

CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS Y UNA PROPOSICIÓN DE CIRCULACIÓN, PARA ALGUNOS CANALES AUSTRALES DE CHILE ENTRE 41° 20' S Y 46° 40' S.

NELSON SILVA S.¹, HELLMUTH A. SIEVERS C.² & ROBERTO PRADO F.²

ABSTRACT (EXTENDED): Silva N.; Sievers H.A. & R. Prado. 1995. Oceanographic features and a proposal for the circulation of some southern Chile inlets between 41° 20' S and 46° 40' S. *Revista de Biología Marina, Valparaíso* 30 (2): 207-254.

Oceanographic data collected in March 1970, during the Chile 70 leg of the Canadian expedition Hudson 70 in the southern Chile Region, has been used to describe some of the inlets, channels and gulfs, located between 41° 20'S and 46° 40'S latitude. The approach of this new oceanographic analysis of the Hudson 70 data is different from Pickard's (1971 and 1973) papers. Vertical sections of temperature, salinity and dissolved oxygen were prepared to analyze the water characteristic distributions in each inlet. A north-south section which extends all the way from seno Reloncaví to estero Elefantes also describes features of golfos Ancud and Corcovado and canales Moraleda and Costa. Other sections cover from north to south the estero Reloncaví, canal Hornopirén, estero Comau o Leptepu, estero Reñihue, canal Jacaf, canal Puyuguapi, seno Ventisquero, seno Aysén, estero Quitralco and estero Cupquellán or Francisco.

Seasonal thermocline remnants and thermal inversions could still be observed in the northernmost area. The vertical distribution of salinity clearly showed a two layer structure separated by a halocline of variable intensity. The strength of the halocline depended on the degree of surface salinity dilution caused by the influx of river water, glacier melting and coastal runoff. The low salinity surface layer reached a thickness of about 20 m. Salinity concentration increased rapidly with depth under this surface layer. However the deeper water is in general relatively homogeneous in salinity concentration.

Surface water was well oxygenated and sometimes supersaturated up to a maximum of 130 %. The general trend for the oxygen vertical distribution was to decrease with depth. However, some oxygen maximum concentrations were detected at about 10 m depth, with supersaturations up to 150 %. The lowest oxygen content was found in deep waters at most of the inlet heads. These low oxygen content was attributed to a large oxygen consumption due to the degradation of organic matter transported into the region mainly by river discharge.

Moraleda channel has a topographic constriction in the vicinity of Meninea Island (45°16'S y 73°38'W), where a 50 m depth sill divides the channel system into two separated basins. This "Meninea constriction" constrains the water circulation, between these two basins, at depths greater than 50 m. A comparison of water characteristics at similar depths, shows that the southern basin water is warmer, less saline and more oxygenated than the northern basin. This particular situation, where the higher oxygen content water is located in the isolated basin and not in the one which exchanges water freely with the open ocean, is rather unusual. Water of equatorial subsurface origin which reaches the northern basin as deep water and a circulation mechanism explains this difference. Water at the 40 - 50 m levels from the northern basin flows over the sill into the southern basin where it sinks due to its higher density. This water while keeping its near surface characteristics fills most of the deep southern basin. Volume conservation requires that southern basin water flows out to the sea as surface water.

(1) *Escuela de Ciencias del Mar, Universidad Católica de Valparaíso, Casilla 1020, Valparaíso, Chile.*

(2) *Instituto de Oceanología, Universidad de Valparaíso, Casilla 13-D, Viña del Mar, Chile.*

The spread of Equatorial Subsurface water into the channel region is not only restricted to flow southwards of the Meninea constriction, but it is also restricted to flow northwards in the golfo Corcovado due to the presence of 100-125 m depth sills in it. Due to this feature, Equatorial Subsurface water is restricted to the southern area of golfo Corcovado and the channels Moraleda, Jacaf, Puyuguapi and estero Ventisquero.

Another important bathymetric constriction is located at the mouth of estero Cupquelán or Francisco, where it connects with the estero Elefantes. The sill depth is about 20-40 m while the estero Cupquelán has a depth of 250 m. The deeper water of the Cupquelán has its origin at the upper 50 m estero Elefantes water layer. The water from Elefantes is denser than the Cupquelán's 50 m water, so it sinks into the estero Cupquelán filling it with warmer, saltier and higher oxygenated water than the water at its head.

Three water masses are found in the channel region: Subantarctic Surface Water (ASAA), Subantarctic Surface Modified Waters (ASAAM) and Equatorial Subsurface Water (AESS). No Antarctic Intermediate Water (AIAA) enters into the channel region.

Key words: fjord, inlet, channel, water characteristics, sill, constriction, water mass, Chile.

RESUMEN: Silva N.; Sievers H.A. & R. Prado. 1995. Características oceanográficas y una proposición de circulación para algunos canales australes de Chile entre 41° 20' S y 46° 40' S. Revista de Biología Marina, Valparaíso 30 (2): 207-254.

Utilizando información oceanográfica registrada en la zona de los canales australes de Chile, por la Expedición canadiense Hudson 70 en su fase Chile 70 (marzo 1970) se vuelven a analizar, con un enfoque diferente al de Pickard (1971, 1973), las condiciones oceanográficas de algunos senos, canales, esteros y golfos ubicados entre 41° 20'S y 46° 40'S. Mediante el uso de secciones verticales de temperatura, salinidad y contenido de oxígeno disuelto, se establecieron las distribuciones de estas características en cada uno de los cuerpos de agua observados durante dicha expedición. De esta forma se analizó una sección longitudinal que se extiende desde el seno Reloncaví, pasando por los golfos de Ancud y Corcovado, canales Moraleda y Costa, hasta el estero Elefantes. Además, se analizaron mediante otras secciones las características de las aguas en: estero Reloncaví, canal Hornopirén, estero Comau o Leptepu, estero Refihue, canales Jacaf y Puyuguapi, senos Ventisquero y Aysén, y esteros Quitralco y Cupquelán o Francisco.

El análisis oceanográfico mostró la presencia de algunos remanentes de termoclinas estacionales e inversiones térmicas. Estas características térmicas fueron disminuyendo en cantidad e intensidad de norte a sur.

En términos generales, la distribución vertical de salinidad se presentó como una estructura de dos capas separadas por una haloclina de intensidad variable. La intensidad de la haloclina dependió de la mayor o menor dilución de la salinidad de la capa superficial debido a los aportes de agua dulce de los ríos locales, de ventisqueros o del escurrimiento costero. La capa superficial de baja salinidad alcanzó profundidades de hasta 20 m. Bajo ésta, la salinidad aumentó rápidamente con la profundidad. Sin embargo, las aguas profundas se presentaron, en general, relativamente homogéneas en su contenido salino.

El agua superficial se observó bien oxigenada y en algunas oportunidades presentó concentraciones sobre el valor de saturación, las que llegaron hasta casi un 130 %. En cuanto a la distribución vertical, la tendencia general del contenido de oxígeno disuelto fue a disminuir con la profundidad. Sin embargo, en ocasiones se observaron máximos de oxígeno disuelto a profundidades del orden de 10 m, los que llegaron hasta casi un 150% del valor de saturación. En la mayoría de las cabezas de los canales se observó que en las aguas más profundas, el oxígeno disuelto presentaba un mínimo notable (< 3,5 ml/l) más intenso que en el resto del canal. Este

mínimo fue asociado al consumo de oxígeno por degradación de materia orgánica proveniente de ríos adyacentes.

Desde el punto de vista topográfico, en el canal Moraleda se identificó una zona de constricción a la altura de la isla Meninea ($45^{\circ}16'S$ y $73^{\circ}38'W$). En esta zona existe una morrena con un umbral de unos 50 m de profundidad, la cual separa el sistema de canales en dos cuencas. Esta "constricción de Meninea", restringe la circulación en los niveles bajo los 50 m y provoca que las cuencas presenten características oceanográficas diferentes, siendo la cuenca sur más cálida, menos salina y más oxigenada que la cuenca norte. Esta situación, que es un tanto inusual, ya que la cuenca aislada es más oxigenada que la cuenca con intercambio libre con el océano adyacente, se explicaría en base a un mecanismo de circulación y a la presencia de agua con características ecuatoriales subsuperficiales en el interior de los canales. El agua del nivel entre unos 40 a 50 m penetra desde la cuenca norte hacia la cuenca sur, donde se hunde a niveles más profundos por su mayor densidad. Esta agua llena en gran medida la porción profunda de la cuenca sur, transportando consigo las características de dicha capa superficial y generando la situación antes descrita. Para mantener un balance de volumen, agua de la cuenca sur debería salir por la superficie hacia la zona oceánica adyacente.

La penetración y presencia de las aguas oceánicas de origen ecuatorial subsuperficial en la zona de los canales, se encuentra restringida en su distribución hacia el sur por la presencia de la constricción de Meninea y hacia el norte, por la presencia de umbrales de unos 100-125 m de profundidad en el golfo Corcovado. De allí que esta agua sólo se encuentra en la porción sur del golfo Corcovado, en los canales Moraleda, Jacaf, Puyuguapi y estero Ventisquero.

Otra constricción batimétrica importante se encontró en la boca del estero Cupquelán o Francisco, donde se conecta con el estero Elefantes. Allí la profundidad es del orden de 20-40 m, mientras que el estero Cupquelán alcanza a los 250 m de profundidad. El canal Cupquelán también presenta un llenado por hundimiento, en la cual agua más densa del nivel superior a 50 m del estero Elefantes penetra hacia el Cupquelán llenando su zona profunda con agua más cálida, más salina y más oxigenada.

Se distinguieron tres masas de agua en la zona de los canales: Superficial Subantártica (ASAA), Superficial Subantártica Modificada (ASAAM) y Ecuatorial Subsuperficial (AESS). Agua Intermedia Antártica (AIAA) no penetra en los canales.

Palabras claves: senos, canales, fiordos, características del agua, morrena, umbral, sill, masas de agua, Chile.

INTRODUCCION

El conocimiento de la oceanografía de los canales del sur de Chile es muy escaso y se basa fundamentalmente en los datos obtenidos por la expedición Lund University-Chile realizada en 1948-1949 (Brattström y Dahl 1951); el crucero Hudson 70 realizado en 1970 (Pickard 1971 y 1973); la expedición Hero 72-4 realizada en 1972 (Chuecas y Ahumada 1980) y los 2 cruceros en el seno Aysén realizados en 1991-92 (Sievers y Prado 1994). De los cruceros mencionados, sólo el

Hudson 70 abarca toda la zona de los canales australes chilenos, mientras el Lund University-Chile lo hace al norte de la laguna San Rafael, el Hero 72-4, al sur del golfo de Penas y los cruceros del seno Aysén sólo en este seno. Con posterioridad se han efectuado nuevos muestreos oceanográficos en el área, sin embargo, dicha información no está disponible a la comunidad científica.

El desarrollo de los cultivos marinos de peces y moluscos y de las pesquerías de

merluza austral y congrio colorado, en la zona de los canales australes chilenos, ha traído consigo la necesidad urgente de conocer las condiciones oceanográficas de la región. Esta necesidad se puede definir en términos de la respuesta que tendrá el sistema de aguas interiores frente al aumento del uso a que está siendo sometido y su capacidad para soportar sin deterioro ecológico las nuevas actividades antropogénicas.

Ante esta nueva realidad que afronta el país se han organizado actividades para analizar los problemas del cultivo de salmones, incluyendo aspectos oceanográficos. Clement *et al.* (1988) presentaron, en un seminario de Fundación Chile, la información oceanográfica y meteorológica disponible de la zona, para el apoyo del desarrollo de cultivo de salmones en jaulas en la zona de aguas interiores chilenas.

Si bien es cierto que la información oceanográfica de la expedición Hudson 70 ya fue analizada por Pickard (1971), este autor lo hizo desde el punto de vista de la comparación entre los fiordos y canales chilenos con los fiordos y canales canadienses. En ese trabajo la información se analizó fundamentalmente en base al análisis de estructuras T-S y T-O₂ de conjuntos de cuerpos de agua, sin que se realizara el estudio individual de cada uno de ellos.

El enfoque del presente trabajo difiere del de Pickard (1971) y tiene por objetivo efectuar un nuevo análisis oceanográfico en base a secciones verticales de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto de cada uno de los canales, esteros, senos, estuarios y golfos ubicados entre Puerto Montt y laguna San Rafael, muestreados durante la expedición Hudson 70; realizar un análisis del efecto de las aguas oceánicas exteriores sobre las aguas

interiores de los canales, proponiendo un esquema general de la circulación del agua de origen ecuatorial subsuperficial por el fondo de ellos; identificar la presencia de morrenas en la zona y analizar su efecto en la distribución de las propiedades oceanográficas en las cuencas que ellas generen.

MATERIALES Y METODOS

La información presentada en este trabajo corresponde a los datos obtenidos por la Expedición Canadiense Hudson 70 en su fase V, denominada Chile 70. Si bien, durante esta fase se efectuó un muestreo en la zona de los canales australes chilenos entre 41°S y 55°S, este trabajo sólo incluye la información obtenida al norte de 47°S, es decir entre Puerto Montt y laguna San Rafael (Fig. 1). El muestreo de esta zona se efectuó entre el 20 y 28 de marzo de 1970, realizándose un total de 65 estaciones oceanográficas. La numeración de las estaciones utilizada en el presente trabajo corresponde a aquella indicada en los archivos del National Oceanographic Data Center de los Estados Unidos (NODC) y por lo tanto no coincide con la numeración utilizada por la University of British Columbia (1971) o por Pickard (1971, 1973).

Los registros de temperatura y las muestras para salinidad y oxígeno disuelto fueron obtenidos con botellas Copenhagen equipadas con termómetros de inversión. La salinidad fue analizada a bordo con un salinómetro Autolab y el oxígeno disuelto se determinó mediante la modificación de Carrit y Carpenter (1966) para el método Winkler.

La salinidad se expresó en unidades de partes por mil (‰), ya que fue calculada en base a los algoritmos de UNESCO (1967), anteriores a la nueva definición de salinidad

práctica de 1988. Los valores de saturación de oxígeno se calcularon en base al algoritmo de Weiss (1970).

Con los datos de las estaciones se prepararon secciones verticales de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto para cada uno de los canales, esteros, senos, estuarios y golfos. Con el fin de detallar más las características de la capa superior, donde ocurren los cambios más intensos, se decidió usar dos escalas diferentes de profundidad. La primera de 0 a 100 m y la otra de 100 m hasta el fondo, siendo la primera el doble de la segunda.

En algunos casos y cuando el análisis oceanográfico lo requirió se prepararon secciones de distribución vertical de densidad, perfiles individuales de temperatura, oxígeno disuelto, salinidad, densidad ($\sigma-t$) y diagramas T-S y T-O₂ para estaciones oceanográficas específicas.

Cuando se refiera en forma conjunta a los canales, esteros, golfos, senos o fiordos, se utilizará sólo la palabra canal, como un modo genérico y así dar una redacción más fluida al texto. Por otra parte, los canales que su ubican en sentido transversal y nacen en el continente, se les denominará canales continentales al referirse en forma conjunta a todos ellos.

Los cuerpos de agua que se ubican en sentido norte-sur, formando un canal longitudinal entre Puerto Montt y la laguna San Rafael, se analizaron agrupados en dos secciones (seno Reloncaví a golfo Corcovado y canal Moraleda a estero Elefantes). Los canales continentales fueron analizados en forma individual.

La batimetría de las secciones es aproximada y está basada en las cartas números 700 y 800 del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.

RESULTADOS

SENO RELONCAVI Y GOLFOS DE ANCUD Y CORCOVADO.

La sección longitudinal compuesta por el seno Reloncaví y golfos de Ancud y Corcovado, muestra que esos tres cuerpos de agua están separados entre sí por diversos accidentes topográficos submarinos, cadenas de islas y estrechamientos costeros (Fig. 2a). El seno Reloncaví se encuentra separado del golfo de Ancud por una constricción formada por las islas Puluqui y Queullín. Entre éstas quedan tres pasos, siendo el Queullín el más profundo, con algo más de 300 m en su parte central; en tanto los otros pasos no superan los 70 m de profundidad.

En general estos pasos son estrechos, permitiendo un limitado intercambio de agua entre el seno Reloncaví y el golfo de Ancud. El seno Reloncaví adopta la forma de una cuenca casi circular con profundidades de alrededor de 300 m. Sin embargo, estas aumentan hasta 470 m en una depresión ubicada en la boca del estero Reloncaví.

El golfo de Ancud se encuentra, a su vez, separado del golfo Corcovado por una cadena de más de una docena de islas, resaltando las de Quinchao, Chaulinec y Talcán. Los principales pasos que unen estos golfos son Apiao y Desertores con umbrales de profundidades máximas de alrededor de 140 y 120 m respectivamente. Las profundidades mayores de este golfo, de forma más o menos rectangular y con un gran número de islas, superan los 300 m. Este golfo se encuentra conectado, en su extremo

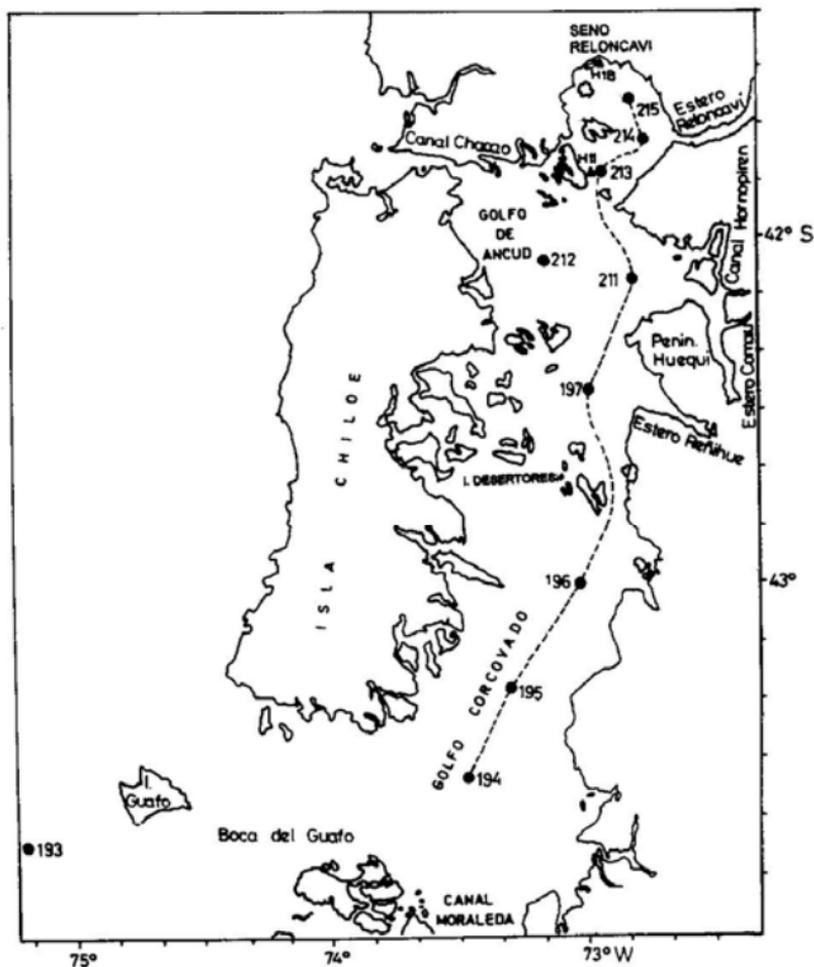


Fig. 2a. Posición de las estaciones oceanográficas del crucero Hudson 70, fase Chile. Además se indica la ubicación de las estaciones oceanográficas H1B y H11 estudiadas durante la expedición Lund University-Chile y la estación oceánica 193.

noroccidental, con el océano Pacífico por el canal Chacao presentando un umbral con profundidades del orden de 60 m.

El golfo Corcovado, de forma rectangular y con pocas islas comparado con el de Ancud, está abierto al océano en su extremo sudoccidental por la amplia boca del Guafo. Las profundidades tanto en el Corcovado como en la boca son algo mayores de 150 m.

La temperatura superficial del agua osciló, en marzo, entre 11,2 y 14,2 °C, con los valores más altos en el seno Reloncaví (Est. 214) y los más bajos en el golfo Corcovado (Est. 194), (Fig. 2b). En el seno Reloncaví se distinguió también una termoclina estacional de intensidad moderada (alrededor de 1°C/10 m), la que se debilitó notablemente hacia el sur, no formándose en los golfos de Ancud y Corcovado. A profundidades mayores de 30 m la temperatura tendió a ser más uniforme, oscilando alrededor de los 11 °C, siendo las del Reloncaví ligeramente más altas que las del Corcovado.

El valor más bajo de salinidad (28,5 ‰) se registró en el seno Reloncaví en la estación 214, ubicada frente a la boca del estero del mismo nombre (Fig. 2b). En el seno Reloncaví se formó también una marcada haloclina, con un gradiente vertical de salinidad de 3 ‰ en las primeros 10 m. La salinidad superficial aumentó hacia el sur superando levemente los 33 ‰ en el Corcovado, golfo donde no se observó la presencia de una haloclina. La distribución de salinidad bajo los 20 m fue bastante uniforme en profundidad, en cada una de las cuencas. Sin embargo, cabe apreciar una diferencia del orden de 1 ‰ entre el golfo Corcovado respecto al de Ancud y seno Reloncaví, siendo el Corcovado el más salino.

La distribución de las isóneas del contenido de oxígeno disuelto fue similar a la de las isohalinas (Fig. 2c). Los mayores contenidos se encontraron en la capa de agua superficial del seno Reloncaví y golfo de Ancud, con valores superiores a 7 ml/l y porcentajes de saturación sobre 120%. El valor más alto fue de 7,9 ml/l a 10 m de profundidad en la estación 214 (boca del estero Reloncaví). En cambio, en el golfo Corcovado el oxígeno disuelto apenas sobrepasó los 5 ml/l, lo que corresponde a un valor de saturación de alrededor de 80%. En la región norte, y al igual que en el caso de la salinidad, se produjo un marcado gradiente vertical de oxígeno disuelto de 2 ml/l en los primeros 10 m.

En el seno Reloncaví se encontró, bajo los 30 m de profundidad, un mínimo en el contenido de oxígeno (< 4 ml/l). A profundidades mayores el oxígeno disuelto aumentó ligeramente. A su vez en las aguas profundas de los golfos el contenido de este gas disuelto se mantuvo alrededor de los 4 ml/l, con saturaciones del orden de 60%. Otra zona con aguas pobres en oxígeno disuelto se encontró en la región sur del Corcovado (< 4 ml/l).

CANALES MORALEDA, COSTA Y ELEFANTES.

El sistema de canales Moraleda, Costa y Elefantes constituye una unidad que se extiende de norte a sur, por aproximadamente 150 millas náuticas, conectando el golfo Corcovado con la laguna San Rafael (Fig. 3a). Este sistema separa los canales continentales ubicados al oriente, de los canales insulares situados al occidente. Mientras los primeros desembocan al canal central, los canales insulares conectan, en su gran mayoría, al canal central con el océano Pacífico.

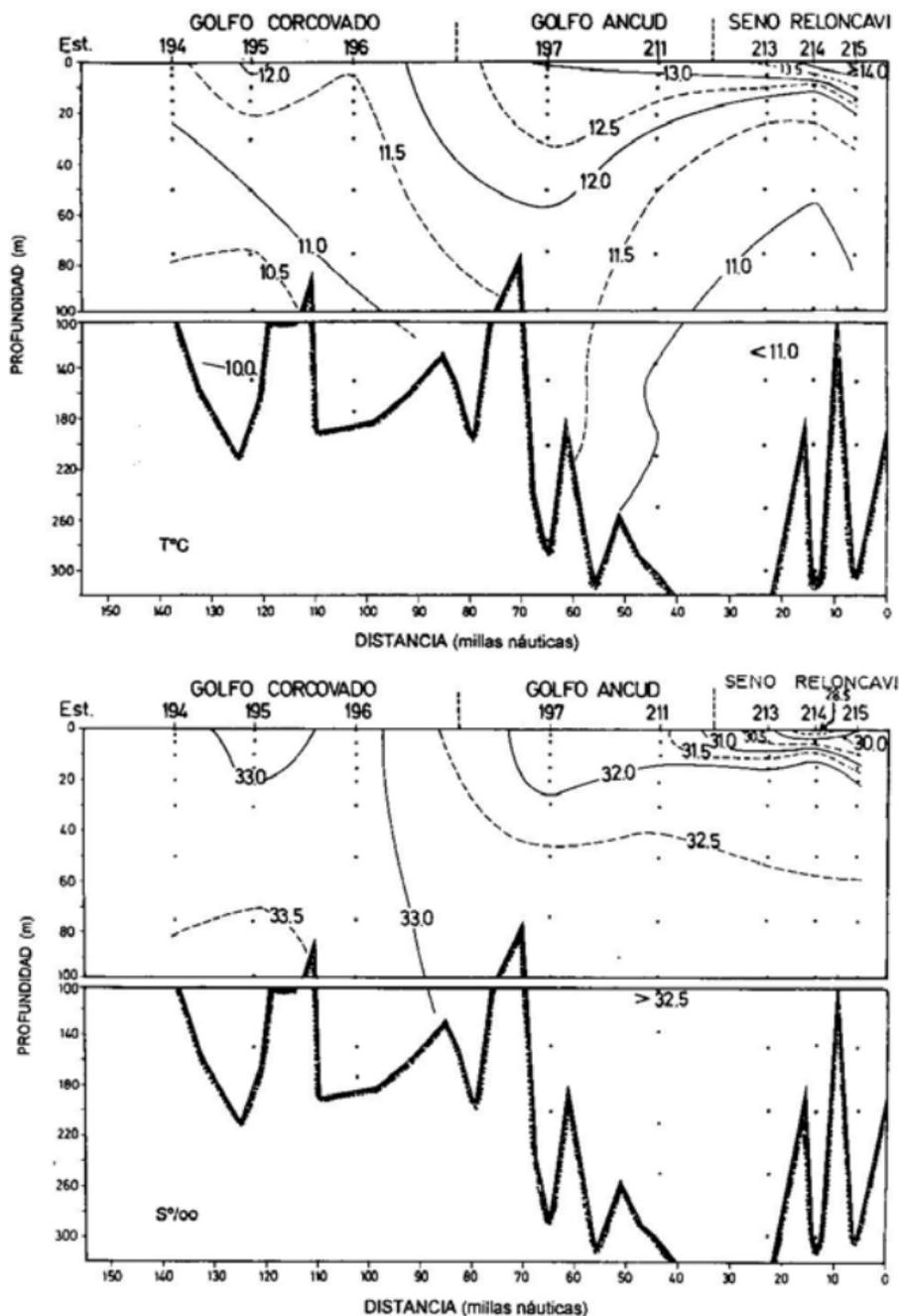


Fig. 2b. Distribución vertical de temperatura y salinidad en la sección Reloncaví-Ancud-Corcovado.

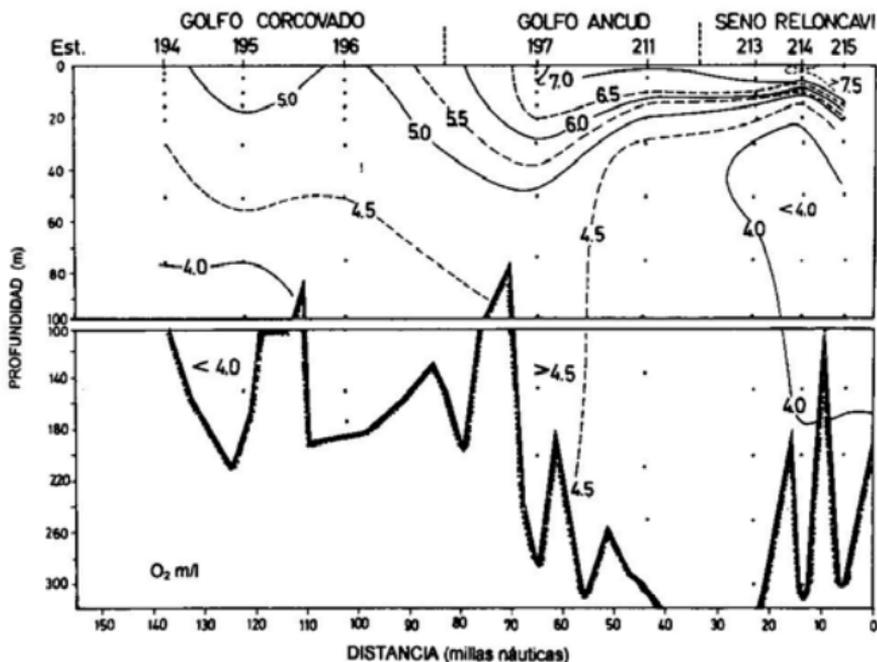


Fig. 2c. Distribución vertical de oxígeno disuelto en la sección Reloncaví-Ancud-Corcovado.

La característica batimétrica más importante en este sistema de canales es el estrechamiento y la presencia de un umbral o zona de bajas profundidades (alrededor de 50 m), frente a la isla Meninea ($45^{\circ}16'S$ y $73^{\circ}38'W$), en el extremo sur del canal Moraleda. La constricción así formada divide al sistema Moraleda, Costa y Elefantes en dos sectores o cuencas. La más septentrional comprende la mayor parte del canal Moraleda y la más austral a la porción sur del Moraleda y a los canales Costa y Elefantes.

El canal Moraleda se distingue por una depresión en su parte central que alcanza

profundidades mayores de 300 m. En su extremo norte, donde es más ancho, éstas no superan los 200 m y hacia el sur, donde se ha estrechado considerablemente, éstas son en general algo mayores de 100 m, a excepción de la zona de la constricción de Meninea.

El canal Costa y el estero Elefantes que forman desde el punto de vista morfológico una sola unidad, son relativamente angostos y carentes de islas. El primero es moderadamente profundo en toda su extensión (> 200 m), mientras que el Elefantes es mucho más somero, con profundidades inferiores a 100 m.

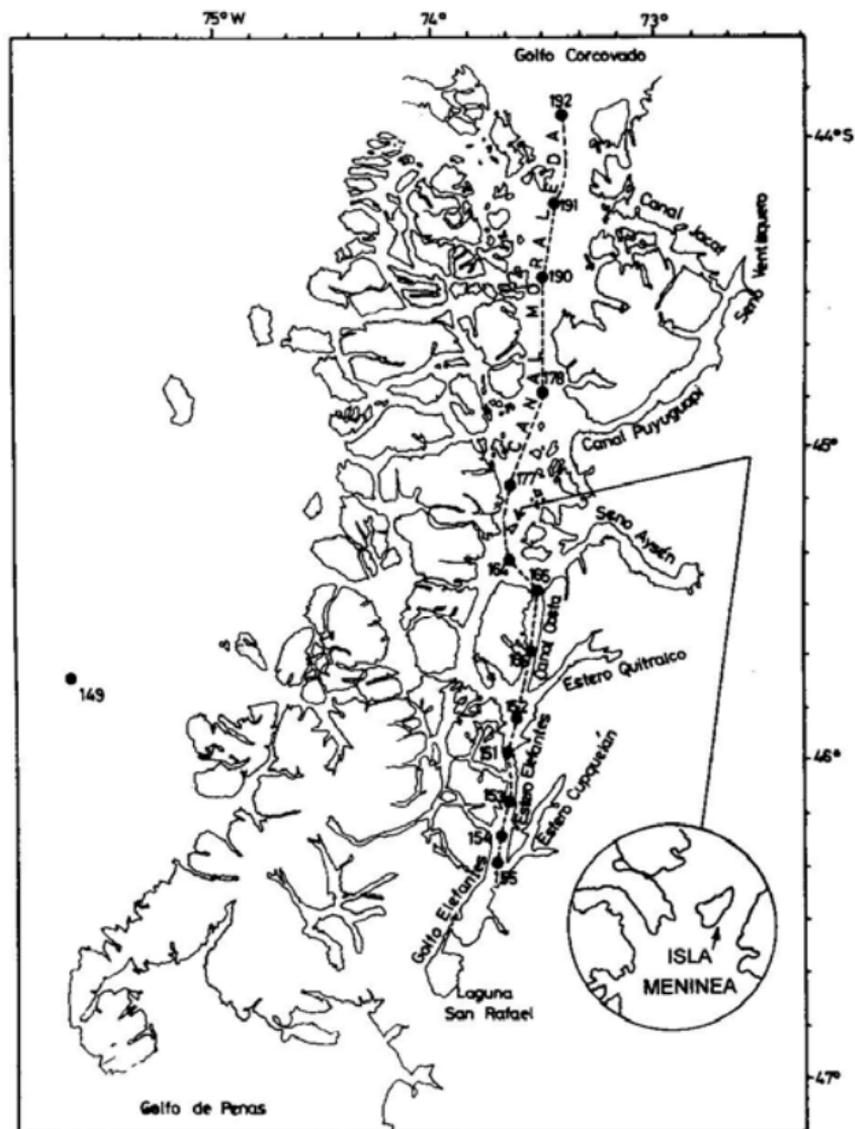


Fig. 3a. Posición geográfica de las estaciones oceanográficas observadas en los canales Moraleda, Costa y estero Elefantes. Se indica también la posición de la estación oceánica 149.

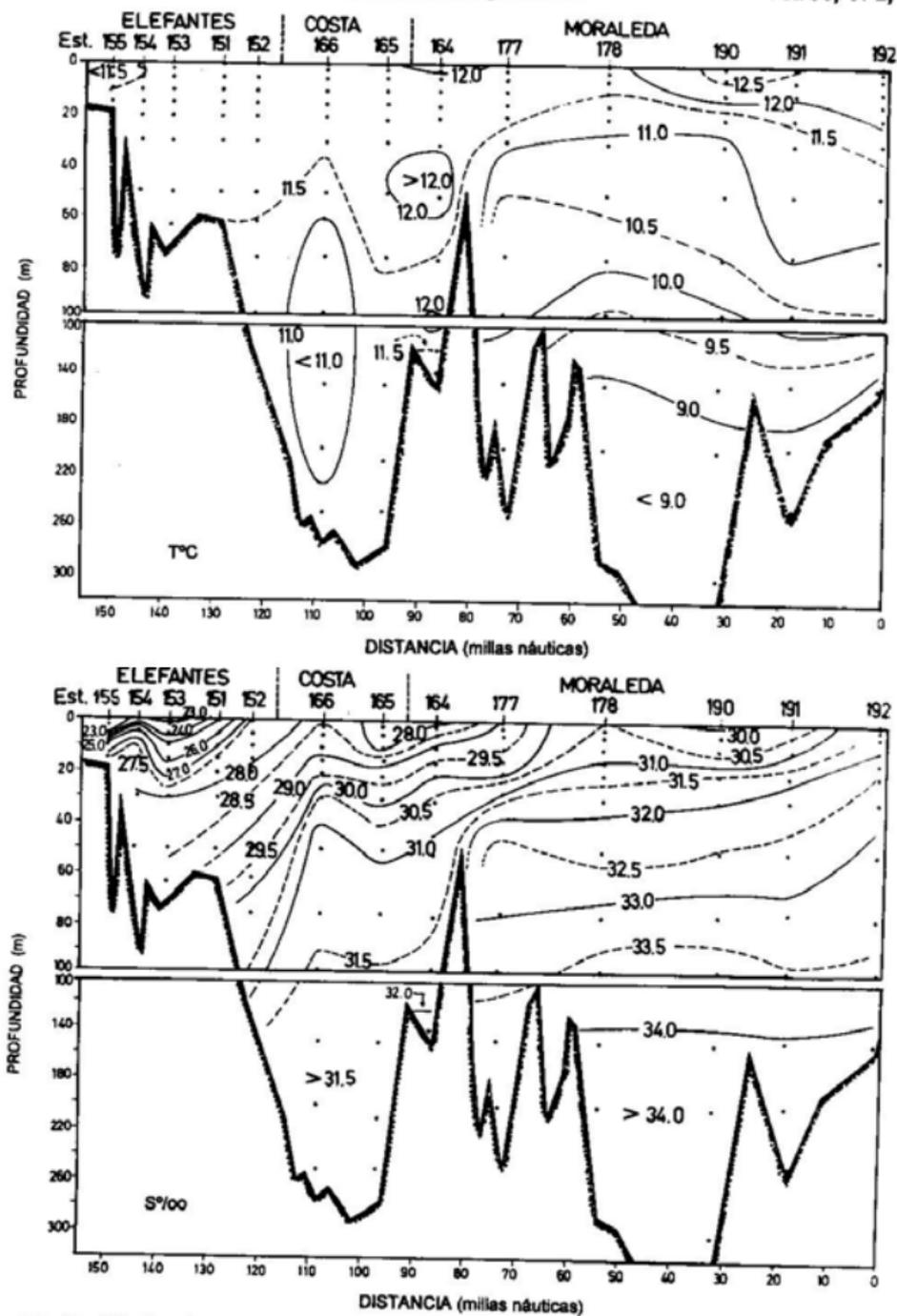


Fig. 3b. Distribución vertical de temperatura y salinidad en la sección Moraleda-Costa-Elefantes.

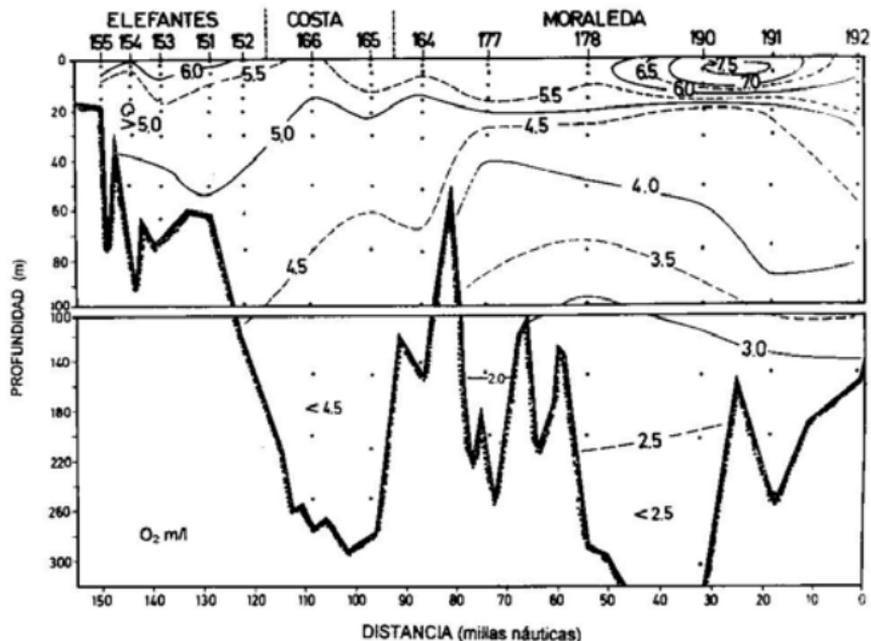


Fig. 3c. Distribución vertical de oxígeno disuelto en la sección Moraleda-Costa-Elefantes.

La distribución de la temperatura superficial fue muy pareja a lo largo de este sistema de canales, fluctuando entre $12,7^{\circ}\text{C}$ en el Moraleda a $11,5^{\circ}\text{C}$ en el extremo sur del estero Elefantes (Fig. 3b). Su distribución vertical, presentó una mayor fluctuación en la cuenca del Moraleda, donde se apreció un descenso de casi 4°C en 300 m. En cambio al sur de la constricción de Meninea, esta diferencia de temperatura fue alrededor de 1°C en 300 m.

La salinidad superficial, que en el extremo norte del Moraleda fue algo mayor de $31,5\text{‰}$ disminuyó, en general, hacia el sur, alcanzando a sólo $22,2\text{‰}$ en el extremo austral del estero Elefantes (Fig. 3b). En la distribución vertical se distinguió, en todo el sistema, una marcada haloclina la que aumentó su intensidad hacia el sur. Mientras en el Moraleda la diferencia en salinidad entre la superficie y los 50 m fue de $2,5\text{‰}$, en el Elefantes esta diferencia alcanzó a 6‰

Las aguas profundas, bajo los 150 m, fueron prácticamente homohalinas, pero las salinidades en ambas cuencas presentaron diferencias bastante considerables ya que mientras esta fue mayor de 34‰ en el Moraleda, en el Costa la salinidad fue menor de 32‰ .

El contenido de oxígeno disuelto en la capa de agua superficial fue alto y con valores de saturación de hasta 120%. Los mayores contenidos se encontraron en ambos extremos de este sistema de canales con los valores más altos en el Moraleda ($> 7\text{ ml/l}$) (Fig. 3c). En el canal Costa y al sur del Moraleda la concentración fue menor de 6 ml/l , con un valor mínimo de oxígeno disuelto de $5,4\text{ ml/l}$ en la estación 166. En esa zona el oxígeno disuelto no alcanzó al 100% del valor de saturación, pero se mantuvo sobre el 80%. Al observar la distribución vertical de este gas disuelto, se puede apreciar una considerable diferencia en

contenido entre las cuencas del Moraleda y del Costa-Elefantes. En el primero, la concentración bajo los 100 m descendió a valores inferiores de 3 ml/l, mientras que al sur de la constricción de Meninea se mantuvo sobre 4 ml/l.

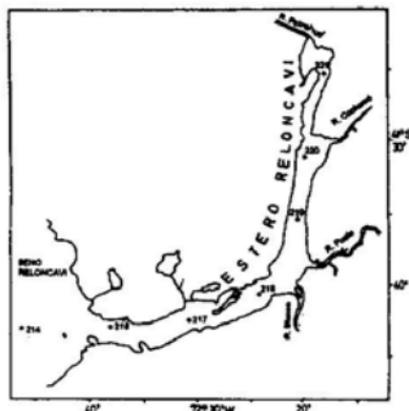


Fig. 4a. Plano del estero Reloncaví con la ubicación de las estaciones oceanográficas.

ESTERO RELONCAVÍ.

El estero Reloncaví es el fiordo ubicado más al norte de todo el sistema de canales australes de Chile y tiene una longitud de aproximadamente 35 millas náuticas. El fondo de saco o cabeza de este fiordo recibe los aportes de agua dulce del río Petrohué. A lo largo de su curso desembocan otros ríos de diversos caudales como el Puelo y el Cochamó. Como se puede apreciar en la figura 4a, este fiordo cambia su dirección aproximadamente en su parte central, desembocando finalmente en el extremo nororiental del seno Reloncaví. El estero Reloncaví es un fiordo profundo que alcanza unos 470 m de profundidad en las proximidades de su desembocadura.

La temperatura superficial osciló entre 14,3 y 14,9°C, encontrándose las aguas más tibias en su zona central (Fig. 4b). En el

tercio superior del estero Reloncaví y a unos 2 m de profundidad la temperatura presentó un máximo (>15°C), que produjo una inversión de temperatura. Bajo la superficie se pudo apreciar una marcada termoclina estacional del orden de 2°C/10 m. A profundidades mayores de 30 m la temperatura fue muy uniforme con valores ligeramente inferiores a 11°C.

La salinidad superficial aumentó de 3,5 ‰ en la cabeza a 26,3 ‰ en la boca (Fig. 4b). En los primeros 20 m se formó una haloclina muy marcada, que alcanzó su máximo en la cabeza, con un gradiente vertical de 27 ‰ /10 m. Bajo los 20 m y hasta el fondo, la salinidad aumentó monotónicamente a valores superiores a 32,5 ‰.

La distribución del contenido de oxígeno disuelto en aguas superficiales fue muy pareja, fluctuando entre 7,1 y 7,5 ml/l (Fig. 4b), lo cual corresponde a saturaciones del orden de 108% a 122%. En la mitad superior de este estero y aproximadamente a 5 m de profundidad se presentó un máximo de oxígeno disuelto, con un contenido que superó los 9 ml/l, que corresponde a valores de saturación del orden de 150 %. En la mitad inferior del estero Reloncaví se formó una capa casi homogénea de alto contenido de oxígeno, mayor de 7 ml/l. Aproximadamente a 10 m de profundidad se presentó un marcado gradiente vertical de oxígeno disuelto con valores de casi 3 ml/l en 5 m. Bajo los 20 m la concentración de oxígeno disuelto alcanzó un mínimo con valores inferiores a 4 ml/l los que disminuyeron hacia la cabeza hasta alcanzar valores inferiores a 2,5 ml/l a 40 m de profundidad. En las dos estaciones más externas del fiordo y bajo los 20 m, la concentración de oxígeno disuelto aumentó a valores superiores a 4 ml/l.

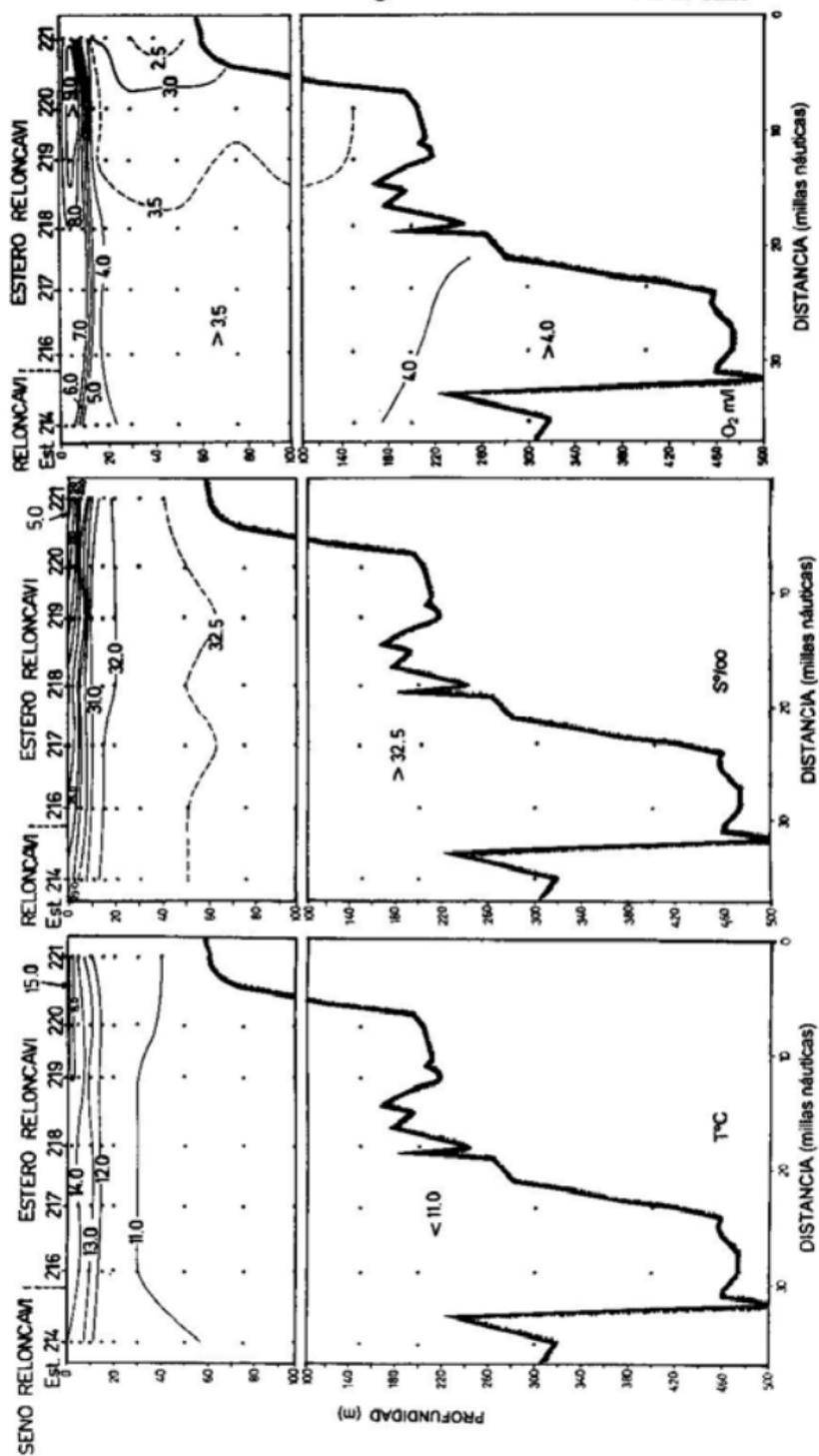


Fig. 4b. Distribución vertical de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto en el estero Reloncaví.

CANAL HORNOPIREN.

Este canal se distingue por su forma de U invertida que rodea la isla Pelada con la boca oriental conectada al canal Cholgo y la boca occidental al canal Llancahue, que a su vez, está abierto al golfo de Ancud (Fig. 5). Las profundidades de su brazo oriental alcanzan hasta 180 m siendo su brazo occidental más profundo (225 a 250 m). En el centro este canal recibe los aportes de aguas dulces de los ríos Negro y Blanco.

Al interior del canal las temperaturas superficiales fluctuaron entre 14,8 y 15,7°C siendo más altas en el brazo occidental, las que disminuyeron hacia el golfo de Ancud (Fig. 5). En los primeros 20 m se formó una termoclina estacional con un gradiente vertical de 2°C/10 m. Bajo éste, la temperatura fue casi uniforme con valores de alrededor de 11°C.

La salinidad superficial fluctuó entre 21,3 y 29,9 ‰ siendo más baja en el centro del canal (Fig. 5). La salinidad presentó un fuerte gradiente vertical con una haloclina de 11 ‰ /10 m. Bajo esta capa la salinidad aumentó gradualmente desde 32,0 a 32,7 ‰, valor similar al registrado a igual profundidad en el golfo de Ancud (Est. 211).

El oxígeno disuelto superficial alcanzó concentraciones de 7,0 a 8,2 ml/l (116 y 132% del valor de saturación respectivamente). Entre los 10 y 20 m se produjo una rápida disminución del oxígeno disuelto, dando origen a una oxiclina con un gradiente vertical de 3 ml/l en 10 m (Fig. 5). Bajo esta capa y hacia el centro del canal, se produjo un mínimo de oxígeno disuelto con valores menores de 3,5 ml/l, para aumentar nuevamente sobre los 4 ml/l en la zona próxima al fondo.

ESTERO COMAU O LEPTÉPU.

El estero Comau, con una orientación inicial de sur a norte, cambia de dirección hacia el oeste para conectarse con el golfo de Ancud a través del canal Comau (Fig. 6). Se trata de un estero muy profundo que supera los 490 m, profundidad mayor que las del Golfo donde desemboca (350 m).

La temperatura superficial fluctuó entre 14,4 y 15,2°C, con los valores más altos hacia el interior del estero (Fig. 6). Bajo la superficie y hasta 20 m presentó una termoclina estacional con un gradiente vertical de 1,5°C/10 m, para luego disminuir monotónicamente a valores inferiores a 11°C. Bajo los 300 m se apreció un leve aumento de temperatura del orden de 0,2 °C, causando una inversión térmica menor.

La salinidad superficial osciló entre 26,9 y 30,2 ‰ (Fig. 6), careciendo de un patrón definido de variación a lo largo del estero, puesto que la salinidad superficial más baja se ubicó a la entrada del estero Comau (Est. 203), y la más alta próxima a la cabeza del estero (Est. 205). Bajo la superficie y hasta los 20 m de profundidad, en todas las estaciones, se formó una haloclina con un gradiente del orden de 2 ‰ /10 m. Bajo esta haloclina la salinidad aumentó paulatinamente hasta valores de casi 33 ‰.

El oxígeno disuelto superficial osciló entre 6,9 y 8,0 ml/l (Fig. 6), que corresponde a concentraciones entre 115% y 136% del valor de saturación. Los contenidos de oxígeno disuelto más altos se presentaron hacia la cabeza del estero. A profundidades de alrededor de 5 m se encontró, en todas las estaciones, un máximo de oxígeno disuelto que osciló entre 7,5 y 8,0 ml/l. Bajo este máximo, la concentración disminuyó rápidamente a valores de 4,5 ml/l a 20 m de

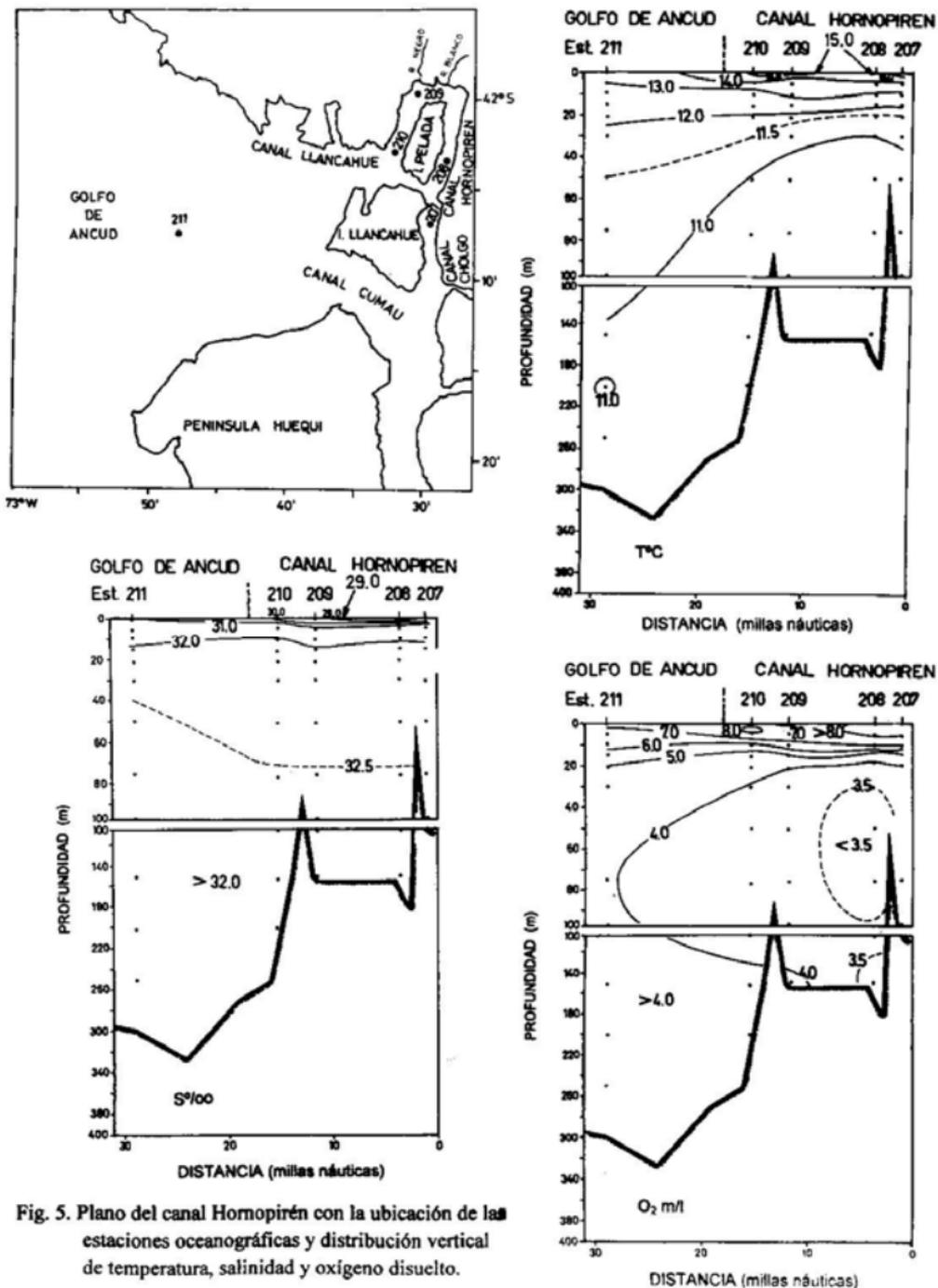


Fig. 5. Plano del canal Hornopirén con la ubicación de las estaciones oceanográficas y distribución vertical de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto.

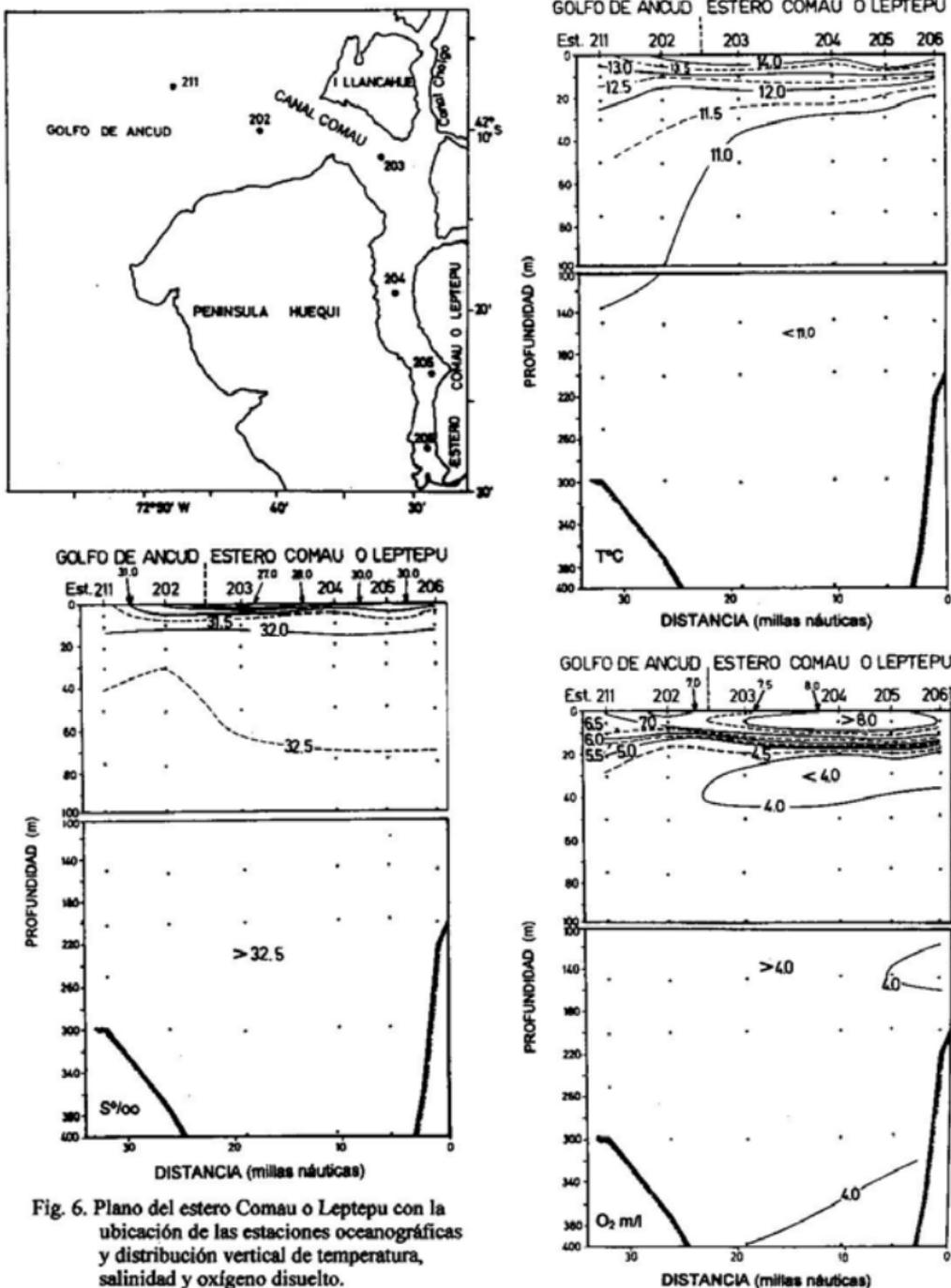


Fig. 6. Plano del estero Comau o Leptepu con la ubicación de las estaciones oceanográficas y distribución vertical de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto.

profundidad, con un gradiente vertical de 3,5 ml/l/10 m. En el estero Comau entre 20 y 40 m se presentó un mínimo en la concentración de oxígeno disuelto, con valores menores de 4 ml/l. Bajo este mínimo, la concentración se estabilizó en valores próximos a 4 ml/l, para volver a disminuir a profundidades mayores de 330 m.

ESTERO REÑIHUE.

Este estero con orientación hacia el noreste tiene una extensión de aproximadamente 15 millas. Su boca ancha, de casi 7 millas, se va estrechando hacia la cabeza adquiriendo la forma clásica de un fiordo (Fig 7). Su profundidad media es del orden de 260 m. En su cabeza desembocan entre otros, el río Reñihue.

La temperatura superficial fluctuó entre 13,1 y 13,4°C no presentando mayores diferencias térmicas en toda su extensión (Fig. 7). Bajo la superficie se formó una débil termoclina estacional, con un gradiente de 1°C/10 m. Esta termoclina desapareció hacia el golfo de Ancud (Est. 197). Bajo los 20 m el descenso de temperatura es casi imperceptible, alcanzando valores de 11,5 °C en las estaciones de la boca y 11,0 °C en las estaciones interiores. En sentido horizontal, al avanzar desde la boca hacia el interior, se observó una paulatina disminución de la temperatura en las aguas más profundas.

La salinidad superficial fluctuó entre 28,4 y 31,2 ‰ presentándose los valores más altos hacia la boca y los más bajos en la cabeza (Fig. 7). Bajo la superficie, hasta los 10 m de profundidad se formó una haloclina que alcanzó hasta la boca del estero, la cual no se presentó en las aguas del golfo (Est. 197). A mayor profundidad, la salinidad aumentó progresivamente desde concentraciones del

orden de 32 ‰ hasta llegar a valores muy próximos de 33 ‰ en las cercanías del fondo.

El oxígeno disuelto fluctuó entre 6,6 y 7,5 ml/l (Fig 7), lo que corresponde a valores de 107 a 123% del valor de saturación. Bajo la superficie, especialmente hacia la cabeza del estero, el oxígeno disuelto decreció rápidamente a valores del orden de 4,5 ml/l a unos 15 m. Bajo esta profundidad y hasta el fondo, el contenido de oxígeno permaneció prácticamente constante, con valores levemente inferiores a 4,5 ml/l, lo que corresponde a concentraciones del orden del 60% del valor de saturación. Sólo a unos 35 m de profundidad en la estación 201, éste fue menor de 4 ml/l.

CANAL JACAF.

El canal Jacaf es un canal transversal que conecta el extremo norte del canal Puyuguapi con el canal Moraleda (Fig. 8a). También se une, en la mitad de su extensión, con el canal Salqueman que, a su vez, también conecta con el Moraleda. Es un canal de profundidad muy irregular, que en su zona central alcanza a 400 m de profundidad, mientras que en la cercanías de su boca poniente presenta profundidades incluso menores de 30 m. A su vez, en el paso Sibbald ubicado en la boca oriental del canal Jacaf, se forma un estrechamiento y se produce una disminución de la profundidad a unos 60 m.

La distribución superficial de la temperatura se mantuvo en un rango entre 13,1 y 14,2 °C, presentándose las más altas en su extremo oriental, donde se conecta con el canal Puyuguapi (Fig. 12). Bajo la superficie y hasta los 20 m se formó una termoclina con un gradiente de 1,5 °C/10 m. Bajo ésta y hasta alrededor de los 80 m se presentó una capa cuasi homotermal, con un gradiente vertical del orden de 0,1 °C/10 m. A profundidades

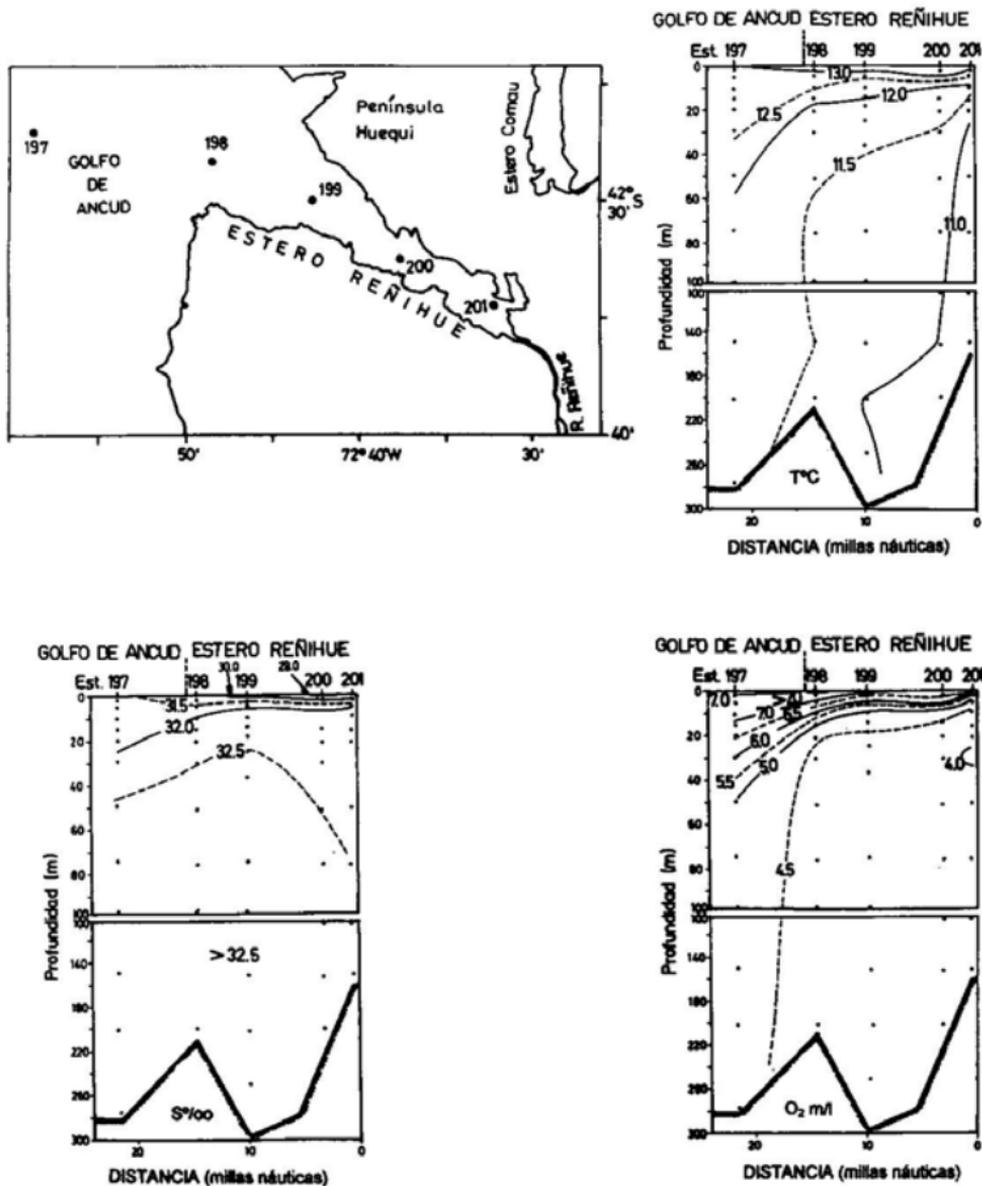


Fig. 7. Plano del estero Reñihue con la ubicación de las estaciones oceanográficas y distribución vertical de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto.

Fig. 8a. Plano del canal Jacaf con la ubicación de las estaciones oceanográficas y distribución vertical de temperatura.

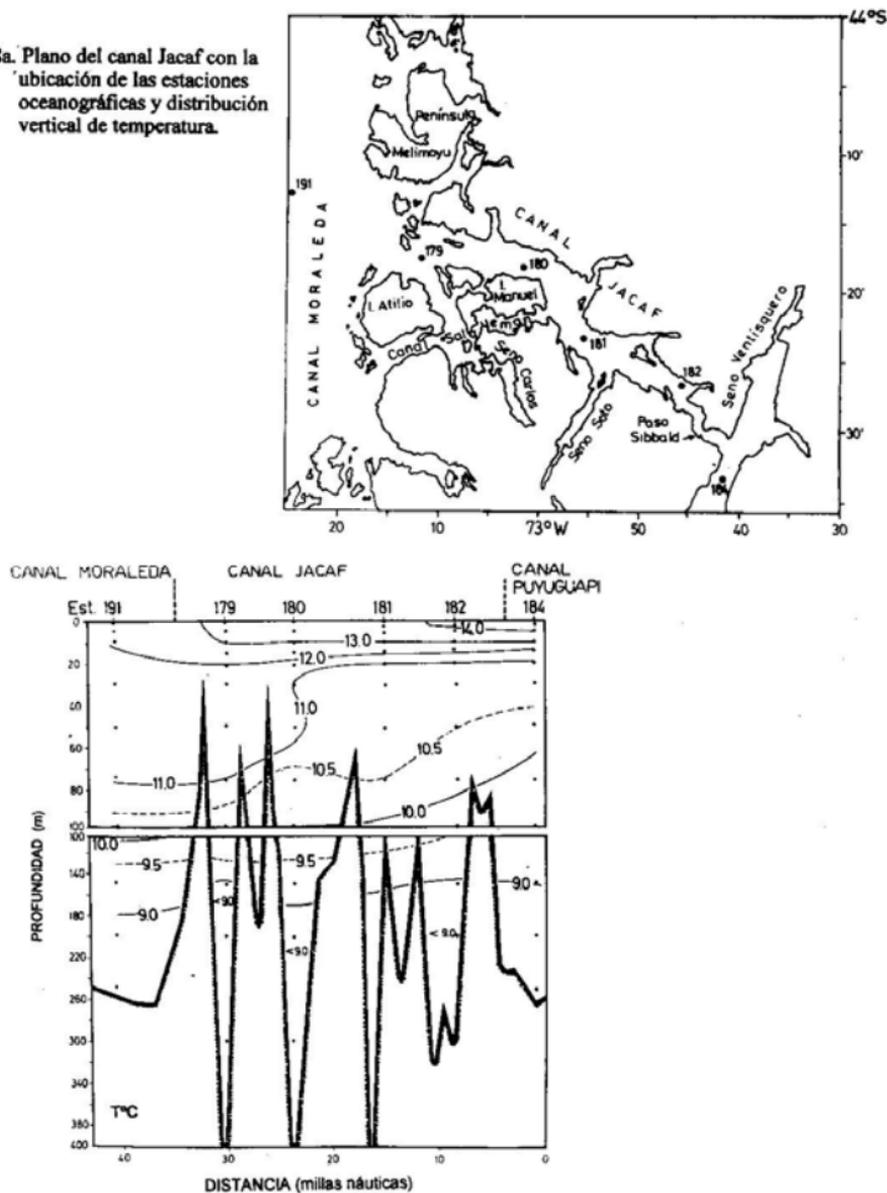
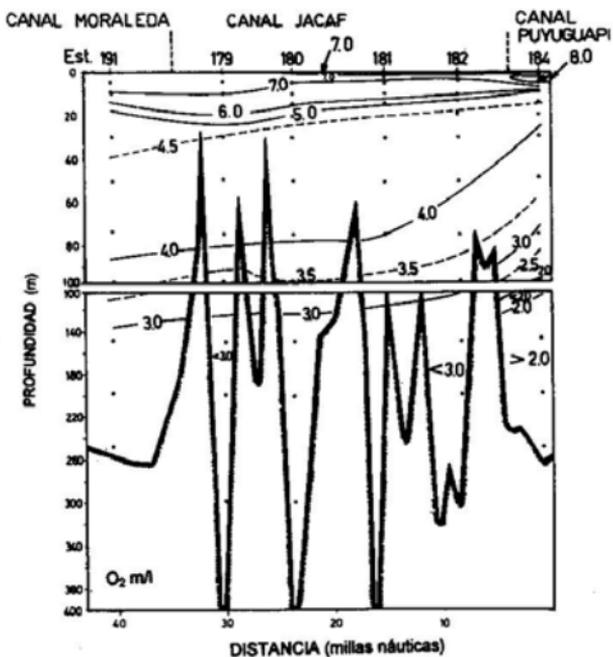
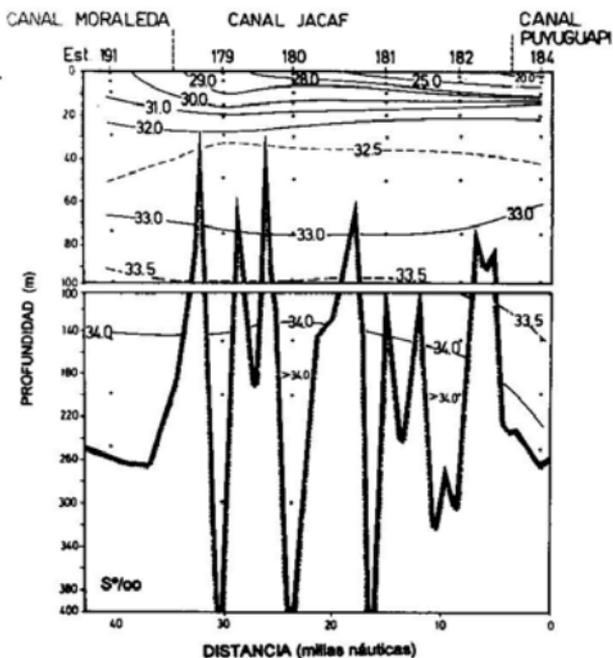


Fig. 8b. Distribución vertical de salinidad y oxígeno disuelto en el canal Jacaf



mayores de 80 m nuevamente aumentó el gradiente vertical a $0,25\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$.

La salinidad superficial fluctuó entre 23,5 y 28,5 ‰ aumentando desde su extremo oriental en dirección al canal Moraleda (Fig. 8b). Bajo la superficie y hasta los 25 m, la salinidad aumentó rápidamente a valores de 32 ‰ formando una haloclina con un gradiente de $4,5\text{ }^{\circ}\text{‰}/10\text{ m}$ en el extremo oriental y de $1,3\text{ }^{\circ}\text{‰}/10\text{ m}$ en su extremo occidental. Desde unos 30 m y hasta el fondo, la salinidad siguió aumentando paulatinamente hasta alcanzar valores mayores de 34 ‰ bajo los 140 m de profundidad.

El oxígeno disuelto superficial fue muy parejo con concentraciones de alrededor de 7,0 ml/l (Fig 8b), que corresponde a valores de saturación de 113%. Entre la superficie y una profundidad media de 25 m, el oxígeno disuelto disminuyó a 4,5 ml/l. A mayor profundidad esta disminución fue más gradual formándose una capa relativamente homogénea de unos 50 m de espesor con concentraciones entre 4,0 y 4,5 ml/l. Desde aproximadamente 80 m hasta 130 m, el gradiente vertical volvió a aumentar. A partir de esta profundidad y hasta el fondo, el oxígeno se mantuvo con muy poca variación oscilando alrededor de 2,7 ml/l, que corresponde a concentraciones del orden de 40% del valor de saturación.

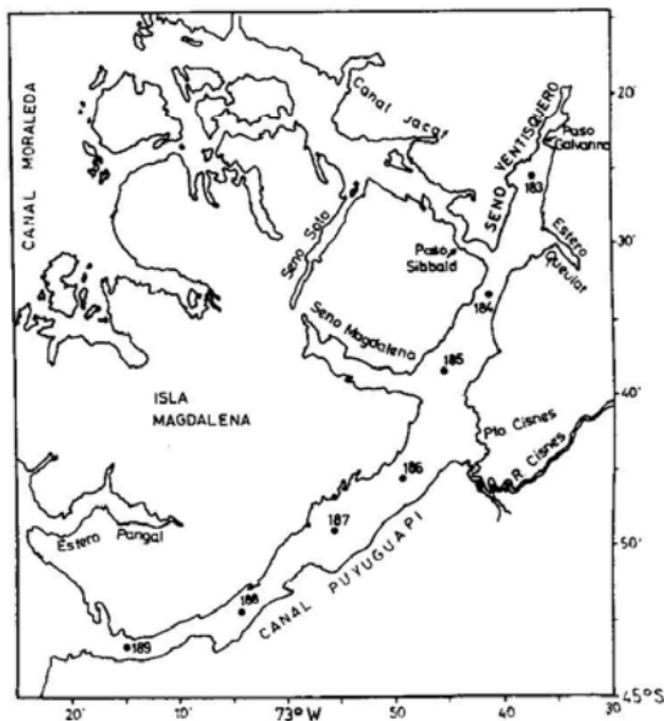


Fig. 9a. Plano del canal Puyuguapi y seno Ventisquero con la posición geográfica de las estaciones oceanográficas.

CANAL PUYUGUAPI Y SENO VENTISQUERO.

Este canal de aproximadamente 60 millas de largo, presenta una orientación general hacia el noreste (Fig. 9a). Su extremo septentrional cambia de nombre, pasando a llamarse seno Ventisquero. Aproximadamente a 8 millas al sur del paso Galvarino se conecta hacia el noroeste con el canal Jacaf. En su extremo sur, su orientación cambia hacia el oeste, conectándose con el canal Moraleda. La profundidad del canal Puyuguapi en general no supera los 260 m.

La temperatura superficial fluctuó entre 12,7 y 14,0°C, presentándose los valores más altos hacia la cabeza o fondo de saco del fiordo (Fig. 9b). En las cinco estaciones interiores del canal (183 a 187), se observó una inversión térmica en los primeros 5 m de profundidad. Esta inversión alcanzó hasta casi 1°C en la estación 186. En las dos estaciones de la boca (188 y 189) ésta inversión no se presentó, siendo reemplazada por una delgada capa isotermal. Bajo la zona de inversión térmica la temperatura disminuyó rápidamente a valores de 10,5 °C a 30 m, lo que constituye una termoclina estacional con un gradiente vertical máximo de 1,4 °C/10 m. Desde esa profundidad y hasta el fondo la temperatura decreció monótonicamente a valores inferiores a 9°C.

La salinidad superficial osciló entre 14,7 y 21,6 ‰ (Fig. 9b). La distribución superficial de salinidad en este canal presentó los valores más bajos en su zona central (Est. 186). Bajo la superficie la salinidad aumentó rápidamente a valores de 32 ‰ a unos 25 m. Esta fuerte variación de salinidad en profundidad dio origen a una marcada haloclina con un gradiente vertical máximo del orden de 7 ‰/10m. Bajo los 30 m la

salinidad aumentó con la profundidad hasta alcanzar valores mayores de 34 ‰.

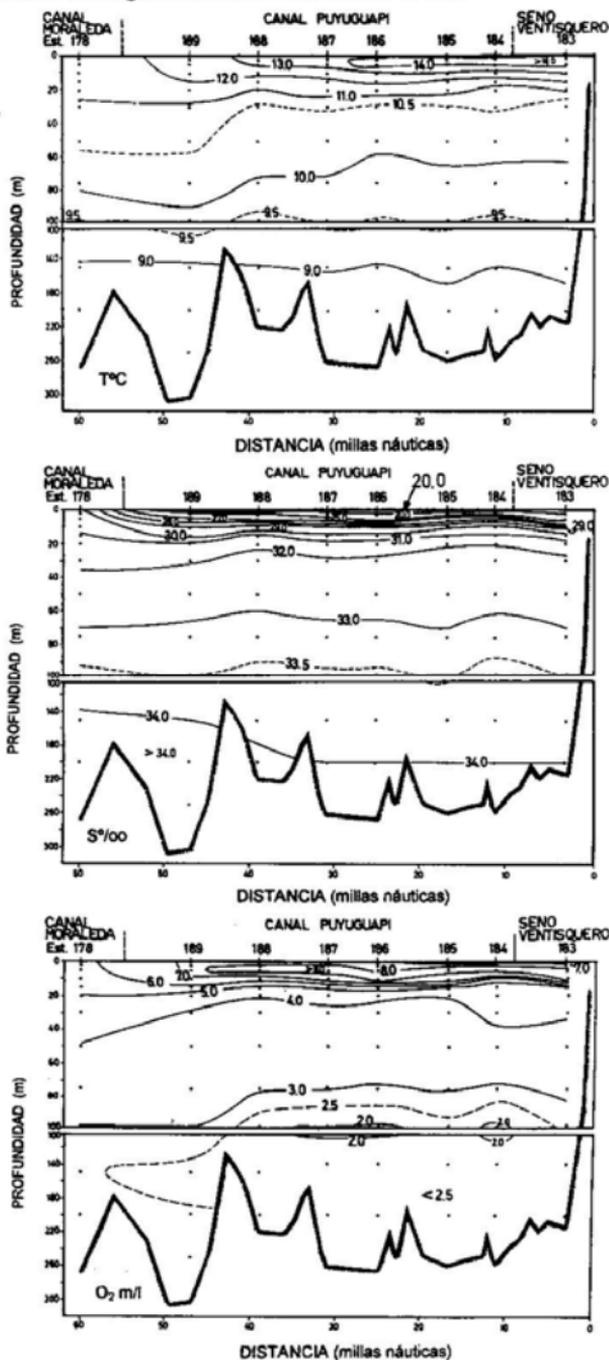
El oxígeno disuelto superficial osciló entre 6,8 y 7,5 ml/l (Fig 9b), lo cual corresponde a 98 y 112 % del valor de saturación respectivamente. Bajo la superficie y alrededor de 5 m de profundidad, se presentó un máximo de oxígeno en todas las estaciones del canal con valores superiores a 8 ml/l con sobresaturaciones del orden de 140 %. Bajo este máximo, el oxígeno disuelto disminuyó rápidamente a concentraciones de 4 ml/l a unos 30 m de profundidad. Desde esa profundidad y hasta el fondo, la concentración disminuyó más lentamente hasta alcanzar un mínimo, que se acentuó en torno a los 100 m con valores inferiores a 2 ml/l

SENO AYSÉN.

El seno Aysén tiene una orientación general este-oeste y una extensión de alrededor de 42 millas, conectándose con los canales Moraleda y Costa (Fig. 10a). En su cabeza recibe el aporte de agua dulce del río Aysén, entre otros. Este seno es más profundo en su parte central, con profundidades mayores de 350 m.

La temperatura superficial fluctuó entre 11,7 y 12,9 °C (Fig. 10a). En las dos estaciones interiores (175 y 176) se produjo una inversión térmica de alrededor de 1°C en los primeros 5 m. Bajo la superficie, la temperatura disminuyó hasta valores del orden de 11,5 °C, constituyendo una termoclina estacional débil. Esta termoclina aumentó en intensidad desde la boca hacia la cabeza. Bajo los 30 m las isotermas de 10,5 a 11,5°C se profundizaron, dando origen a un gradiente horizontal de temperatura de alrededor de 1°C entre la boca y la cabeza. En la cabeza del fiordo las aguas bajo los 20 m presentaron temperaturas inferiores a 10,5°C, mientras que

Fig. 9b. Distribución vertical de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto en el canal Puyuguapi.



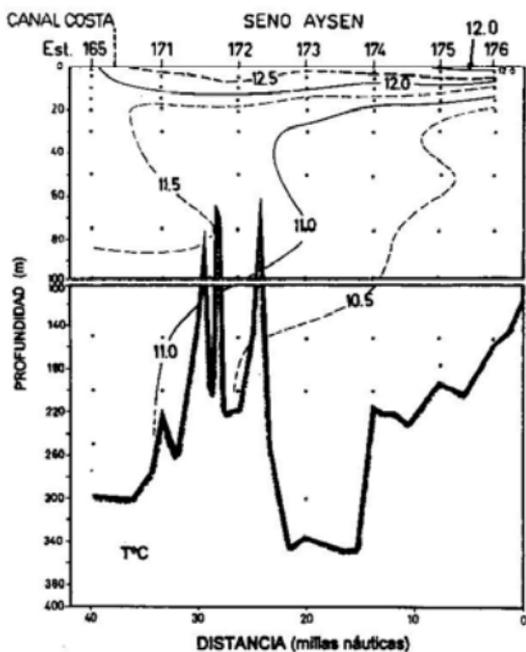
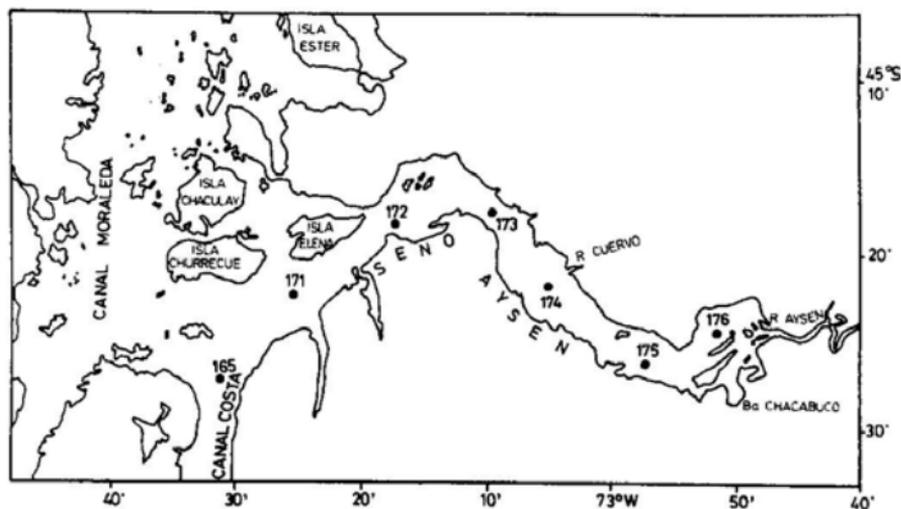
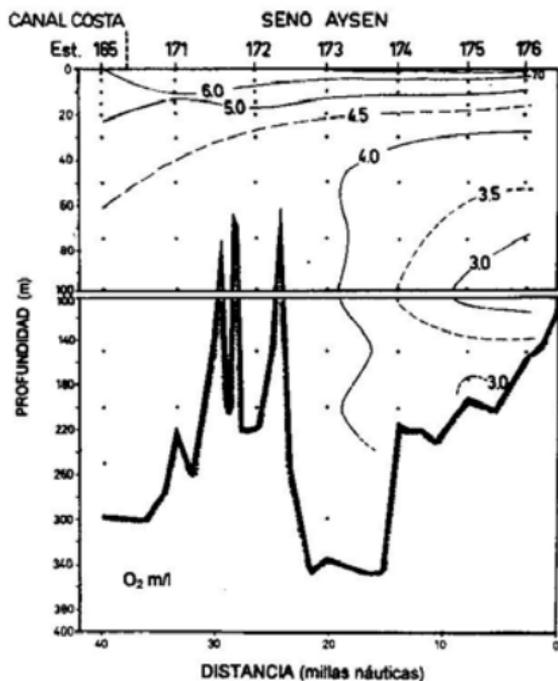
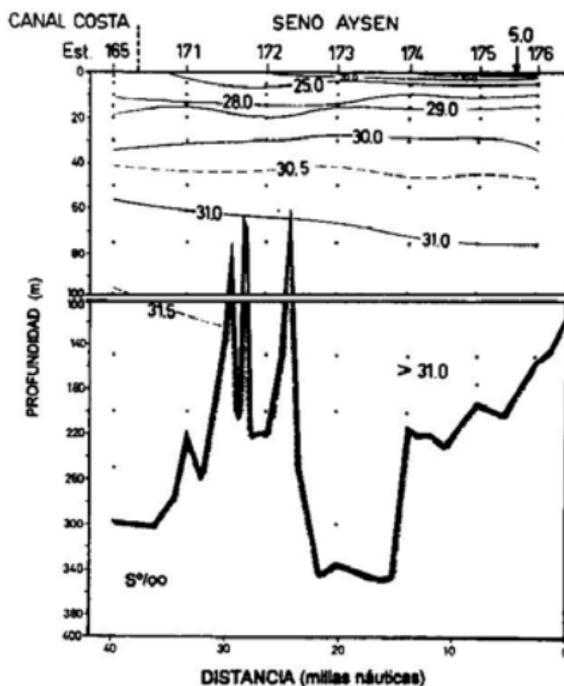


Fig. 10a. Plano del seno Aysén con la ubicación de las estaciones oceanográficas y distribución vertical de temperatura.

Fig. 10b. Distribución vertical de salinidad y oxígeno disuelto en el seno Aysén.



aquellas de la boca fueron superiores a 11,5°C.

La salinidad superficial fluctuó entre 3,6 y 23,9 ‰ (Fig. 10b), presentándose los valores menores hacia la cabeza del seno. Bajo la superficie la salinidad aumentó rápidamente, alcanzando valores de 30 ‰ a unos 30 m, lo cual generó una marcada haloclina con un gradiente vertical máximo de 9 ‰/10 m.

Desde 30 m y hasta el fondo, la salinidad aumentó más gradualmente desde 30 ‰ a valores superiores a 31 ‰. En general y al contrario de las isotermas, las isohalinas presentaron una distribución estratificada horizontalmente.

El oxígeno disuelto osciló entre 6,1 y 7,9 ml/l (Fig. 10b), lo cual corresponde a valores entre un 93 y 106% del valor de saturación respectivamente. Bajo la superficie el oxígeno disuelto decreció rápidamente alcanzando valores de hasta 4,5 ml/l a 25 m de profundidad. Bajo esta profundidad, en las estaciones exteriores (171 a 173), la concentración tendió a permanecer estable, por sobre 4,0 ml/l, lo que equivale a valores de saturación del orden de un 60%. Sin embargo, en las estaciones interiores del seno (174 a 176), el oxígeno disuelto presentó un mínimo centrado a 100 m que alcanzó concentraciones menores a 3,0 ml/l, lo cual corresponde a valores de saturación inferiores a un 50%.

ESTERO QUITRALCO.

El estero Quitralco tiene una orientación general suroeste con una profundidad media de alrededor de 100 m. Hacia la cabeza la profundidad aumenta hasta alcanzar unos 250 m (Fig. 11). La información batimétrica de

este canal es escasa, lo que no permite definir la topografía de su fondo con exactitud. Este fiordo tiene una longitud de 18 millas y presenta varias islas e islotes hacia su cabeza.

La temperatura superficial osciló entre 11,9 y 13,0 °C aumentando hacia el interior del estero (Fig. 11). A lo largo de todo el estero se observó una pequeña inversión térmica en los primeros 5 m, la cual no superó los 0,6°C.

En este estero no se apreció la formación de una termoclina y la temperatura disminuyó monotónicamente en profundidad. Bajo los 50 m las aguas de la boca son ligeramente más cálidas que las de la cabeza a un mismo nivel de profundidad (<1,0 °C).

La salinidad superficial disminuyó hacia el interior del estero a valores de 19,9 ‰, mientras que hacia la boca aumentó a 27,1 ‰ (Fig. 11). Las bajas salinidades superficiales dieron origen a la formación de una haloclina hasta los 15 m, donde la salinidad alcanzó a 28 ‰, lo que significa un gradiente vertical de 4,5 ‰/10 m. Bajo esta haloclina la salinidad aumentó más lentamente, alcanzando valores ligeramente mayores a 30 ‰ en las estaciones de la boca del estero. En la cabeza del estero la salinidad se mantuvo prácticamente uniforme bajo los 70 m, oscilando alrededor de 29,6 ‰.

El oxígeno disuelto superficial se mantuvo entre 6,2 y 7,3 ml/l, aumentando desde la boca hacia la cabeza del estero (Fig. 11). Estas concentraciones corresponden a saturaciones entre 97 y 112%. Bajo la superficie el oxígeno disuelto disminuyó rápidamente en profundidad alcanzando concentraciones menores de 3,5 ml/l bajo los 70 m en la cabeza del estero. En el caso de las estaciones de la boca, la disminución fue

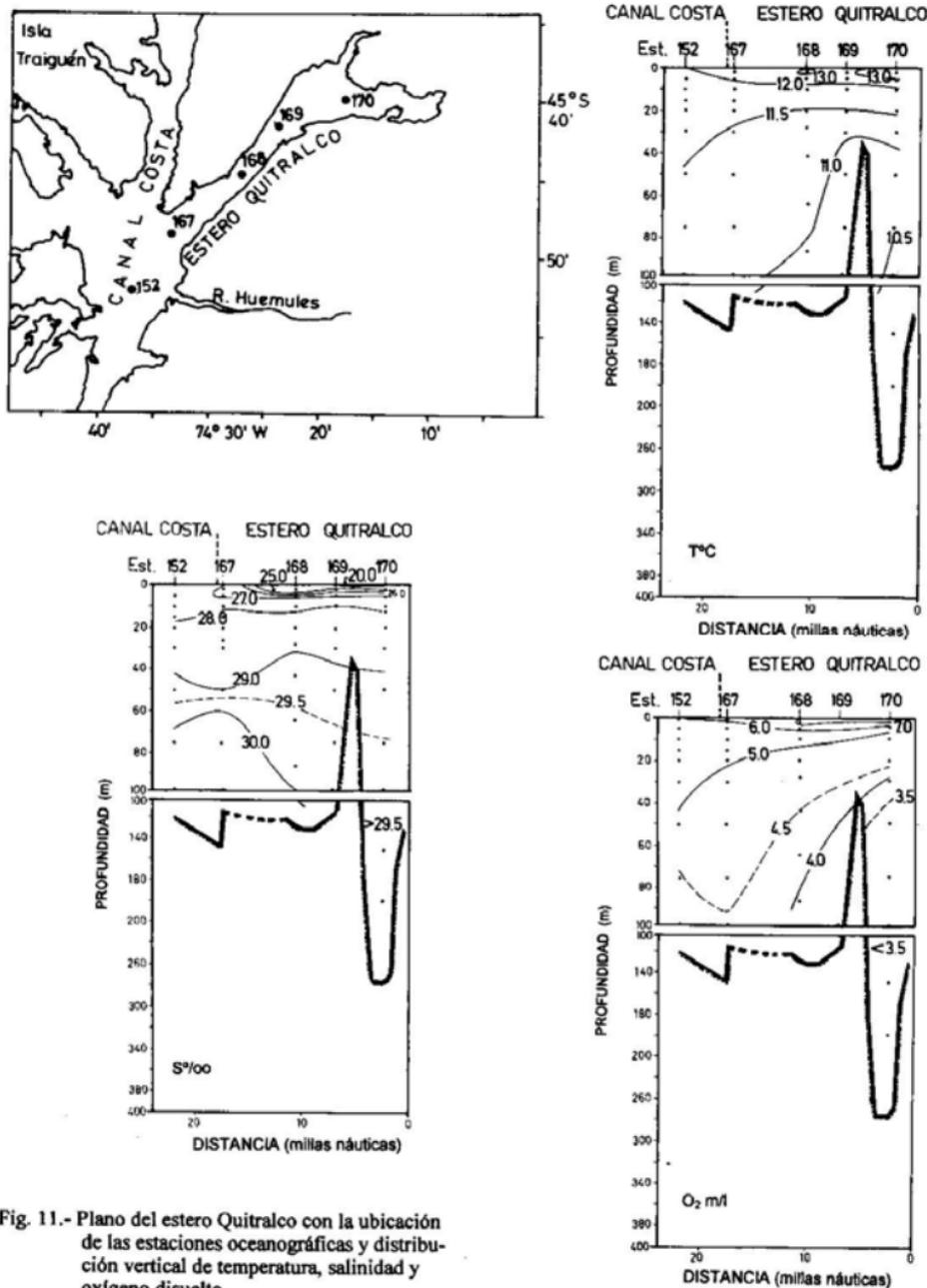


Fig. 11.- Plano del estero Quitralko con la ubicación de las estaciones oceanográficas y distribución vertical de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto.

menor, alcanzando 5 ml/l a 20 m y 4,4 ml/l a 100 m.

En general, bajo los 50 m, las aguas interiores son menos oxigenadas que las exteriores a un mismo nivel horizontal.

ESTERO CUPQUELAN O FRANCISCO.

El estero Cupquelán tiene una orientación noreste con una longitud de 25 millas náuticas (Fig. 12). Este estero es profundo (mayor de 200 m) y sin islas interiores. Su boca se conecta al estero Elefantes donde presenta un umbral de unos 40 m de profundidad. Esta configuración corresponde a una cuenca semi cerrada. En su cabeza (bahía Erasmo) desemboca un río de origen glacial.

En general, la temperatura superficial osciló entre 11,3 y 12,1 °C (Fig. 12), aumentando desde la boca hacia la cabeza (estaciones 155 a 157). La estación 156, ubicada en la cabeza del estero, escapó al patrón general, presentando una temperatura superficial más baja (9,7°C). La menor temperatura superficial de la estación 156, provocó la presencia de una inversión térmica con un gradiente de 1,2°C / 1 m entre la superficie y 1 m de profundidad y la formación de un máximo (>12°C) a 2 m.

Desde el punto de vista térmico este estero se encuentra claramente dividido en dos zonas, una interior donde se forma una termoclina (0,7°C/10 m) y otra exterior donde la distribución vertical de la temperatura es más homogénea. En el interior del estero y bajo los 80 m se produce un aumento de temperatura hacia el fondo del orden de 0,3°C

La salinidad superficial fluctuó entre 7,3 y 17,7 ‰ con el valor más bajo en la cabeza del estero (Fig. 12). Bajo la capa superficial de menor salinidad, ésta aumentó

rápido hasta valores de 26 ‰ a unos 30 m de profundidad, generando una marcada haloclina con un gradiente del orden de 3 ‰ /10 m. Bajo los 30 m la salinidad continuó aumentando hasta alcanzar valores de 26,8 ‰ a 200 m.

El contenido de oxígeno disuelto de las aguas superficiales aumentó de 7,4 ml/l en la boca, a 8,4 ml/l en la cabeza (Fig. 12), que corresponden a valores de saturación del orden de 110%. Bajo esta capa, el oxígeno disuelto disminuyó rápidamente para alcanzar valores de 5,5 ml/l a 10 m. A mayor profundidad su distribución siguió un patrón muy similar al de temperatura. En las estaciones más próximas a la boca se observó una mayor concentración de oxígeno disuelto en toda la columna de agua respecto a las aguas profundas más interiores. Es así como, bajo los 150 m, se apreció un gradiente horizontal del orden de 1ml/l en 20 millas.

DISCUSION

CARACTERISTICAS OCEANOGRAFICAS DE LOS CANALES

TEMPERATURA

La distribución vertical de temperatura, presentó básicamente una estructura de dos capas, una superior y otra profunda. La capa superior fue más variable presentando máximos y/o mínimos térmicos, mientras que en la capa profunda la temperatura fue más estable y tendiendo hacia una estructura cuasi homotermal. Pickard (1971, 1973) al analizar los datos de la expedición Hudson en su etapa Chile 70, agrupó las distribuciones verticales de temperatura en dos tipos principales, a los que denominó tipo A y tipo B, agregando además algunas variantes dentro de las mismas. El tipo A corresponde a aquellas en que la capa superficial es más cálida y la temperatura desciende gradualmente hacia la

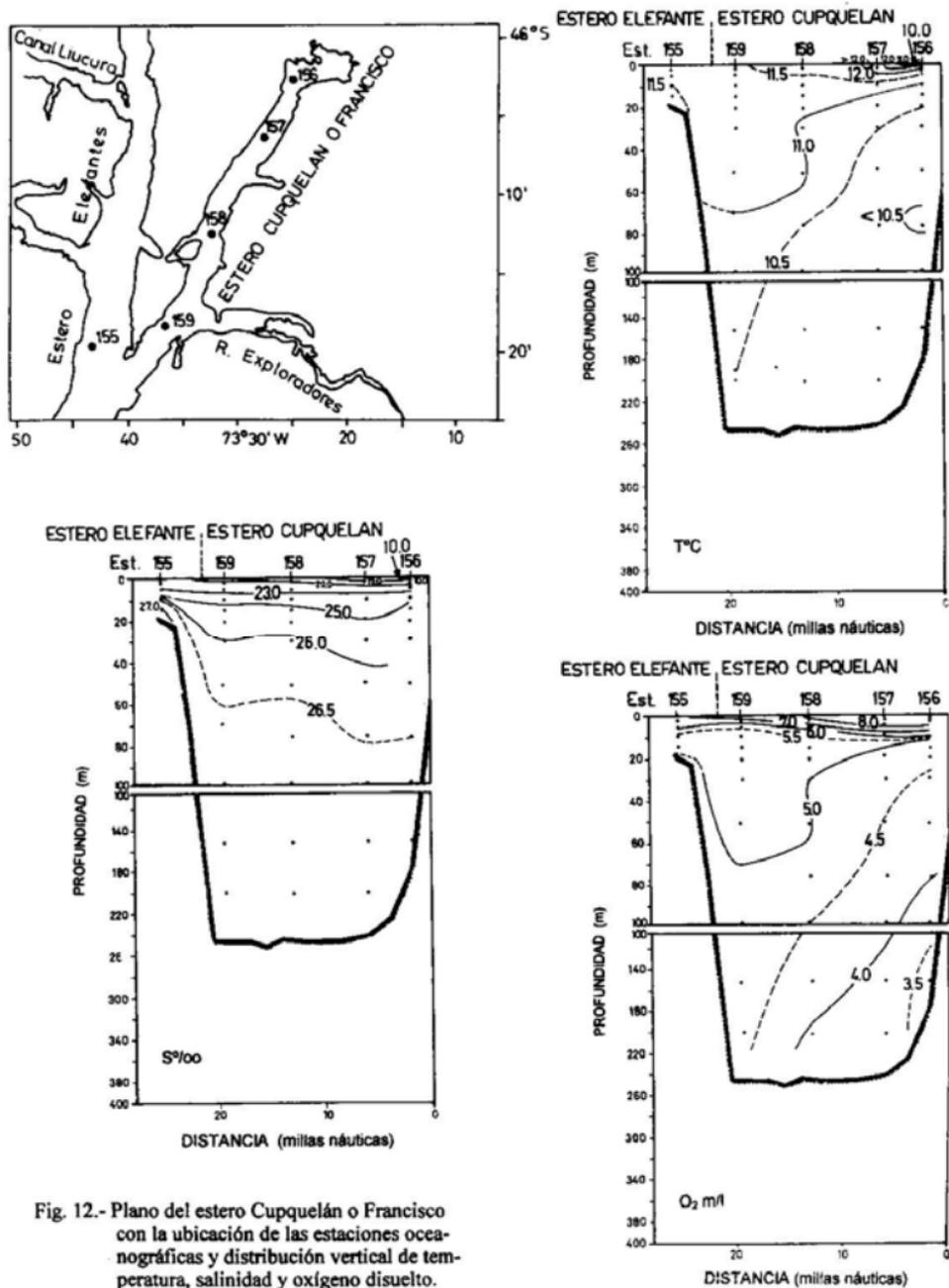


Fig. 12.- Plano del estero Cupquelán o Francisco con la ubicación de las estaciones oceanográficas y distribución vertical de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto.

capa profunda, sin presentar inversiones térmicas en la columna. El tipo B corresponde a aquellas distribuciones en que se presentan uno o más máximos o mínimos térmicos.

En el caso de las estaciones consideradas en este estudio (al norte de los 48°S), la mayoría de las distribuciones de temperatura que se presentaron corresponden a la estructura del tipo A. Sólo algunas estaciones presentaron estructuras del tipo B.

Las estaciones donde se produjeron inversiones térmicas fueron las siguientes: seno Reloncaví (Est. 215), estero Elefantes (Est. 155), seno Ventisquero (Ests. 183 a 185), canal Puyuhuapi (Est. 186) y estero Cupquelán o Francisco (Est. 156). En general estas inversiones fueron pequeñas, no superando 1°C. De hecho, Pickard (1971) sólo reconoce en la zona de estudio como estructura B, es decir con inversiones importantes, a algunas de las estaciones del seno Aysén y del canal Cupquelán.

Prácticamente todas las inversiones se dieron en los primeros 10 metros, y estuvieron asociadas a bajas salinidades en superficie (< 25 ‰). Este patrón de distribución es consecuencia del efecto que el aporte fluvial tiene en la zona, ya que sus aguas dulces y más frías, al llegar a la cabeza de los estuarios y mezclarse con el agua de mar se distribuyen en forma de una delgada capa superficial de menor temperatura, provocando las inversiones.

Pickard (1971) no menciona la presencia de termoclina en los canales. Sin embargo un gradiente superior a $0,02\text{ }^{\circ}\text{C} / 1\text{ m}$ puede ser considerado, de acuerdo a la definición genérica de Defant (1936), como indicador de la presencia de una termoclina. Basándose en lo anterior es posible indicar

que la mayoría de las estaciones de los canales continentales ubicados al norte del Jacaf, presentaron termoclinas moderadas a fuertes, donde el máximo gradiente térmico vertical fluctuó entre $1\text{ y }2^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$.

La ausencia de una termoclina más desarrollada se debió a que ésta se encontraba en su fase de regresión, puesto que el muestreo se realizó hacia fines de verano y principios de otoño.

En el caso del canal central conformado por los golfos de Ancud y Corcovado, canales Moraleda y Costa y estero Elefantes, prácticamente no se presentó termoclina estacional. Sólo la estación 190, en el canal Moraleda, tuvo un gradiente térmico vertical levemente superior a $0,5^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$, dando paso a la formación de una termoclina débil.

Los canales continentales ubicados al sur del canal Jacaf (Aysén, Quitralko y Cupquelán o Francisco), prácticamente no presentaron termoclina estacional ya que el gradiente térmico vertical fue muy cercano o inferior al límite de $0,2^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$.

Brattström y Dahl (1951), en un estudio estacional de las aguas de la cabeza del seno Reloncaví mostraron la presencia de un ciclo anual de la temperatura apreciándose la formación de la termoclina. Para la superficie indicaron una fluctuación de 9°C entre verano e invierno, en tanto que a 40 m esta diferencia fue de $0,7^{\circ}\text{C}$ y a 50 m de profundidad de $0,2^{\circ}\text{C}$. Ello muestra que la termoclina estacional puede desarrollarse intensamente en verano y afectar hasta casi los 50 m de profundidad.

La termoclina tiene su origen en el calentamiento estival de la capa superficial del

agua, formándose también en muchas ocasiones una capa de mezcla. Un efecto térmico adicional al calentamiento estival se produce cuando ocurren desplajes importantes durante el ciclo de baja marea. Tal es el caso de la zona interior de la región de Chiloé, donde se producen condiciones locales que pueden afectar en forma importante la temperatura del agua. Es así como los valores más altos observados por Brattström y Dahl (1951), correspondieron al seno Reloncaví, en la cabeza del cual se registraron las temperaturas más altas (18,5 °C, en la estación H1B). Estos autores no dieron mayores explicaciones acerca de su posible origen. En estos desplajes, al bajar la marea, las playas expuestas absorben la radiación solar calentándose la arena, piedras y rocas, calor que es traspasado por conducción al agua cuando sube la marea, sumándose así al calor ya recibido directamente desde el sol por el agua. Debido a estos altos valores superficiales se forma una termoclina estacional muy marcada en el seno Reloncaví, la que se va debilitando hacia el sur.

El desarrollo de la termoclina estacional más al sur ha sido documentada para el seno Aysén, donde ésta suele desarrollarse intensamente. Sievers y Prado (1994) observaron gradientes máximos de 5,5 °C/10 m frente a isla Mentirosa.

En cuanto al efecto del agua más fría de los ríos sobre la distribución térmica vertical, éste puede ser tan intenso que provoque la formación de un tercer tipo de estructura, diferente a las dos descritas por Pickard (1971). En este tipo de estructura, que se suele presentar con mayor intensidad en la cabeza de los canales, la temperatura muestra una distribución inversa, en la cual la temperatura superficial es mínima,

aumentando con la profundidad en los primeros 10 a 20 m, generando una termoclina invertida (Fig. 13). Esta estructura térmica se puede sustentar sólo por el hecho de que el agua de esta capa superficial tiene una salinidad muy baja, que puede llegar a ser parecida a la del agua dulce. Ello trae como consecuencia que la estructura vertical de densidad sea estable y por lo tanto, permite la existencia de la termoclina invertida. Este tipo de estructura fue observada en invierno en el seno Aysén por Sievers y Prado (1994). Pickard (1971) al no disponer de datos del período de invierno, no observó esta estructura.

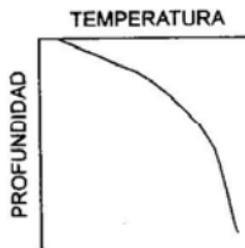


Fig. 13.- Representación esquemática de un subtipo de distribución de temperatura versus profundidad con termoclina invertida.

Inversiones leves de temperatura en las aguas profundas, como las que se detectaron en el presente trabajo para los esteros Comau y Cupquellán y el seno Aysén, fueron observadas previamente para éste último en las dos estaciones extremas del año por Sievers y Prado (1994). Estos autores descartaron la posibilidad que fueran consecuencia de transferencia de calor por advección desde fuentes geotermales, basados en que ninguna de las otras características químicas del agua presentaron anomalías. A

esto habría que agregar la gran extensión y volumen de agua afectada.

SALINIDAD

En términos generales, la distribución vertical de salinidad se presentó como una estructura de dos capas separadas por una haloclina. La capa superior de baja salinidad y de unos 20 m de espesor, es seguida por otra capa profunda de mayor salinidad que llega hasta el fondo. La capa superficial presenta salinidades muy variables de canal a canal, ya que corresponde a mezclas de agua dulce con agua salada. El grado de mezcla depende del caudal de agua dulce aportado por los ríos, de la intensidad y duración del viento en el canal, del escurrimiento costero y de los aportes de ventisqueros que existan en la zona por lo que, en general, la salinidad es menor en la cabeza de los canales, que es donde se encuentran las principales fuentes de agua dulce (ríos y ventisqueros). La capa profunda, ubicada bajo la haloclina, se caracteriza por su mayor salinidad, mayor espesor y su distribución vertical homogénea o cuasi homogénea.

Pickard (1971) agrupó esta estructura de dos capas en dos tipos principales, que denominó tipo 1 y tipo 2. En ambos la salinidad aumenta en profundidad, diferenciándose por el hecho de presentar o no una capa superficial homohalina o cuasi homohalina de baja salinidad en los primeros 10 a 20 m. En el caso de estar presente la capa superior homohalina, suele seguir una haloclina de diferente intensidad acorde con el volumen de los aportes de agua dulce costeros. Dependiendo de la intensidad de esta haloclina, Pickard (1971) dividió el primer tipo de estructura en tres subtipos (1a, 1b y 1c). El segundo tipo de estructura, corresponde a la situación en que la salinidad aumenta paulatinamente en profundidad desde la superficie.

La estructura en dos capas se presentó en todas la estaciones, a excepción de aquellas del golfo Corcovado donde la diferencia fue muy débil ($< 1 ‰$), desapareciendo en las estaciones 194 y 196 (Fig. 2a). Esta situación puede deberse al efecto del agua oceánica adyacente, ya que el golfo se encuentra más abierto al intercambio con el océano a través de la boca del Guafo (Fig. 2a).

La capa superior presentó un rango muy variable de salinidad entre los distintos canales, observándose los valores más bajos ($< 10 ‰$) en la cabeza de aquellos que tienen ríos con mayor caudal. Tal es el caso del estero Reloncaví, el seno Aysén y el estero Cupquellán. En el resto de los canales la salinidad de la capa superficial osciló, en general, entre los 20 y 30 ‰.

Valores extremadamente bajos de salinidad ($< 1 ‰$) se han observados en las cabezas de los canales con aportes fluviales mayores. Esta estructura, que se presenta esquemáticamente en la figura 14, agrega un subtipo extremo al tipo 2 propuesto por Pickard (1971).

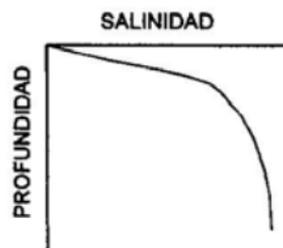


Fig. 14.- Representación esquemática de un subtipo de distribución de salinidad versus profundidad en que la salinidad superficial es extremadamente baja.

En las zonas en que se presenta este tipo de estructura, se forma una delgada capa de agua prácticamente dulce ($< 1\text{ m}$), para luego aumentar rápidamente en unos 10 m a salinidades superiores a 25 ‰ y finalmente superar los 30 ‰ bajo los 40 m. Brattström y Dahl (1951) presentaron observaciones correspondientes a la cabeza del estero Reloncaví donde, en el año 1949, la salinidad llegó a 0.6 ‰ en enero, mientras que en marzo fue de 4,5 ‰ y en abril de 2,4 ‰. A su vez Sievers y Prado (1994) observaron, en un estudio más reciente, salinidades menores a 2 PSU (Unidades de Salinidad Práctica), en toda el área de la cabeza del seno Aysén, tanto en invierno como en verano, destacando la presencia de una haloclina en los primeros 20 m de profundidad.

Las bajas salinidades superficiales de los canales generan haloclinas muy marcadas, las que en casos extremos, como en las cabezas de los canales donde las salinidades superficiales suelen fluctuar entre 1 a 10 ‰, pueden alcanzar a gradientes del orden de 2,5 ‰ / 1 m o superiores. Estas haloclinas dan origen a intensas picnoclinas (i.e. 18 unidades $\sigma\text{-t}/10\text{ m}$ en el seno Aysén, Est. 176), que a su vez generan una alta estratificación. Estas intensas picnoclinas actúan como verdaderos "tapones de agua dulce", que impiden o dificultan la mezcla vertical entre la capa superficial y la profunda.

Desde el punto de vista de la salinidad de la capa profunda, la zona de los canales considerados puede dividirse en dos zonas, una con salinidades superiores a 32,5 ‰ y otra con salinidades inferiores a este valor. Si se utiliza esta división se puede comprobar que los canales al norte de la constricción de Meninea pertenecen a la primera y se caracterizan por salinidades entre 32,5 y 34,3 ‰ en sus aguas profundas (bajo los 50 m).

En cambio los canales al sur de dicha latitud pertenecen a la segunda (Aysén, Quitralko, Cupquellán, Costa y Elefantes), donde la salinidad fluctúa entre 26,0 y 32,0 ‰ a profundidades similares. Esta diferencia es consecuencia del efecto de la constricción topográfica ubicada a la altura de la isla Meninea, la cual se analizará más adelante.

La comparación de las salinidades de las aguas interiores de los canales con las aguas oceánicas vecinas al área, es de interés para poder determinar el intercambio que se produce entre ellas, las profundidades de las cuales pueden provenir las aguas interiores, la masa de agua a que pertenecen y las modificaciones que éstas van sufriendo a medida que se internan en canales y fiordos. Para ello, se utilizaron 3 estaciones oceanográficas oceánicas ubicadas frente a los canales estudiados, Est. 149, frente a bahía Anna Pink; Est. 193 frente a la boca del Guafo y Est. 222 frente al canal Chacao (Fig 1).

De la distribución vertical de salinidad de esas estaciones es posible observar que ellas también presentan una distribución en dos capas, aún cuando los valores involucrados y los tipos de agua presentan algunas diferencias con aquellas de los canales interiores (Fig. 15). En las estaciones 149 y 193 la capa superficial es de unos 50 m, mientras que en la estación 222, que es mucho más oceánica, la capa superficial es de unos 75 m.

Las salinidades de la capa superficial de la estación 149, con una salinidad del orden de 32 ‰, muestran un mayor efecto del aporte de agua dulce de los canales aledaños que la estación 193, cuya salinidad de la capa superficial es algo mayor de 33 ‰. Esta última estación, ubicada más al norte, frente a la Boca del Guafo, debe recibir menos aportes

de agua dulce desde los canales ya que en esta zona la cantidad de desembocaduras de canales es menor (Fig 1). La salinidad de la capa superficial de la estación 222 es aún más alta y del orden de 34 ‰, denotando una menor interacción con los canales, debido a lo alejado de su posición respecto a las

desembocaduras. Esto demuestra que en la zona de estudio, la salinidad de la capa superficial oceánica aumenta de sur a norte, consecuente con la disminución del aporte de aguas de menor salinidad desde el interior de los canales.

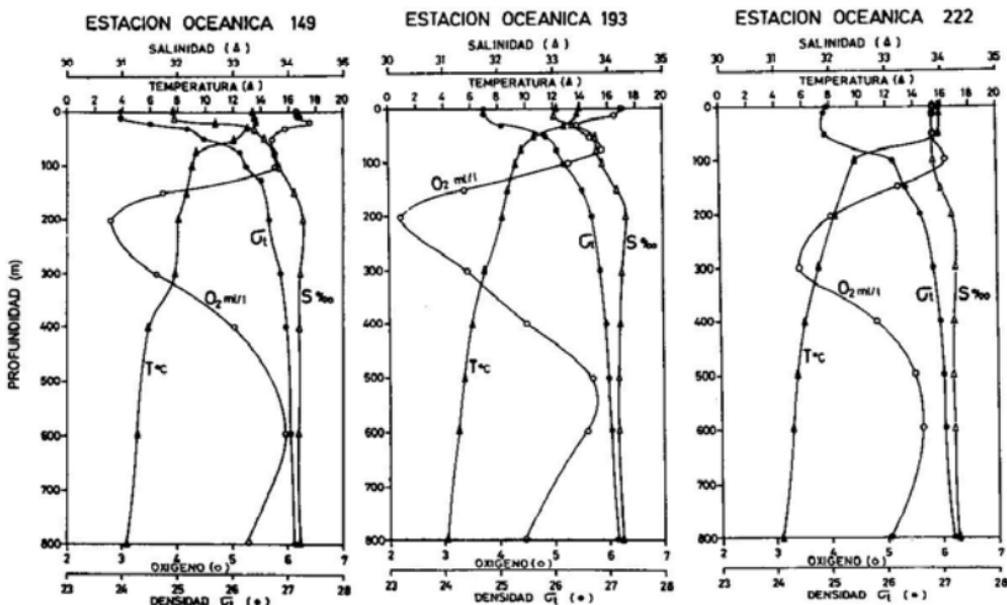


Fig. 15.- Perfiles de distribución vertical de temperatura, salinidad, contenido de oxígeno disuelto y densidad en sigma-t, correspondiente a las estaciones oceánicas 149, 193 y 222.

De acuerdo a la distribución de la salinidad superficial frente la zona de los canales australes presentada por Silva y Neshyba (1979), el mayor efecto de los canales sobre la salinidad de la capa

superficial se observa en la zona frente al golfo de Penas. Sin embargo, esto no puede ser afirmado en forma categórica ya que la información publicada para la zona no tiene la amplitud temporal suficiente.

Las diferencias entre las salinidades de las aguas oceánicas con las de las aguas interiores de los canales son menores para las aguas más profundas que aquellas de las respectivas capas superficiales. Estas diferencias de salinidad en profundidad entre estaciones oceánicas y estaciones de los canales interiores son mayores entre las estaciones oceánicas y los canales al sur de la constricción de Meninea, que entre las estaciones oceánicas y las estaciones de los canales al norte de esta constricción.

En las dos estaciones oceánicas más próximas a la costa (Est. 149 y 193), la salinidad a unos 200 m de profundidad, presenta un leve máximo relativo que alcanza hasta valores de 34,4 ‰. Este valor corresponde a remanentes del máximo salino ecuatorial subsuperficial en el área (Silva y Neshyba 1979, 1980). A profundidades del orden de 600 m, la salinidad presenta un mínimo relativo del orden de 34,3 ‰ que corresponde al mínimo salino del agua Intermedia Antártica.

OXIGENO DISUELTO

La tendencia general de la distribución vertical de oxígeno disuelto es a disminuir su concentración con la profundidad. Sin embargo, en algunos casos esta disminución se ve alterada por la presencia de máximos o mínimos relativos. Pickard (1971), en función de la presencia o ausencia de estos máximos o mínimos relativos, agrupó las distribuciones verticales de oxígeno disuelto de los canales en cuatro tipos (A, B, C y D). En los tipos A y B el oxígeno disuelto disminuye con la profundidad en forma gradual. En los tipos C y D la distribución vertical de oxígeno disuelto presenta varios máximos y mínimos en la concentración.

El agua superficial fue en general bien oxigenada con concentraciones muy cercanas o superiores al 100 % de saturación, observándose en varias ocasiones valores entre 120 y 130 %. En el único canal que se registraron concentraciones superficiales relativamente más bajas fue en el estero Elefantes, con menos de un 95 % de saturación en todas sus estaciones.

La mayor parte de los canales al norte de la constricción de Meninea presentaron núcleos de máxima concentración de oxígeno disuelto a profundidades del orden de 5 m. En el caso de los canales al sur de esta constricción no se observaron estos máximos.

Valores de sobresaturación mayores de 110 % encuentran su explicación en procesos biológicos de producción primaria (Richards, 1965), situación que con la información aquí disponible no puede ser verificada de modo directo. Sin embargo, valores de saturación de oxígeno disuelto de 110 a 120 % observados por Sievers y Prado (1994), asociados a altos valores de biomasa fitoplanctónica en el seno Aysén (Muñoz, com. pers.), son indicativos de la validez de esta relación entre producción primaria y sobresaturación de oxígeno en el área.

Una característica notable en la distribución de oxígeno disuelto, es la presencia de bajas concentraciones en la capa profunda de la zona inmediatamente adyacente a la cabeza de los canales continentales, donde en general éstas fueron menores de 3,5 ml/l. El valor más bajo fue alcanzado en el estuario Reloncaví (< 2,5 ml/l), (Fig. 4b). Una explicación a estas bajas concentraciones es el alto aporte de materia orgánica que traen los ríos que desembocan en la cabeza de los canales. Esta materia orgánica al hundirse y descomponerse en las cercanías de la

desembocadura consume oxígeno disuelto generando, al menos en parte, los mínimos observados.

Por otra parte, también es posible que la zona profunda en la cabeza de los canales tenga bajo transporte neto, lo que aumentaría el tiempo de residencia de las aguas y por lo tanto de la permanencia del material orgánico en las cercanías de la cabeza. Esta situación de bajo transporte neto, sumado al efecto de "tapón de agua dulce" que genera la presencia de pycnoclinas intensas, impediría una buena "ventilación" del área. Por lo tanto, este estancamiento "dinámico" junto a una mayor demanda bioquímica de oxígeno, por aporte de material terrígeno desde los ríos, provocan la presencia de los mínimos de oxígeno disuelto observados en las cabezas de los canales.

La presencia individual o conjunta de cuencas estancadas debido a presencia de morrenas en canales; zonas con estancos dinámicos en la cabeza de los canales y zonas con recirculaciones débiles en lugares localizados ("embayments"), se han considerado como los principales causantes de la formación de mínimos de oxígeno disuelto por causas naturales en zonas de fiordos o en zonas costeras estuarinas (Ebbesmeyer y Word 1985 Smullen *et al.* 1985, Turner y Wiseman 1985).

En el estero Comau la presencia de una baja concentración de oxígeno disuelto adyacente a la cabeza del canal no es tan marcada ya que es prácticamente inexistente ($< 4,0$ ml/l), (Fig. 6). Lo anterior puede ser atribuido a una recepción de menor carga de materia orgánica en la cabeza o bien a la menor longitud de este estero, con una boca relativamente más ancha y por lo tanto con un intercambio más activo con las aguas más

oxigenadas del golfo de Ancud ($> 4,0$ ml/l). A su vez, el estero Refihue no presenta el mínimo de oxígeno disuelto en la cabeza como los otros canales (Fig. 7). Esta diferencia probablemente se debe a que éste también es corto, pero con una boca comparativamente muy ancha, lo que en la práctica transforma a este estero en una prolongación del golfo de Ancud, teniendo buen intercambio con sus aguas relativamente bien oxigenadas.

Otra característica notable en la distribución de oxígeno disuelto son las bajas concentraciones ($< 3,0$ ml/l) presentes a profundidades mayores de 100 m en los canales Moraleda, Jacaf, Ventisquero y Puyuguapi. En este caso los bajos contenidos de oxígeno no están asociados a las cabezas de los canales como en los casos anteriores, ya que se extienden a lo largo de ellos (Figs. 3a, 8b y 9b). Lo anterior implica un origen diferente de las aguas con este bajo contenido de oxígeno disuelto, estimándose que provienen desde la zona oceánica adyacente, donde aún se encuentran remanentes del mínimo de oxígeno disuelto ecuatorial subsuperficial (Silva y Neshyba 1979)

MASAS DE AGUA.

El análisis de la distribución vertical de las características del agua en las estaciones oceanográficas oceánicas (Fig. 15) y de los diagramas T-S, representados por el correspondiente a la estación 193 (Fig. 16), permiten inferir la presencia de tres masas de aguas entre la superficie del mar y los 800 m de profundidad. Estas son la Superficial Subantártica (ASAA), la Ecuatorial Subsuperficial (AESS) y la Intermedia Antártica (AIAA).

La primera, que alcanza hasta unos 250 m de profundidad, se distingue por

temperaturas sobre 10 °C, salinidades mayores de 33 ‰ y, al ser superficial, se encuentra bien oxigenada con concentraciones cercanas al 100% de saturación. En esta zona es donde el agua Superficial Subantártica adquiere sus características T-S (Silva y Konow 1975). También es la región donde la corriente Circumpolar Antártica alcanza la costa chilena situación que, junto al efecto del viento predominante del oeste, facilita la penetración del ASAA al interior de los canales. En la medida que el ASAA entra a la zona interior va siendo modificada en sus características por el aporte de agua dulce (AD), proveniente de los ríos, ventisqueros, escurrimiento costero y pluviosidad de la zona, causando una disminución de la salinidad (Figs 4b, 10b).

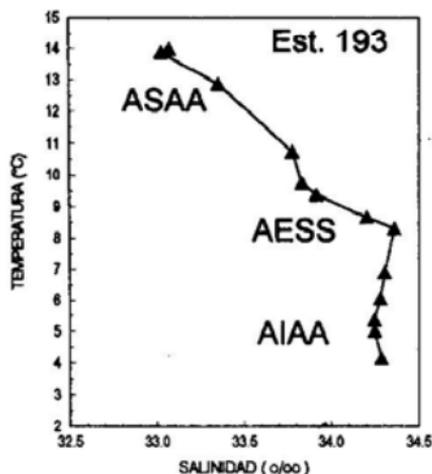


Fig. 16.- Diagrama T-S correspondiente a la estación oceanográfica oceánica 193 indicando las masas de agua hasta 800 m de profundidad. ASAA = agua Subantártica, AESS = agua Ecuatorial Subsuperficial y AIAA = agua Intermedia Antártica.

Debido a lo anterior, se puede decir que la zona de los canales está llena con agua de características subantárticas modificadas (ASAAM). Evidentemente el grado de la modificación será directamente proporcional a la cercanía y al caudal, de las respectivas fuentes de AD. Por otra parte, dado que el AD es menos densa que el ASAA, estas modificaciones son más intensas en la capa sobre los 20 m, haciéndose más moderada bajo los 50 m de profundidad.

La intensidad de este cambio de ASAA en ASAAM se puede apreciar en los diagramas T-S de las estaciones seleccionadas como ejemplo para estaciones oceánicas (Est. 193), estaciones de alto aporte fluvial (Est. 175 y 220) y de aporte moderado (Est. 177, 195 y 215), (Fig. 17). En estos diagramas T-S se aprecia como la mayor modificación ocurre en la salinidad de la capa superior de la columna de agua en relación directa con la cercanía de los aportes fluviales. En el caso de las estaciones 175 y 220, además de la dilución en salinidad, también se produjo un efecto en la temperatura pues al ser las aguas fluviales más frías se generó una pequeña inversión térmica.

Entre los 150 y los 300 m de profundidad en la estación oceánica 193 se aprecia la presencia de la masa de agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), caracterizada por un máximo relativo de salinidad y por un mínimo en el contenido de oxígeno disuelto (Figs. 15 y 16). Bajo ella y centrada alrededor de unos 600 m de profundidad se presenta la masa de agua Intermedia Antártica (AIAA), la cual se caracteriza por un mínimo relativo en salinidad y un máximo relativo en oxígeno disuelto (Fig. 15). Tanto la AESS como la AIAA no se distinguen claramente en el diagrama T-S de la figura 17, ya que la escala

de salinidad es muy amplia y la escala de temperatura sólo llega a 8°C. Sin embargo, en el diagrama T-S de la estación 193 se aprecian claramente las inflexiones que las identifican (Fig. 16).

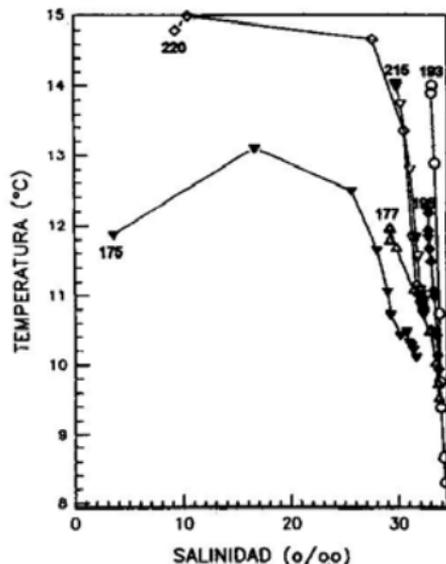


Fig. 17.- Diagrama T-S correspondiente a la estación oceánica 193. y estaciones seleccionadas como ejemplo de canales con alto aporte de agua dulce: estero Reloncaví (Est. 220), seno Aysén (Est. 175) y estaciones intermedias con aportes moderados: seno Reloncaví (Est. 215), golfo Corcovado (Est. 195) y estero Elefantes (Est. 177).

De estas dos últimas masas de agua, sólo la AESS se encuentra presente como agua profunda en algunos de los canales interiores. La extensión de esta penetración será discutida más adelante. En cuanto al AIAA, ella no puede penetrar al interior de los canales por encontrarse casi al triple de la profundidad máxima del umbral de la Boca del Guafo (600 m v/s 150 m).

EFFECTOS DE LA TOPOGRAFIA DEL FONDO EN LA DISTRIBUCION HORIZONTAL DE LOS CUERPOS DE AGUA EN LOS CANALES.

Morrenas, que dan origen a umbrales relativamente poco profundos en los canales, actúan como barreras para la libre circulación de las aguas de las zonas más profundas que las del umbral. Dependiendo de la topografía de los canales y de la profundidad de estas morrenas, ellas pueden tener efectos restrictivos importantes para el intercambio de las aguas, dando origen a zonas prácticamente aisladas. Según el grado de aislamiento, estas zonas podrían ser altamente vulnerables a las alteraciones inducidas por las actividades antropogénicas como ser aumentos en las actividades agrícolas e industriales, de la población aledaña o por el uso de las aguas para desarrollo de cultivos marinos.

LA CONSTRICCIÓN DE MENINEA

Las aguas que llenan las partes profundas (> 150 m) de los canales Moraleda, Jacaf, Puyuguapi y Ventisquero se caracterizan por tener bajos contenidos de oxígeno disuelto (< 3,5 ml/l), (Fig 3c, 8b y 9b). Estos bajos contenidos no se detectan al interior de los golfos Corcovado y Ancud, ni en el seno Reloncaví, como tampoco al sur de la constricción de Meninea.

Al analizar estas distribuciones de oxígeno disuelto en los canales Moraleda, Jacaf, Puyuguapi y Ventisquero se puede observar que sus bajas concentraciones están asociadas a salinidades mayores de 33,5 ‰ e incluso superiores a 34,0 ‰. Es posible, que esta agua sea el resultado de la intrusión hacia los canales de aguas oceánicas con características ecuatoriales subsuperficiales más salinas y menos oxigenadas provenientes de la zona adyacente. La penetración de estas aguas hacia el interior de la zona de los

canales ocurriría por la parte sur de la Boca del Guafo donde es más profundo (> 150 m), para luego distribuirse hacia el canal Moraleda y de allí pasar hacia el Jacaf y el Puyuguapi,

para finalmente alcanzar hasta el Ventisquero (Fig. 18). De este modo, la zona cercana al fondo de estos canales se llenaría con agua de características ecuatoriales subsuperficiales.

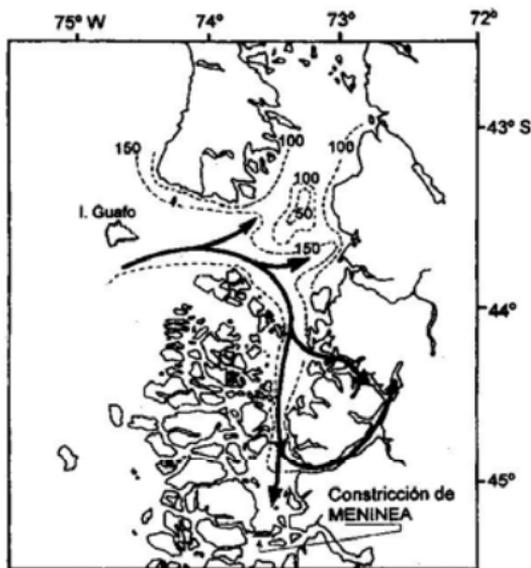


Fig. 18.- Esquema del mecanismo propuesto para explicar la circulación profunda de las aguas con características ecuatoriales subsuperficiales, en el interior de la zona Boca del Guafo, golfo Corcovado, canales Moraleda, Jacaf y Puyuguapi.

Estas aguas profundas de bajo contenido de oxígeno disuelto y de mayor salinidad, están impedidas de pasar al sur de la isla Meninea debido al efecto de represa que ejerce la morrena que allí existe, la cual sólo deja un paso en la capa superficial de unos 50 m de profundidad. Esto explicaría, en parte, las menores salinidades, mayores temperaturas y mayores contenidos de oxígeno disuelto que presentan las aguas de la cuenca sur respecto a la cuenca norte del Moraleda

Por otra parte, las aguas profundas de origen ecuatorial subsuperficial tampoco

pasan hacia el interior de la zona central y norte del golfo Corcovado, debido a que éste presenta un suave umbral en su porción sur con profundidades de 100-125 m, lo que impediría la intrusión de las aguas menos oxigenadas y más salinas, que provienen de mayor profundidad. Otro obstáculo lo constituye también la cadena de islas que a la altura de islas Desertores ($42^{\circ}30'S$) separa al golfo de Ancud del golfo Corcovado, la que a su vez también ejerce un efecto restrictivo al intercambio entre estos cuerpos de agua, de allí la diferencia entre sus características oceanográficas.

El análisis de los diagramas T-S y T-O₂ de las estaciones 178 y 190 a 197, contrastados contra los mismos diagramas de la estación oceánica 193 (Fig 19 y 20), permite sostener la hipótesis antes indicada. El agua de origen ecuatorial subsuperficial de la estación 193 se caracterizó por temperaturas entre 7 y 9°C, salinidades del orden de 34,2 ‰ y oxígeno disuelto del orden de 2 ml/l. Los diagramas T-S y T-O₂ de las estaciones 178, 190, 191 y 192, ubicadas en el canal Moraleda al sur del golfo Corcovado, muestran que las observaciones más profundas de sus respectivos diagramas T-S y T-O₂ coinciden o están muy cercanos a hacerlo con los de la estación oceánica 193. Sin embargo, esto no sucede con las estaciones del golfo Corcovado (Est. 194 a 196), donde las observaciones más profundas de los diagramas T-S y T-O₂

muestran un desplazamiento respecto a la estación 193, denotando las diferentes características de esta cuenca. Si bien las observaciones más profundas de salinidad y oxígeno disuelto de la estación 195 en el Corcovado tienden a asemejarse a los de la estación oceánica 193, éstas aún presentan algunas diferencias. Esto es consecuencia de la menor profundidad de la zona sur del Corcovado, que impide el paso del agua de origen ecuatorial subsuperficial hacia su parte norte. Ahora bien, los diagramas T-S y T-O₂ de la estación 197, del golfo de Ancud, son bastante disímiles a los de la estación oceánica 193 a pesar que la profundidad de la estación 197 es de 250 m. Esto indica la ausencia del agua de origen ecuatorial subsuperficial en el golfo de Ancud.

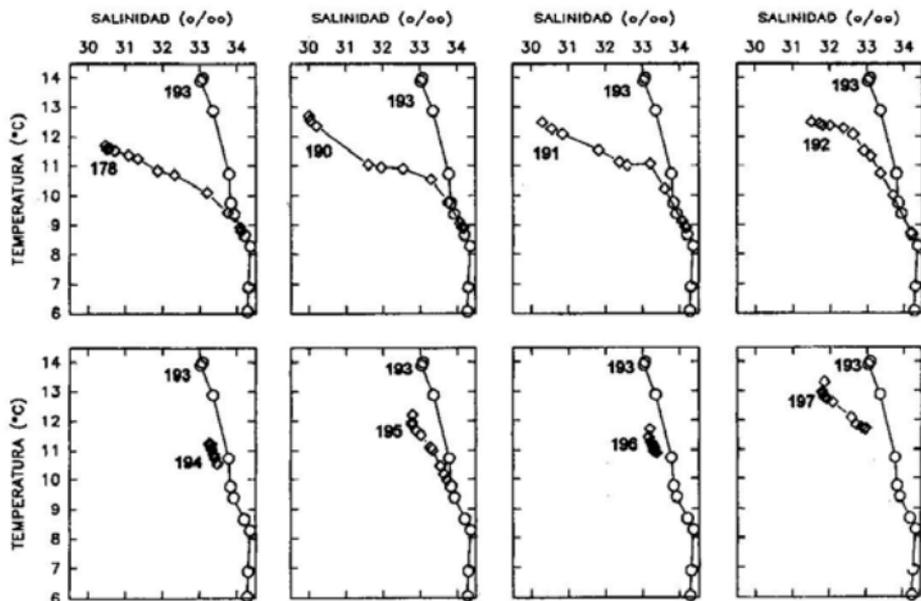


Fig. 19.- Diagrama T-S de estaciones seleccionadas de los canales comparado con el diagrama T-S de la estación oceánica 193.

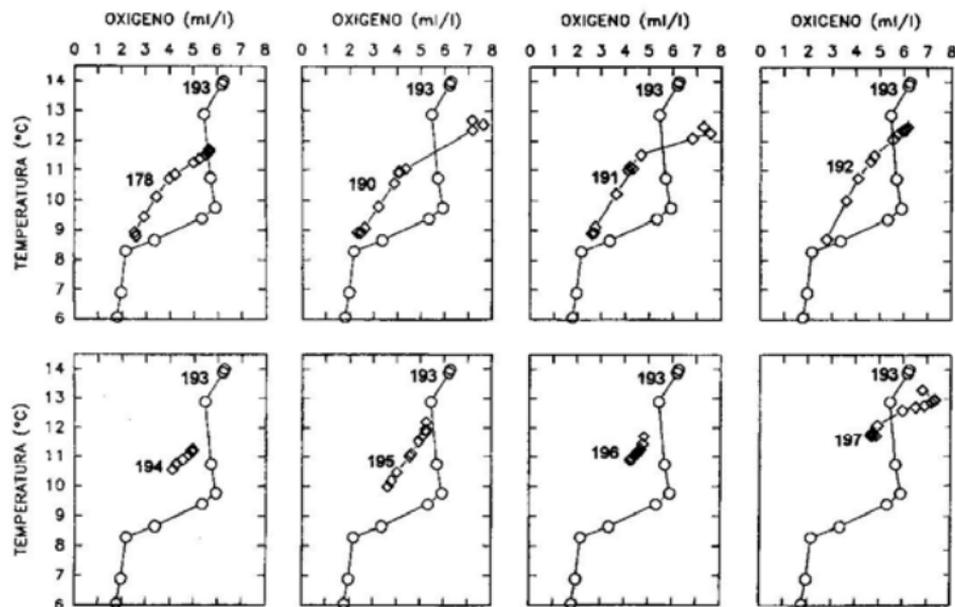


Fig. 20.- Diagrama T-O₂ de estaciones seleccionadas de los canales comparado con el diagrama T-O₂ de la estación oceánica 193.

Las aguas de bajo contenido de oxígeno disuelto y alta salinidad, provenientes de la zona oceánica adyacente, tampoco pueden penetrar hacia el golfo de Ancud a través del canal Chacao debido a su escasa profundidad (< 100 m). De allí que el golfo de Ancud y seno Reloncaví, que son relativamente profundos (> 200 m), no se encuentre agua con características ecuatoriales subsuperficiales como ocurre en la zona del Moraleda y canales adyacentes.

De las dos cuencas separadas por la constricción de Meninea, la cuenca norte, conformada por la mayor parte del Moraleda, contiene una mayor proporción de aguas oceánicas y mantiene intercambio con el océano adyacente a través de la Boca del Guafo. La cuenca sur que comprende todo el sistema de canales al sur de Meninea, tendría un intercambio más restringido con el océano adyacente ya que los pasos oceánicos son

angostos y de baja profundidad (< 100 m), generando por lo tanto una cuenca cuasi aislada y con aguas con características oceanográficas diferentes de aquellas de la cuenca norte y del océano adyacente.

Las diferencias en las características entre ambas cuencas pueden apreciarse en las secciones verticales de las propiedades estudiadas (Figs. 3b y 3c). Tanto en los valores de temperatura, como en las concentraciones de salinidad y oxígeno disuelto se observa una clara diferencia entre las dos cuencas a un mismo nivel de profundidad. Bajo los 100 m, donde las características oceanográficas son más estables, se aprecian diferencias notables. Por ejemplo, en el nivel de 100 m la diferencia entre las cuencas es de 1,5°C en temperatura, 2 ‰ en salinidad y 2,0 ml/l en oxígeno disuelto (alrededor de un 20 o/o en saturación).

El agua que llena la cuenca sur es más cálida, menos salina y más oxigenada que aquella de la cuenca norte. Esto demuestra una baja tasa de intercambio en profundidad, tanto entre ambas cuencas como entre la cuenca sur y el océano adyacente. En caso contrario, es decir, que existiera un intercambio activo

entre ambas cuencas en profundidad, la advección de aguas con bajo contenido de oxígeno disuelto y mayor salinidad penetrarían a la cuenca sur, situación que se ha visto no sucede, dada las fuertes diferencias entre las variables medidas a un mismo nivel de profundidad.

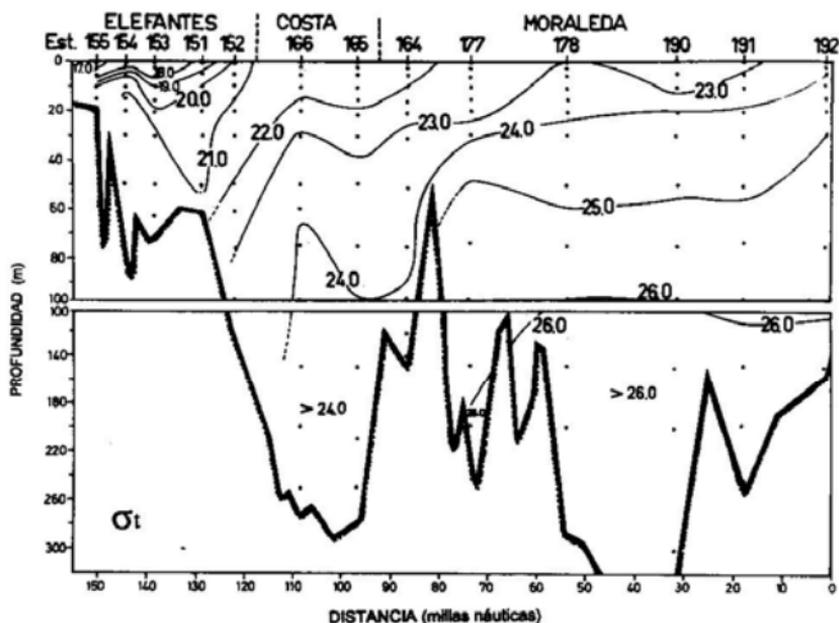


Fig. 21.- Distribución vertical de densidad en sigma-t ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) en la sección Moraleda-Costa-Elefantes.

El mecanismo por el cual la cuenca sur renueva sus aguas y la explicación de la menor salinidad, mayores temperaturas y oxígeno disuelto en ésta, se puede inferir de la distribución de estas características y de la densidad σ_t (Fig. 21). El agua de la capa entre 30 y 50 m en las estaciones 177 y 178 del Moraleda (cuenca norte), se caracteriza por temperaturas entre 10,5 y 11,5°C, salinidades entre 31 y 32 ‰, densidades entre 23,5 y 24,5 unidades de σ_t , y oxígeno disuelto entre 4 y 5 ml/l. Esta agua, ubicada al nivel del umbral,

fluye hacia la cuenca sur sin encontrar obstáculos batimétricos a su paso. Una vez en la cuenca sur estas aguas provenientes del norte se encuentran, a profundidades similares, con aguas de menor densidad por lo que se hunden hasta alcanzar su equilibrio de boyantez, lo cual sucede en la zona profunda de la cuenca. Debido a lo anterior, gran parte de la cuenca sur se llena con agua del nivel de 30-50 m de la cuenca norte ($\sigma_t = 23,5 - 24,5$), con sus características de ser más cálida, menos salina y más oxigenada que aquella de

igual nivel en la cuenca norte. Este mecanismo da paso a una situación un tanto inusual, ya que en este caso la cuenca aislada (cuenca sur), es más oxigenada que aquella con libre intercambio con el océano adyacente (cuenca norte), situación que comúnmente es al revés.

La inclinación de las isopícnas al sur de la constricción de Minenea, en especial en los 100 m superiores entre las estaciones 152 y 166 (Fig. 21), permiten inferir que el sistema se encuentra en equilibrio dinámico, ya que de otro modo estas isopícnas tendrían a estar más horizontales. Esta alteración en la densidad es probablemente provocada y mantenida por el aporte de agua dulce de los ríos y ventisqueros de las zonas interiores de los canales.

Por otra parte, para que exista un balance de volumen en la zona de los canales, en la medida que el agua penetra en la cuenca sur por el nivel de 30 - 50 m, debe salir un volumen equivalente de agua por alguna parte. La posibilidad más factible es que ello ocurra por un flujo de agua a través de la capa superficial (0-20 m), ya sea hacia el golfo Corcovado o por los canales aledaños al

poniente, para desembocar en el océano. Esta capa de agua transporta también el agua aportada por los ríos, ventisqueros, escurrimiento costero y lluvias de la zona. En la medida que el agua va fluyendo hacia el océano se debería producir una mezcla vertical entre el agua profunda más salina y el agua superficial menos salina, manteniendo el sistema en equilibrio o la cuenca sur terminaría por llenarse completamente con agua del nivel 30 - 50 m del sector central del canal Moraleda, situación que no ocurre.

Una representación esquemática del mecanismo propuesto para la circulación en la zona de los canales Moraleda, Costa y Elefantes, incluyendo el efecto de la constricción de Minenea y la intrusión de aguas de origen ecuatorial subsuperficial en la zona se presenta en la figura 22. El mecanismo esquematizado se ha propuesto en base a un solo cruceo y por lo tanto debería ser objeto de una revisión cuando se disponga de nueva información teniendo en cuenta en el diseño del experimento la hipótesis que éste implica.

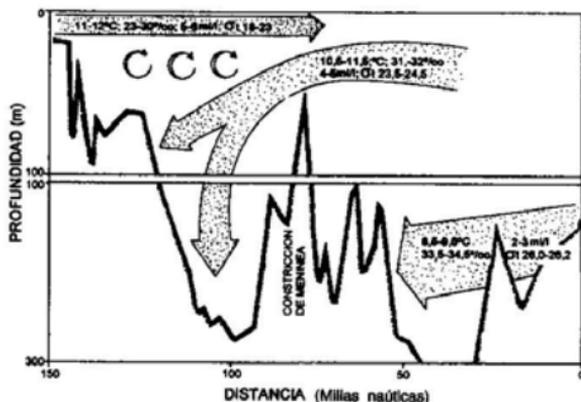


Fig. 22.- Representación esquemática del mecanismo propuesto para explicar la circulación de las aguas superficiales y profundas en la zona de los canales Moraleda, Costa y Elefantes.

LA CONSTRUCCION DEL CUPQUELAN

El estero Cupquelán, que está dentro del sistema de canales al sur de la constricción de Meninea (Fig. 3a), también presenta una morrena con un umbral de unos 20 m de profundidad en su unión con el estero Elefantes (Figs. 3a y 12). Pickard (1973) indica que este umbral tiene una profundidad de 40 m, sin embargo esta discrepancia no provoca mayor cambio en el resultado del análisis, ya que la profundidad del Cupquelán (240 m) hace que esta diferencia no tenga importancia.

La presencia de la morrena evita el intercambio de agua de los niveles bajo 20-40 m entre los esteros Cupquelán y Elefantes, lo que podría implicar que el agua profunda del Cupquelán se mantendría prácticamente estancada. Sin embargo, los perfiles de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto (Fig 12), insinúan un mecanismo de circulación vertical similar al de la constricción de Meninea. El análisis de la distribución de densidad σ_t (Fig. 23), indica que agua más densa del estero Elefantes ingresa al Cupquelán, hundiéndose hasta el fondo.

Lo anterior significa que agua más cálida ($> 11^\circ\text{C}$), más salina ($> 26,5 \text{‰}$) y más oxigenada ($> 4,5 \text{ ml/l}$), proveniente del nivel de 20-40 m del estero Elefantes, ingresa al estero Cupquelán llenando la parte profunda de su porción sur y constrictiendo hacia la cabeza las aguas profundas más frías ($< 10,5^\circ\text{C}$) y menos oxigenadas ($< 4,5 \text{ ml/l}$) que contiene el extremo norte del Cupquelán (Fig. 12). Este mecanismo de circulación implicaría un ingreso por rebalse u "overflow" desde el Elefantes y una salida por superficie de un volumen equivalente de agua que ingresa y se hunde hacia el fondo, más el

volumen de agua dulce aportado por ríos, precipitaciones y escurrimiento costero.

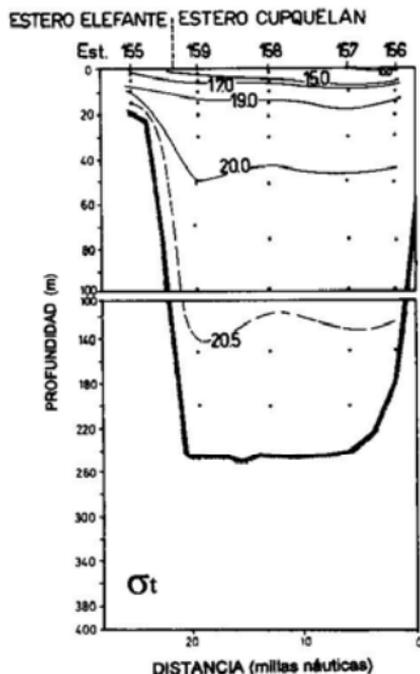


Fig. 23.- Distribución vertical de densidad en sigma-t (kg.m^{-3}) en el estero Cuquelán.

CONCLUSIONES

1. La distribución vertical de las características del agua indican la existencia de una estructura de dos capas, separadas por una haloclina (picnoclina) de intensidad variable en los diferentes cuerpos de agua estudiados.
2. El efecto del agua fría de los ríos sobre la distribución vertical de la temperatura produce

en ocasiones una distribución inversa, generando una termoclina invertida.

3. Salinidades superficiales extremadamente bajas generan haloclinas muy marcadas con gradientes superiores incluso a 2,5 ‰ por 1 m, haloclinas que a su vez dan origen a picnoclinas muy intensas.

4. Bajas concentraciones de oxígeno disuelto en aguas profundas próximas a la cabeza de los canales continentales (esteros y senos), se deben, en parte, a la descomposición de materia orgánica depositada allí por los ríos.

5. Las aguas que llenan las partes profundas de la zona sur del golfo Corcovado y los canales Moraleda (hasta la constricción de Meninea), Jacaf, Puyuguapi y Ventisquero, son de origen ecuatorial subsuperficial. Esta agua penetra a la zona por la Boca del Guafo.

6. El agua Superficial Subantártica (ASAA) es modificada en la zona de los canales por agua dulce (AD) aportada a la región por ríos,

ventisqueros y alta pluviosidad, dando origen a la formación de agua Superficial Subantártica Modificada (ASAAM).

7. La constricción de Meninea separa al sistema de canales centrales en dos cuencas, las que presentan diferencias importantes en las características del agua bajo los 50 m de profundidad. Las aguas de la cuenca sur que son más cálidas, menos salinas y densas y más oxigenadas que aquellas ubicada al norte de la constricción, tienen su origen en las aguas de la capa entre 30 y 50 m de profundidad de la cuenca norte. Estas aguas fluyen sobre la morrena hacia el sur y por su mayor densidad se hunden hasta alcanzar la profundidad de su equilibrio de boyantez.

8. La presencia de una morrena en la boca del estero Cupquelán produce una situación similar a la de la constricción de Meninea, llenándose la parte profunda del estero con agua más cálida, salina y oxigenada proveniente del estrato de 20-40 m del estero Elefantes.

AGRADECIMIENTOS

El primer autor participó activamente en la Expedición Hudson en el año 1970, cuando recién se iniciaba en el fascinante campo de la investigación oceanográfica, por lo que desea aprovechar la oportunidad para reconocer la motivación, que en él imprimió el dedicado desempeño del Dr. George L. Pickard, Jefe Científico de la Expedición Hudson 70, en la fase Chile70.

Los autores agradecen la cooperación del Sr. Noé Cáceres L., Técnico Oceanógrafo de la Escuela de Ciencias del Mar, Universidad Católica de Valparaíso y del Sr. René Astudillo C., Dibujante Técnico del Instituto de Oceanología, Universidad de Valparaíso, por el desinteresado apoyo otorgado durante la realización del presente trabajo. Agradecen además, las valiosas correcciones a la redacción del dactiloscrito efectuadas por el Profesor Sergio Palma G.

LITERATURA CITADA

- Brattstöm, H. & E. Dahl. 1951. Reports of the Lund University-Chile Expedition 1948-49. I General account, list of stations, hydrography. Lunds Universitets Arsskrift N. F. Avd. 2. Bd. 46 Nr 8, 86 pp.
- Carrit, D.E. & J.H. Carpenter. 1966. Comparison and evaluation of currently employed modifications of the Winkler method for determining dissolved oxygen in seawater; a NASCO Report. *Journal of Marine Research* 24(3): 286-318.
- Clement, A.; Neshyba, S.; Fonseca, T. & N. Silva. 1988. Oceanographic and meteorological factors affecting the cage salmon industry in southern Chile and the Pacific Norwest. En: *Técnicas de cultivo y manejo del salmón: desarrollos recientes*. Fundación Chile. Santiago. Chile: 1-43.
- Defant, A. 1936. Die Troposphäre des Atlantischen Ozeans. In: *Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff "Meteor" 1925-1927*, 6 :1-288.
- Ebbesmeyer C.C. & J.Q. Word. 1985. Oxygen minimum zones in a fjord system: Pudget Sound, Washington. *Estuaries*, 8 (2B) : 47A.
- Pickard, G. L. 1971. Some physical oceanographic features of inlets of Chile. *Journal of Fisheries Research Board of Canada*, 28: 1077-1106.
- Pickard, G. L. 1973. Water structure in Chilean fjords. In: *Oceanography of the Pacific 1972*. R. Fraser. (Comp.) New Zealand National Commission for UNESCO, Wellington: 95 - 104.
- Richards, F.A. 1965. Dissolved gases, other than carbon dioxide. In: *Chemical Oceanography*, Vol V. J.P. Riley and G. Skirrow (eds). Academic Press, London. 712 pp.
- Smullen, J.T.; Biggs, R.B (eds) and M.G. Tyler. 1985. Chesapeake Bay anoxia and the halocline: Inferred non anthropogenic variability. *Estuaries*, 8 (2B): 46A.
- Sievers, H.A. & R. Prado F. 1994. Contraste de las características oceanográficas del seno Aysén, Chile, entre invierno y verano (Lat 45° 20'S). *Revista de Biología Marina, Valparaíso*, 29 (2): 167-209.
- Silva S., N. & D. Konow H. 1975. Contribución al conocimiento de las masas de agua en el Pacífico Sud Oriental. Expedición KRILL. Crucero 3/4. Julio-Agosto 1974. *Revista Comisión Permanente Pacífico Sur*, 3: 63-75.
- Silva S., N. & S. Neshyba. 1979. On the southernmost extension of the Peru-Chile Undercurrent. *Deep Sea Research*, 26A: 1387-1393.
- Silva S., N. & S. Neshyba. 1980. Masas de agua y circulación geostrofica frente a la costa de Chile Austral. *Serie Científica Instituto Antártico Chileno*, (25/26): 5-32.
- Turner R.E., & W.J. Wiseman. 1985. Oxygen depletion zones in the north central Gulf of Mexico: physical, chemical and biological relationships. *Estuaries*, 8 (2B): 45A
- UNESCO 1966. *International Oceanographic Tables*. UNESCO Office Oceanogr., París.
- University of British Columbia. 1971. *Chile 70 Cruise, 1970*. Institute of Oceanography University of British Columbia. Data Report 31: 49 pp.
- Weiss R.S. 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and sea water. *Deep-Sea Research*, 17: 721-735.