enero-febrero de 1998 y enero de 1999 del plan de estaciones del programa IMECOCAL. Los números grandes representan las líneas en los transectos y los pequeños corresponden a las estaciones

debilitamiento de las surgencias costeras durante los meses de octubre a febrero (Sverdrup *et al.*, 1941; Álvarez-Santamaría 1994; Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987).

Las propiedades del agua del SCC son atribuidas a la presencia de cuatro masas de agua que están definidas por temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes. El Agua Subártica del Pacífico (ASP), el Agua Subtropical Superficial (AStS), el Agua de Transición (Atr) y el Agua de Pacífico Ecuatorial (APE) (Lynn y Simpson, 1987; Durazo y Baumgartner 2002). El Agua Subártica del Pacífico (ASP) se forma en altas latitudes donde hay exceso de precipitación y pérdida de calor. Esta agua entra al SCC desde cerca de los 48° norte y su núcleo presenta temperaturas superficiales menores a 18°C, salinidades menores a 33.8 y alto contenido de oxígeno disuelto. La ASP se localiza en el área de la Baja California cerca de la costa entre la superficie y los 100 m de profundidad y durante primavera puede extenderse hasta el extremo de la Península y retirarse de la costa durante verano y otoño (Hickey, 1979). La AStS definida por Roden (1971) es equivalente al Agua del Pacífico Central Norte descrita por Sverdrup *et al.*, (1942). Se caracteriza por presentar aguas más cálidas (20-28°C), salinas (>34.4) y con contenidos relativamente bajos de oxígeno disuelto y nutrientes (Lynn y Simpson, 1987). A lo largo de la CC existe mezcla entre la ASP y AStS. Roden (1971) identifica una capa de agua superficial de 50 m de espesor sobre el ASP en la región sur de Punta Eugenia definida como Agua de transición (ATr) debido a la mezcla de ASP y AStS.

La Corriente de California (CC) es un flujo permanente que se forma a los 48° de latitud norte y representa la extensión sur de la Corriente de las Aleutianas y forma parte

el giro anticiclónico que domina la circulación superficial en el Pacífico Norte (Sverdrup *et al.*, 1942). La Corriente de California tiene una anchura de 700 a 1000 km y presenta un flujo superficial (0-300 m) con una velocidad promedio de 25 cm/s (Reid *et al.*, 1963) que puede llegar hasta 50 cm/s. Cerca de los 25° N, la Corriente de California comienza a girar hacia el oeste y sus aguas llegan a formar parte del flujo de la Corriente Nor-Ecuatorial. La Corriente de California que transporta a la masa de agua del subártico (ASP) modifica sus características al moverse hacia el sur de tal manera que en la región central (II) puede identificarse por la masa de agua californiana del sur, con propiedades de 12° C y 33.5 aproximadamente (Kind'yushev, 1970). La Corriente de California se intensifica durante primavera y verano con vientos dominantes que presentan una componente del norte, los cuales impulsan la masa de agua hacia el sur, ocurriendo eventos de surgencia más intensos. Hacia el final del verano, esta componente se debilita o se invierte y los afloramientos generalmente cesan. Además, a partir de esta época una contracorriente costera superficial se desarrolla desde Baja California a Punta Concepción (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987).

Debajo de la Corriente de California, entre los 150 a 1600 m de profundidad, hay un flujo persistente hacia el polo con aguas de alta salinidad (>34.3) y temperaturas entre 8 y 15°C, conocido como Contracorriente Subsuperficial de California (CCSC). Esta contracorriente se intensifica durante invierno, con un ancho promedio de 40 a 50 km y va desde el sur de la Baja California hasta el Norte de la Columbia Británica, Canadá (Lynn y Simpson, 1987) con una velocidad promedio de 30 cm/seg (Wooster y Jones, 1970). La CCSC se ve influenciada por la presencia de Agua de Pacífico

Ecuatorial (APE) localizada desde los 10 a 20 °N y por debajo de la termoclina hasta aproximadamente 800 m, la cual entra al SCC entre los 150 y 500 m de profundidad, frente a la costa de Baja California (Reid *et al.*, 1958), presentando valores de salinidad mayores a 34.3 y temperaturas entre 8 y 15°C, con alta concentración de nutrientes, pero bajo contenido en oxígeno disuelto (Lynn y Simpson, 1987; Wooster y Jones, 1970).

El régimen de vientos que prevalecen en esta región proviene del noroeste y en menor grado del oeste, originados por el centro de alta presión que persiste todo el año frente a las costas de Estados Unidos (entre los 30 y 35° N y los 150 y 130° W) y al centro de baja presión presente en el noroeste de México. Al disminuir estos centros de alta y baja presión en invierno, la península presenta mayor diversificación del viento dominando los del oeste, que esporádicamente se ven interrumpidos por los vientos del este conocidos como “Condición Santana” que pueden durar hasta tres días (Álvarez Sánchez, 1977; Pavía y Reyes, 1983). Cuando predominan los vientos del noroeste y aunado a la orientación de la península contribuyen a que originen surgencias costeras principalmente en Punta Colonet y en Punta Canoas, al norte de Bahía Sebastián Vizcaíno (Barton y Argote, 1980; Palacios-Hernández *et al.*, 1996). Las surgencias costeras cesan en los meses de otoño e invierno por la disminución y el cambio de dirección de los vientos dominantes. El clima de la península se halla en la transición entre el mediterráneo de Norte América, con precipitaciones en invierno y sequías en verano en la parte norte y desértico en el resto de la península, excepto por esporádicos ciclones tropicales que producen repentinas inundaciones (Minnich *et al.*, 2000).

2.2.- Sistemática de Muestreo.

Los datos para este trabajo se tomaron de las campañas de IMECOCAL que se hicieron del 25 de enero al 2 de febrero de 1998 (IM9801/02) y la campaña del 1 al 31 de enero de 1999 (IM9901) (Fig. 1). Ambas campañas se efectuaron a bordo del buque oceanográfico "Francisco de Ulloa", con la finalidad de conocer los efectos de El Niño y La Niña en esta zona de la Corriente de California.

Las estaciones se identifican por números consecutivos, pertenecientes a 11 líneas hidrográficas del plan básico de CalCOFI perpendiculares a la costa oeste de la Península (Fig. 1). Las estaciones se denominan por dos decimales en múltiplos de 5. Por ejemplo, la estación más cercana a la costa es la 100.30 y la más alejada la 117.80. La separación de las estaciones fue de aproximadamente 37 km (20 m. n.) y la separación entre líneas fue de aproximadamente 74 km (40 m. n.). Dichas líneas fueron ocupadas de norte a sur de acuerdo a lo reportado por García-Córdova *et al.*, (1999) y Macías-Carranza *et al.*, (1999). Los lances se hicieron en cada estación, tomando muestras a diferentes profundidades ya establecidas con anterioridad de 0 m, 10, 20, 50, 100 y 150 m.

2.3. - Obtención y Análisis de Muestras.

Los datos analizados en este estudio como salinidad y temperatura fueron obtenidos con un CTD modelo SBE-911 *plus* (CTDB), con una unidad submarina (SBE-9) y una unidad de control en cubierta (SBE-11 *plus*), la cual permite la comunicación, control de la operación y monitoreo de la señal de los sensores (García-Córdova *et al.*,

1999). Tomando en cuenta la recomendación de la UNESCO (1991) se reporta la anomalía de densidad (γ , kg m^{-3}) en substitución de σ_t (σ_t).

Para determinar el oxígeno disuelto se utilizó el método iodométrico microWinkler descrito por Anderson (1971), el cual está basado en la titulación del yodo equivalente liberado en una reacción asociada a la fijación del oxígeno disuelto. Para ello se prepararon en el laboratorio las soluciones A (MnCl_2) y B ($\text{NaOH} - \text{NaI}$), así como tiosulfato de sodio ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), ácido sulfúrico (H_2SO_4) y almidón. Las primeras muestras que se toman son las de oxígeno por medio de botellas muestreadoras Niskin cuya capacidad es de 5 l y fijas a una roseta. En el laboratorio del barco se tomaron las precauciones que menciona el método al tomar la muestra para no producir burbujas y posteriormente se fijaron con un mililitro de las soluciones A (MnCl_2) y B ($\text{NaOH} - \text{NaI}$). Después de acidificar con un mililitro de ácido sulfúrico para disolver el precipitado se titularon con tiosulfato de sodio (0.1N).

Previo a este análisis se obtuvo el volumen de los matraces iodométricos para conocer el factor de calibración (f_m) requerido en los cálculos de oxígeno. El sistema de titulación está integrado por recipientes para contener los reactivos y válvula de tres vías. Para cuantificar el volumen de tiosulfato (ml) se utilizó una micropipeta Manostat (71-623-000) de cuatro decimales. El volumen leído de tiosulfato se registraba junto con los datos generales de longitud, latitud, hora, estación y número de matraz iodométrico usado. Los valores estándares (S) y blancos de reactivos (b) provienen de un promedio de cinco mediciones de cada grupo de reactivos utilizados en los cruceros. Las

titulaciones de las muestras se realizaron el mismo día de su obtención. Con los datos de f_m , volumen de tiosulfato, S , b , se calculó la concentración final del oxígeno disuelto en cada muestra.

$$O_2 \text{ (ml/l)} = (R - b / S - b) f_m - 0.014$$

Donde :

R = volumen de tiosulfato utilizado para cada muestra (ml).

b = promedio del blanco por reactivos.

S = promedio de la normalidad de la solución estándar.

f_m = factor de calibración por volumen de cada matraz.

-0.014 = corrección por la cantidad de oxígeno agregado a las muestras con el $MnCl_2$ y

$NaOH - NaI$, cuando 1 ml de cada reactivo es agregado a 115 ml de muestra.

(Macías Carranza *et al.*, 1999).

2.4.- Procesamiento de Datos.

Con los datos obtenidos de temperatura, salinidad, oxígeno y gamma se hicieron gráficas de contornos utilizando el programa de interpolación Surfer 7.0. Por otro lado, se calculó la solubilidad del oxígeno disuelto (C_o^*) para cada estación y profundidad con los valores de temperatura y salinidad medidos *in situ* y el modelo propuesto por García y Gordon (1992). Dicha fórmula tiene un error de $\pm 4 \times 10^{-4} \text{ cm}^3 \text{ dm}^{-3}$ y tiene un intervalo desde $t_f \geq t \geq 40 \text{ }^\circ\text{C}$; $0 \geq S \geq 40$; donde t_f es la temperatura de congelamiento y S salinidad. Este modelo es mejor que el propuesto por Weiss (1970) con un error \pm

0.016 cm³ dm⁻³. Aunque la densidad del agua de mar superficial en promedio es de 1.025 gr/ml (Askren y Badan, 1978), para efectos de comparación las unidades cm³ dm⁻³ serán equivalentes a ml l⁻¹. García y Gordon (1992) sugieren que es posible hacer comparaciones entre la solubilidad calculada con la formula de Weiss (1970), la de Benson y Krause (1984) y la que ellos proponen cuando no se requiera una alta precisión pues el error entre ellas es de ± 0.3 %. La ecuación propuesta por García y Gordon (1992) es:

$$\text{Ln}C_o^* = A_o + A_1T_s + A_2T_s^2 + A_3 T_s^3 + A_4 T_s^4 + A_5 T_s^5$$

$$+ S(B_o + B_1T_s + B_2T_s^2 + B_3T_s^3) + C_oS^2$$

Donde Ts es la temperatura escalar definida como $T_s = \ln[(298.15-t)(273.15+t)-1]$ t y S son la temperatura y salinidad medidas *in situ*. Los coeficientes A, B, y Co son las constantes para el cálculo del coeficiente de solubilidad (Tabla I).

Tabla I.- Coeficientes para el cálculo de la solubilidad del oxígeno disuelto propuestos por García y Gordon (1992).

Coef.	cm ³ dm ⁻³	Coef.	cm ³ dm ⁻³
A ₀	2.00856	B ₀	-6.24097 x 10 ⁻³
A ₁	3.22400	B ₁	-6.93498 x 10 ⁻³
A ₂	3.99063	B ₂	-690358 x 10 ⁻³
A ₃	4.80299	B ₃	-429155 x 10 ⁻³
A ₄	9.78188 x 10 ⁻¹	C ₀	-3.11680 x 10 ⁻⁷
A ₅	1.71069		

A partir de la solubilidad del oxígeno (C_o^*) y el oxígeno disuelto medido *in situ* (O_2) se calculó el porcentaje de saturación de oxígeno mediante la fórmula:

$$\% \text{ Sat de } O_2 = 100 (O_2 / C_o^*).$$

Además, se usaron los datos promedios de salinidad, temperatura y oxígeno disuelto obtenidos por el programa CalCOFI de 1950 a 1978 (Lynn *et al.*, 1982) para las líneas 100, 110, 120 y 130 a los niveles de 0, 10, 20, 50, 100, y 150 m de profundidad. Durante el periodo de 1950 a 1978 los datos de CalCOFI abarcó dos periodos de El Niño (1957-58 y 1972-73), así como 4 periodos de La Niña (1954-56, 1964-65, 1970-72 y 1973-74) (Lynn *et al.*, 1998; Hayward *et al.* 1999 y Bograd *et al.*, 2000) mostrando que esta serie de datos provienen principalmente de un régimen climático frío (Hernández de la Torre, 2001). El porcentaje de saturación de oxígeno fue recalculado para los datos de CalCOFI, pues anteriormente ellos habían utilizado el modelo de Weiss (1970). A partir de los promedios reportados por CalCOFI se calcularon las anomalías de estas variables con relación a enero de 1998 y enero de 1999, para las líneas y profundidades antes mencionadas.

Se procedió a hacer cálculos sobre el oxígeno disuelto integrado (mmol/m^2) en la columna de agua para determinar el efecto que tuvo El Niño y La Niña en la distribución del oxígeno disuelto en la zona pelágica. Para ello se tomaron en cuenta sólo las estaciones y profundidades de enero de 1998 y de 1999 que coincidieran con las estaciones y profundidades de los datos de CalCOFI. Además los mililitros por litro (ml/l) de oxígeno disuelto se transformaron en micromoles por metro cuadrado (mmol/m^2), utilizando por ello el volumen molar de un gas (22.4 moles /litro). La

columna de agua se dividió en dos porciones de forma arbitraria de 0 a 50 m (superficial) y de 50 a 100 m (profunda) para determinar que porción de la columna de agua tuvo más influencia de los eventos oceanográficos ocurridos en ambos eneros. Estos valores se relacionaron con el oxígeno disuelto integrado, calculados con los datos promedios de CalCOFI, para obtener las anomalías durante ambos inviernos.

3.- RESULTADOS.

En la descripción de los resultados primeramente se presentaran las distribuciones espaciales de cada variable y posteriormente los perfiles verticales. Las estaciones 60, 50 y la 40 se clasificaron como oceánica, intermedia y costera, con base en la distancia desde la costa y a la profundidad con respecto a la posición del talud continental.

3.1.- Temperatura.

La distribución espacial de temperatura entre los 10 y 150 m de profundidad para enero de 1998 tuvo un intervalo entre 10.27 y 21.21 °C (Fig. 2). Las isotermas se presentaron perpendiculares a la costa en los primeros tres niveles (Figs. 2 a, b, c). La temperatura aumentó de norte a sur en el área de estudio. La mayor variabilidad de temperatura ocurrió a los 100 m de profundidad con una diferencia de 6 °C entre la línea más norteña a la más sureña. A 150 m de profundidad se presentaron aguas más cálidas (>13 °C) entrando por la parte sur, con influencia hasta la porción norte (Fig. 2 d). Esta agua parece ser transportada por la contracorriente costera de California, con temperatura de 13 °C y salinidad >34. Los perfiles verticales de temperatura (Fig. 3) muestran que los valores aumentaron hacia el sur, con un comportamiento similar al observado en la proyección espacial. El agua que es transportada superficialmente hacia ecuador por la Corriente de California (<18 °C y 33.5) predominó en las primeras tres líneas (Figs. 3 a, b, c). A partir de la línea 110 (Fig. 3 d) y hasta la línea 130 se identificaron aguas con temperatura >18 °C, de tal manera que el agua de menor

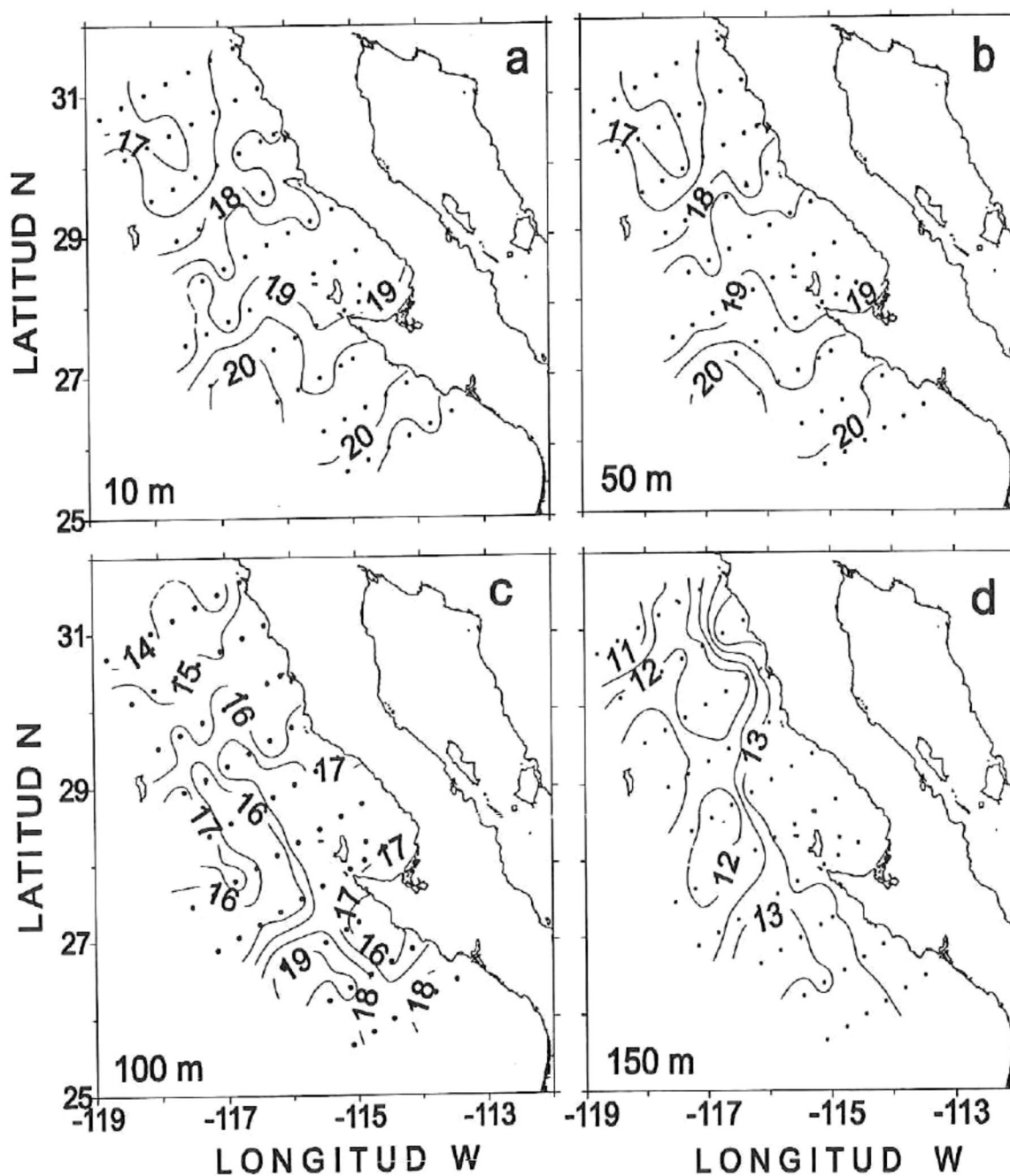


Figura 2.- Distribución espacial de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 0.5°C excepto para el nivel de los 100 m (1°C).

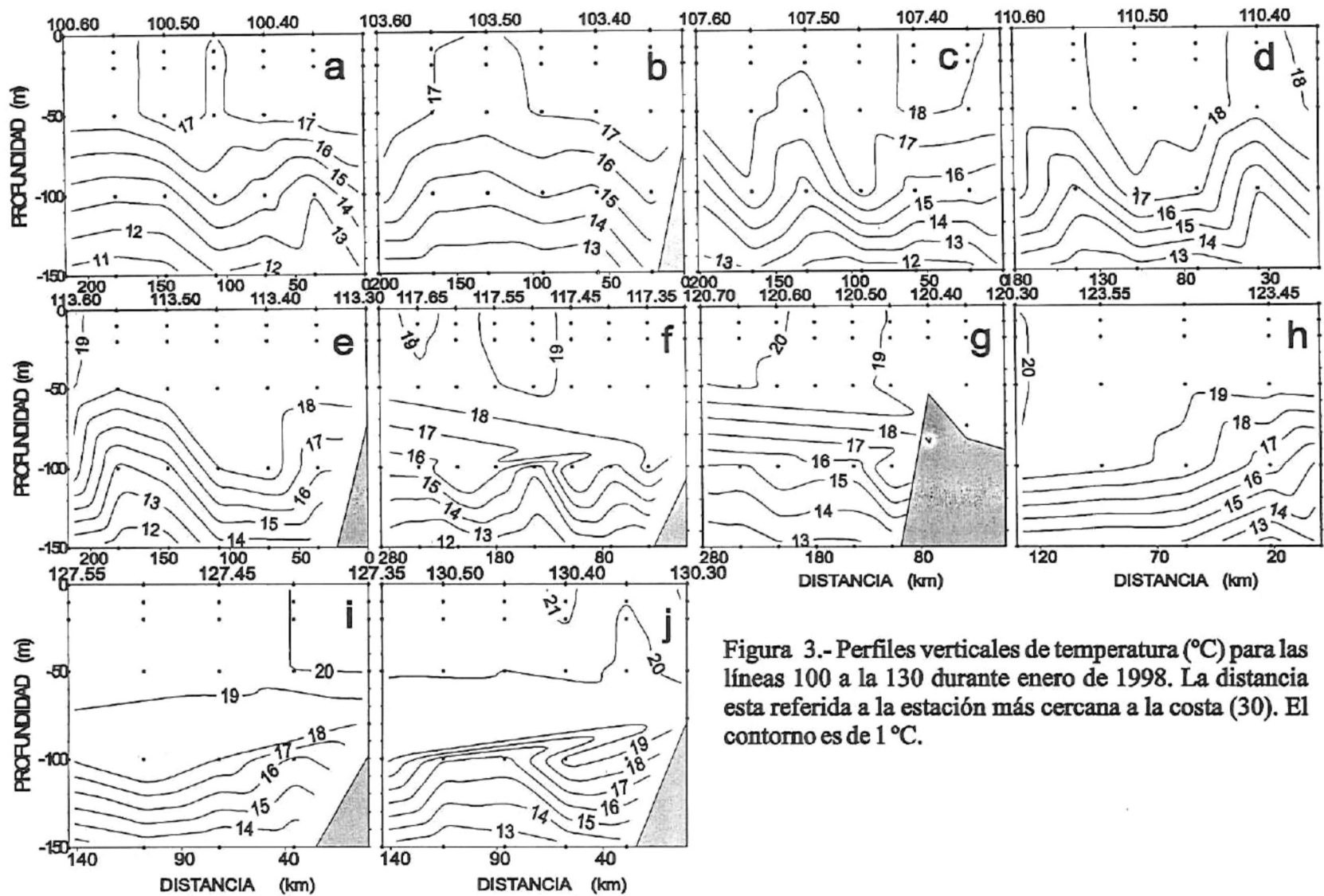


Figura 3.- Perfiles verticales de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia esta referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 1°C .

temperatura fue desplazada hacia zonas más profundas. Al extremo sur del área de estudio las aguas superficiales tuvieron temperaturas por arriba de 19 °C.

En enero de 1999 el intervalo de temperatura en la columna de agua fue de 9.36 a 16.73 °C, con un promedio de 2.5 °C menor con relación a 1998. Las isotermas presentaron una distribución espacial paralela a la costa (Fig. 4), aumentando hacia la región oceánica. Ambos eneros presentaron mayor variación de temperatura a los 100 m (Fig. 2c, 4c), con una diferencia de tres grados menor que 1998. Para 1999 las isotermas tuvieron un mayor gradiente (Fig. 5) y se observó un fuerte levantamiento de las isolíneas en la porción costera de toda la zona de estudio.

A lo largo de la costa los gradientes verticales de temperatura fueron mayores en 1998, donde las regiones intermedias (estaciones 50) y costeras (estaciones 40) tuvieron una mayor influencia de aguas cálidas (Figs. 6 b, c) que las oceánicas (Fig. 6 a). Debido a la presencia de aguas más cálidas la termoclina tendió a hundirse aproximadamente unos 50 m de profundidad. En general durante el muestreo de 1999, la temperatura del agua fue más homogénea en la horizontal y las isotermas estuvieron menos compactas con relación a 1998.

3.2.- Salinidad.

La distribución espacial de salinidad presentó en la columna de agua un intervalo de 33.32 a 34.62 para enero de 1998 (Fig. 7). Los valores menores a 33.8 se presentaron en la región norte y los mayores a 34.0 en la región sur del área de estudio, con un marcado gradiente latitudinal.

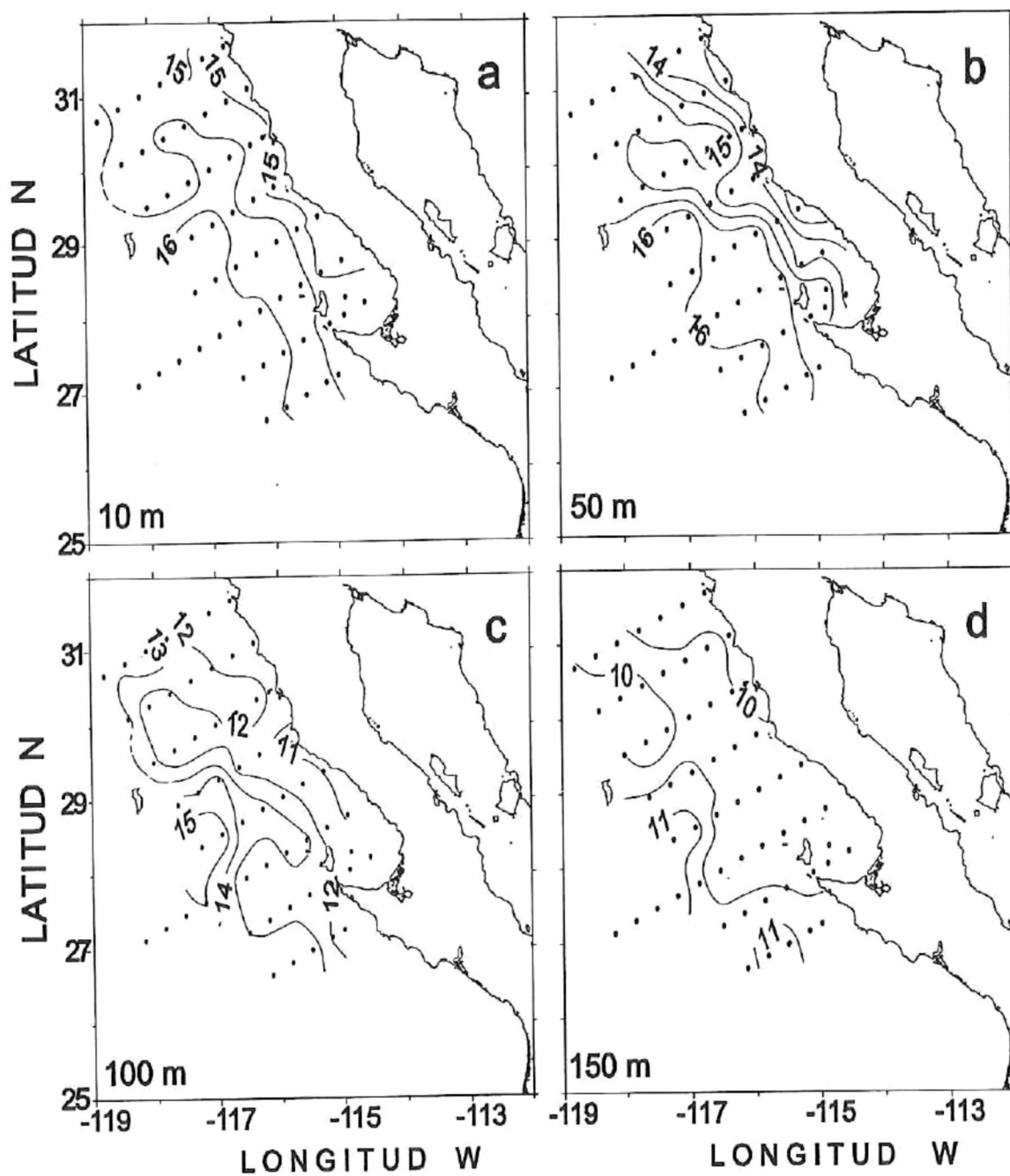


Figura 4.- Distribución espacial de la temperatura (°C) a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 0.5°C excepto para el nivel de los 100 m (1°C).

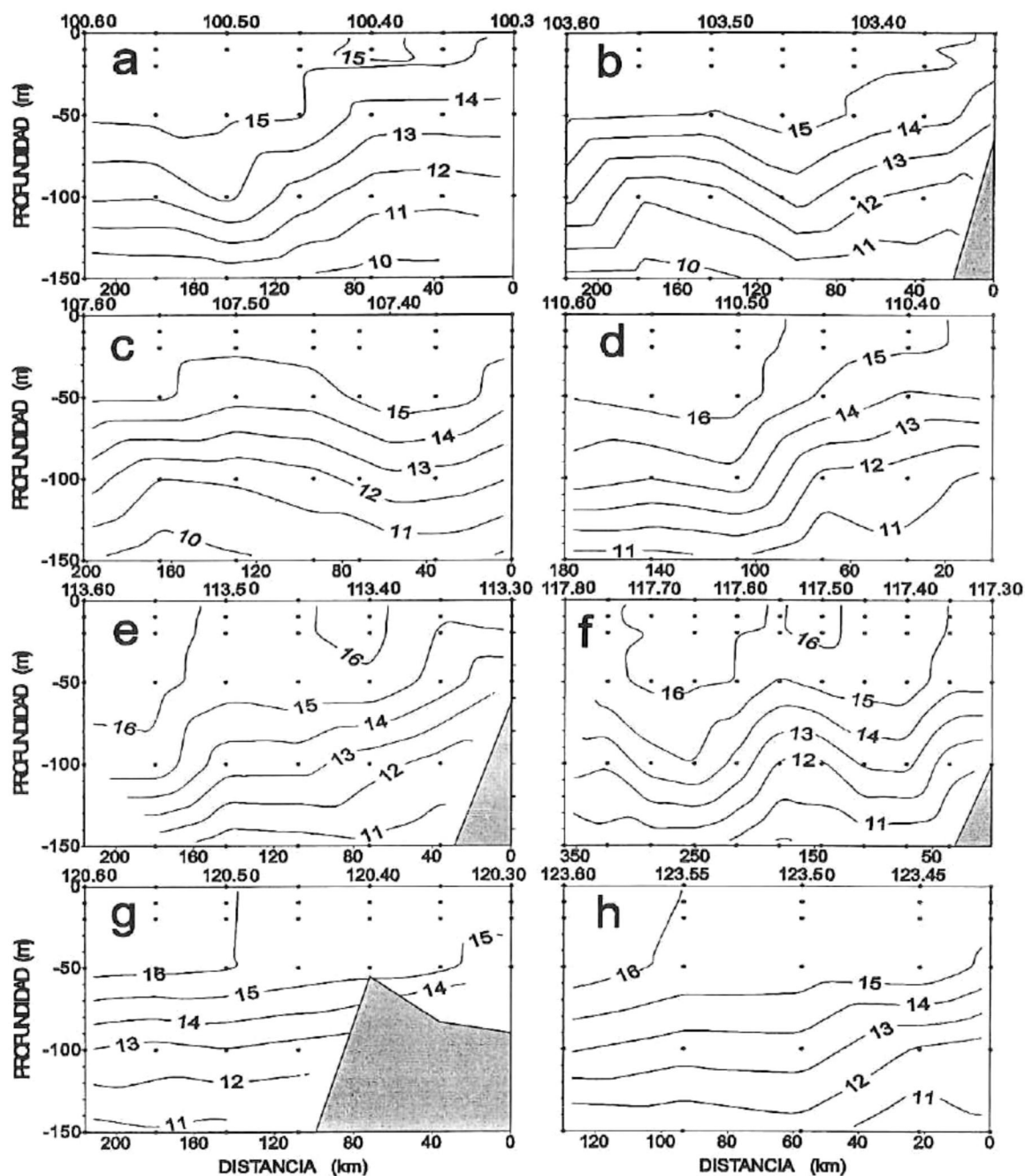


Figura 5.- Perfiles verticales de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia esta referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 1°C .

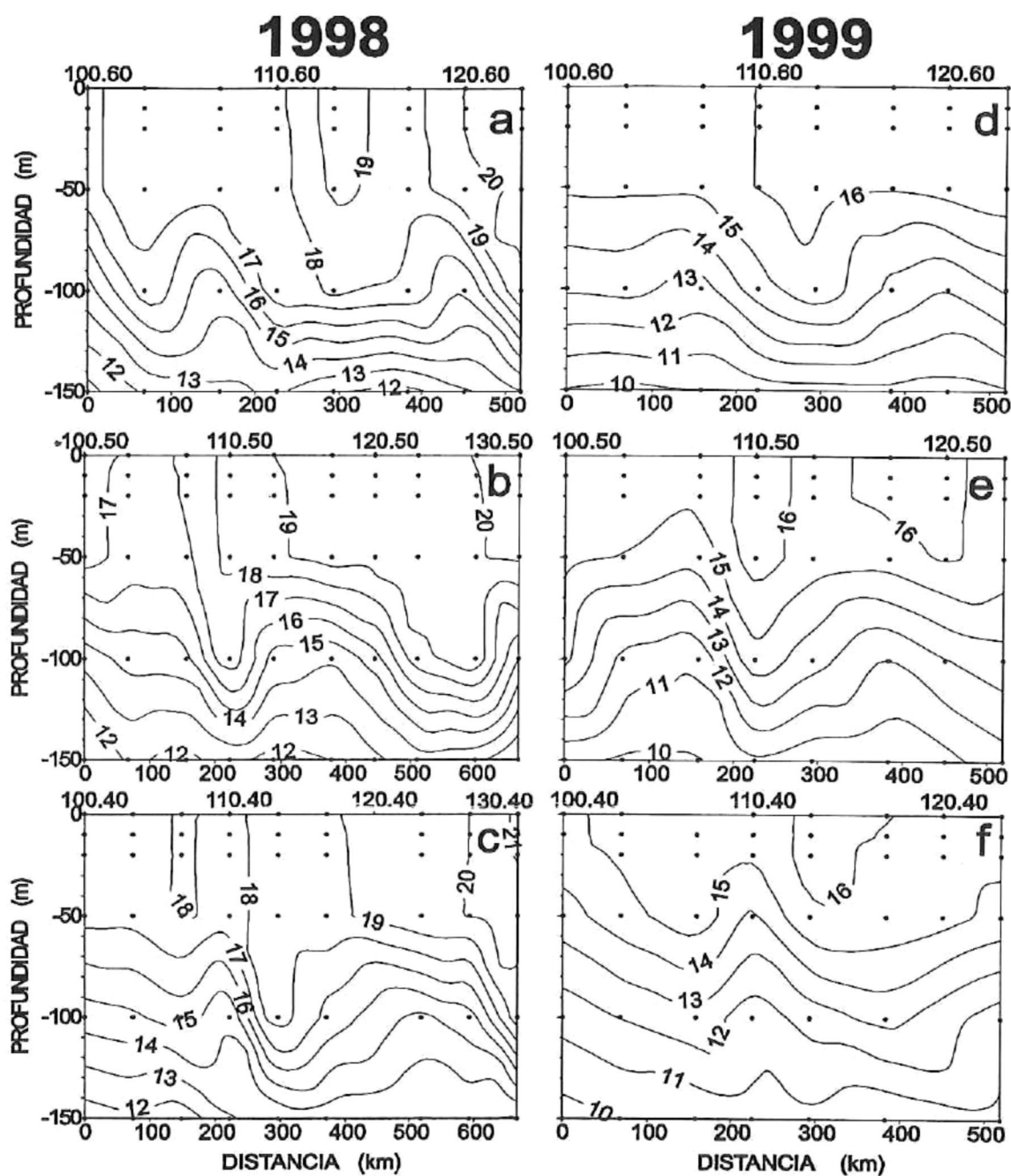


Figura 6.- Distribución vertical de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$), en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. El contorno es de 1°C . La distancia esta referida a la línea más al norte (100).

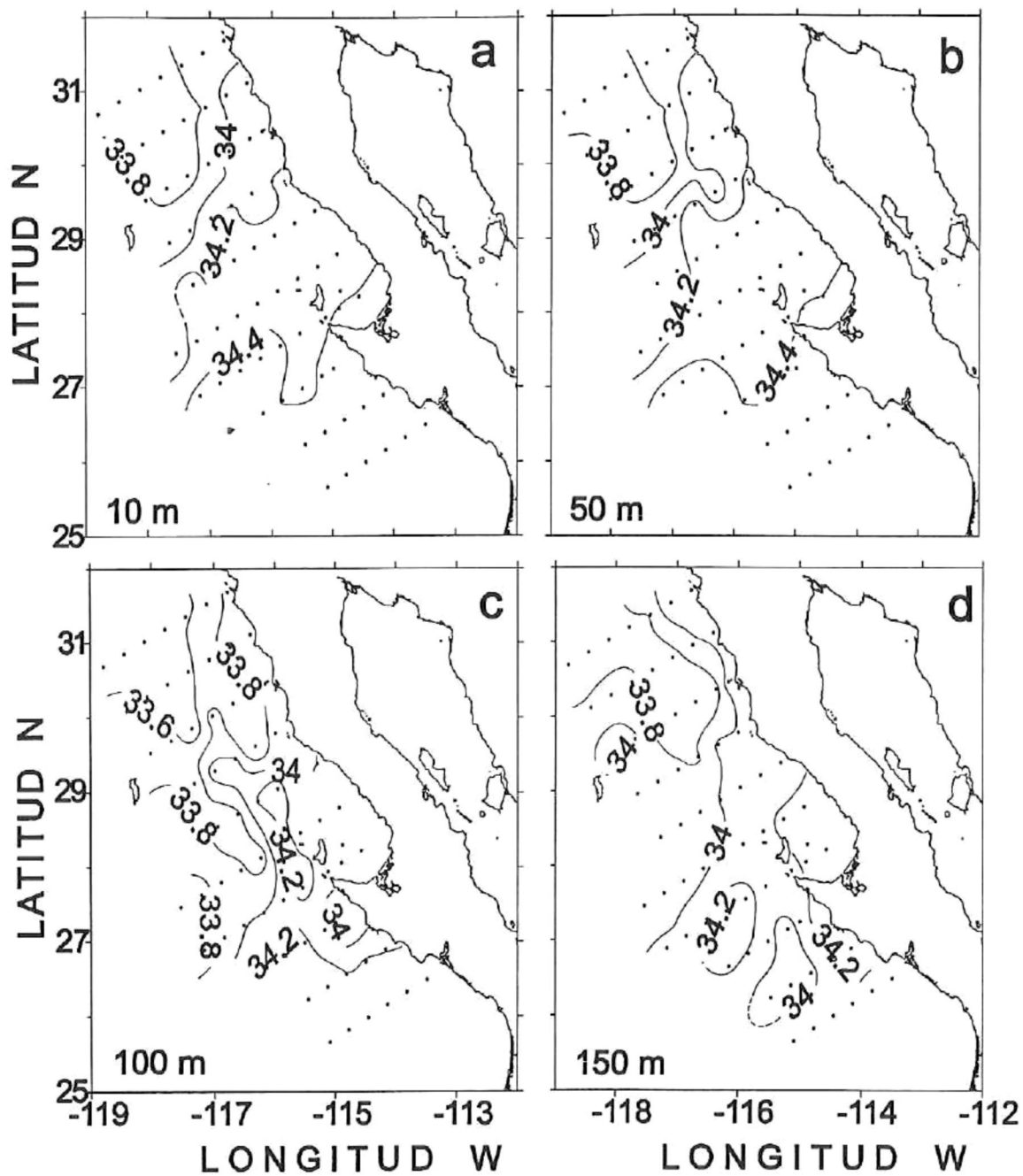


Figura 7.- Distribución espacial de salinidad a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 0.2.

Las isohalinas se presentaron de manera casi perpendiculares a la costa en los primeros dos niveles de profundidad (Figs. 7 a, b). En todas las profundidades a partir de las estaciones 40 y no más allá de la línea 107 se detectó agua con valores bajos de salinidad, asociada a bajas temperaturas (Figs. 7 a, b, c, d). En el resto del área de estudio la salinidad presentó valores altos (> 34.0) en agua proveniente del sur a partir de la línea 110 y hasta la 130. A partir de la línea 110 el agua más salada se acercó a la costa en forma diagonal cerca de la línea 103 (Figs. 7 a, b). Entre las profundidades de 100 m y 150 m se apreció la influencia de esta agua con mayor salinidad más salina extendiéndose al menos hasta la línea 100 (Figs. 7 c, d).

Los perfiles verticales de salinidad en enero de 1998 mostraron en la línea 100 agua con valores bajos (< 33.8) en toda la columna a partir de la estación 35. Posteriormente esta agua fue desplazada hacia la zona oceánica a medida que avanzó hacia el sur (Figs. 8 a, b, c, d), ya que en las estaciones de las líneas 113 a la 120 sólo se encontraron vestigios (Figs. 8 e, f, g). De la línea 120 hasta la línea 130 predominó agua con salinidades mayores a 34.0 (Fig. 8 h, i, j).

La salinidad en 1999 tuvo una distribución espacial muy homogénea en los tres primeros niveles (Figs. 9 a, b, c). La diferencia promedio para este año fue de 0.41, mucho menor que el 1.03 ocurrido en 1998. Los valores altos de salinidad se encontraron en la región sur del área de estudio y los menores en la parte norte (Fig. 9). La distribución de las isohalinas fue perpendicular a la costa en los primeros dos (10 y 50 m) niveles de profundidad, pero posteriormente las isolíneas tomaron una dirección diagonal, en relación al área de estudio, acercándose aguas

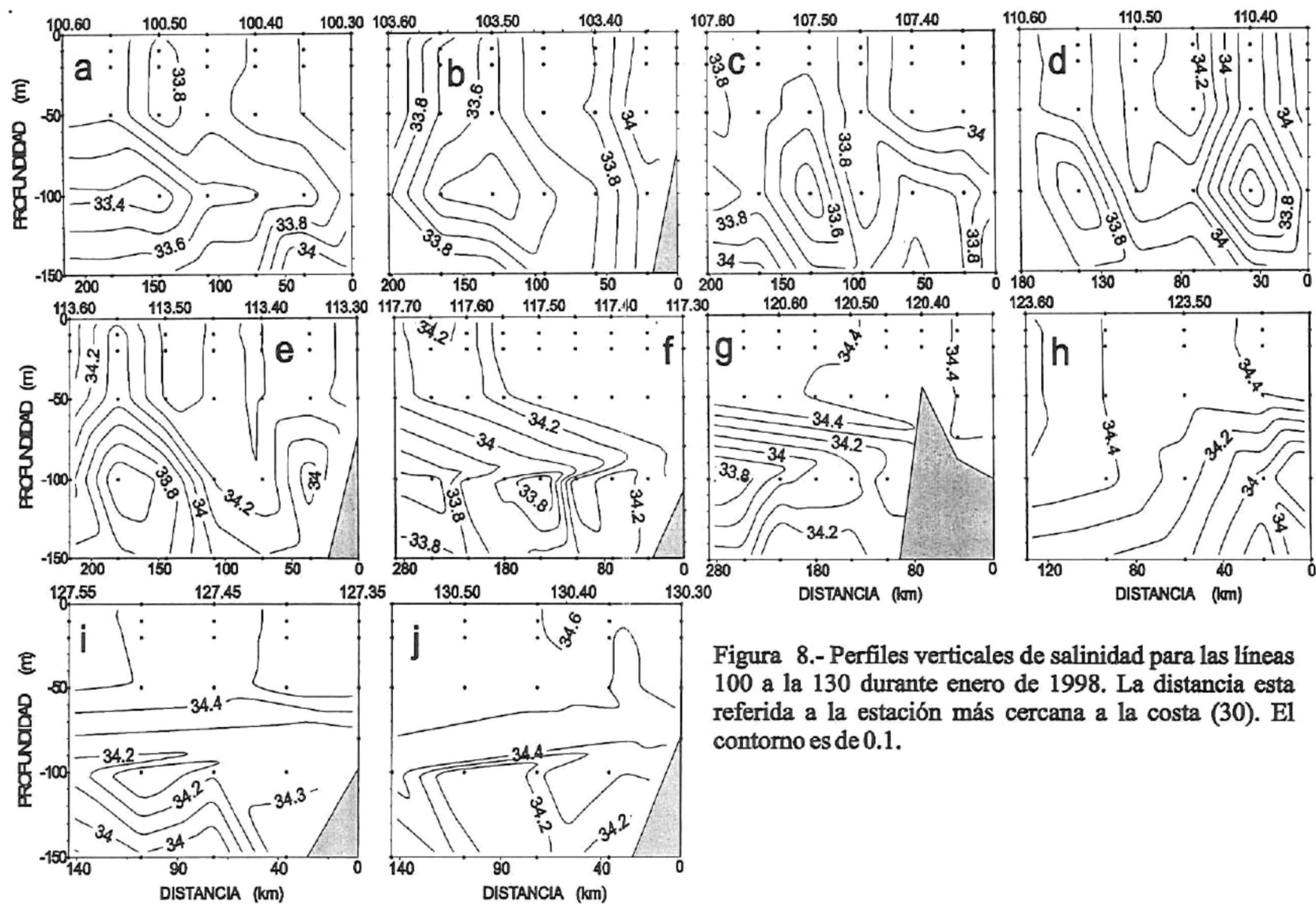


Figura 8.- Perfiles verticales de salinidad para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia esta referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.1.

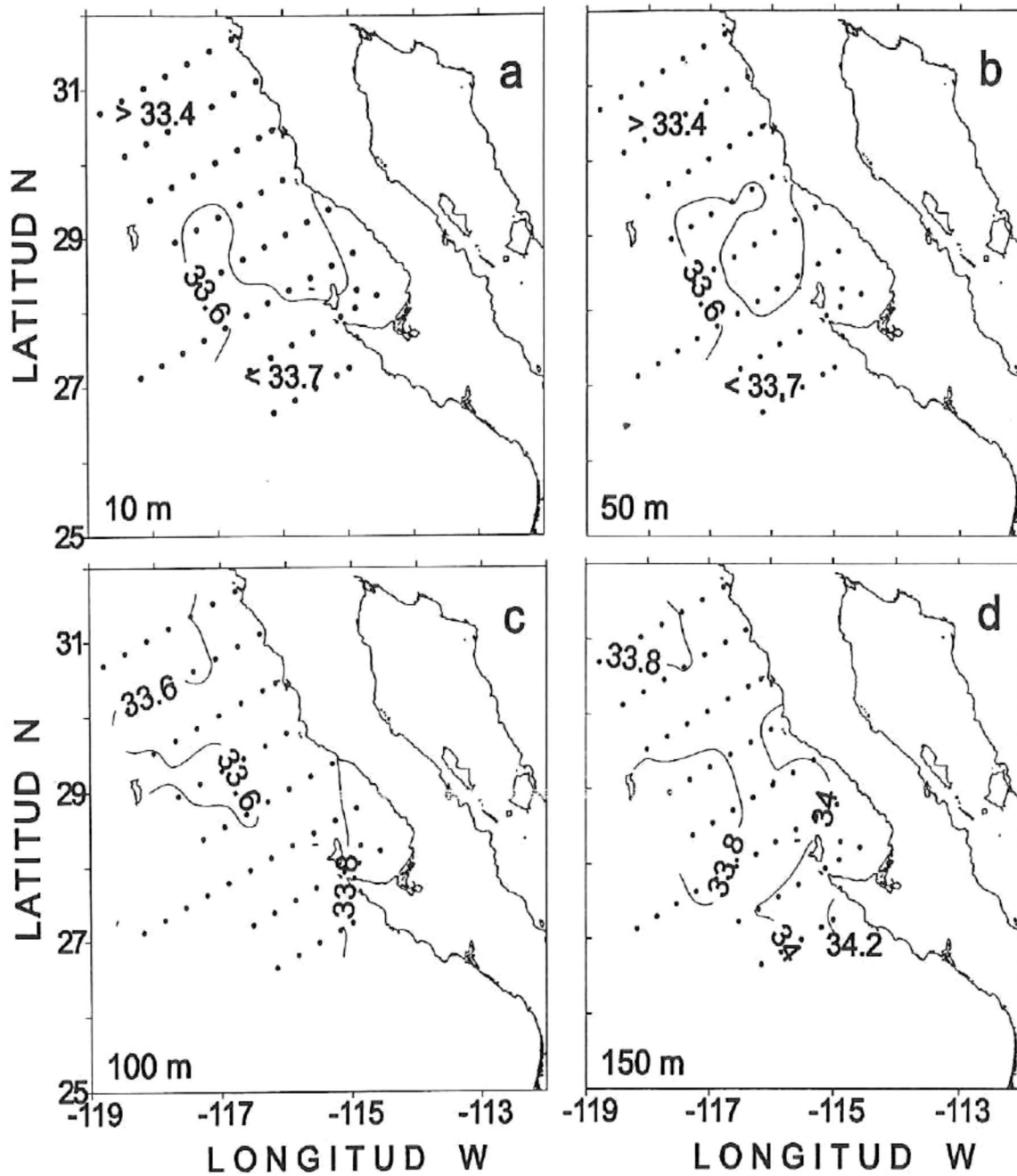


Figura 9.- Distribución espacial de salinidad a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 0.2.

ligeramente más saladas hacia la costa, de tal manera que a 150 m de profundidad se encontró agua con salinidades >34.0 entre Punta Eugenia y Punta Baja (Fig. 9 d).

Las isohalinas presentaron en 1999 un menor gradiente vertical en relación al que se presentó en 1998 y la tendencia a subir conforme se aproximaron a la costa (Figs. 10), similar al patrón que mostró la temperatura. En 1998 se observó una frontera de agua en la región oceánica con diferente salinidad entre las líneas 107 y 110 (Figs. 11 b, c), coincidiendo con la isohalina de 34.0 en la distribución espacial (Fig. 7). En cambio para 1999 se nota el ingreso de agua más salada (> 34) solamente en la región costera y cerca de los 150 m de profundidad (Fig. 11 f). Durante este año se presentaron valores superficiales de salinidad menores a 33.8, coincidiendo con menores temperaturas.

3.3.- Anomalía de densidad (Gamma, γ).

A pesar de que la distribución de isotermas para enero de 1998 en los primeros niveles fue en forma perpendicular a la costa (Figs. 2 a, b), las isopicnas presentaron una distribución paralela a la costa (Figs. 12 a, b, c), con excepción de los 150 m. Gamma en general disminuyó de la costa hacia la región oceánica, presentando mayor variación a los 100 m de profundidad (Fig. 12 c). La distribución vertical por línea aumentó con la profundidad (Fig. 13) presentándose los valores más bajos ($< 24.4 \text{ kg m}^{-3}$) a partir de la línea 120; iniciándose en la porción oceánica y desplazándose hacia la costa, cubriendo toda la superficie en la última línea (Figs. 13 g, h, i, j).

Para enero de 1999 las isolíneas de gamma se presentaron paralelas a la costa en todos los niveles, con los valores mayores cercanos a la costa y los menores en la zona

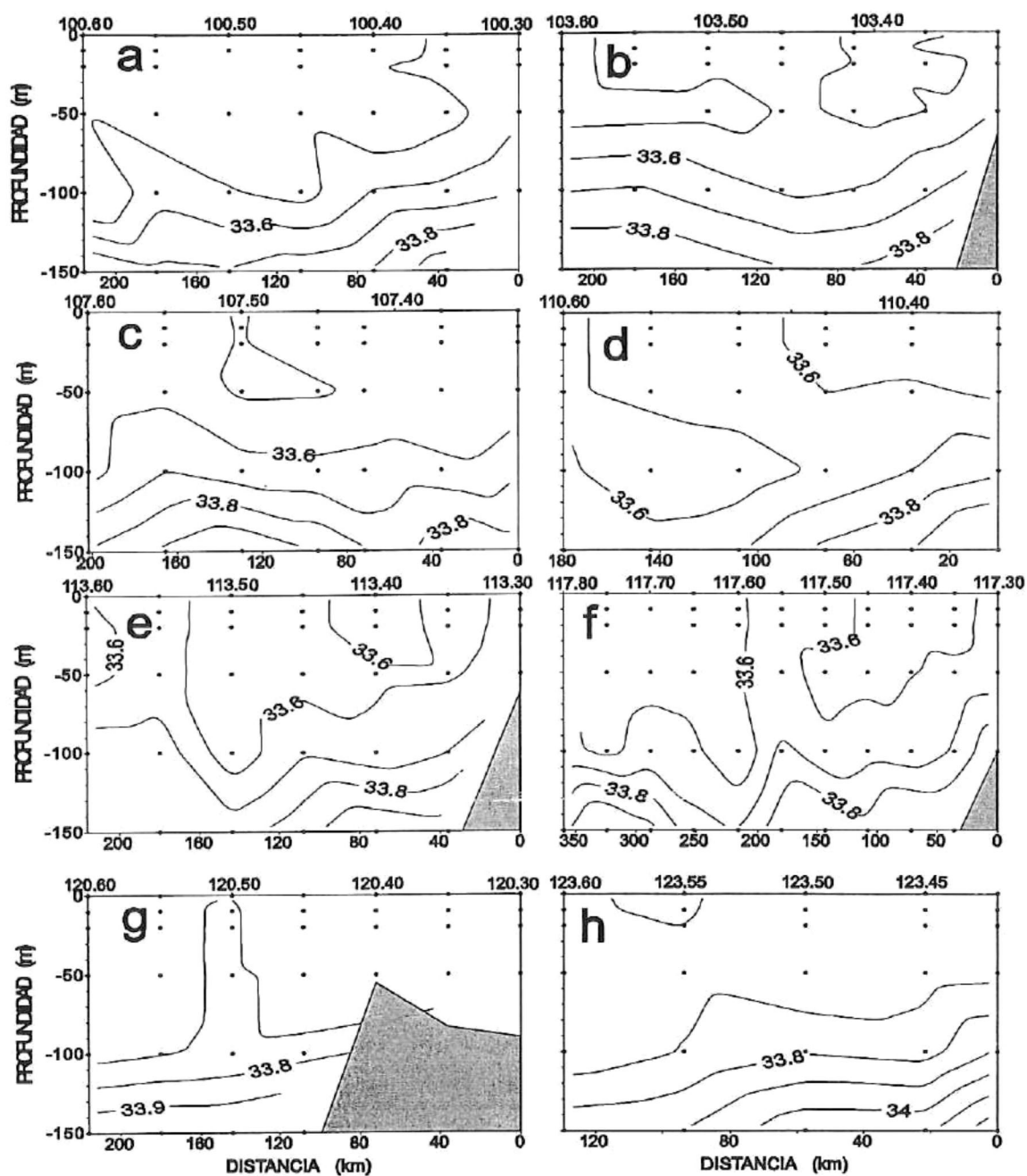


Figura 10.- Perfiles verticales de salinidad para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.1.

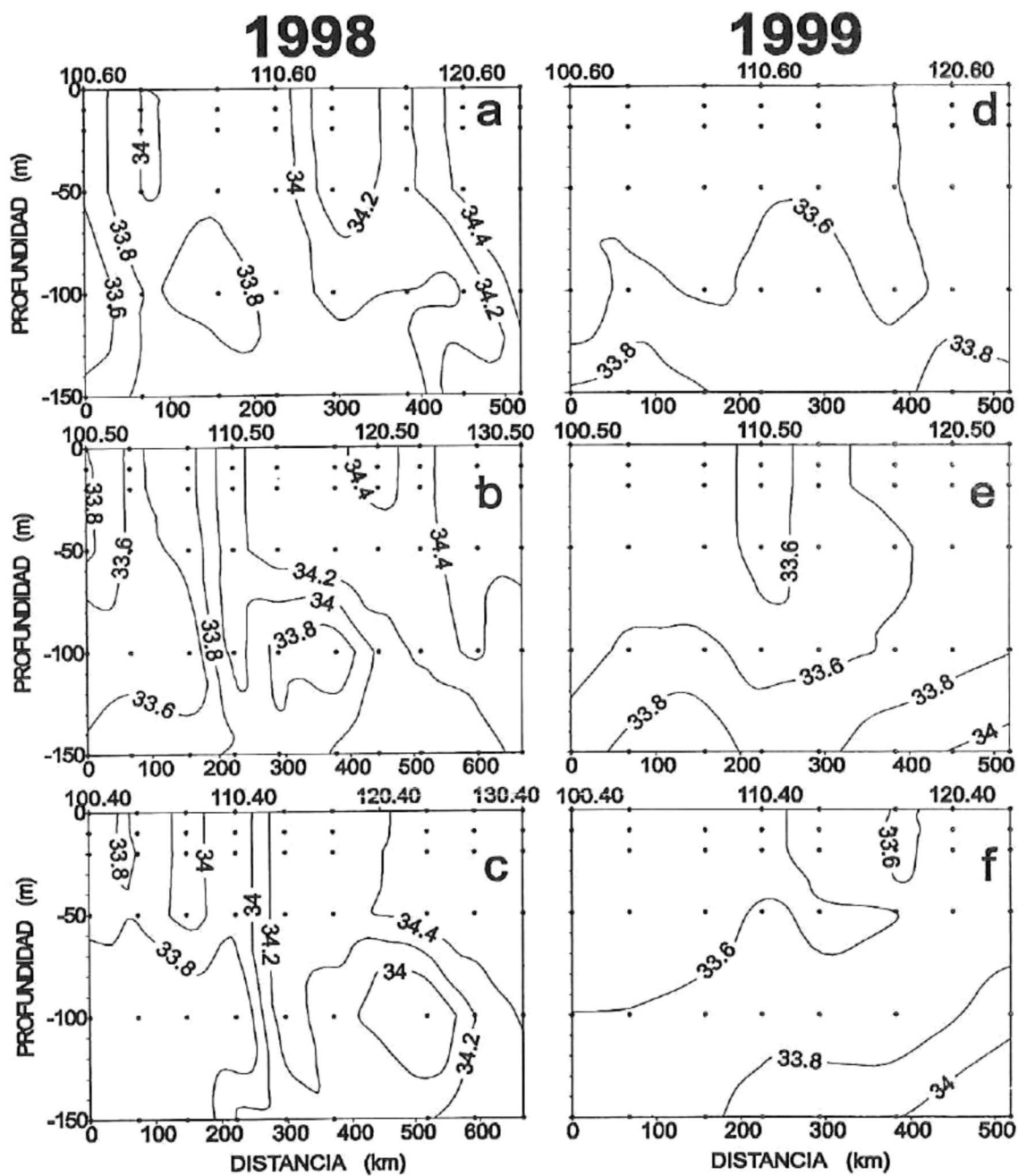


Figura 11.- Distribución vertical de la salinidad en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. El contorno es de 0.2. La distancia esta referida a la línea más al norte (100).

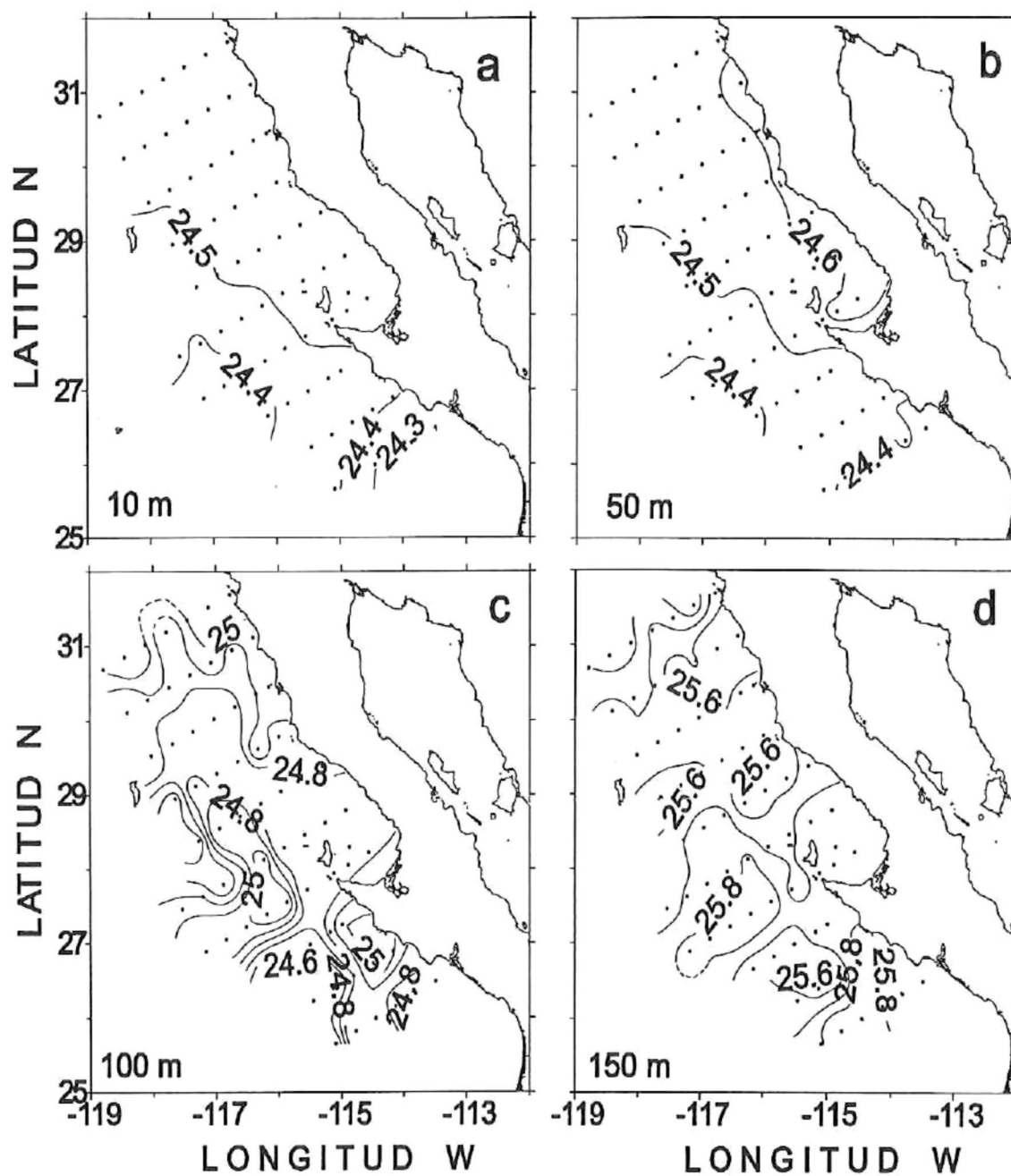


Figura 12.- Distribución espacial de gamma (γ) a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 0.1 kg m^{-3} .

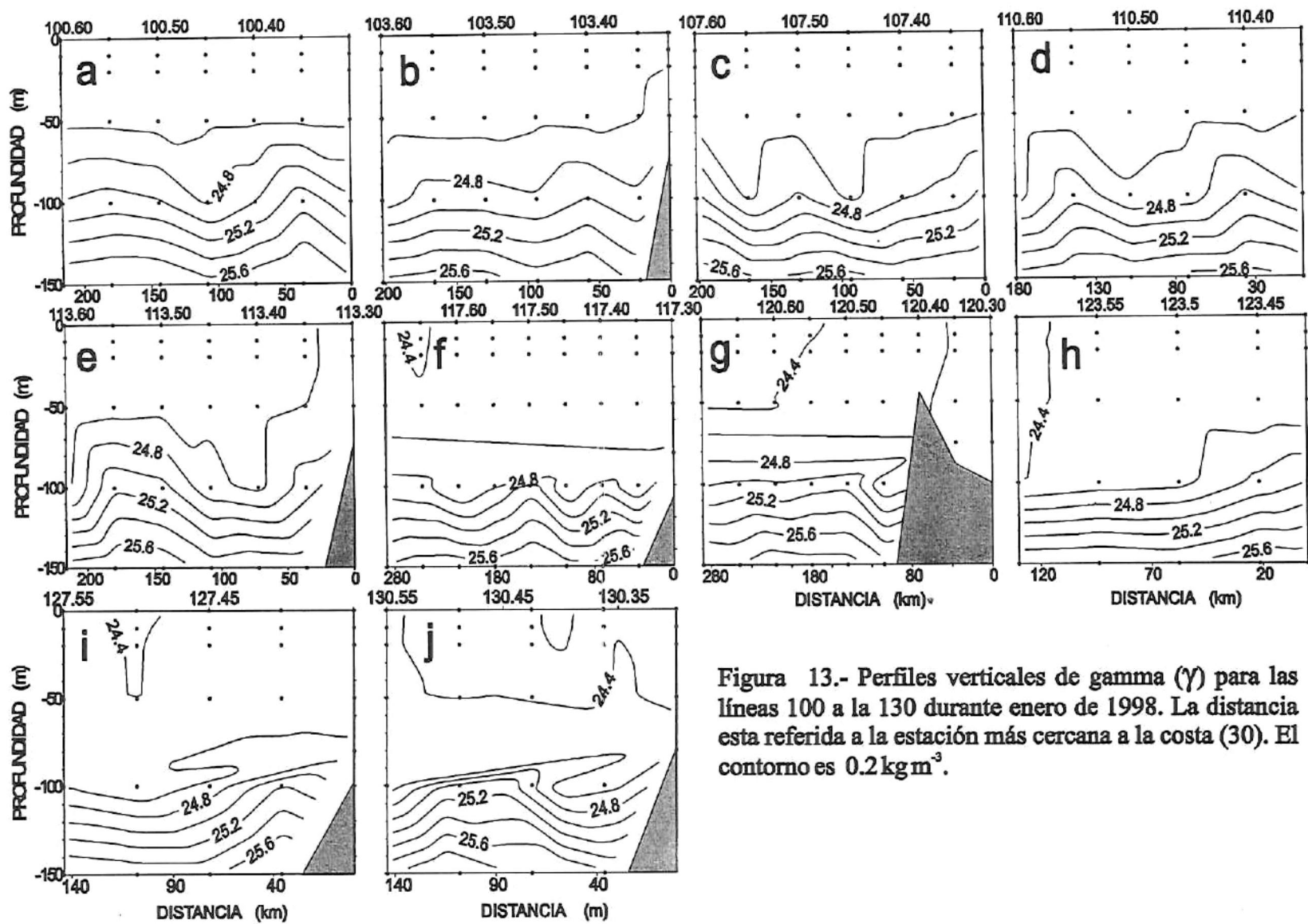


Figura 13.- Perfiles verticales de gamma (γ) para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia esta referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es 0.2 kg m^{-3} .

oceánica (Fig. 14). En este año la diferencia promedio con la profundidad (0.77 kg m^{-3}) fue mayor al de 1998 (0.52). En los niveles más profundos la relación fue inversa, presentando un mayor intervalo de variación en 1998 (Figs. 12 c, d) que en 1999 (Figs. 14 c, d), pero con aguas de mayor densidad en 1999 que en 1998 a la misma profundidad, por presentarse la pycnoclina más somera.

Los perfiles verticales de γ mostraron una estratificación muy homogénea en 1999, además un marcado ascenso las isopícnas conforme se aproximaban a la costa (Figs. 15 a-h). La comparación de los perfiles verticales por estación (Fig. 16) mostró como las isopícnas de 1998 estuvieron más compactas y ligeramente más hundidas con relación a las isopícnas del 1999. Por otro lado, las aguas de menor densidad ($\gamma < 24.5 \text{ kg m}^{-3}$) que entraron por el sur del área de estudio tuvieron una mayor influencia en la región oceánica durante 1998 (Fig. 16 a). En 1999 la región costera presentó altos valores de γ ($> 25 \text{ kg m}^{-3}$) coincidiendo con el levantamiento de las isopícnas (Fig. 15 f).

3.4.- Oxígeno Disuelto:

En 1998 el oxígeno disuelto presentó valores mayores en el norte del área de estudio y menores en la región sur de la misma, con un intervalo de variación con la profundidad de 5.77 a 1.47 ml/l (Fig. 17). A los 10 y 50 m de profundidad se observó una lengüeta de agua más oxigenada fuera de la costa (Figs. 17 a, b), relacionada con agua de baja temperatura y salinidad. A partir de la línea 107 los valores de oxígeno disuelto disminuyeron, variando muy poco hasta la línea 130. A 150 m se detectó una

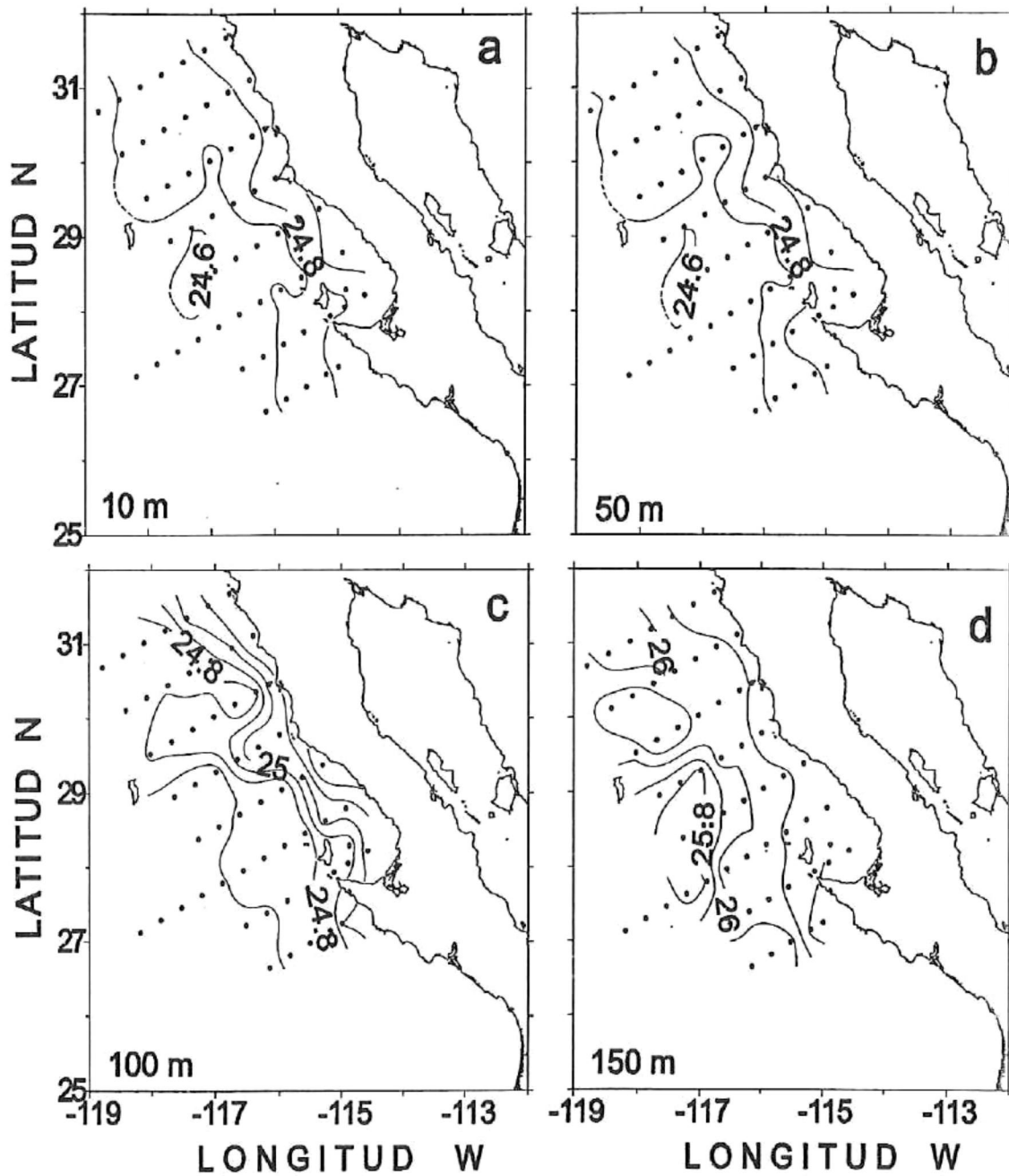


Figura 14.- Distribución espacial de gamma (γ) a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 0.1 kg m^{-3} .

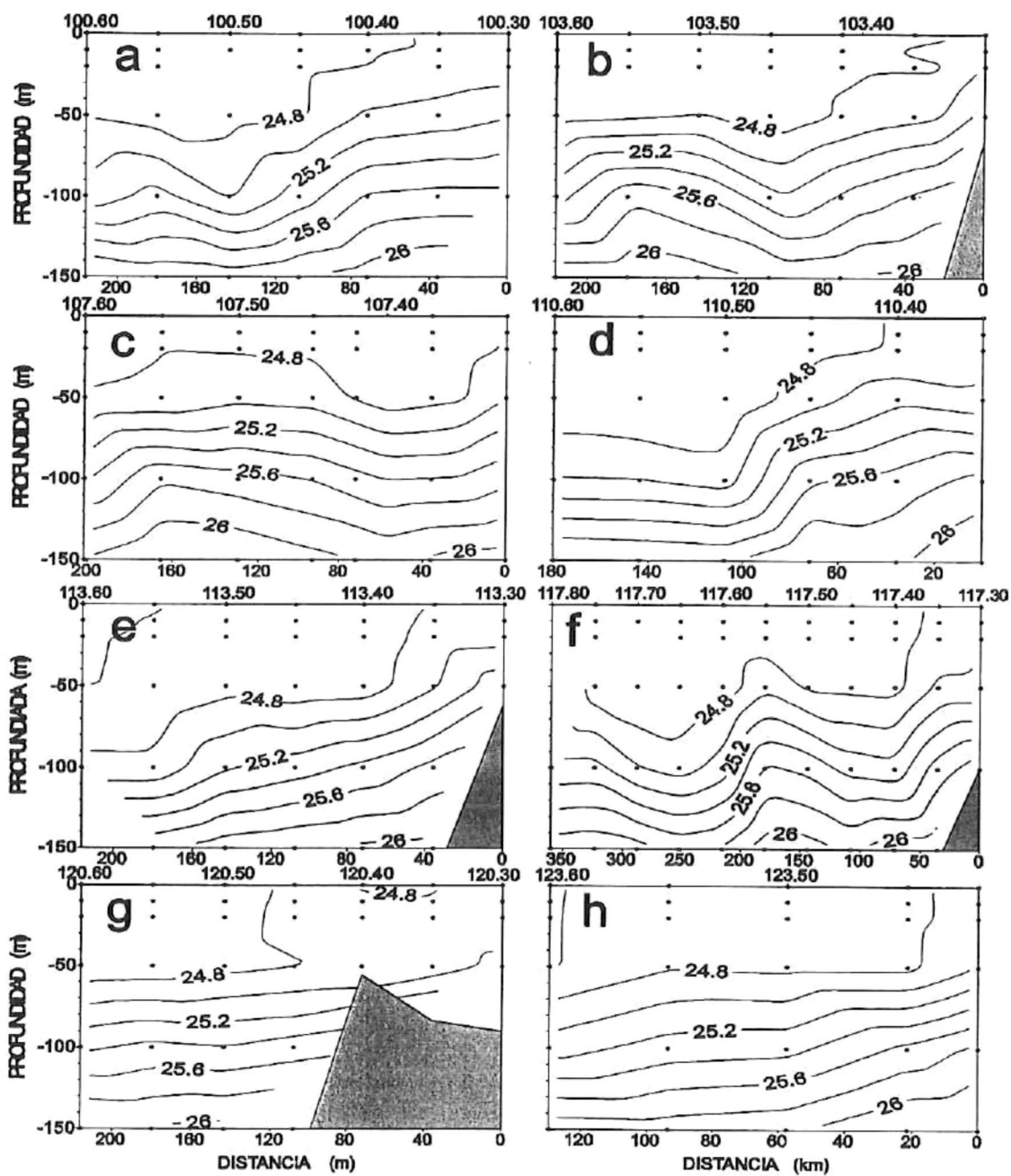


Figura 15.- Perfiles verticales de gamma (γ) para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.2 kg m^{-3} .

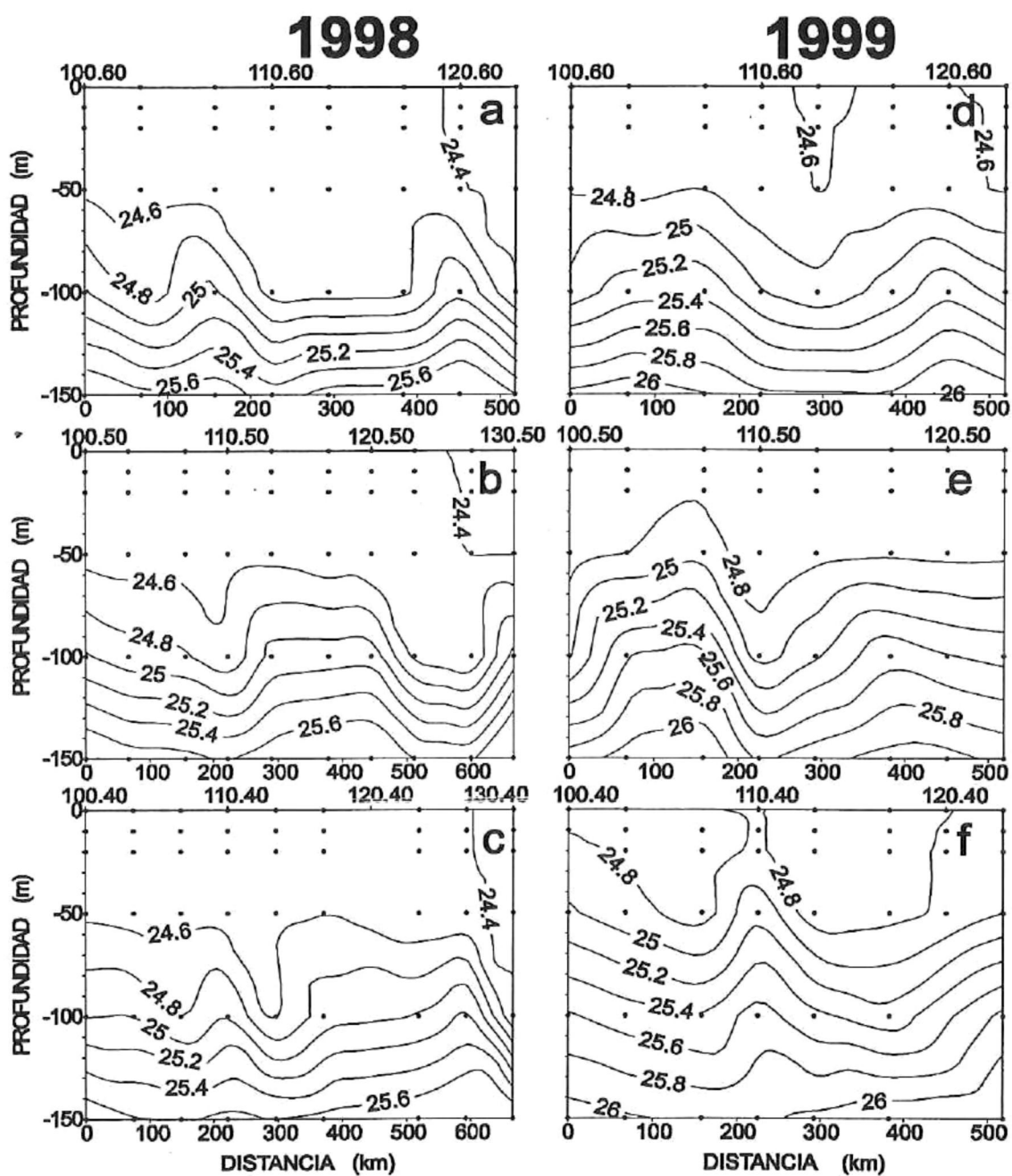


Figura 16.- Distribución vertical de gamma (γ) en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. El contorno es de 0.2 kg m^{-3} . La distancia esta referida a la línea más al norte (100).

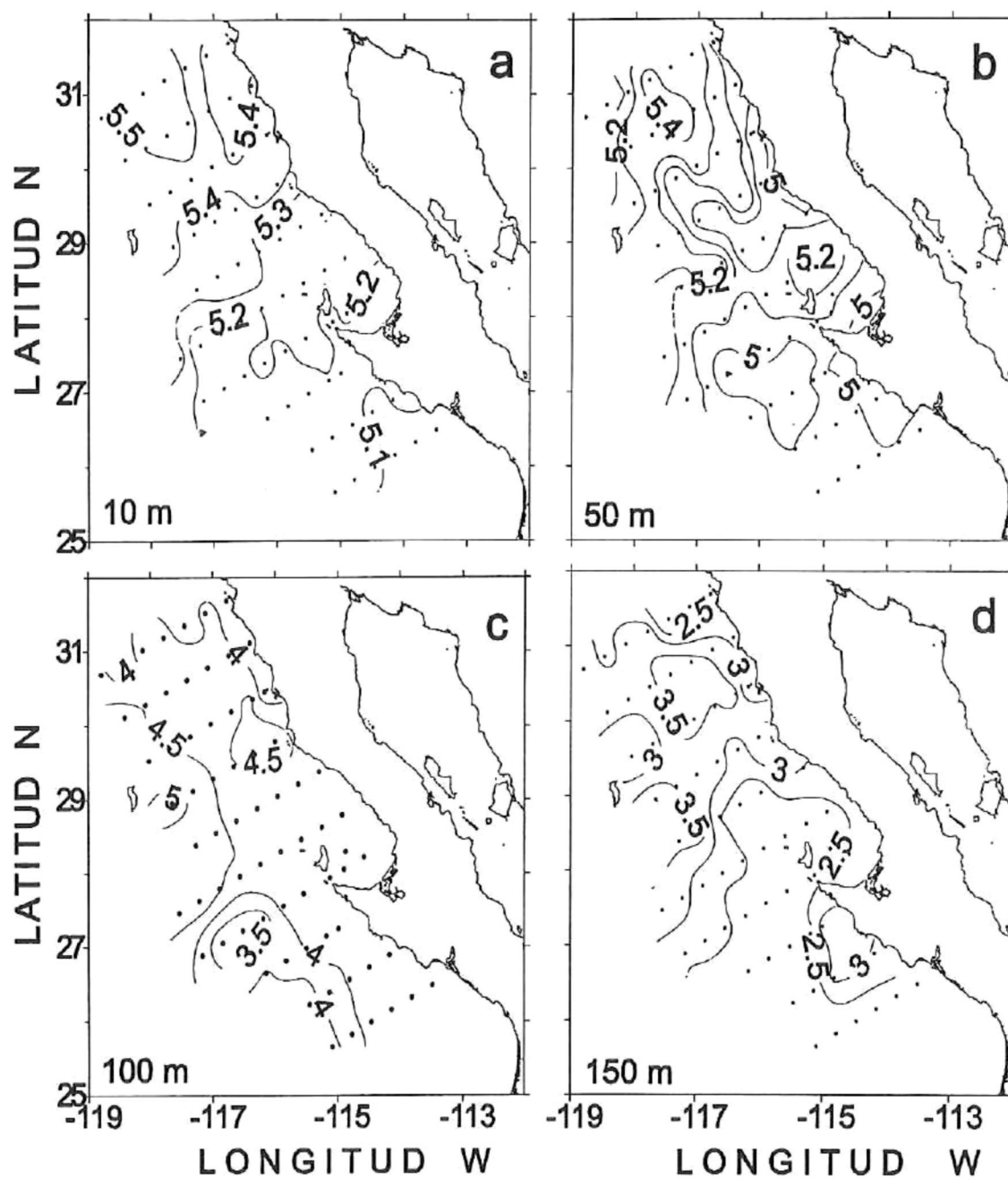


Figura 17.- Distribución espacial de oxígeno disuelto (ml/l) a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 0.1 ml/l a 10 y 50 m y de 0.5 ml/l a 100 y 150 m.

lengüeta de agua sureña con bajo contenido de oxígeno (< 3 ml/l) que se acercó a la costa y tuvo influencia hasta la línea 100 (Fig. 17 d). El perfil vertical de oxígeno disuelto para 1998 mostró una disminución de la concentración con la profundidad. La oxilínea de los 5 ml/l se situó por arriba de los 100 m de profundidad y en algunas líneas por arriba de los 50 m (Figs. 18 a - j).

Para 1999 la distribución espacial del oxígeno disuelto fue paralela a la costa, aumentando hacia la parte oceánica (Figs. 19 b, c, d), a excepción de los valores cercanos a la superficie (Fig. 19 a). En los niveles de 100 y 150 m se presentó agua con bajo contenido de oxígeno disuelto (< 3 ml/l), con mayor influencia en la región sur y cercana a la costa (Figs. 19 c, d). El intervalo de oxígeno disuelto en la columna de agua varió de 1.4 a 6.1 ml/l. Los perfiles verticales exhibieron una columna de agua estratificada, con las oxilíneas inclinadas hacia la superficie conforme se aproximaban a la costa (Figs. 20 a, b, d, e, f, g). La oxilínea de los 5 ml/l se encontró más cercana a la superficie en 1998 (Figs. 21), mientras que se presentó una mayor área superficial (0 m a 50 m) oxigenada en 1999, con valores > 5.5 ml/l.

3.5.- Porcentaje de Saturación de Oxígeno.

La distribución del porcentaje de saturación de oxígeno en 1998 (Fig. 22) siguió un comportamiento muy similar a la del oxígeno disuelto de ese mismo año (Fig. 17). La columna de agua estuvo subsaturada de oxígeno a todos los niveles, a excepción de una pequeña área costera y otra intermedia (línea 100) a los 10 m de profundidad (Figs. 22 a-d). La intrusión de agua proveniente del sur con bajo contenido de oxígeno disuelto y

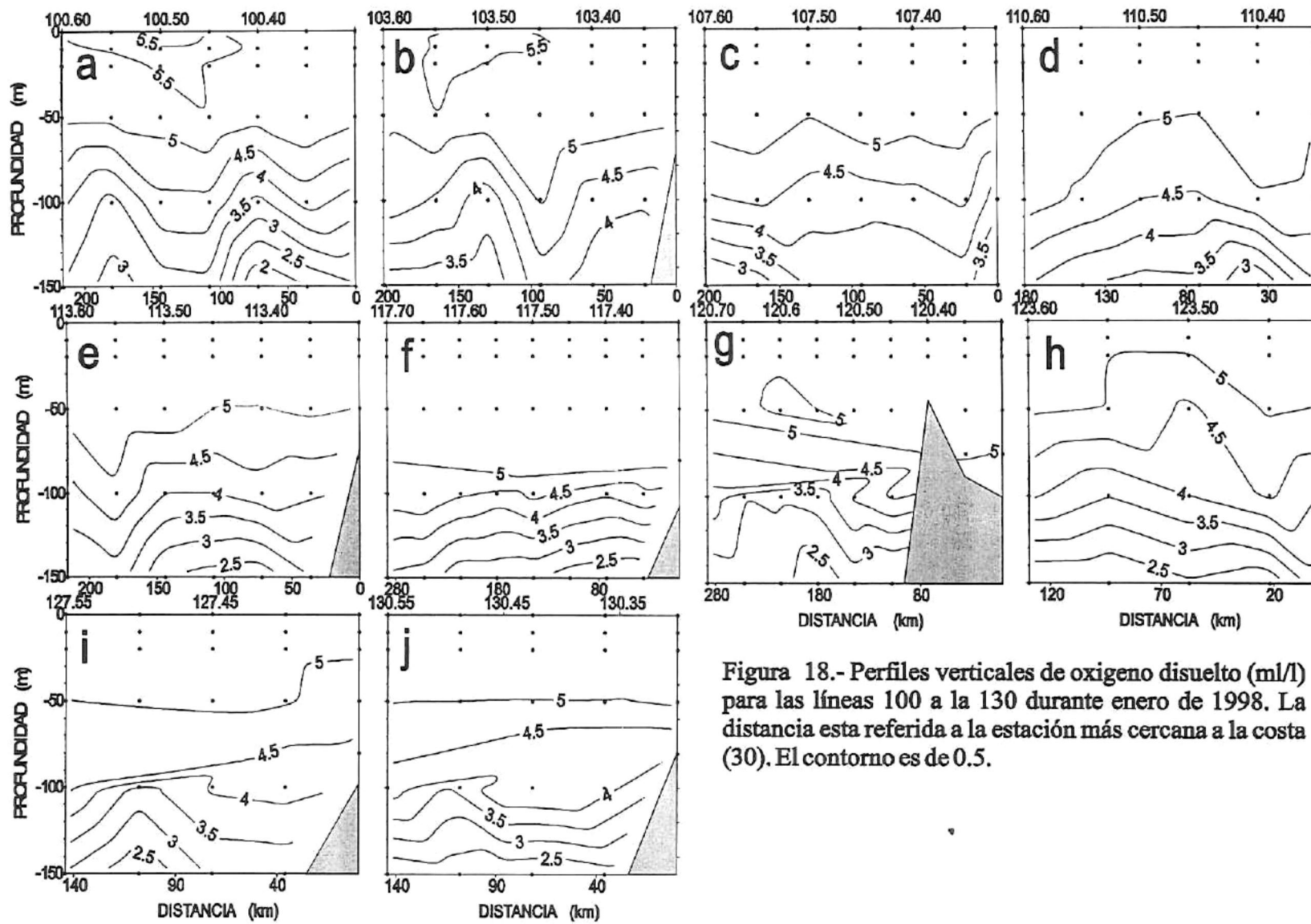


Figura 18.- Perfiles verticales de oxígeno disuelto (ml/l) para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia esta referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.5.

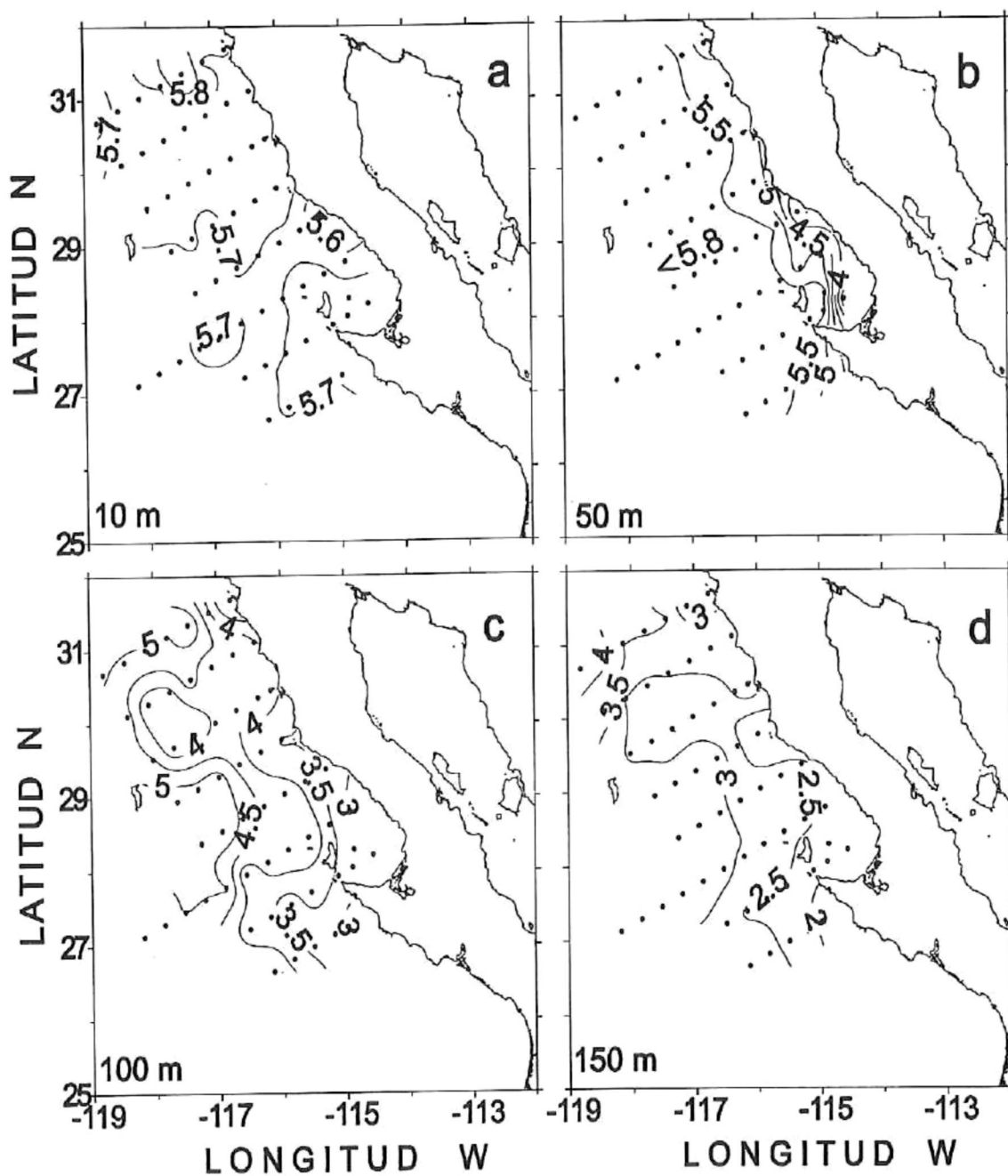


Figura 19.- Distribución espacial de oxígeno disuelto (ml/l) a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 0.5 ml/l excepto al nivel de los 10 m (0.1 ml/l).

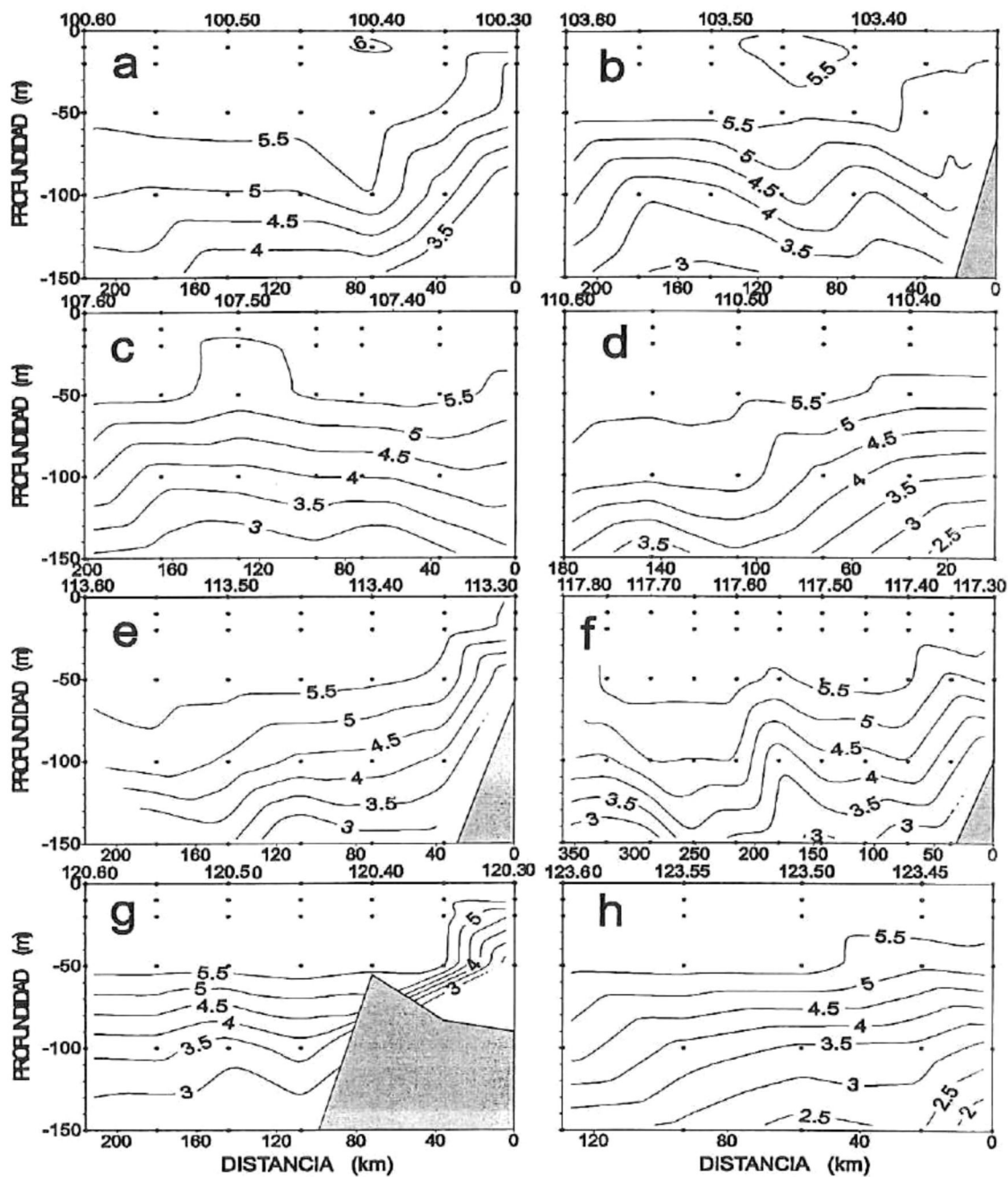


Figura 20.- Perfiles verticales de oxígeno disuelto (ml/l) para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 0.5 ml/l.

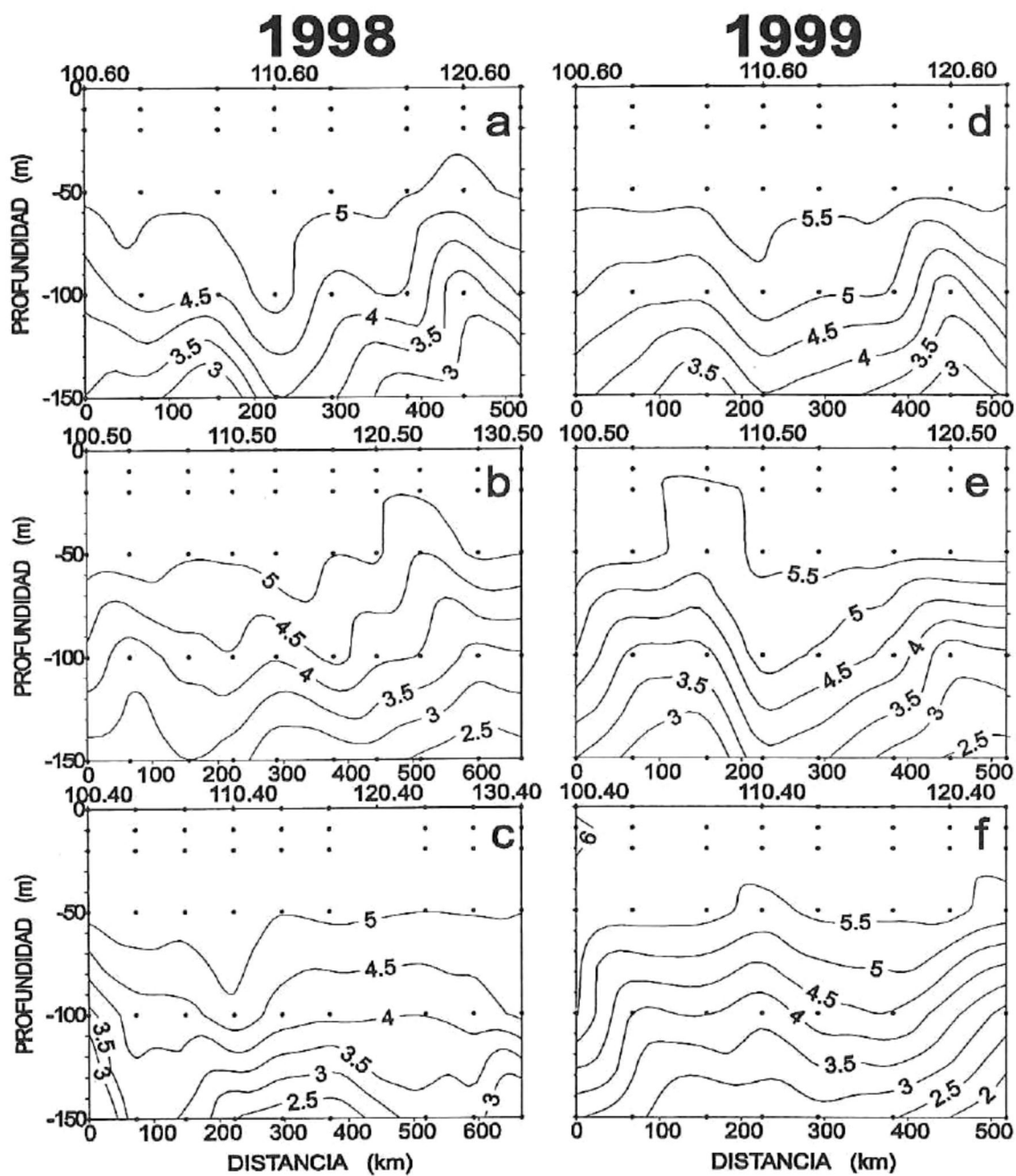


Figura 21.- Distribución vertical del oxígeno disuelto en ml/l, en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. El contorno es de 0.5 ml/l. La distancia esta referida a la línea más al norte (100).

menor porcentaje de saturación es más notoria a 150 m de profundidad (Fig. 22 d), con valores $< 40\%$. En cuanto a la distribución vertical el porcentaje de saturación de oxígeno disminuyó con la profundidad (Figs. 23 a - j). La isolínea del 40 % se aprecia a partir de la línea 120 entre 100 m y 150 m de profundidad (Figs. 23 g, h, i, j).

Para 1999 la distribución del porcentaje de saturación de oxígeno fue similar a la del oxígeno disuelto, con las isolíneas casi paralelas a la costa, presentando valores menores en la costa y aumentando hacia la zona oceánica (Fig. 24). A diferencia de 1998, en los dos primeros niveles se encontró agua saturada de oxígeno principalmente en la región intermedia y oceánica (Figs. 24 a, b). Por otro lado, la intrusión de agua menos oxigenada en la zona sur del área de estudio trajo como consecuencia bajos valores de porcentaje de saturación, sobre todo a 100 y 150 m de profundidad (Figs. 24 c, d). El gradiente vertical de variación del porcentaje de saturación fue menor en 1999 en comparación con el de 1998 (Figs. 25 a - h). Las isolíneas tendieron a ascender en dirección a la costa, de manera que en las estaciones costeras se determinaron bajos valores del porcentaje de saturación de oxígeno.

La distribución vertical del porcentaje de saturación de oxígeno en 1998 presentó parches de agua saturada en la región intermedia. Para 1999 tuvo un comportamiento diferente debido a que la columna de agua permaneció saturada de oxígeno desde la superficie y algunas veces hasta 50 m de profundidad (Figs. 26 d, e, f), mientras que 1998 algunas zonas estuvieron subsaturadas de oxígeno (Fig. 26 a, b, c).

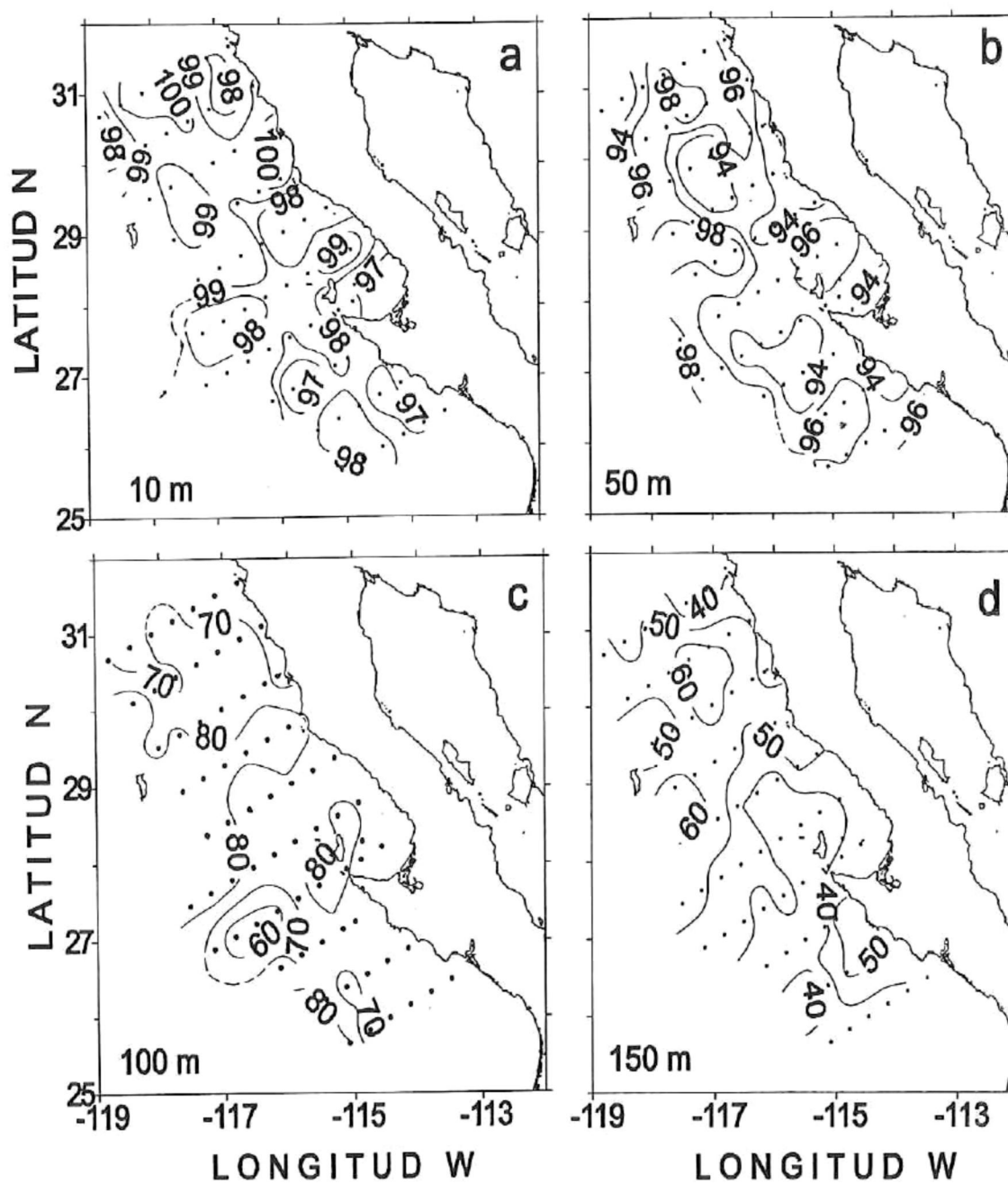


Figura 22.- Distribución espacial del porcentaje de saturación de oxígeno disuelto a diferentes profundidades para enero de 1998. El intervalo de contorno es de 1 % a 10 m, 2 % a 50 m y 10% a 100 y 150 m.

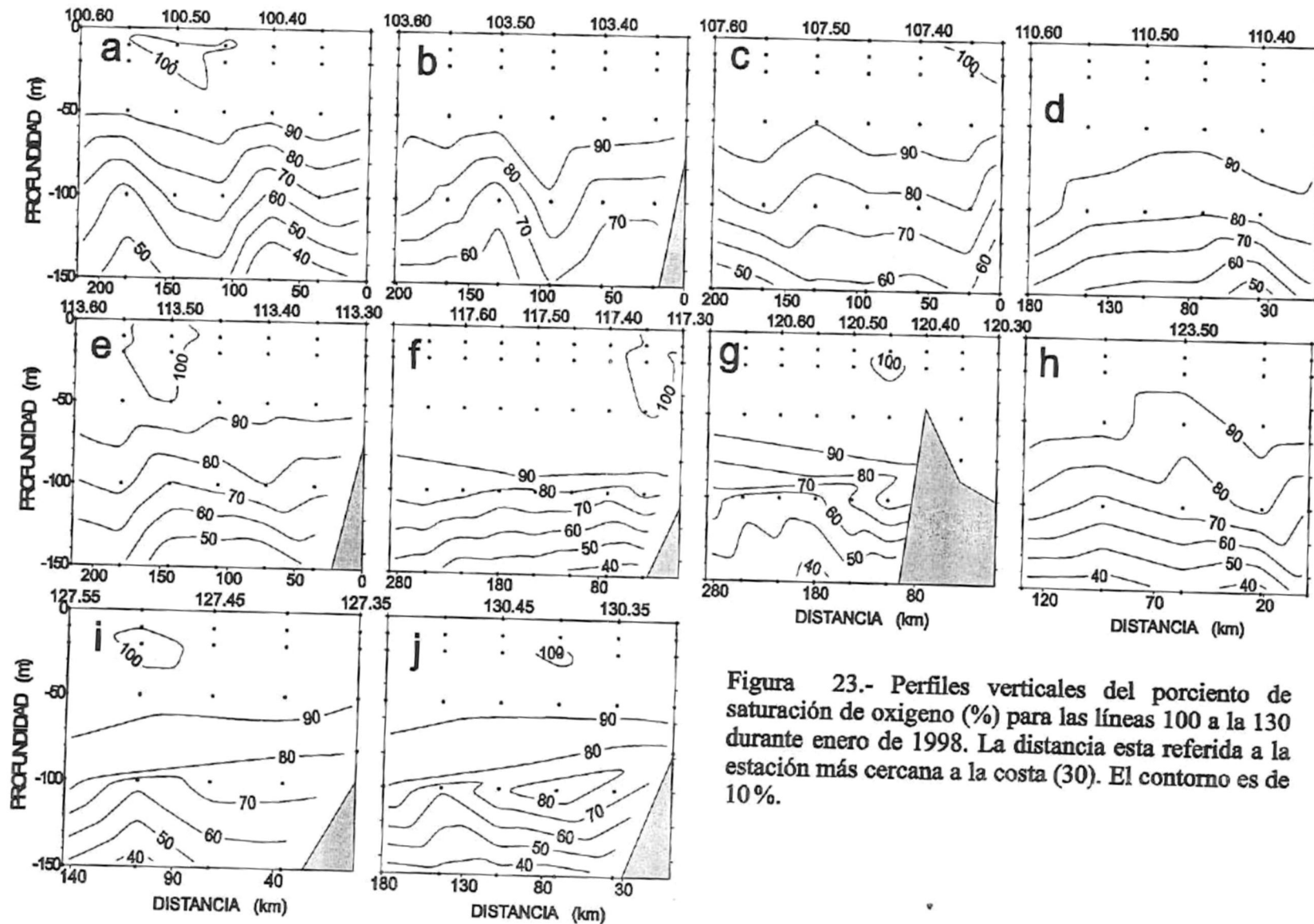


Figura 23.- Perfiles verticales del porcentaje de saturación de oxígeno (%) para las líneas 100 a la 130 durante enero de 1998. La distancia esta referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es de 10%.

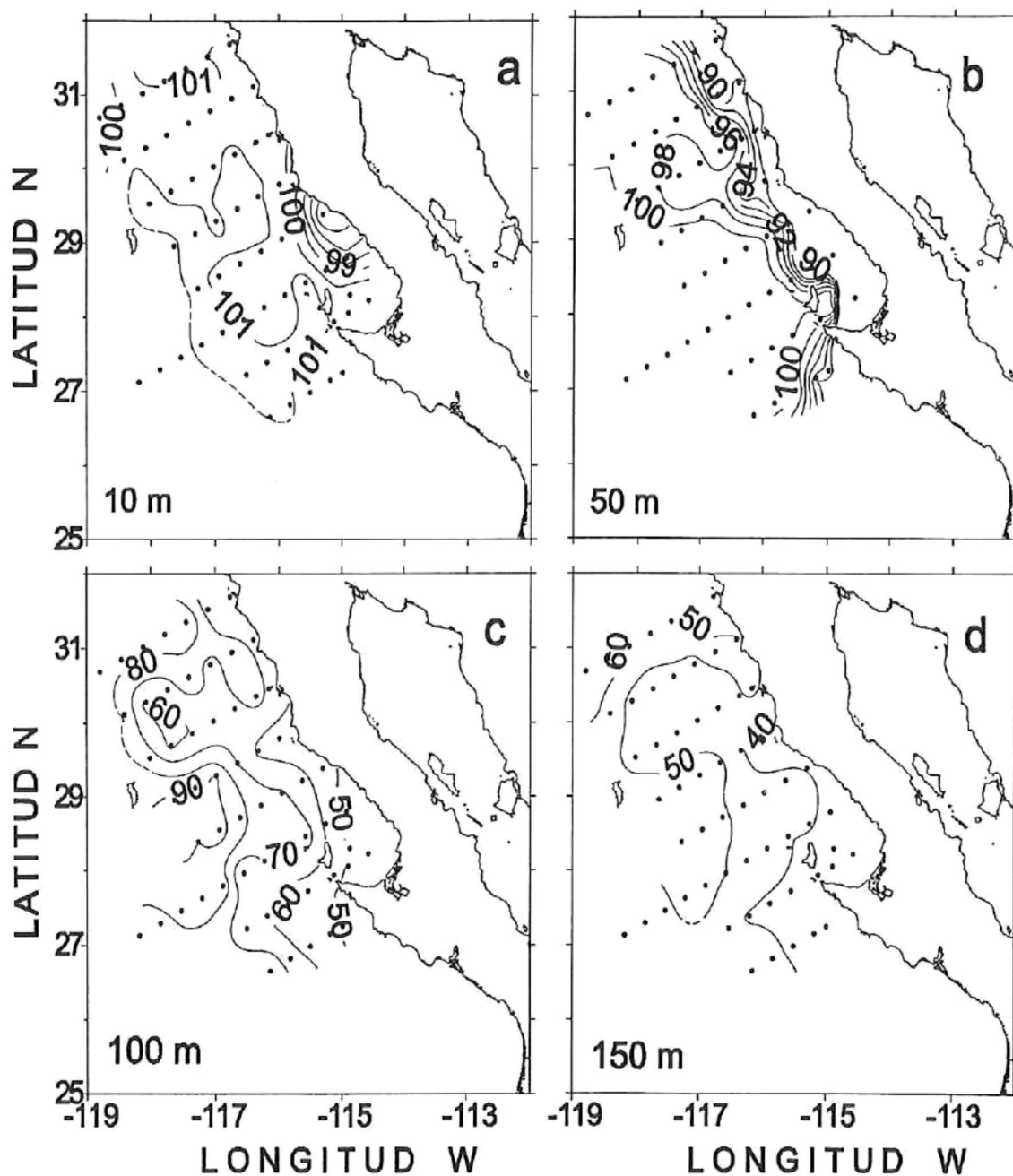


Figura 24.- Distribución espacial del porcentaje de saturación de oxígeno a diferentes profundidades para enero de 1999. El intervalo de contorno es de 1 % a 10 m, del 2 % a 50 m y del 10 % a 100 m y a 150 m.

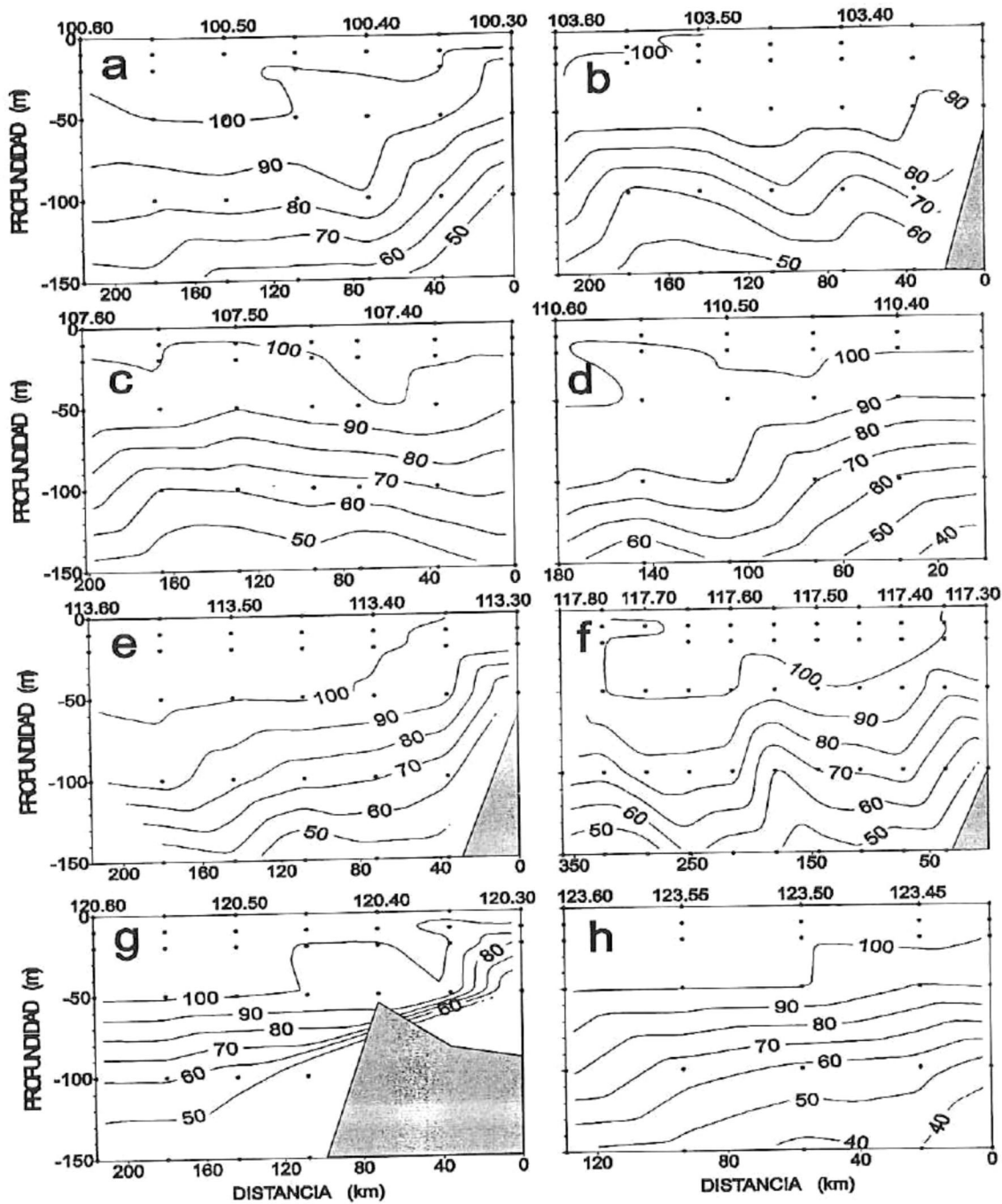


Figura 25.- Perfiles verticales del porcentaje de saturación de oxígeno (%) para las líneas 100 a la 123 durante enero de 1999. La distancia está referida a la estación más cercana a la costa (30). El contorno es del 10 %

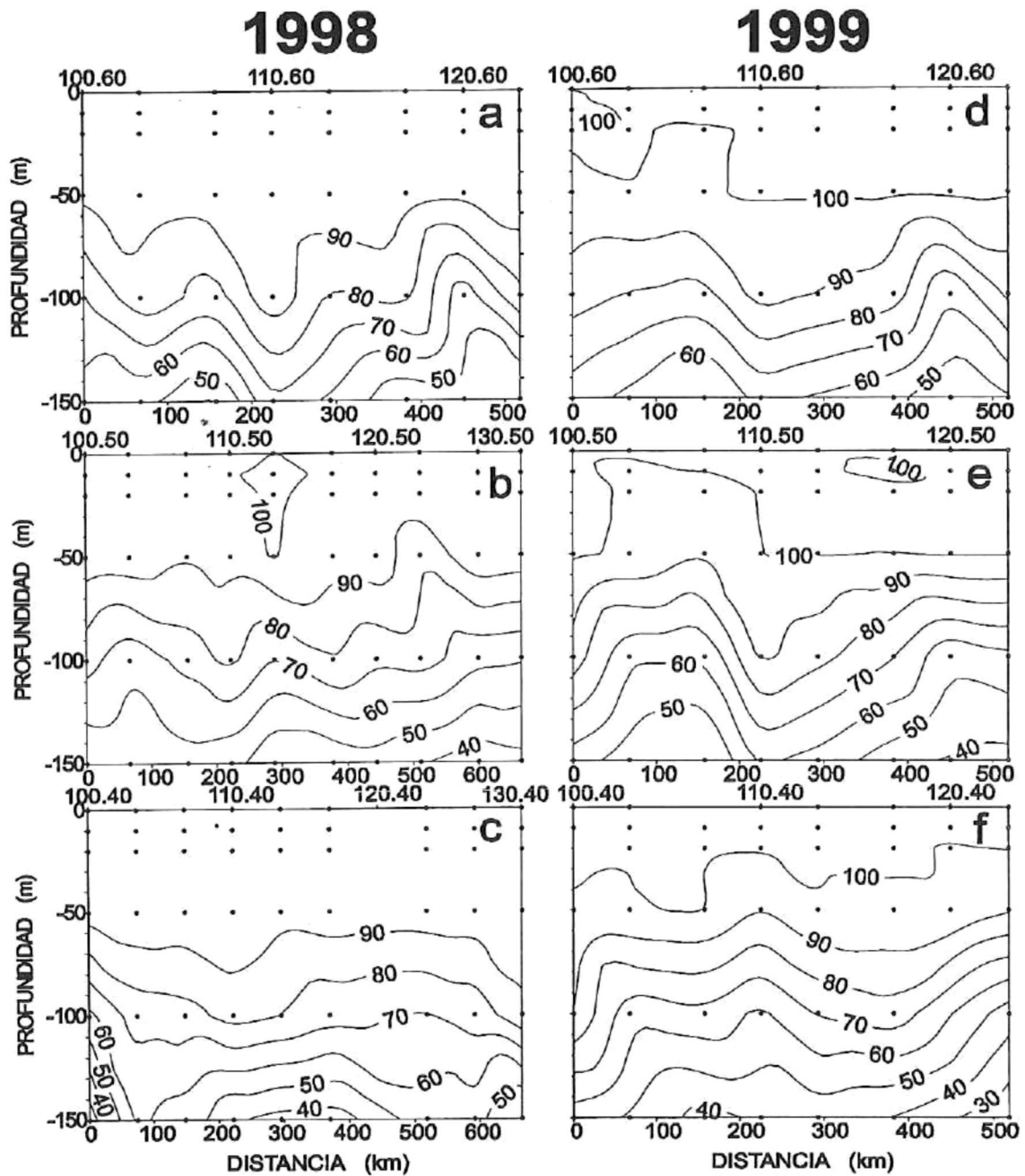


Figura 26.- Distribución vertical del porcentaje de saturación de oxígeno (%), en secciones paralelas a la costa de las estaciones 60, 50 y 40's. El contorno es de 10%. La Distancia esta referida a línea más al norte (100).

3.6.- Anomalías del Oxígeno Disuelto y Porcentaje de Saturación.

Las anomalías se determinaron en las líneas 100, 110, 120 y 130 para enero de 1998 y en las líneas 100, 110, y 120 para enero de 1999, restándole al oxígeno disuelto medido *in situ* a la media armónica elaborada con los datos colectados de 1950 a 1978 por el programa CalCOFI (Lynn et al., 1982). El intervalo de anomalías en la columna de agua para enero de 1998 fue de -1.41 a $+1.60$ ml/l mientras que en 1999 fue de -2.72 a $+1.68$ ml/l. Sin embargo, la variación fue en sentido opuesto al esperado ya que se presentaron aguas menos oxigenadas durante 1999.

Las anomalías del oxígeno disuelto durante 1998 presentaron un núcleo de valores positivos cercanos a la costa y alrededor de 100 m de profundidad. Este núcleo se incrementó de norte a sur (Figs. 27 a, b, c, d) abarcando casi toda la columna de agua en la línea 130 y alcanzando valores de hasta $+1.4$ ml/l, relacionándose con agua de mayor salinidad. Las anomalías negativas se presentaron en la zona oceánica e intermedia y disminuyeron de norte a sur. En cambio, para 1999 el núcleo de anomalías positivas se encontró por debajo de los 20 m de profundidad, en la región oceánica de la línea 100 (Fig. 27 e), presentándose cercana a la costa en la línea 120 (Figs. 27 e, f, g).

La distribución de las anomalías del porcentaje de saturación de oxígeno en 1998 fue similar a la del oxígeno disuelto, mostrando el núcleo de anomalías positivas en las estaciones cercanas a la costa (Fig. 28 a-d) y en la parte oceánica en 1999 (Fig. 28 e-g). El intervalo para 1998 fue de -21.37 a $+32.15$ y para 1999 fue de -49.18 a $+27.55$, por lo que se tuvieron aguas menos saturadas en 1999 en comparación con enero de 1998.

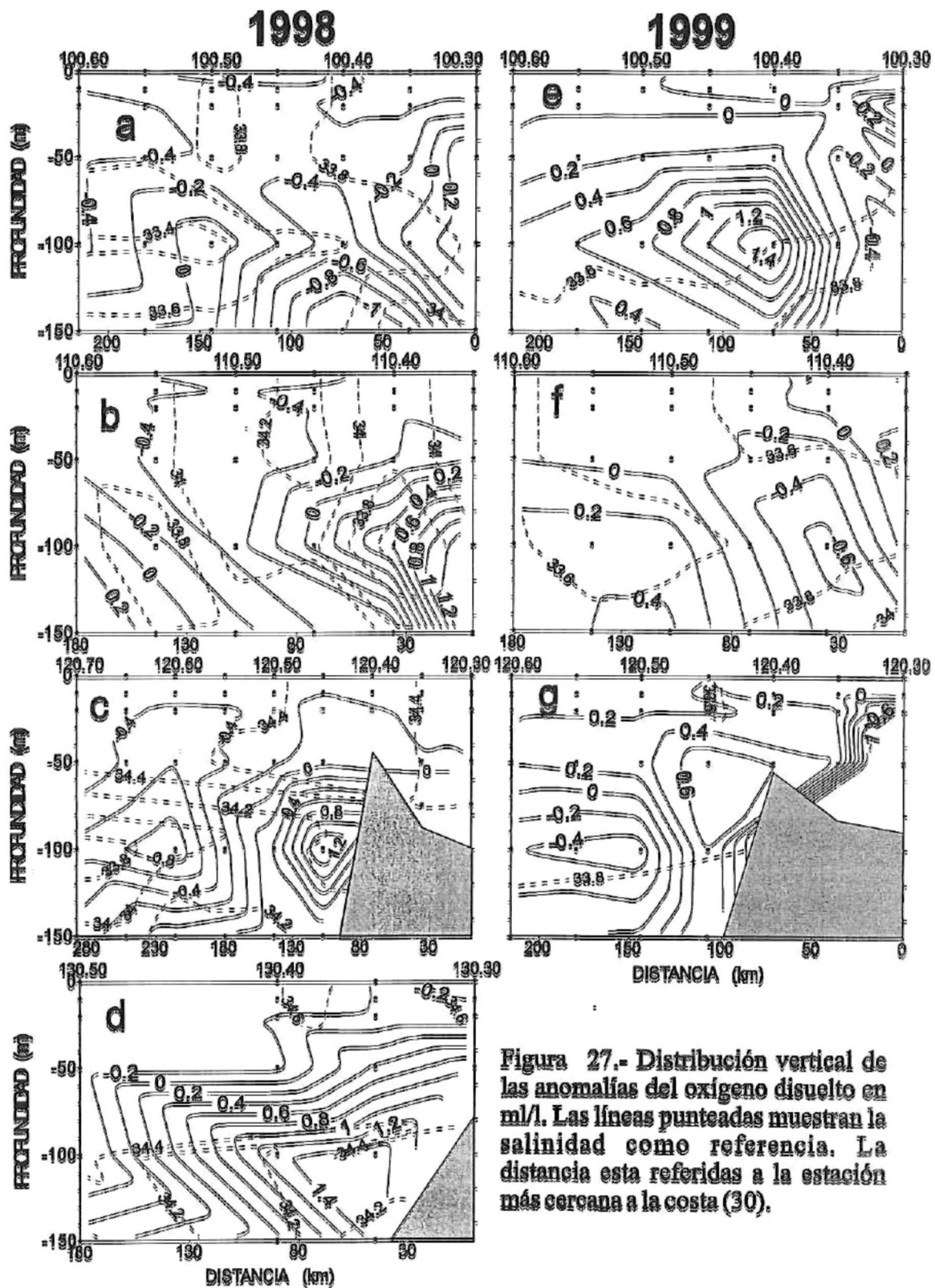
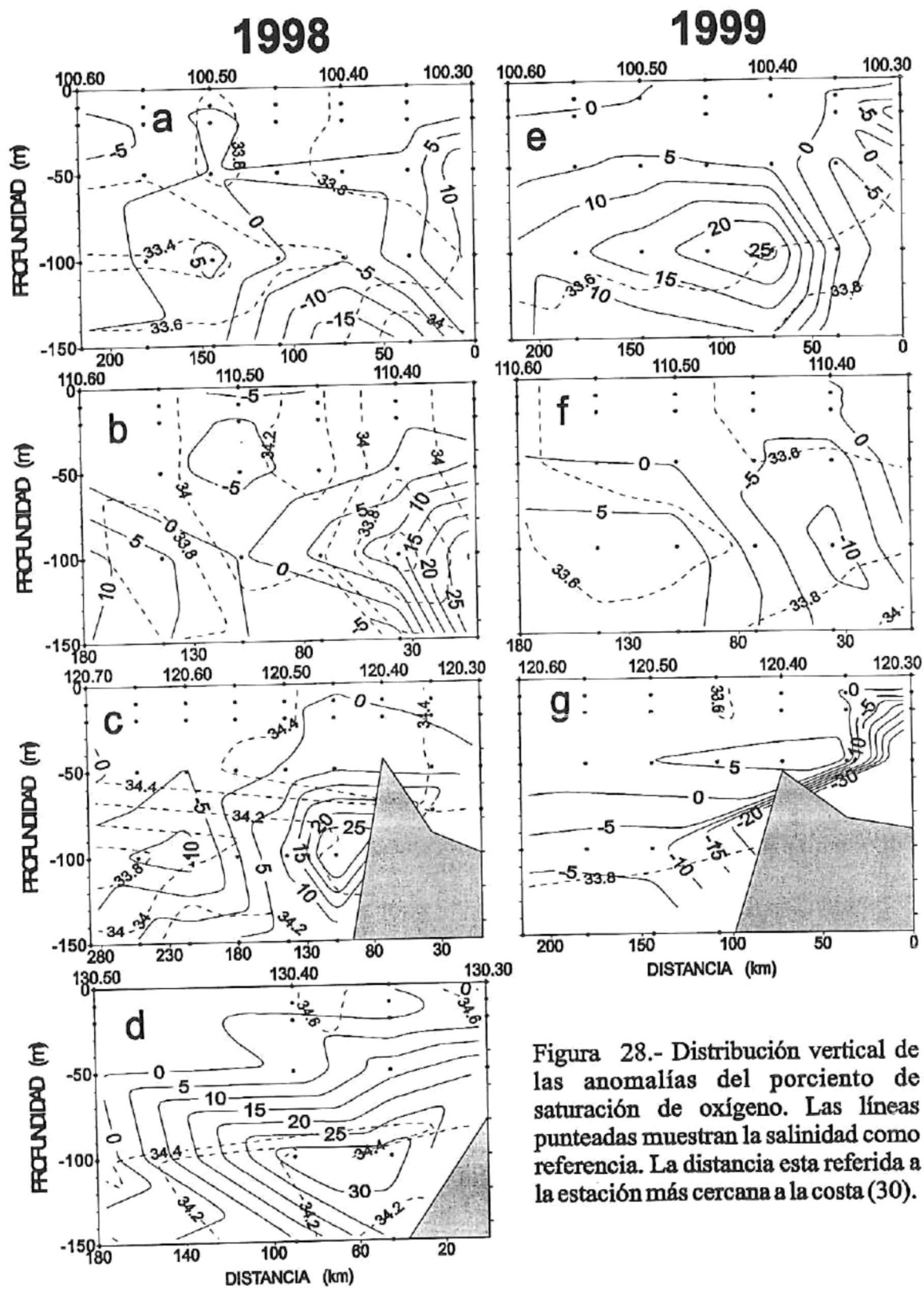


Figura 27.- Distribución vertical de las anomalías del oxígeno disuelto en ml/l. Las líneas punteadas muestran la salinidad como referencia. La distancia esta referidas a la estación más cercana a la costa (30).



4.- DISCUSION.

A finales de 1996 y a principios de 1997 se detectaron anomalías positivas en la temperatura superficial del agua en la región del ecuador, las cuales se incrementaron rápidamente con el paso de los meses (Lynn *et al.*, 1998). Este fenómeno conocido como ENSO (El Niño / Oscilación del Sur) llegó a ser catalogado por varios autores como “el evento climático del siglo”, por ser el más intenso de los registrados hasta la fecha, aunque de corta duración (McPhaden, 1999). Del invierno de 1997 a la primavera de 1998 fue el periodo más fuerte de este evento, declinando en verano y otoño para dar lugar a La Niña (Hayward *et al.*, 1999). Este nuevo fenómeno (La Niña) también tuvo un efecto fuerte desde diciembre de 1998 a la primavera de 1999, prolongándose al menos hasta la primavera del 2000 (Bograd *et al.*, 2000).

En 1998 se detectó agua característica de la Corriente de California en la porción norte del área de estudio, la cual fue desplazada hacia la zona oceánica desde la línea 100 hasta la línea 107, coincidiendo con los valores mayores de oxígeno disuelto superficiales durante ese año (Figs. 2, 3, 7, 8, 17a, 18a, b). Este desplazamiento de la CC hacia la zona oceánica durante 1998 fue también descrito por Lynn *et al.* (1998) para la Bahía del Sur de California. Además de ser desplazada la CC hacia la región oceánica durante 1998 tuvo un “encimamiento” de agua más caliente y salada proveniente del sur, llegando incluso a formar una frontera con agua de diferentes características (Figs. 2 d; 6 b, c; 7 a-d; 11b, c; 17 b-d). Esta frontera cruzó diagonalmente el área de estudio sobre las líneas 107 (costa) y la 113 (oceánica) dividiéndola en dos regiones (Fig. 11). La zona sur de esta frontera tuvo un menor contenido de oxígeno disuelto en los primeros 50 m

de profundidad (mediana 5.14 ml/l) pues ocurrió un levantamiento de las oxíclinas (Fig. 21) no así del porcentaje de saturación de oxígeno por estar influenciado por la temperatura y salinidad (Fig. 26) en relación a la zona norte (mediana 5.4 ml/l). Durazo y Baumgartner, (2002) señalaron que para enero de 1998 hubo una intrusión de una AStS proveniente del giro del Pacífico Norte, entrando a la altura de Punta Eugenia (líneas 120 y 123), la cual tuvo alta temperatura y salinidad (20-28 °C, $S > 34.4$). La dominancia de este flujo hacia el polo, asociada a la circulación en direcciones noroeste-sureste, definidas por un fuerte gradiente horizontal en las alturas dinámicas fueron las formadoras de esta frontera. Para esta región donde ocurrió la intrusión de AstS, se encontró bajo contenido de oxígeno disuelto (Fig. 17 a y b) con promedio de 5.14 ml/l, en relación a la porción norte que tuvo un promedio de oxígeno disuelto más alto (5.4 ml/l). Esta agua que entró por la región sur del área de estudio y pudo llegar a formar el Agua de Transición (Atr), al mezclarse con el ASA según lo definido por Roden (1971).

Durante la época invernal, la Contracorriente Subsuperficial de California (CCSC) asociada con temperatura >18 °C y altas salinidades (>34) generalmente se incrementa debido a que el flujo de la CC hacia el ecuador disminuye a consecuencia de la atenuación del esfuerzo del viento proveniente del NW (Hickey, 1979; Lynn *et al.*, 1998; Lynn y Simpson, 1987; Wooster y Jones, 1970). El efecto oceanográfico global de El Niño que se presentó durante enero de 1998 en el área de Baja California al parecer afectó de manera sinérgica la contracorriente hacia el polo, la cual se presenta normalmente durante en esta época. Para enero de 1998 esta contracorriente ocurrió de manera más intensa de lo usual (Hayward *et al.*, 1999), transportando agua con

características anómalas de temperatura y salinidad con altos valores de “spiciness” (Durazo y Baumgartner, 2002; Figura 10b) en aproximadamente toda el área de estudio, con influencia hasta el norte de la costa occidental de EUA (Lynn *et al.*, 1998; Hayward *et al.*, 1999; Bograd *et al.*, 2001). El agua transportada por la CCSC contiene bajo contenido de oxígeno disuelto (Lynn y Simpson, 1987) y en enero de 1998 se presentó como una lengüeta entrando por la región oceánica en la zona sur del área de estudio (Fig. 17d y 22d) y acercándose a la costa conforme aumenta la latitud coincidiendo con los valores bajos de porcentaje de saturación de oxígeno (<40 %) afectando de esta manera el contenido de oxígeno disuelto en la columna de agua. Aunque su núcleo este por debajo de los 150 m.

Durante 1999 las características de baja temperatura y salinidad así como alto contenido de oxígeno disuelto en el agua transportada por la Corriente de California predominaron en toda el área de estudio (Figs. 4, 5, 9, 10), dominando en la columna de agua desde la superficie hasta al menos 150 m de profundidad. Excepto en la línea más al sur (línea 123), donde se midieron altas salinidades y bajo contenido de oxígeno disuelto (< 2.5 ml/l) cerca de la costa a 150 m de profundidad. En este mismo tiempo se presentaron dos giros (Durazo y Baumgartner, 2002; Hayward *et al.*, 1999) en la región oceánica; el primero de tipo ciclónico ubicado entre las líneas 103 y 107 y otro de tipo anticiclónico, entre las líneas 113 y 117. Esto se apreció mejor a los 150 m de profundidad (Figs. 4d, 9d; 14 b-d; 19c; 24c), donde el efecto de estos giros se hizo más evidente en el oxígeno disuelto y en el porcentaje de saturación (Figs. 5 c-f; 10 c-f; 15 c-f; 20 c-f; 25 c-f). En el caso del giro ciclónico se presentaron valores menores de

oxígeno disuelto y porcentaje de saturación entre 20 y 50 m de profundidad. Sin embargo, en el giro anticiclónico los valores menores se midieron a mayores profundidades.

El levantamiento de las isolíneas hacia la costa en 1999 se mostró en todas las variables medidas (Figs. 5, 10, 15, 20 y 25), como un resultado derivado de la batimetría (líneas 103, 113) y del posible balance geostrófico en la zona estudio. Gómez-Valdez (1983) observó una inclinación de las isolíneas cercanas a la costa durante las estaciones invernales (de 1950-68), atribuyendo esta inclinación al balance geostrófico derivado de la intensificación del flujo de la Corriente de California. Hayward *et al.* (1999) reportaron una situación similar durante el invierno de 1999 en la zona central del SCC, con las isolíneas inclinadas hacia la superficie en la regiones costeras.

La presencia de surgencias en la época invernal en esta región no es muy intensa, ya que ocurren regularmente en primavera y verano (Alvarez-Santamaria, 1994; López-Castillo, 1994; Barton y Argote 1980; Torres-Moye y Acosta-Ruiz, 1986). Este mecanismo en conjunto con la inclinación de las isolíneas que se presentaron en este invierno por efecto del balance geostrófico y aunado a los fuertes vientos persistentes en dirección noroeste (Hayward *et al.*, 1999) pudo haber intensificado el transporte vertical cercano a la costa, produciendo alguna surgencia costera. Durazo y Baumgartner (2002) mencionan que las surgencias costeras en punta Eugenia fueron evidentes en esta época y se intensificaron durante el periodo del crucero de abril del mismo año. Los valores subsuperficiales (<50 m) relativamente bajos de oxígeno disuelto (<4.5 ml/l) al norte de Bahía Vizcaíno entre las líneas 113 y 110 concuerdan con una posible surgencia en esta

región. Estos bajos valores de oxígeno disuelto están relacionados con la presencia de surgencias para las estaciones de primavera-verano (Alvarez-Santamaria, 1994; Torres-Moye y Acosta-Ruiz, 1986). También en el lugar donde se presentaron bajas concentraciones de oxígeno disuelto se asociaron con altas concentraciones de clorofila *a* integrada para la misma región en el mismo período reportados por Lavaniegos *et al.* (2002).

Durante La Niña (1999) la influencia de la CCSC fue pequeña, contrario a lo ocurrido en enero de 1998 (Fig. 9 d). Esta influencia sólo se presentó en la costa y por debajo de los 100 m, entrando frente a Punta Eugenia (línea 120) y llegando hasta la línea 110 (Figs. 9d, 19d, 24d). Por arriba de ~100 m de profundidad predominaron las características de la Corriente de California en toda la columna de agua (Hayward *et al.*, 1999). Como consecuencia de la presencia de CCSC y del afloramiento de aguas subsuperficiales, el oxígeno disuelto fue bajo (<2.5 ml/l) y por lo cual las anomalías que se presentaron en la costa durante enero de 1999 fueron negativas (Figs. 27 y 28).

En 1998 se presentó una mayor diferencia en temperatura y salinidad con relación al promedio histórico de los cruceros CalCOFI (1950-78), ya que se encontraron aguas más cálidas y más saladas (Fig. 29). Esta diferencia es el resultado de la intrusión del AStS descrita por Durazo y Baumgartner, (2002). En 1999 el agua que entró a la zona de estudio fue más fría y con menor salinidad, con relación al promedio histórico de CalCOFI. Los datos de enero de 1999 fueron más similares que los de enero de 1998 a los de CalCOFI, debido a que dominaron en este último año las condiciones características de la Corriente de California (Fig. 29).

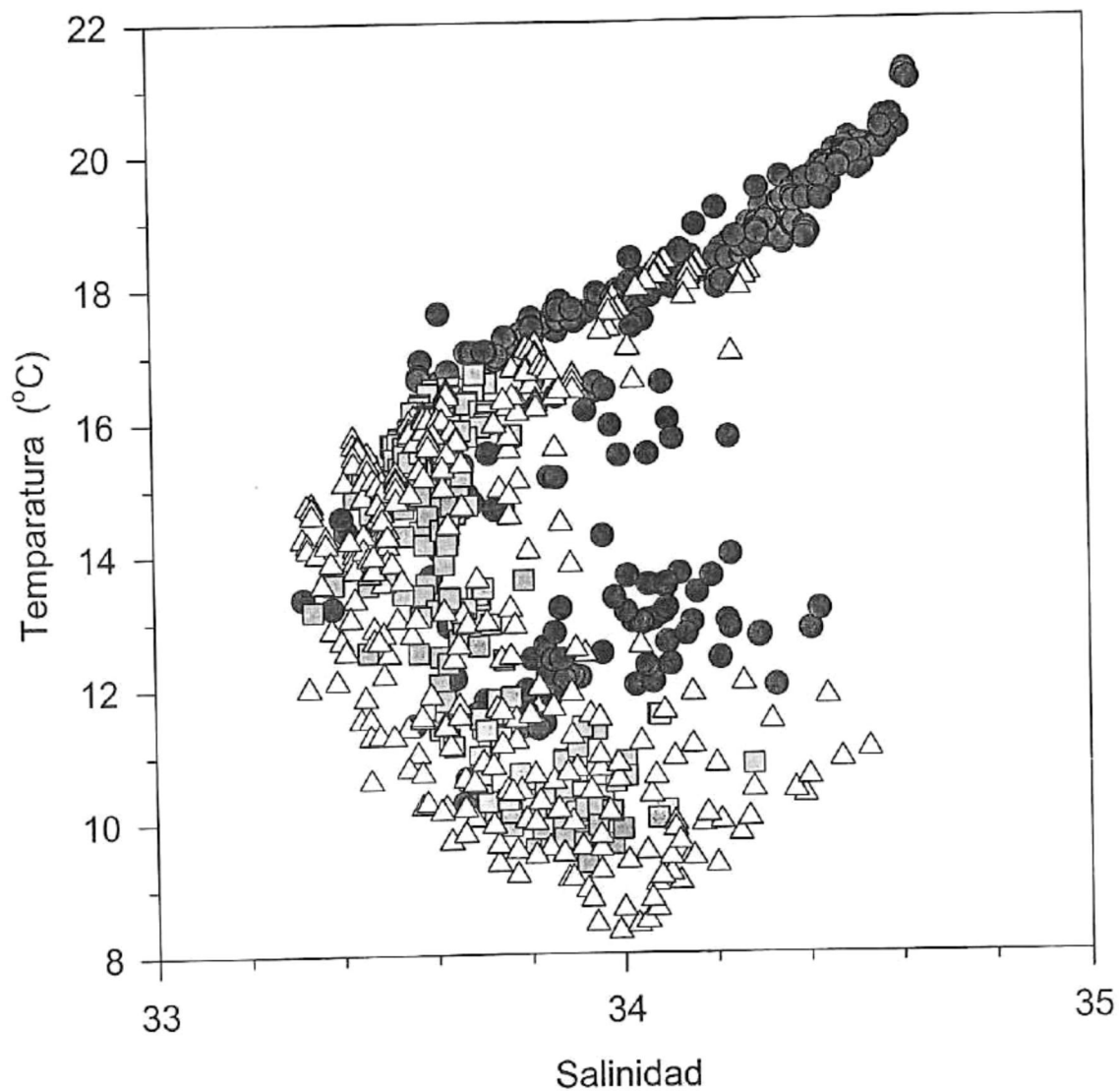


Figura 29.- Diagrama de temperatura y salinidad durante para los dos eneros 1998 (●) y de 1999 (■) y de la media armónica con los datos provenientes de CalCOFI (△).

Los efectos oceanográficos de los inviernos de 1998 y 1999 trajeron consigo cambios principalmente en la temperatura y la salinidad. Durante El Niño hubo temperaturas y salinidades más altas en los niveles superficiales (Fig. 29), con concentraciones subsuperficiales de oxígeno disuelto relativamente altas (Figs. 30 a, b) con relación a los promedios de CalCOFI (Figs. 27c,d; Fig. 30). Sin embargo, durante La Niña los valores promedios superficiales y subsuperficiales de oxígeno disuelto fueron mayores (5.00 ml/l), con relación a los medidos en enero de 1998 (4.72 ml/l) y los de CalCOFI (4.60 ml/l). Sin embargo, en general su distribución fue muy similar a los datos históricos.

Durante El Niño 1998 las diferencias en la anomalías fueron mayores numéricamente que durante el fenómeno de La Niña (1999) (Fig. 31). Esta diferencia de anomalía en el porcentaje de saturación de oxígeno llegó a ser hasta del 30 % (Fig. 28). Además, se observaron mayores variaciones de las anomalías del oxígeno disuelto integrado en la columna de agua. La influencia de la capa más profunda (50 a 150 m) se reflejó en los valores de las anomalías calculadas para toda columna de agua (0 a 150 m), a consecuencia de la influencia de la CCSC y la intrusión de agua superficial proveniente del oeste. Las anomalías fueron positivas cercanas a la costa y negativas fuera de la costa (Fig. 30), coincidiendo con los perfiles de las anomalías del oxígeno disuelto y por ende del porcentaje de saturación de oxígeno por debajo de los 50 m de profundidad (Fig. 27). Sin embargo, La Niña 1999 no presentó grandes diferencias en las anomalías de los valores de oxígeno disuelto integrados con la profundidad en la zona superficial (0 a 50 m), pues sus valores fueron cercanos a cero a consecuencia de la

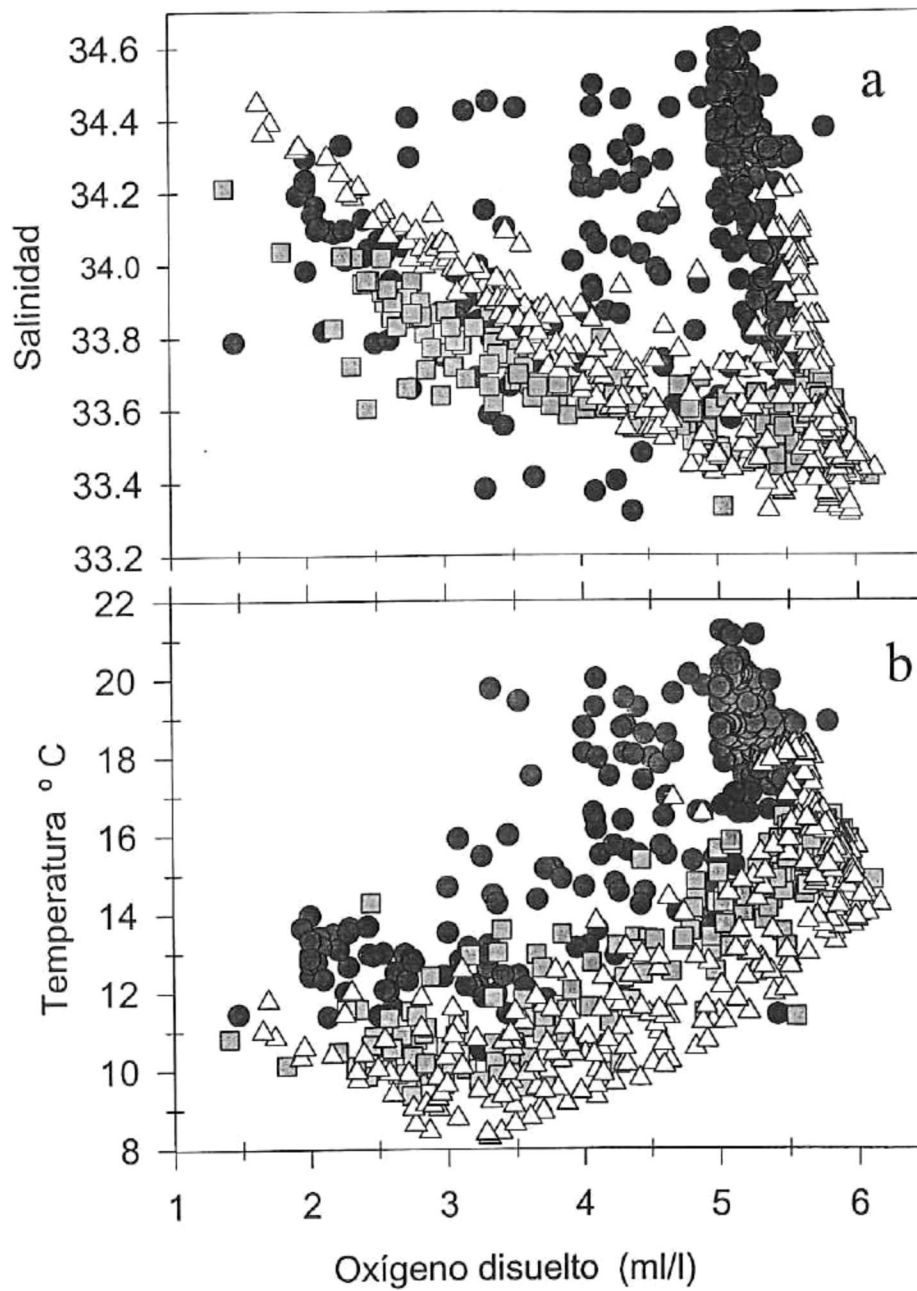


Figura 30.- Relación entre salinidad (a) temperatura (b) y oxígeno disuelto (ml/l) para enero 1998 (●) y enero de 1999 (■) así como los de CalCOFI (△).

CC, exceptuando Bahía Vizcaíno. En cuanto a la porción profunda (50-150 m) los valores fueron negativos en la zona costera y esto mismo se reflejó en la toda la columna de agua (0-150 m) como lo muestra su distribución espacial (Fig. 31). Esto fue debido al levantamiento de las oxilíneas, pues hubo valores bajos de oxígeno disuelto especialmente a las profundidades someras de las líneas 113 y 117.

La concentración del oxígeno disuelto en el agua superficial del mar está determinada por la solubilidad del gas cuando está en equilibrio con la atmósfera. La solubilidad está influenciada principalmente por la temperatura y en menor grado por la salinidad (Hill, 1982). Varios autores marcan el efecto inverso que tiene la temperatura y la salinidad con relación a la solubilidad del oxígeno disuelto en el agua de mar (Weiss, 1970; Garcia y Gordon, 1992; Reid, 1962; Shulenberger y Reid, 1981; Hayward, 1994; Libes, 1992), aunque la salinidad contribuye con menos del 0.7 % de la solubilidad del gas con relación a la temperatura (Boyer et al., 1999). Durante El Niño de 1998 la región costera de Baja California estuvo influenciada por aguas con altas temperaturas (> 18 °C) y altas salinidades (> 34) (Figs. 2, 3, 7 y 8), aunque se presentaron aguas más oxigenadas de lo esperado. Esto no se reflejó en el porcentaje de saturación, debido al efecto combinado que tienen la temperatura y la salinidad sobre la solubilidad. En cambio, durante La Niña debido a las bajas temperatura y salinidades se alcanzaron mayores valores de solubilidad del oxígeno disuelto. A partir de lo anterior es posible inferir que el proceso físico determinó los valores de oxígeno disuelto durante La Niña en el área de estudio.

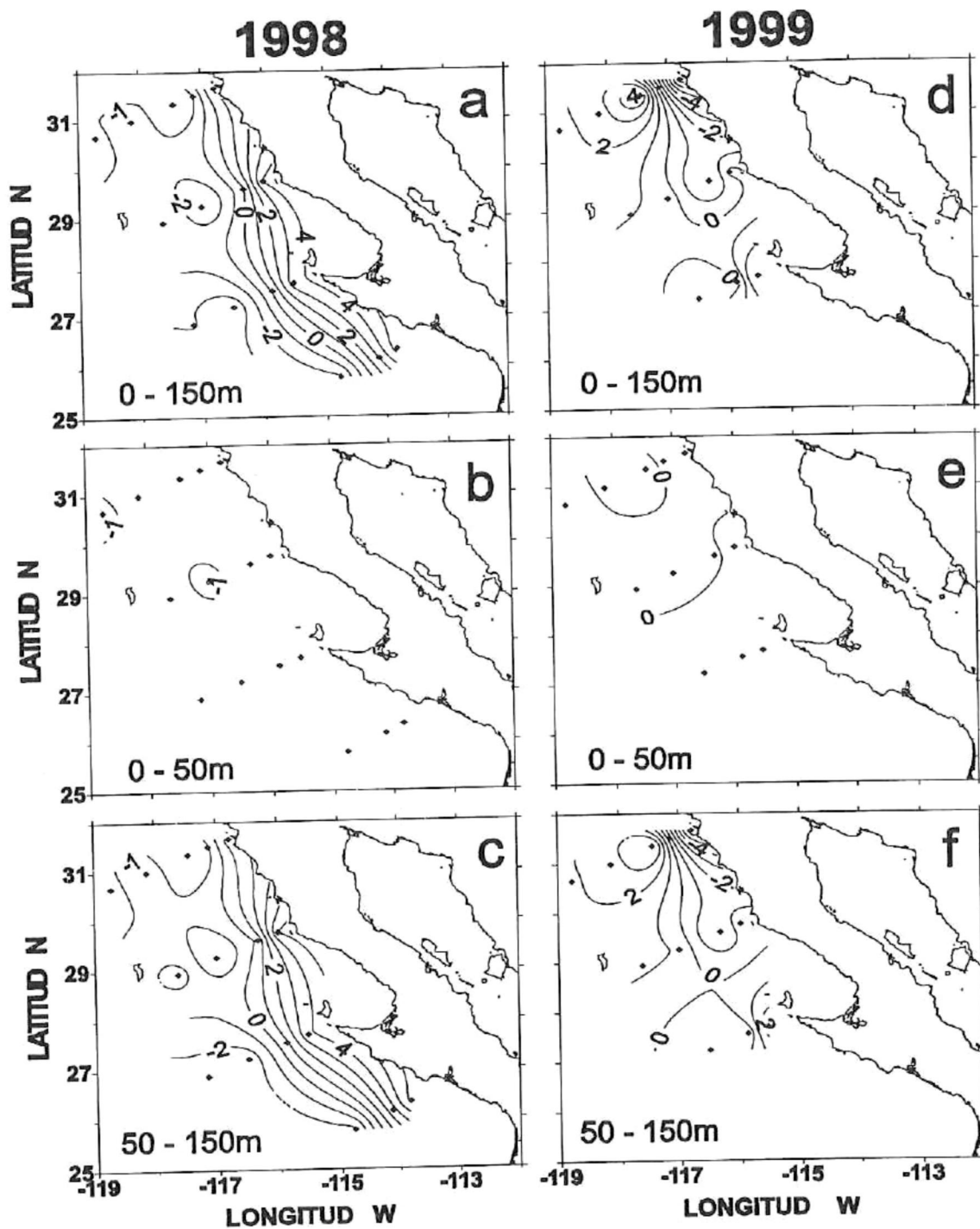


Figura 31.- Distribución espacial de las anomalías de los valores integrados a diferentes profundidades. El intervalo de contorno es de 1 mmol de oxígeno / m².

Los altos valores positivos de la distribución vertical de las anomalías del porcentaje de saturación de oxígeno en enero de 1998 (El Niño) se ubicaron entre los 80 y 120 m de profundidad (Fig. 32). Estas anomalías positivas correspondieron a las estaciones cercanas a la costa y se incrementaron de las líneas 100 a la 130. Esto es consistente con los valores integrados del oxígeno disuelto (Fig. 31), donde la variación ocurre por debajo arriba de los 50 m de profundidad. Anomalías positivas en aguas subsuperficiales durante El Niño con relación al promedio histórico, reflejan la influencia de agua con mayor oxígeno proveniente del sur o la disminución del aporte de agua subsuperficial originada por las surgencias costeras. Al parecer ambos procesos se presentaron durante este período aumentando el oxígeno disuelto en la columna de agua, cuando los esperados serían valores relativamente bajos por la presencia de agua más calientes y salada en toda la región (Fig. 33)

En aguas oceánicas los valores máximos del porcentaje de saturación de oxígeno (valores sobresaturados) se encuentran por lo general arriba de los 40 m de profundidad. Durante primavera y verano en aguas oligotróficas del Océano Pacífico Norte la sobresaturación del oxígeno disuelto ocurre entre los 40 y 60 m (Boyer et al., 1999), lo cual generalmente se presenta en la Corriente de California (Hayward, 1994). El fenómeno de El Niño 1998 tuvo un efecto depresivo sobre la termoclina, lo cual trajo como consecuencia anomalías subsuperficiales (50 y 150 m) del porcentaje de saturación en la columna de agua, presentándose las mayores anomalías por debajo de los 80 m de profundidad. Mientras que durante el periodo de La Niña (1999) el comportamiento de

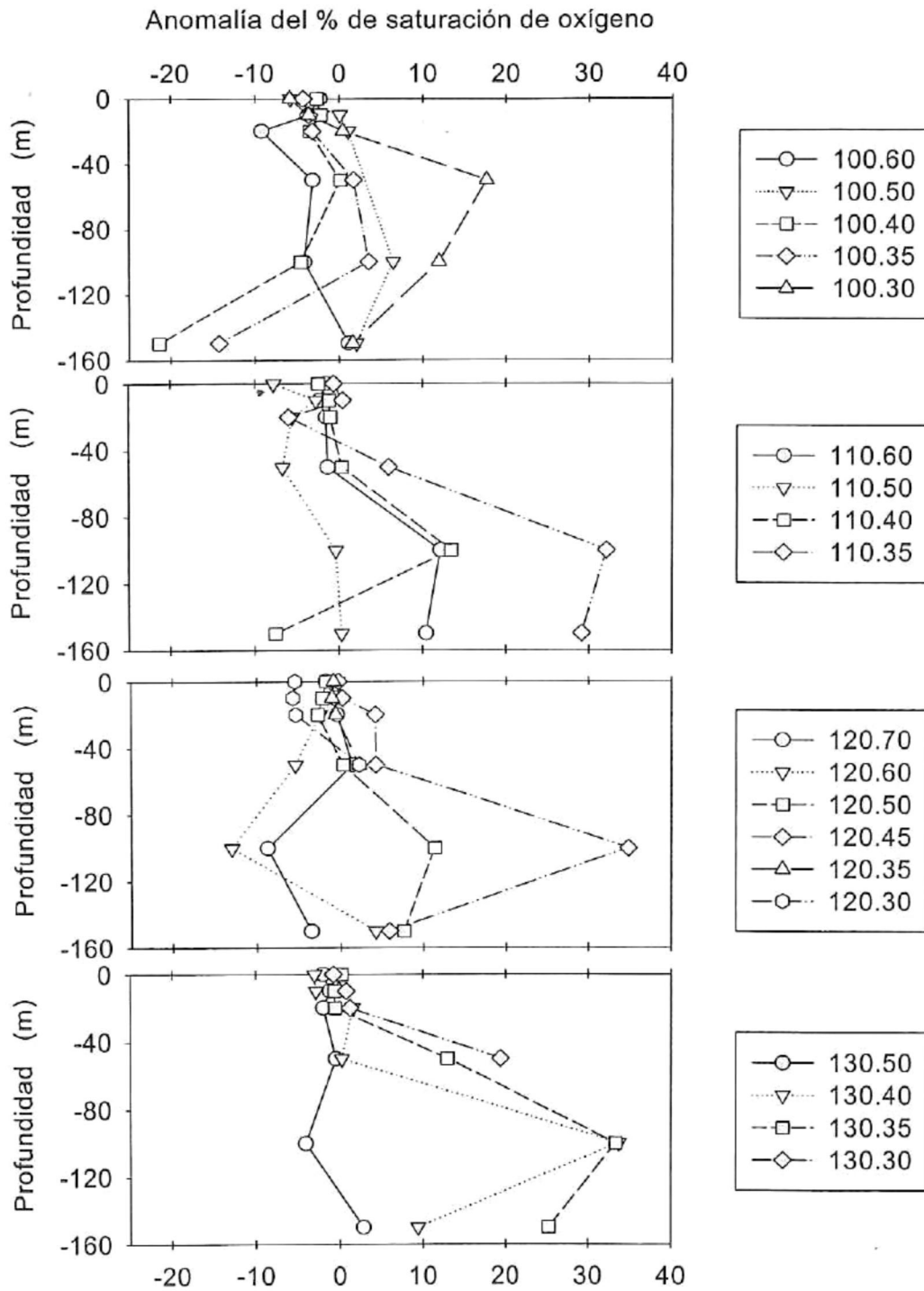


Figura 32 .- Anomalia del porcentaje de saturación de oxígeno con respecto a la profundidad; sobre las líneas 100, 110, 120 y 130 para enero de 1998.

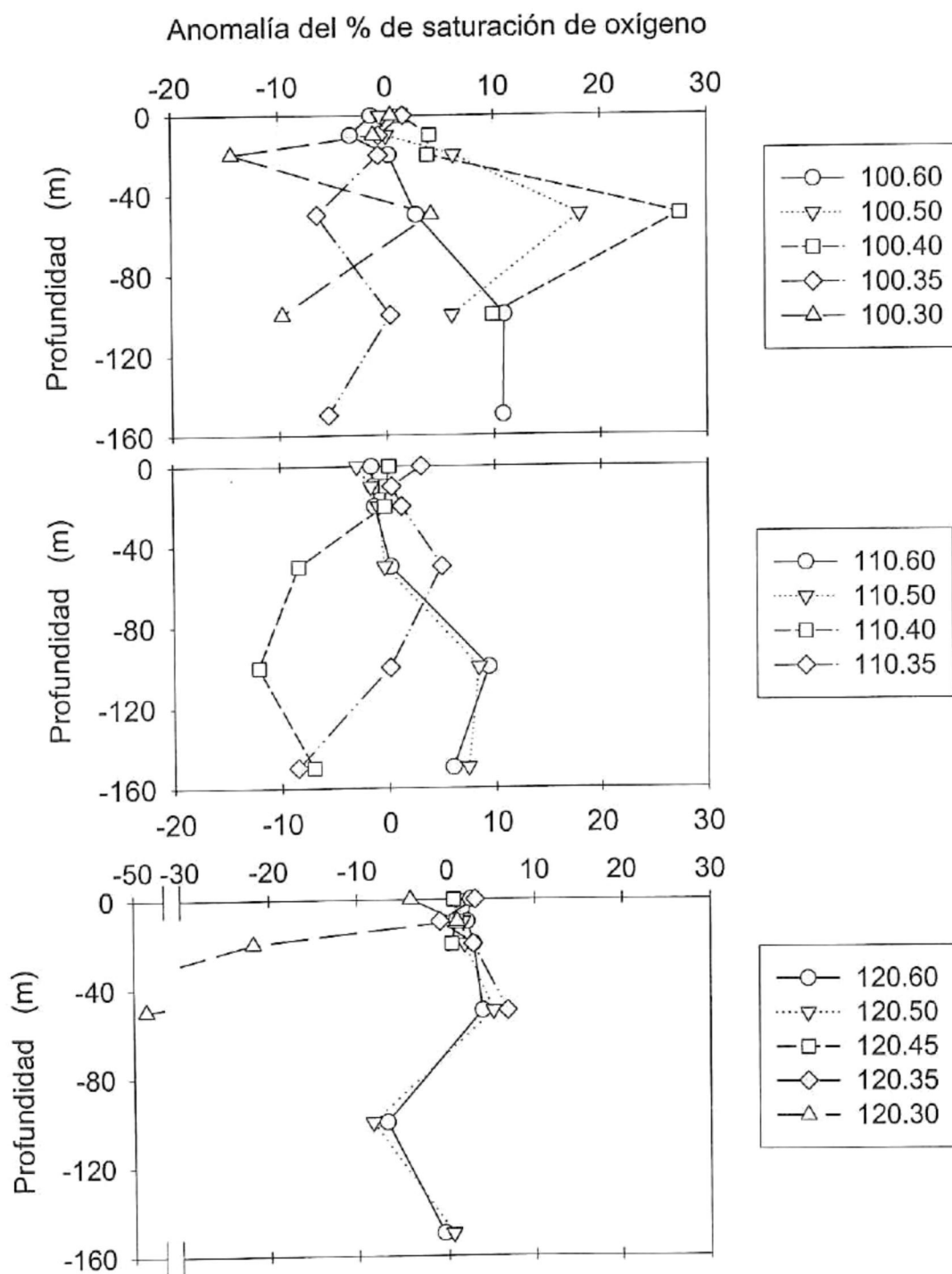


Figura 33 .- Anomalía del porcentaje de saturación de oxígeno con respecto a la profundidad; sobre las líneas 100, 110 y 120 para enero de 1999.

las anomalías del porcentaje de saturación de oxígeno tuvieron menor variación en la región sur del área de estudio (Fig. 34). Los valores positivos de las anomalías fueron más evidentes en las estaciones alejadas de la costa (estaciones 50 y 60), con valores negativos en las estaciones costeras, especialmente en la del interior de Bahía Vizcaíno (120.30).

La presencia de agua cálidas y más oxigenadas durante la ocurrencia de El Niño 1998 se ha reportado en otras regiones del Océano Pacífico (Ulloa *et al.*, 2001). Estos autores mencionan que la biomasa del fitoplancton disminuyó un 30%, mientras que la biomasa del zooplancton no varió mucho durante la ocurrencia de El Niño. También en Perú se encontró un aumento en la concentración del oxígeno disuelto en la columna de agua durante otros eventos El Niño (1982-83) (Guillen *et al.*, 1988). En otros trabajos se ha concluido que los altos valores del oxígeno disuelto en las costas de Chile durante El Niño 1982-83 estuvieron asociados con la intrusión de masas de agua subtropicales (Kelly y Blanco, 1984; Silva y Rojas, 1984). Lavaniegos *et al.* (2002) reportaron frente a Baja California que durante El Niño 1997-98 la concentración de clorofila en el área de estudio disminuyó, aumentando la biomasa del zooplancton, con valores relativamente altos de clorofila solamente en el área cercano a la costa. Este último efecto fue también observado por Baber y Chavez (1983) durante El Niño de 1982-83 en las costas de Perú, quienes midieron altas concentraciones de nutrientes y de biomasa fitoplanctónica (clorofila) dentro de una franja costera de 30 km de ancho.

Kahru y Mitchell (2000) encontraron que durante el periodo de El Niño 1997-98, las aguas oceánicas (de 100 a 700 km, alejadas de la costa) al sur de la Baja California,

que normalmente se encuentran con bajos nutrientes y son clasificadas como oligotróficas, tuvieron un aumento en su producción y se convirtieron en mesotróficas. Estos autores sugieren que el florecimiento que se dio en estas aguas durante El Niño fue debido a la proliferación de cianobacterias. En las aguas subtropicales abundan las cianobacterias como *Synechococcus*, *Prochlorococcus*, *Crocophaera* y *Trichodesmium* (Webb et al., 2001). De este grupo la más grande y abundante es *Trichodesmium*, la cual también es responsable del 60% de la producción primaria en aguas subtropicales y representa entre el 44 al 71% de total de la clorofila por arriba de los 50 m de profundidad. Esta especie es también responsable de la fijación de nitrógeno molecular (N_2) como consecuencia de la carencia de NO_3 en aguas oligotróficas. La tasa de fijación de N_2 por *Trichodesmium* es de $10-50 \text{ mgN m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ con un equivalente en carbono de $55-275 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Carpenter y Romans, 1991) Estos antecedentes sugieren que el agua que entró a la región procedente del Pacífico Norte tenía una alta concentración de oxígeno debido tal vez a la producción de cianobacterias y en particular a *Trichodesmium*. Esta especie incrementa su biomasa y su razón de fijación de N_2 a consecuencia del calentamiento ocasionado por eventos como El Niño (Baber y Chavez, 1983; Karl et al., 1995). Aunque Hayward (1994), propuso que los nutrientes para zonas oligotróficas podrían provenir de las excreciones del zooplancton cuando emigra hacia la superficie, esta alternativa no podría explicar totalmente los altos valores de oxígeno en la región durante El Niño. Sin embargo, se ha encontrado que la biomasa del zooplancton durante el periodo de El Niño 1997-98 se incrementó principalmente debido a la gran abundancia de salpas (Lavaniegos et al., 2002), las cuales son afines a aguas

cálidas y con mayor salinidad. Esto podría traer como consecuencia que hubiese más consumo de oxígeno que producción, de tal manera que se deberían de tener aguas menos oxigenadas durante El Niño 1997-98. Se requiere una mayor cantidad de información sobre la distribución vertical y horizontal de otras variables químicas y biológicas, así como de los procesos físicos involucrados (viento, advección, mezcla vertical, etc.) para poder concluir adecuadamente sobre esta aparente contradicción.

Comparando de los valores del oxígeno disuelto medidos *in situ* en los dos eneros contra el oxígeno disuelto de los datos promedios de CalCOFI (Fig. 34) se observa que hubo una mayor concentración superficial de oxígeno disuelto en 1999 con una pendiente cercana a uno ($Y = -0.48 + 1.08X$; $r^2 = 0.70$, $n = 365$). Esto muestra que los valores del oxígeno disuelto durante La Niña no fueron muy diferentes a los del promedio histórico de CalCOFI (1950-78). Estos datos de CalCOFI provienen principalmente de un régimen climático frío (Hernández de la Torre, 2001), por lo cual son más semejantes a los obtenidos durante un evento como La Niña. Por consiguiente, la relación con los datos de enero 1998 y los históricos de CalCOFI fue más baja ($Y = 1.59 + 0.66X$; $r^2 = 0.85$, $n = 365$). Sin embargo, el análisis de variancia (ANOVA) mostró que los valores de las regresiones en ambas rectas no fueron significativamente diferentes ($F = 0.988$; $p < 0.05$).

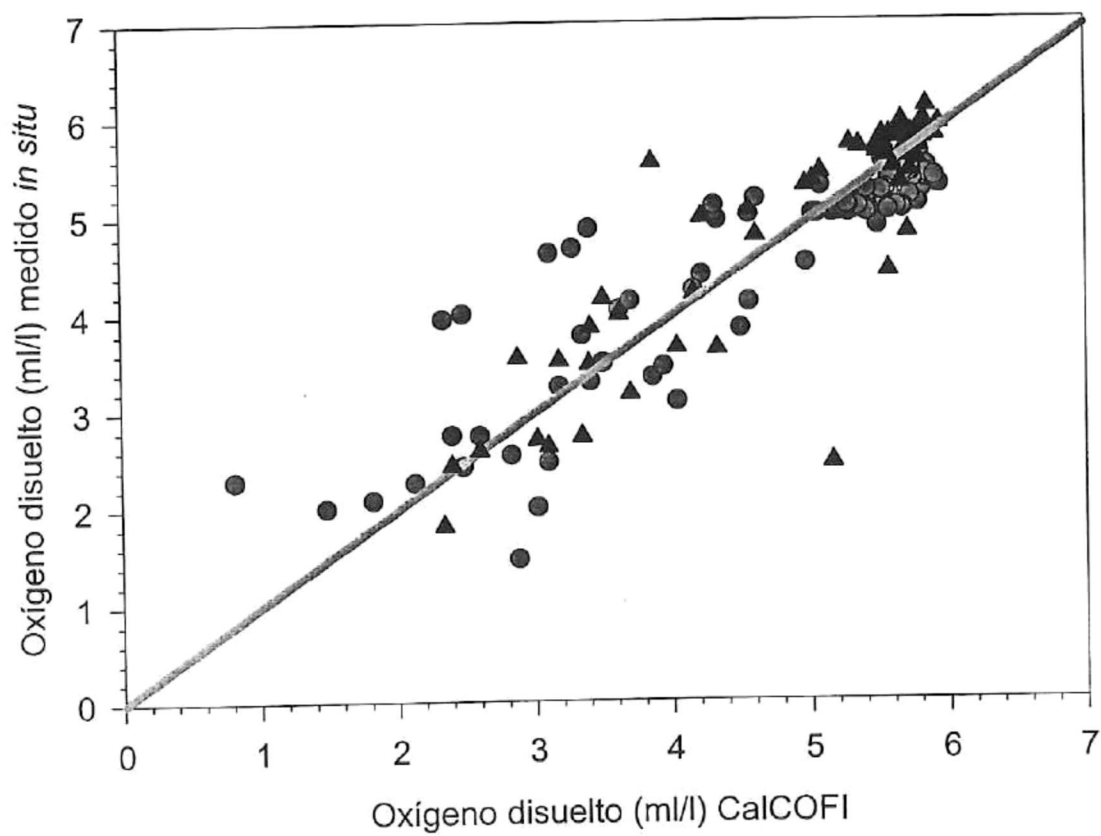


Figura 35 .- Grafica entre oxígeno disuelto (ml/l) medido *in situ* y el oxígeno disuelto en (ml/l) de los datos de CalCOFI tanto para enero 1998 (●) y para enero de 1999 (▲).

5.- CONCLUSION.

De acuerdo a los resultados obtenidos en el presente trabajo es posible apreciar diferencias importantes en la temperatura, salinidad y gamma entre los eneros de 1998 y 1999. También hubo diferencias en el oxígeno disuelto y el porcentaje de saturación de oxígeno, aunque estas no fueron tan evidentes como las variables anteriores. El oxígeno disuelto promedio, durante La Niña, fue más alto que durante El Niño.

El efecto más grande se observó durante el fenómeno del El Niño de 1997-98 modificando la concentración de oxígeno esperado para esas fechas. En cambio el efecto de La Niña no influyó grandemente en la distribución y/o concentración del oxígeno disuelto. Durante La Niña las isolíneas se levantaron en la zona costera por efecto del balance geostrofico y aunado a los vientos se presentaron valores relativamente bajos de oxígeno disuelto en capas superficiales en la costa al norte de Bahía Vizcaíno como evidencia de una posible surgencia en ese lugar.

El Niño afectó de manera sinérgica a la Contracorriente de California haciéndola más intensa. Mientras que durante La Niña la intensificación de la Corriente de California contrarrestó la señal de la Contracorriente de California.

Durante El Niño las anomalías positivas del oxígeno disuelto se presentaron en la costa, producto de un exceso de oxígeno en relación a los datos históricos sobre la Corriente de California. Durante El Niño las anomalías se presentaron por debajo de los 50 m, entre los 80 y 120 m de profundidad.

6.- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

- Aguirre Hernández, E.** 1999. Producción primaria en la región sur de la Corriente de California: Mediciones "in situ" y modelos bio-ópticos. Tesis de Maestro en Ciencias. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. 82 pp.
- Alvarez Sánchez L. G.** 1977. Vientos en la Bahía de Todos Santos Baja California. *Ciencias Marinas* 4(1): 81-89 pp.
- Alvarez Santamaría, Leonardo.** 1994. Caracterización de masas de agua y zonas de surgencia en la costa Noroccidental de Baja California. Mayo (1990). Tesis de Licenciatura UABC. 70 pp.
- Anderson, J.C..** 1971. Oxygen analysis. *Marine Technician Handbook*. Sea Grant Publication No. 9 SIO Ref. No. 71-8 University of California, 29 pp.
- Askren, D. y A. Badan.** 1978. *Conceptos de Oceanografía Física*. School of Oceanography. Oregon State University. 160 pp.
- Baber, R. T. y F. P. Chavez.** 1983. Biological consequences of El Niño. *Science*, 222, 1203-1210.
- Barber, R.T. y J. E. Kogelschatz.** 1989. Nutrients and productivity during the 1982/83 El Niño. In *Global Ecological Consequences of 1982-1983 El Niño - Southern Oscillation*. Elsevier Oceanography :21-53.
- Benson B. B. y Daniel Krause Jr.** 1984. The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere. *Limnol. Oceanogr.*, 29 (3): 620 – 632.
- Bograd, S. J., T. K. Chereskin y D. Roemmich.** 2001. Transport of mass, heat, salt and nutrients in the southern California Current System: Annual cycles and interannual variability. *J. Geophys. Res.* C5 (106):9255-9275.
- Craig H. y T. Hayward.**1987. Oxygen supersaturation in the ocean: Biological versus physical contributions. *Science* 235: 199-202.
- Durazo, R. y T. Baumgartner.** 2002. Evolution of Oceanographic Conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography* 54: 7-31.
- García Córdova J., R. Durazo Arvizu.,T. Baumgartner M., B. Lavaniegos Espejo. y G. Gaxiola Castro.** 2000. Hidrografía en la zona sureña del sistema de la Corriente de California. Campaña IMECOCAL 9910. B/O Francisco de Ulloa.

- Octubre 3 – 22 de 1999. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Ecología, CICESE. 129 p. CTECT20005.
- García E. Hernán and Louis I. Gordon.** 1992. Oxygen solubility in sea water: Better fitting equations. *Limnol. Oceanogr.*, 37(6): 1307-1312.
- García Córdova, Joaquín, Reginaldo Durazo A., Timothy Baumgartner M. y Bertha Lavaniegos E.** 1999. Hidrografía en la zona sureña del sistema de la Corriente de California. Campaña IMECOCAL 9901. B/O Francisco de Ulloa. Enero 14 – Enero 31 de 1999. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Ecología, CICESE. 126 p. CTECT9906.
- Hayward, T. L., T. R. Baumgartner, D. M. Checkley, R. Durazo, G. Gaxiola-Castro, K. D. Hyrenbach, A. W. Mantyla, M. M. Mullin, T. Murphere, F. B. Schwing, P. E. Smith, y M. J. Tegner.** 1999. The state of California Current in 1998-1999: Transition to cool-water conditions. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 40: 29-62.
- Hayward, Thomas L.** 1994. The shallow oxygen maximum layer and primary production. *Deep-Sea Res.* 41(3): 559-574.
- Hickey, M.** 1979. The California Current System-hypothesis and facts. *Progress in Oceanography* 8:191-279.
- Hill, M. N.** (1982) *The Sea*. Vol. 2. The composition of sea-water comparative and descriptive oceanography. Ed Krieger. Malabar Florida USA.: 41-55pp.
- Kahru M. y B. G. Mitchell.** 2000. Influence of the 1997-98 El Niño on the chlorophyll in the California Current. *Geophys. Res. Letter* 27(18): 2937-2940.
- Karl, D. M., R. Letelier, D. Hebel, L. Tupas, J. Dore, J. Christian y C. Winn.** 1995. Ecosystem changes in the North Pacific subtropical gyre attributed to the 1991-92 El Niño. *Nature* 373: 230-234.
- Keeling, R. y S. Shertz.** 1992. Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle. *Nature* vol. 358:723-727.
- Kind'yushev, V.I.,** 1970. Seasonal variations of water masses in California region of the Pacific Ocean. *Oceanol.* Vol. 10(4): 456-464.
- Lavaniegos, B. E., L.C. Jiménez-Pérez y G.Gaxiola-Castro.** 2002. Plankton response to El Niño 1997-1998 and La Niña 1999 in the southern region of the California Current. *Progress in Oceanography* 54: 33-58.
- Libes S. M.** 1992. *An Introduction to Marine Biogeochemistry*. John Wiley (Eds.) Conway, USA. pp. 87
- Linacre Rojas, L. P.** 2001. Estructura comunitaria de los eufásidos en la parte sur del sistema de la Corriente de California durante octubre de 1997 (evento El Niño) y octubre de 1999 (evento La Niña). Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. 170 pp.

- Lopez Castillo, Gabriel.** 1994. Condiciones de surgencia costera y masas de agua el NW de Baja California, México. Tesis de Licenciatura. UABC.58 pp.
- Lynn, R. J., T. R. Baumgartner, J. Garcia, C. Collins, T. L. Hayward, K. D. Hyrenbach, A. W. Mantyla, T. Murphere, A. Shankle, F. B. Schwing, K. M. Sakuma. y M. J. Tegner.** 1998. The state of California Current, 1997-1998: transition to El Niño conditions. Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 39: 25-49.
- Lynn, R. J., K. A. Bliss y L.E. Eber.** 1982. Vertical and Horizontal Distributions seasonal mean temperature, salinity, sigma-t, stability, dynamic height, oxygen and oxygen saturation in the California Current, 1950-1978. CALCOFI ATLAS No. 30: 513pp
- Lynn, R.J. y J.J. Simpson** 1987. The California Current System. The seasonal variability of its physical characteristic. J. Geophys. Res. 92 (C12): 12947-12966.
- Macías Carranza V. A., R. Morales Chávez, G. Gaxiola Castro, T. Baumgartner McBride, B. Lavaniegos Espejo y R. Durazo Arvizu.** 1999. Clorofila a, nutrientes y oxígeno disuelto, frente a la Península de Baja California, México. Durante septiembre de 1997 (IMECOCAL I) y enero de 1998 (IMECOCAL II). Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Ecología, CICESE 73 p. CTECT9905.
- Minnich R. A., E. Franco Vizcaíno, y R. J. Dezzani.** 2000. The El Niño/Southern Oscillation and precipitation variability in Baja California. México. *Atmósfera* 13: 1-20.
- Morales, C. E., S. E. Hormazábal y J. L. Blanco.** 1999. Interannual variability in the mesoscale distribution of the depth of the upper boundary of the oxygen minimum layer off northern Chile (18-24S): Implications for the pelagic system and biogeochemical cycling. *J. Mar. Res.* 57 (6):909-932.
- Nájera Martínez S., E. Aguirre Hernández, V. Macías Carranza, J. García Córdova y G. Gaxiola Castro.** 2000. Oxígeno, clorofila y producción primaria en la Corriente de California. IMECOCAL 9809/10. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Ecología, CICESE 74 p. CTECT200013.
- Palacios-Hernández, E., M.L. Argote Espinoza, A. Amador-Buenrostro, y M. Mancillas-Peraza.** 1996. Simulación de la circulación bártropica inducida por el viento en Bahía Vizcaíno Baja California Sur. *Atmósfera* 9(3): 171-188 pp.
- Pavía E. y S. Reyes.** 1983. Variaciones espaciales y estacionales del viento superficial en la Bahía Todos Santos. *Ciencias Marinas.* 9(1): 151-167.
- Pinet, P. R.** 1992. *Oceanography. An Introduction to the Planet Oceanus.* West (ed). Los Angeles Ca. USA.572.

- Reid, J.L., R. A. Schwaetzlose y D. M. Brown.** 1963. Direct measurement of a small surface eddy off Northern Baja California. *J. Mar. Res.*, 21:205-218.
- Reid, J. L., G. Boden y J. Wyllie.** 1958. Studies of the California Current system, Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Prog., Rep., 1 July 1956 - 1 January 1958, pp:27-46.
- Roden, I.** 1971. Aspect of transition zone in the Northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 5:3462-3475.
- Shulenberger, E. y J. Reid.** 1981. The Pacific shallow oxygen maximum, deep chlorophyll maximum, and primary productivity, reconsidered. *Deep-Sea Res.* 28A (9): 901-919.
- Suplee, Curt.** 1999. El Niño/ La Niña Círculo vicioso de la naturaleza. *National Geographic en español*, Marzo 1999:72-95.
- Susan M. Libes.** 1992. An Introduction to Marine Biogeochemistry. John Wiley (Eds) Conway, USA. pp.87
- Sverdrup, H., M. Johnson y R. Fleming.** 1942. The Oceans, Their Physics, Chemistry and General Biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. N.J., 1087 pp
- Ulloa Osvaldo, R. Escribano, S. Hormazabal, R. A. Quiñónez, R. González y M. Ramos.** 2001. Evolution and biological effects of the 1997-98 El Niño in the upwelling ecosystem off northern Chile. *Geophys. Res. Letters.* 28 (8):1591-1594.
- UNESCO.** 1991. Processing of Oceanographic Station Data. UNESCO technical papers in marine science. Paris . 138 pp
- Vélez Muñoz** 1981. Análisis cuantitativo de la variabilidad estacional y espacial de las masas de agua de 0 a 500 m en la región de la Corriente de California. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California. Escuela Superior de Ciencias Marinas. 131 pp.
- Weiss, R. F.** 1970. The solubility of nitrogen, oxygen, and argon in water and seawater. *Deep-Sea Research*, 17: 721-735.
- Wolter, K., y M. S. Timlin.** 1998. Measuring the strength of ENSO- how does 1997/98 rank? *Weather* 53:315-324.
- Wooster W. S. y J. H. Jones.** 1970. California undercurrent off northern Baja California. *J. Mar Res.* 28(2): 235-250.