

INTERCAMBIO NETO DE AGUA ENTRE EL MAR Y LA ATMOSFERA
EN EL GOLFO SAN MATIAS

Laura M. Scasso

Instituto de Biología Marina y Pesquera "Alte. Storni"

Av. Costanera s/Nº San Antonio Oeste, 8520 Río Negro

Alberto R. Piola

Departamento Oceanografía Servicio de Hidrografía Naval

Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires

RESUMEN

La distribución de isohalinas sobre la Plataforma Continental Argentina presenta una lengua de baja salinidad. Esta se extiende desde los 52° S hacia el norte, alejándose del continente e incrementando el contenido de sal. Al este del Golfo San Matías se observa un máximo relativo de salinidad, de acuerdo a la distribución de propiedades el mismo está ligado al golfo. En ausencia de fuentes externas de sal, el máximo debe estar necesariamente ligado al intercambio de agua entre el mar y la atmósfera. Empleando el método aerodinámico de masa, se ha estimado un exceso de evaporación sobre precipitación en el golfo del orden de 100 cm/año, al cual estaría asociado el máximo relativo de salinidad. Este valor duplica el estimado para las aguas sobre la plataforma continental lindante. El incremento del exceso de evaporación sobre el Golfo San Matías se debe a que la temperatura del agua es mayor que en la plataforma (= 2,5° C) y la evaporación se incrementa notoriamente con el incremento de la temperatura del agua. El exceso de evaporación sobre precipitación en el golfo produce un aumento sensible de salinidad. De acuerdo con la distribución de propiedades el agua debería ingresar por el sudeste y egresar por el noreste. El máximo relativo de salinidad se podría formar por agua que sale del golfo con salinidad alta, la que seguiría incrementándose al continuar expuesta a un exceso de evaporación.

ABSTRACT

The horizontal salinity distribution over the Argentine Continental Shelf shows a region of low salinity extending northward from about 52° S. North of 52° S the salinity progressively increases northward and the salinity minimum is found separated from the coast. East of the Gulf of San Matías a salinity maximum is found. In absence of external salt sources this maximum must be associated with an imbalance in the fresh water flux through the sea surface. Based on bulk aerodynamic formulae, the excess evaporation over precipitation and continental

runoff in the gulf is estimated on the order of 100 cm/yr. This value is a factor of two greater than that estimated for the open waters on the continental shelf. The greater excess evaporation in the gulf interior is due primarily to the higher surface temperature there. Temperature and salinity distribution within the Gulf of San Matías reveal the existence of a relatively strong thermohaline front separating cold-fresh waters from warm-salty waters. It is suggested that the salinity maximum is formed by relatively high salinity waters flowing out of the gulf north of the front. Being exposed to further excess evaporation these waters become progressively saltier.

1. INTRODUCCION

La distribución horizontal de salinidad sobre la Plataforma Continental Argentina presenta un mínimo al este del Estrecho de Magallanes ($52^{\circ}30'S$ $68^{\circ}0'$), a partir del mismo la concentración se incrementa hacia el norte hasta alcanzar valores del orden de 33.5 cerca de $38^{\circ} S$ (Fig.1). El mínimo de salinidad ubicado en el extremo SO de la plataforma continental se atribuye al ingreso de agua de baja salinidad proveniente del Estrecho de Magallanes (Lusquiños, 1971; Krepper, 1977; Krepper y Rivas, 1979). Al este de esa lengua de baja salinidad la misma aumenta hasta alcanzar 34 en las proximidades del talud continental. Al oeste de la misma, esta propiedad también se incrementa y presenta un máximo en las cercanías del Golfo San Matías (Rojo y Silvosa, 1970; Lusquiños, 1971; Brandhorst y otros, 1971 a,b,c). Dado que el flujo medio en la plataforma es hacia el N.E. (Lusquiños y Schrott, 1983; Forbes com. pers. 1984), el aumento de salinidad observado al aumentar la distancia al Estrecho de Magallanes puede atribuirse al equilibrio entre advección hacia el norte de agua de baja salinidad y difusión lateral al producirse la mezcla con aguas de plataforma. Por otro lado, el aumento de salinidad a lo largo de la región occidental de la plataforma también puede deberse a un balance entre advección y difusión lateral. Sin embargo, el máximo relativo de salinidad observado en las inmediaciones del Golfo San Matías no puede explicarse por un simple equilibrio entre advección y difusión. Asumiendo que no hay fuentes de sal en la región y dado que la descarga continental es poco significativa, la existencia de dicho máximo está necesariamente ligada al intercambio neto de agua entre el mar y la atmósfera. El incremento de salinidad podría deberse entonces a un exceso de evaporación sobre precipitación y descarga continental.

El objetivo de este trabajo es el de estimar el balance neto de masa en la región del Golfo San Matías y en algunas áreas de la plataforma continental, con el fin de evaluar la influencia de los flujos de masa y calor a través de la superficie del mar sobre la distribución de propiedades en superficie. Para alcanzar este propósito, se calcula la evaporación mediante la aplicación del mé-

todo aerodinámico de masa utilizando datos estadísticos mensuales. En primer lugar, se investiga el comportamiento de la evaporación con las variables que intervienen directa o indirectamente en su cálculo. De acuerdo con las ecuaciones presentadas en la sección 2, éstas son la intensidad del viento, la presión atmosférica y las temperaturas del aire, de rocío y del agua.

Un inconveniente importante del método aerodinámico de masa es la necesidad de conocer el coeficiente medio de intercambio turbulento de calor, válido para un período comparable al utilizado para determinar el valor medio de las demás variables. El coeficiente de intercambio de calor se obtiene en forma empírica en base a períodos de medición relativamente cortos (algunas horas) mientras que las demás variables meteorológicas se encuentran en general promediadas mensualmente. La combinación de estas variables conduce a una subestimación de la evaporación (Bunker y Worthington, 1976). Puesto que no se cuenta con observaciones individuales suficientes de registros meteorológicos en el Golfo San Matías, en la sección 3.2 se estima el error introducido al utilizar promedios mensuales en la estimación de la evaporación. A partir de las tasas de evaporación obtenidas, de promedios mensuales de precipitación en estaciones costeras y de mediciones de descarga continental, en la sección 3.3 se evalúa el balance neto de masa en la región occidental de la plataforma continental y en el Golfo San Matías.

2. DATOS Y METODOS

En ausencia de advección el balance neto de masa en una porción del océano en estado estacionario se obtiene de la diferencia entre evaporación, precipitación y descarga continental. Con el objeto de estimar el balance neto de masa en el Golfo San Matías y en algunas regiones de la plataforma continental se procedió entonces a evaluar las diferentes componentes.

Para evaluar la evaporación en la plataforma continental (entre 36 y 50°S) se aplica el método aerodinámico de masa, empleando las estimaciones de calor latente obtenidas por Bunker y Goldsmith (1979), a partir de 711 observaciones meteorológicas marinas disponibles en el área 2 (Fig.1). Debido a que estas estimaciones se basan en datos obtenidos sobre un área mucho más extensa que el Golfo San Matías, para calcular la evaporación en el mismo se emplean los promedios mensuales de las observaciones registradas en estaciones costeras (Servicio Meteorológico Nacional, 1971). Asimismo se utilizan los promedios mensuales de las observaciones meteorológicas realizadas entre 40° y 43° S 60° O y la costa (Bunker y Goldsmith, 1979) y las observaciones de temperatura de superficie obtenidas en campañas oceanográficas y de observaciones batitermográficas (Centro Argentino de Datos Oceanográficos). Estos resultados son comparados con los basados en los datos meteorológicos costeros.

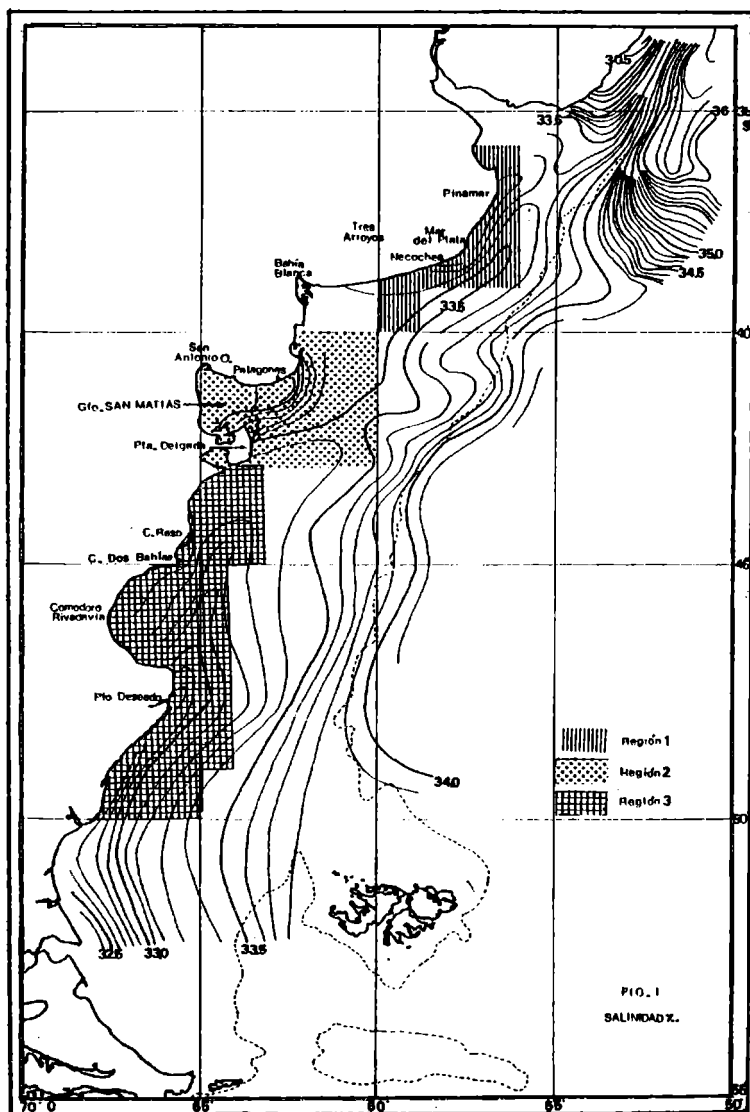


Fig. 1: Distribución superficial de salinidad sobre la Plataforma Continental Argentina, en base a los datos de las campañas Pesqueras IV y XI, reproducida de Lusquín y Schrott (1983). Ubicación de las regiones 1, 2 y 3 y de las estaciones costeras mencionadas en el texto.

Puesto que no se cuenta con una cantidad significativa de mediciones directas de precipitación en el mar, la misma debió evaluarse a partir de las tasas registradas en las estaciones costeras. Por último, la descarga continental se obtiene a partir de las evaluaciones de los caudales de los ríos del Anuario Hidrográfico 1970 (Ministerio de Economía, 1973).

La evaporación en la superficie del océano se estima generalmente mediante la aplicación del método aerodinámico de masa. Este método, basado en la utilización de fórmulas empíricas permite el cálculo del volumen de agua transferido en base a parámetros que son usualmente observados tanto desde buques de investigación como mercantes. En base a la aplicación de este método la evaporación puede expresarse como:

$$E = R0a \times Ce \times (Qs - Qa) \times U \quad (1)$$

Donde E es la evaporación, R0a la densidad del aire, Ce el coeficiente turbulento de calor, Qs y Qa la relación de mezcla entre vapor de agua y aire seco en la interfase mar-aire y a 10 m sobre el nivel del mar y U la intensidad del viento medida a la misma altura.

El inconveniente principal del método se debe a la incertidumbre en la determinación del coeficiente de intercambio de calor. Puesto que la evaporación es proporcional a Ce (1), la misma varía sensiblemente con la elección del coeficiente. En un principio este método fue implementado usando coeficientes constantes por Svedrup (1937), Jacob (1942) y Budyko (1963), empleando valores para el mismo desde 1.4×10^{-3} hasta 2.3×10^{-3} . Más tarde, a partir de estudios teóricos y experimentales, se determinó que los coeficientes de intercambio dependen de la velocidad del viento y de la estabilidad de la atmósfera (Bunker y Worthington 1976). En este trabajo se utilizan los valores propuestos por Bunker (1976) que dependen de los factores mencionados. Cuando se emplean más de 500 observaciones el error estimado en la evaporación utilizando esos coeficientes es del 10% (Bunker, 1976).

Las demás variables necesarias para la determinación de la evaporación se obtienen siguiendo el método empleado por Goldsmith y Bunker (1979) que a continuación se detalla. La relación de mezcla entre vapor de agua y aire seco en la atmósfera a 10 m sobre el nivel del mar se obtiene de:

$$Qa = 0,622 + ea / (p - ea) \quad (2)$$

Donde p es la presión atmosférica y ea la presión de vapor de agua en la atmósfera, ambas expresadas en pascales. Esta última se calcula a partir de:

$$\log ea = A - B \times 1.000 / \theta d - C \times (1.000 / \theta d)^2 \quad (3)$$

Donde A, B y C son constantes de valores 10,42926609, 1,82717843 y 0,071208271 y θd es la temperatura de rocío expresada en grados Kelvin.

La relación de mezcla en la interfase (Qs) se obtiene de (2), reemplazando ea por la presión de vapor sobre el mar (es) expresada en pascales. Esta úl-

18. INTERCAMBIO NETO...

tima se calcula de:

$$\log es = A - B \times 1.000 / \theta_s - C \times (1.000 / \theta_s)^2 - D \quad (4)$$

Donde A, B y C son las constantes ya indicadas , D = 0,008774 y θ_s es la temperatura de la superficie del mar expresada en grados Kelvin ($^{\circ}\text{K}$).

La densidad del aire (ROa) se calcula a partir de:

$$\text{ROa} = p / (\text{Iv} \times 287,04) \quad (5)$$

Donde Iv es la temperatura virtual expresada en $^{\circ}\text{K}$ y se calcula a partir de:

$$\text{Iv} = \theta_a \times (1 - 0,61 \times \text{Qa}) \quad (6)$$

Donde θ_a es la temperatura del aire expresada en $^{\circ}\text{K}$.

Por último, debido a que el flujo de calor latente es el producto del calor latente de evaporación (L) por la tasa de evaporación (E), para obtener ésta de las estimaciones de Bunker y Goldsmith (1979) es necesario calcular el calor latente de evaporación.

$$L = 2.500.297,8 \times (\text{Ta} - 2.365,09) \quad (7)$$

Donde Ta es la temperatura del aire expresada en $^{\circ}\text{C}$.

3. RESULTADOS

3.1 Comportamiento de la evaporación

El estudio del comportamiento de la evaporación es de interés, puesto que permite evaluar sus tendencias cuando cambian las condiciones en la capa límite atmosférica y en la superficie del mar. Por otro lado, las modificaciones de la tasa de evaporación, producidas por las variaciones de los parámetros que intervienen en su cálculo, permite estimar el error introducido por el redondeo de los datos listados por Bunker y Goldsmith (1979) y por el Servicio Meteorológico Nacional (1971).

De acuerdo a las ecuaciones 1 a 7 la evaporación es función de la presión atmosférica, la intensidad del viento y las temperaturas del aire, de rocío y del agua. Para determinar su comportamiento, en esta sección se calcula la evaporación modificando una variable a la vez y considerando para las otras valores típicos constantes. Si bien debido a la no linealidad de (1) este procedimiento es sólo una aproximación al análisis del error en la evaporación, el mismo permite visualizar con claridad las variaciones de la evaporación en función de las fluctuaciones de las variables mencionadas.

La presión atmosférica interviene en el cálculo de la evaporación a través de la densidad del aire y de la relación de mezcla en la interfase y a 10 m sobre el nivel del mar. La pendiente de la distribución de la evaporación en función de la presión es casi nula. Con una variación de 10 mb se obtiene una diferencia de 1,5 cm/año, valor que se encuentra por debajo del error del método (Fig. 2). Puede considerarse entonces, a los efectos de este análisis, que la evaporación es independiente de la presión atmosférica.

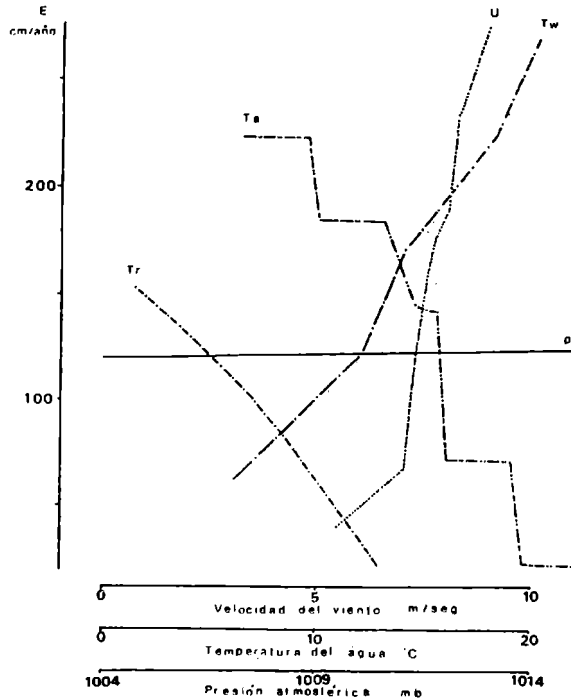


FIG. 2

Fig. 2: Distribución de la evaporación en función de la presión atmosférica (p), la intensidad del viento (U) y las temperaturas del aire (T_a), de rocío y del agua (T_w).

La evaporación es proporcional a la velocidad del viento. Además, junto con la diferencia de temperatura entre el aire y el agua, ésta determina el coeficiente de intercambio de calor. Por lo tanto, la velocidad del viento afecta a la evaporación también en forma indirecta, a través de C_e . En general, el coeficiente de intercambio aumenta con la velocidad del viento. Sólo en los casos en que la estratificación de la atmósfera es estable ($T_a - T_w < 0,2^\circ \text{C}$) y la velocidad del viento es reducida ($< 6 \text{ m/seg}$) ocurre lo contrario. Ya que la diferencia de temperatura entre el aire y el agua utilizada es mayor que $0,2^\circ \text{C}$ el coeficiente aumenta con la velocidad del viento. Entonces los dos efectos se combinan para producir un incremento de evaporación (Fig. 2). En la situación descrita, en la que los dos efectos se suman, la evaporación es muy sensible a la velocidad del viento. Una incertidumbre de $0,5 \text{ Km/Hs}$ ($0,14 \text{ m/seg}$) produce una diferencia de 13 cm/año .

La temperatura del aire interviene en forma indirecta en el cálculo de la evaporación, de ella dependen el coeficiente de intercambio y la densidad del

aire. El coeficiente disminuye en forma discreta con la temperatura del aire (Bunker, 1976 tabla 4). Las variaciones introducidas a través del mismo son significativas, mientras que las debidas a las modificaciones de la densidad son despreciables. La evaporación es sensible a la temperatura del aire, una incertidumbre de 0,05° C produce un error del orden de 13 cm/año en una estimación puntual de E (Fig. 2).

La temperatura de rocío interviene en forma indirecta en la estimación de la evaporación, a través de la relación de mezcla a 10 m sobre el nivel del mar. Como se considera que la temperatura del aire permanece constante, el aumento de la temperatura de rocío implica un incremento de humedad en la atmósfera, el que se traduce en una reducción de la evaporación. Esta es poco sensible a las variaciones de la temperatura de rocío, una incertidumbre de 0,05° C no produce modificaciones significativas (Fig. 2).

La temperatura del agua afecta a la evaporación determinando el contenido de vapor en la interfase mar-aire y junto con la temperatura del aire y la velocidad del viento el coeficiente de intercambio, el cual aumenta en forma discreta con la temperatura del agua. A medida que el coeficiente aumenta la evaporación se incrementa en forma más acentuada, debido a que crece la diferencia entre el contenido de vapor en la interfase y en la atmósfera (Fig. 2). La evaporación es sensible a la temperatura del agua, una variación de 0,05° C produce una modificación de la evaporación de 5 cm/año.

En las estadísticas climatológicas (Servicio Meteorológico Nacional, 1971) y en los listados de Bunker y Goldsmith (1979) los promedios mensuales de temperatura se expresan a la décima de grado. Mientras que la velocidad del viento se encuentra expresada a la unidad de Km/Hs en las estadísticas climatológicas y a la unidad de m/seg en la segunda fuente de datos. En el caso más desfavorable, esto conduce a una incertidumbre en la estimación de la evaporación de 25 cm/año. Es decir, un error de un 25% para una tasa de evaporación de 100 cm/año.

3.2 Cálculo de la evaporación partiendo de las medias mensuales

Los coeficientes de intercambio de calor propuestos por Bunker (1976) están basados en observaciones individuales de flujos y gradientes, promediados durante un período de tiempo corto (algunas horas). Según Bunker y Worthington (1976) el uso de los promedios mensuales de las variables y los coeficientes por él propuestos produce una subestimación de la evaporación. Dado que en la región de estudio no se cuenta con observaciones individuales suficientes como para estimar la evaporación mediante la aplicación de las ecuaciones 1 a 7 es necesario basar el cálculo en los promedios mensuales. Por este motivo es conveniente evaluar el error que se comete al estimar la evaporación a partir de la media mensual de las variables involucradas.

El flujo de calor latente producido por la evaporación es el producto de

ésta por el calor latente de evaporación. Así la evaporación puede hallarse de:

$$E = LE / L \quad (9)$$

Donde LE es el flujo de calor latente producido por la evaporación y L es el calor latente de evaporación.

El flujo de calor latente ha sido estimado por Bunker y Goldsmith (1979) para el Océano Atlántico. En particular LE fue calculado partiendo de observaciones individuales para la región comprendida entre 40° y 43° S, 60° O y la costa, esta región incluye al Golfo San Matías.

El calor latente de evaporación es función de la temperatura del aire (7). Pero como depende débilmente de ésta se puede calcular a partir de la temperatura media mensual y considerar al cociente LE/L como la evaporación media mensual obtenida de registros individuales. Al resultado anterior se lo compara a continuación con la evaporación calculada para la misma región utilizando las ecuaciones 1 a 7, a partir de las medias mensuales de las variables requeridas.

La máxima diferencia entre las estimaciones de la evaporación basadas en ambos métodos (35 cm/año) se produce en febrero. Durante el resto del año la misma se reduce aproximadamente un 50%. Las estimaciones de la tasa anual de evaporación calculada de ambas maneras difieren menos del 9%. Siendo de 72 cm/año para la hallada del cociente (9) y de 66 cm/año para la calculada de (1).

Dado que el error estimado cuando se utilizan más de 500 observaciones individuales es del 10% (Bunker, 1976), la diferencia entre las estimaciones de la evaporación anual es del orden del error que se comete al calcular la evaporación partiendo de las observaciones individuales. Aunque el cálculo de la tasa anual de evaporación partiendo de las medias mensuales dá una subestimación de la evaporación, la diferencia entre ésta y la obtenida a partir de estimaciones individuales es menor que el error del método. Por otro lado, la diferencia entre las estimaciones de evaporación mensual calculadas por los dos métodos es, en general, inferior a la incertidumbre introducida por la falta de precisión con que los datos se encuentran listados en los archivos climatológicos de Bunker y Goldsmith (1979) y del Servicio Meteorológico Nacional (1971).

3.3 Intercambio de agua entre el mar y la atmósfera

La evaluación del intercambio neto de masa entre el mar y la atmósfera en regiones de la plataforma continental y en el Golfo San Matías se realiza con el objeto de determinar si en esas zonas se produce un exceso de evaporación sobre precipitación y descarga continental y su magnitud.

3.3.1 Zona occidental de la plataforma entre 36° y 50° S. Partiendo de las observaciones de calor latente de Bunker y Goldsmith (1979), se ha calculado la evaporación en 3 zonas de la plataforma, utilizando las ecuaciones 7 y 9. La ubicación y extensión de cada una de ellas puede observarse en la Fig. 1.

La tasa de evaporación anual obtenida para las costas bonaerenses es de

93 cm/año, mientras que en las regiones ubicadas al sur se reduce a 70 cm/año. Estos resultados son compatibles con las estimaciones obtenidas de las cartas de E sobre el Atlántico Sur de Baumgartner y Reichel (1975). La máxima diferencia entre las estimaciones se produce en la región 3 donde la tasa de evaporación de Baumgartner y Reichel sería ligeramente menor, del orden de 60 cm/año.

La determinación del intercambio neto de agua requiere la determinación de la evaporación, precipitación y descarga continental. Debido a la falta de observaciones directas de precipitación sobre el mar, es necesario utilizar observaciones costeras como la mejor aproximación disponible. La precipitación en la zona 1 se evaluó promediando mensualmente las tasas correspondientes a Pinar del Mar, Mar del Plata, Necochea y Tres Arroyos. En la zona 2 las de San Antonio Oeste, Patagones y Punta Delgada. En la 3 las de Cabo Raso, Comodoro Rivadavia, Puerto Deseado y Cabo Blanco. La ubicación de las estaciones puede verse en la Fig. 1.

La tasa anual de precipitación disminuye con la latitud. En la región 1 la misma es de 84 cm/año, en la 2 de 25 cm/año y en la 3 de 19 cm/año. En la región 2 la precipitación permanece aproximadamente constante durante el año. Nuevamente estos resultados se comparan con el mapa de precipitación de Baumgartner y Reichel (1975). En éste la precipitación disminuye hacia el sur y además, al sur de 40° S se incrementa con la distancia a la costa. La diferencia mayor entre ambas estimaciones se produce en las costas bonaerenses donde la precipitación sería del orden de los 75 cm/año. Se concluye que hay una notable coincidencia con las estimaciones de precipitación obtenidas a partir del promedio de las observaciones costeras.

El exceso de evaporación sobre precipitación en las regiones 2 y 3 es de aproximadamente 50 cm/año, mientras que en la región 1 es de ≈ 10 cm/año.

En la región 2 descarga sus aguas el Río Negro, cuyo caudal ha sido estimado en $960 \text{ m}^3/\text{seg}$ (Ministerio de Economía, 1973). Lo que constituye un aporte de agua dulce de 20 cm/año a la región. Entonces el exceso de evaporación sobre precipitación y descarga continental dá una pérdida neta de agua por el mar de 30 cm/año. Los ríos Chubut y Deseado desembocan en la región 3. El caudal del río Chubut se estima en $60 \text{ m}^3/\text{seg}$ (Ministerio de Economía, 1973). Los aportes continentales son del orden de 2 cm/año, por lo tanto, no son significativos. El intercambio neto de agua en la región estará dado entonces por la diferencia entre evaporación y precipitación. Lo mismo ocurre en la región 1, ya que en la misma no se producen descargas continentales significativas.

3.3.2 Golfo San Matías. Si bien la región 2 incluye al Golfo San Matías, puesto que las propiedades dentro de éste son diferentes de las de la plataforma, no puede suponerse "a priori" que la tasa de evaporación en el golfo sea igual a la de la región 2. En la Fig. 3 se compara la evolución anual de la temperatura del

agua en ambas zonas. La curva correspondiente al golfo se obtiene utilizando todas las observaciones realizadas entre 41° y 42° S, 64° y 65° O, mientras que la de la región 2 se obtuvo de Bunker y Goldsmith (1979). La temperatura media del golfo es $2,5^{\circ}$ C mayor que la de la región 2. Debido a que la evaporación aumenta sensiblemente con la temperatura del agua, si el resto de las variables no se modifica en forma acentuada (sección 3.2), la evaporación en la cuenca será mayor que la correspondiente a la región mencionada.

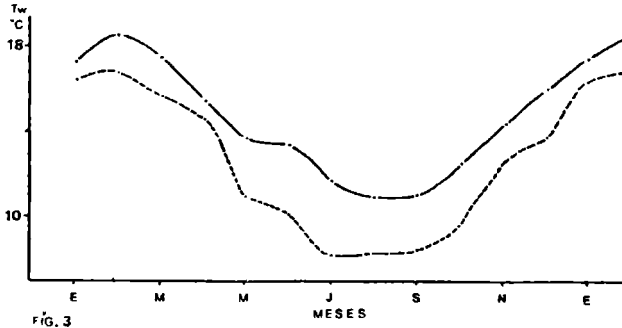


Fig. 3: Evolución anual de la temperatura del agua en el Golfo San Matías (curva llena) y en la región 2 (curva punteada).

Se utilizaron 2 alternativas para estimar el intercambio neto de agua en el golfo. En un caso se emplearon las medias mensuales de las variables meteorológicas de la región 2 (Bunker y Goldsmith, 1979) y la temperatura del agua obtenida en este estudio (Fig. 3). En el otro, con el objeto de utilizar valores más representativos de la zona de estudio, se sustituyeron los datos de la región 2 por observaciones costeras. Los registros de Patagones, San Antonio Oeste y Punta Delgada fueron seleccionados con este propósito. Con el objeto de evaluar estas alternativas se procede a continuación a comparar las variables meteorológicas registradas en los sitios mencionados.

La evolución anual de la temperatura del aire en la región 2 y en Punta Delgada son similares, mientras que en las otras estaciones costeras la amplitud de las curvas es mucho mayor (Fig. 4). La temperatura media anual de rocío es mayor en la región 2. La curva que más se aproxima a las observaciones marinas es la que corresponde a Punta Delgada (Fig. 5).

La diferencia entre la temperatura del aire y del agua da una medida de la estabilidad de la atmósfera. En la región 2 a lo largo de todo el año las condiciones medias indican inestabilidad. La misma situación se obtiene en Punta Delgada, excepto en enero. En las otras estaciones costeras la diferencia de temperatura varía ampliamente en el año. Durante primavera y verano la temperatura del aire es mayor que la del agua, es decir, la condición es estable; en el res-

to del año ocurre lo contrario (Fig. 6). Por último la velocidad del viento en la región 2 es significativamente mayor que la correspondiente a las estaciones costeras (Fig. 7).

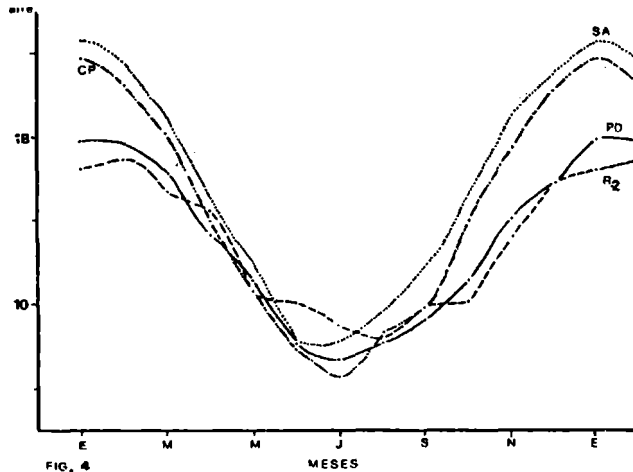


Fig. 4: Evolución anual de la temperatura del aire en la región 2 (---), en Punta Delgada (—), en San Antonio Oeste (.....) y en Patagones (-.-.-).

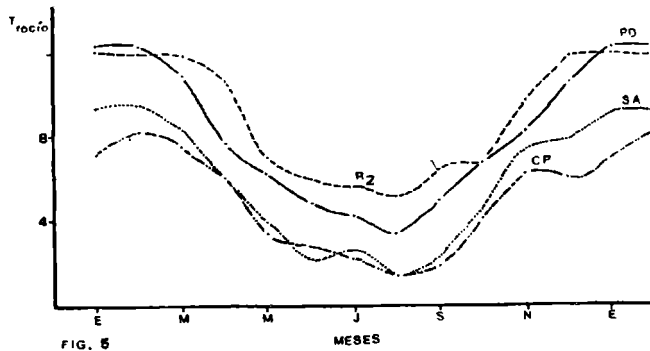


Fig. 5: Evolución anual de la temperatura de rocío. Referencias como en la Fig. 4.

De lo anterior se concluye que la estación costera más apropiada para estimar la evaporación es Punta Delgada, puesto que es la que presenta mayor influencia marina. Por lo tanto, los parámetros meteorológicos registrados en ella serán los más representativos de las condiciones en el mar.

La tasa anual de evaporación obtenida de los datos correspondientes a la región 2 con la temperatura del agua del golfo es de 135 cm/año. Utilizando los datos de la estación costera Punta Delgada la misma es de 105 cm/año, mientras

que la de San Antonio y Patagones es inferior a la anterior. La diferencia entre estas estimaciones se debe principalmente a que la velocidad del viento en las estaciones costeras es menor. La distribución de la evaporación a lo largo del año se presenta en la fig. 8. En ésta para remarcar la estacionalidad de las curvas y con el objeto de hacer comparaciones entre las diferentes estimaciones se han tomado promedios móviles de 3 elementos.

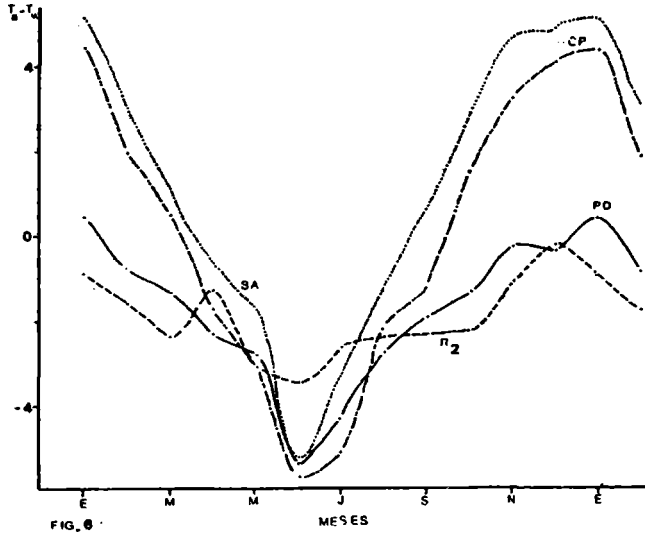


Fig. 6: Evolución anual de la diferencia entre la temperatura del aire y la del agua. Referencias como en la Fig. 4.

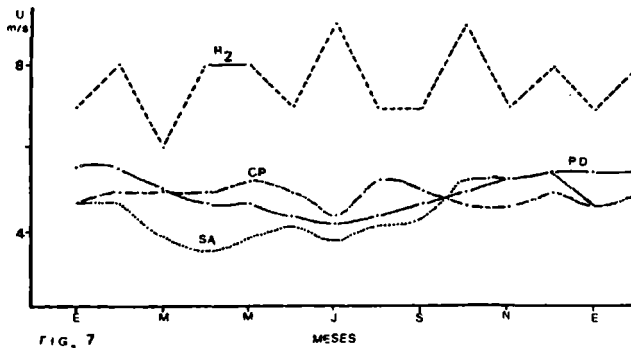


Fig. 7: Evolución anual de la velocidad del viento. Referencias como en la Fig. 4.

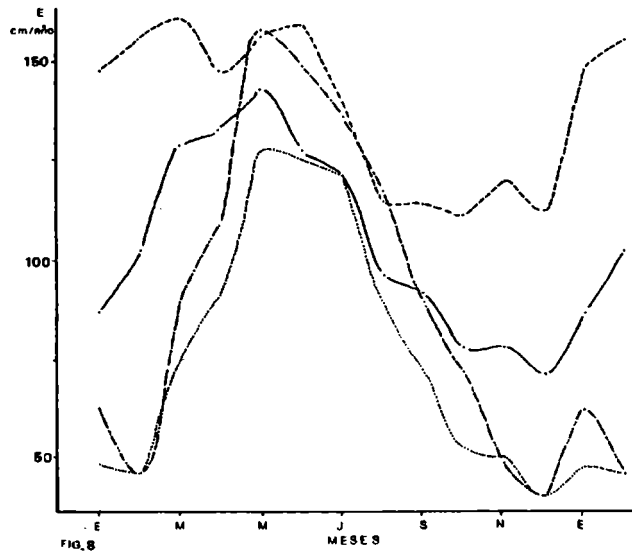


Fig. 8: Evolución anual de la evaporación. Para remarcar la estacionalidad de las curvas, con el objeto de hacer comparaciones, se ha filtrado tomando promedios móviles de 3 elementos. Referencias como en la Fig. 4.

El intercambio neto de agua en el golfo se obtiene de la diferencia entre evaporación y precipitación, ya que los aportes continentales no son permanentes ni significativos. De acuerdo con la distribución de isohalinas la influencia del Río Negro se restringe a un área limitada y no afecta a la distribución de salinidad dentro del golfo. La evolución anual del intercambio neto de agua posee la estacionalidad de la evaporación, puesto que la precipitación es aproximadamente constante. La diferencia es siempre positiva, lo que indica pérdida neta de agua durante todo el año. La estimación obtenida de los datos de la región 2 es de 120 cm/año, valor que se reduce a ≈ 90 cm/año en Pta. Delgada (Fig. 9).

4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Con el objeto de evaluar el intercambio neto de masa entre el mar y la atmósfera en el Golfo San Matías, se ha realizado un análisis de las relaciones que permiten calcular la evaporación a partir del método aerodinámico de masa. De ese análisis resulta que la evaporación aumenta con el incremento de la velocidad del viento y la temperatura del agua y disminuye con el aumento de las temperaturas del aire y de rocío. Las variaciones producidas por modificaciones de la presión atmosférica son menores que el error del método. El factor más crítico para determinar la evaporación por el método citado es el coeficiente de in-

tercambio de calor. De acuerdo con Bunker (1976) no se cuenta con valores precisos para éste y como puede observarse en la Fig. 2 la evaporación es muy sensible al valor que toma el coeficiente.

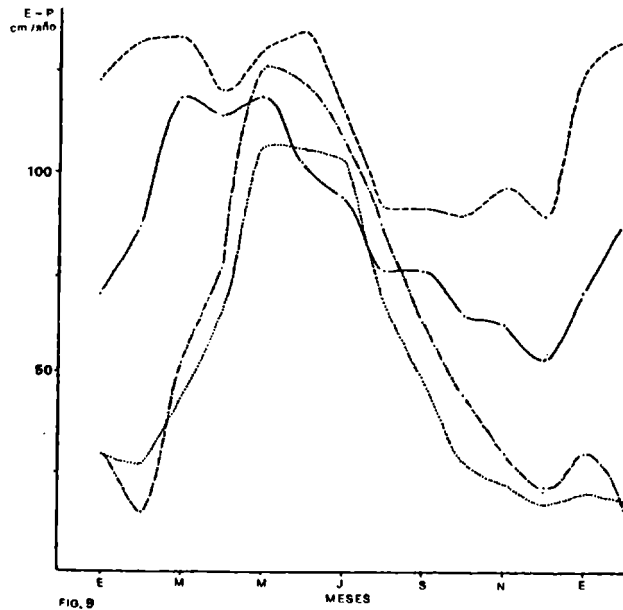


Fig. 9: Evolución anual del exceso de evaporación sobre precipitación. Como en la fig. anterior se ha filtrado tomando promedios móviles de 3 elementos. Referencias como en la Fig. 4.

La aplicación del método en la zona del Golfo San Matías permite determinar que la estacionalidad de la evaporación está íntimamente relacionada a la estabilidad de la atmósfera. Esto surge de comparar la variación de la tasa de evaporación a lo largo del año con la distribución anual de la diferencia de temperatura entre el aire y el agua (Fig. 6 y 9). Este resultado se debe en parte a que al igual que la velocidad del viento el coeficiente de intercambio de calor y por lo tanto la evaporación aumenta con la inestabilidad (tabla 4 de Bunker, 1976). Esta tendencia es coincidente con los resultados de Svedrup y otros (1942) quienes sugieren que la evaporación se encuentra favorecida cuando la atmósfera es inestable.

La tasa anual de la evaporación en el sector occidental de la plataforma continental comprendido entre 36° y 50° S varía de 70 a 90 cm/año. Estos valores son del mismo orden que los indicados en distribuciones globales de evaporación en la zona (Baumgartner y Reichel, 1975). La tasa de E en el Golfo San Matías basada en datos climatológicos de una región considerablemente más extensa (re-

gión 2 Fig. 2) es de 135 cm/año. La utilización de registros provenientes de la estación costera Pta. Delgada conduce a una estimación de ≈ 105 cm/año.

De estimaciones independientes se concluye que en el Golfo San Matías se produce un exceso de evaporación sobre precipitación del orden de los 90 a 120 cm/año. En la región occidental de la plataforma continental entre 40° y 50° S el exceso de evaporación sobre precipitación es de ≈ 50 cm/año. Entre 40° y 43° S la descarga continental reduce la pérdida neta de agua por el mar a 30 cm/año. En las costas bonaerenses la precipitación es sensiblemente mayor y en consecuencia el exceso de evaporación disminuye a ≈ 10 cm/año. Entonces a partir de las estimaciones presentadas en este trabajo, la pérdida neta de agua en el golfo es más del doble que en la plataforma lindante.

Sobre la plataforma continental la salinidad aumenta hacia el norte siendo $\approx 33,3$ a 45° S y de 33,7 a 36° S (Fig. 1). Modelos de circulación aplicados a esta región revelan que el transporte neto de masa sobre la plataforma, tanto en invierno (Lusquiños y Schrott, 1983) como en verano (Forbes com. pers., 1984) es hacia el norte. La dirección del flujo es coincidente con el balance neto de masa estimado en este trabajo, pues el agua de la plataforma se encuentra sometida a un exceso de evaporación mientras se traslada hacia latitudes menores aumentando su salinidad en esa dirección.

La distribución de salinidad de superficie de las Campañas Anchoíta II y III/70 (Brandhorst y otros, 1971b,c) presenta un máximo relativo ad este del Golfo San Matías, con salinidades superiores a 34,1. El campo de salinidad definido a partir de las estaciones oceanográficas realizadas por los B/O Sinkai Marú y Walther Herwig 8 años más tarde muestra un máximo, tanto en superficie como en el fondo (≈ 50 m de profundidad, Fig.10). La distribución de salinidad sugiere que el mismo está ligado al golfo. De acuerdo con los datos existentes, el máximo es permanente y se localiza de 61°20' a 63°10' O entre 41° y 42° S.

Considerando argumentos de conservación de masa y sal, aplicando un modelo de caja (Gordon y Piola, 1983; Piola y Gordon, 1984 y Warren, 1983) en el Golfo San Matías, se puede determinar el intercambio de masa con el exterior. El exceso de evaporación estimado sobre el golfo (100 cm/año) y la diferencia de salinidad observada (0,2) conducen a un intercambio neto de masa del orden de $0,1 \times 10^9$ Kg/seg. Teniendo en cuenta el área de la mitad de una sección vertical a través de la desembocadura del golfo ($\approx 3 \times 10^6$ m²) dicho transporte neto de masa conduciría a una velocidad media de 3,5 cm/seg. Utilizando el exceso de evaporación estimado para la plataforma (≈ 50 cm/año) la salinidad sólo aumentaría hasta alcanzar 33,9, suponiendo el mismo transporte de masa hacia el interior del golfo. Para alcanzar la salinidad observada con esa tasa de evaporación, el intercambio de agua con el exterior debería reducirse a la mitad.

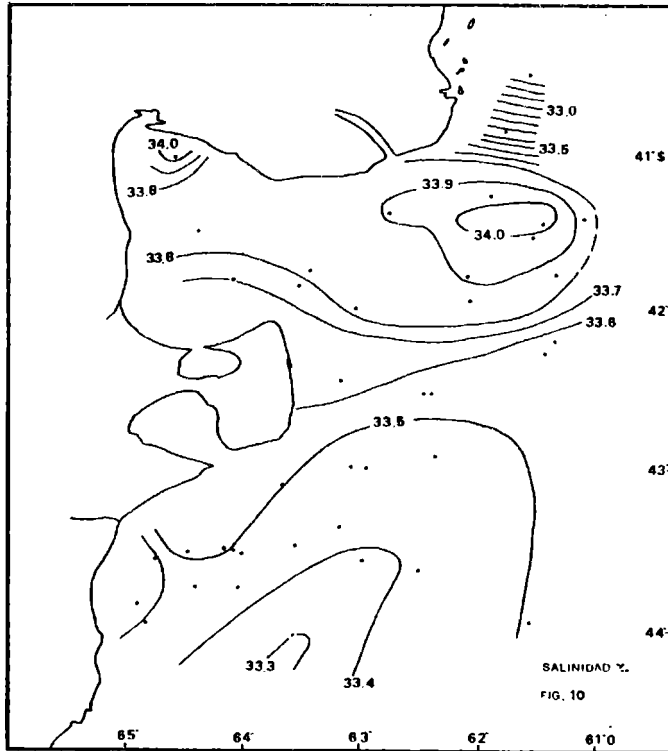


Fig. 10: Distribución superficial de salinidad, construida a partir de los datos obtenidos por los B/I Wallther Herwig y Sinkai Marú (Cieshonski y otros, 1979, Cousseau y otros, 1979).

Desafortunadamente no se cuenta con mediciones de corrientes de largo período para estimar el transporte de masa entre la plataforma y el golfo. En base a los cambios de salinidad observados, se puede concluir que la velocidad media del agua que fluye hacia el interior del golfo es baja. El incremento de salinidad que se observa entre el golfo y la plataforma lindante se debe, al menos en parte, a que en el golfo el exceso de evaporación es significativamente mayor que en aguas abiertas (≈ 50 cm/año). Asimismo, la tasa de evaporación en el golfo es superior a la de plataforma porque la temperatura del agua del golfo es mayor ($\approx 2,5^{\circ}$ C ver sección 3.1 y 3.3).

Salinidades relativamente elevadas observadas en la zona interior de la Bahía Blanca han sido asociadas a "escurrimiento continental de aguas que transcurren por los salitiales" (Lusquiños y Schrott, 1983). Este mecanismo invalidaría la hipótesis de ausencia de fuentes externas de sal en el Golfo San Matías. Sin embargo, si dicho transporte alcanzara ≈ 100 m³/seg ($\approx 10\%$ del caudal esti-

mado para el Río Negro) y tuviera una salinidad de 40 (similar al valor máximo observado en la Bahía Blanca, Lusquiños y Schrott, 1983) el mismo produciría un aumento del flujo de masa del 3%. Teniendo en cuenta que al menos el caudal de la hipotética descarga continental asociada a altas salinidades es seguramente una sobre-estimación de la descarga real, estos resultados sugieren que el efecto de la misma sería despreciable frente al exceso de evaporación sobre precipitación.

El exceso de evaporación en el golfo produce un incremento sensible de salinidad. Para alcanzar un estado estacionario, el agua que ingresa a la cuenca debe ser menos salina que la que egresa. De acuerdo a la distribución de salinidad (Fig. 10) el agua ingresa por el sureste y egresa por el noreste. El máximo relativo de salinidad parece originarse por agua que sale del golfo con salinidad alta, la que sigue incrementándose al continuar expuesta a un exceso de evaporación.

BIBLIOGRAFIA

- Baumgartner A. y E. Reichel, 1975: The world water balance. Mean annual global continental and maritime precipitation, evaporation and runoff; Elsevier, Amsterdam.
- Brandhorst W. y J. P. Castello, 1971a: Evaluación de los recursos de anchoíta (Engraulis anchoita) frente a la Argentina y Uruguay. II Abundancia relativa entre las latitudes 39° y 45° S en relación a las condiciones ambientales en febrero-marzo de 1970. Proyecto Desarrollo Pesquero. FAO, 32, 1-47.
- Brandhorst W., J. P. Castello, R. Perez Habiaga y B. H. Roa, 1971b: Evaluación de los recursos de anchoíta (Engraulis anchoita) frente a la Argentina y Uruguay. III Abundancia relativa entre 34°40' y 42° S en relación a las condiciones ambientales en mayo-junio de 1970. Proy. Des. Pesq. FAO, 34, 1-39.
- Brandhorst W., J. P. Castello, R. Perez Habiaga y B. H. Roa, 1971c: Evaluación de los recursos de anchoíta (Engraulis anchoita) frente a la Argentina y Uruguay. IV Abundancia relativa entre 34°30' y 44°10' S en relación a las condiciones ambientales en agosto-septiembre de 1970; Proy. Des. Pesq. FAO, 36, 1-35.
- Budyko M. I., 1963: Atlas the heat balance of the earth. Academy of Sciences of Moscow, Moscow.
- Bunker A. F., 1976: Computation of surface flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. Mon. Wea. Rev., 104 (8), 1122-1140.
- Bunker A. F. y L. V. Worthington, 1976: Energy exchange charts of the North Atlantic Ocean. Bull. Amer. Meteor. Soc., 57 (6), 670-678.
- Bunker A. F. y R. A. Goldsmith, 1979: Archived time-series of Atlantic Ocean meteorological variables and surface fluxes. WHOI, Technical Report 79-3, 1-29.

- Ciechomski J. D., M. D. Ehrlich, C. A. Lasta y R. P. Sanchez, 1979: Campañas realizadas por el B/I "Walther Herwig" en el Mar Argentino, desde mayo hasta noviembre de 1978. Organización y reseña de datos básicos obtenidos, INIDEP, 374, 1-311.
- Cousseau M. B., J. E. Hansen y D. L. Gru, 1979: Campañas realizadas por el B/I "Shinkai Marú", desde abril de 1978 hasta abril de 1979. Organización y reseña de datos básicos obtenidos, INIDEP, 373, 1- 625.
- Goldsmith R. A. y A. F. Bunker, 1979: Woods Hole Oceanographic Institution collection of climatology and air-sea interaction (CASI) data. WHOI. Technical Report, 79-70, 1-29.
- Gordon A. y A. R. Piola, 1983: Atlantic Ocean upper layer salinity budget, J. Phy. Oceanogr, 13, 1293-1300.
- Jacob W. C., 1942: On the energy exchange between sea and atmosphere. J. Mar. Res., 5, 37-66.
- Krepper C. M., 1977: Difusión del agua proveniente del Estrecho de Magallanes en las aguas de la Plataforma Continental Argentina. Acta Oceanographica, 1 (2), 49-65.
- Krepper C. M. y A. L. Rivas, 1979: Análisis de las características oceanográficas de la zona austral de la Plataforma Continental Argentina. Acta Oceanographica, 2, 55-82.
- Lusquiños A. J., 1971: Descripción del ambiente físico y algunas características de las aguas de la Plataforma Continental Argentina. Pesq. X y XI, FAO, 10/X y 10/XI.
- Lusquiños A. J. y A. G. Schrott, 1983: Corrientes en el Mar Epicontinental Argentino. SUBCYT. Buenos Aires.
- Ministerio de Economía, 1973: Anuario Hidrográfico 1970. Buenos Aires.
- Piola A. R. y A. Gordon, 1984: Pacific and Indian Ocean upper layer salinity budget. J. Phy. Oceanogr., 14, 747-753.
- Rojó A. L. y J. M. Silvosa, 1970: La merluza en los Golfos San Matías, Nuevo y en la plataforma adyacente. Campaña "Merluza 70-1" 20 enero - 10 febrero 1970. Proy. Des. Pesq. FAO, 23, 1-34.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1971: Estadísticas climatológicas 1961-1970. Serie B (35). Buenos Aires.
- Svedrup H. U., 1937: On the evaporation from oceans. J. Mar. Res. 1, 3-14.
- Svedrup H. U., M. W. Jhonson y R. H. Fleming, 1942: The oceans. Their physics, chemistry and general biology, Prentice-Hall, Inc. USA.
- Warren B., 1983: Why is no deep water formed in the North Pacific?, J. Mar. Res. 42, 1-21.