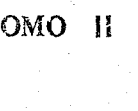
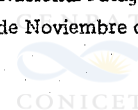


**MEMORIAS DEL 1er.SEMINARIO PATAGONICO
SOBRE
METEOROLOGIA Y OCEANOGRAFIA FISICA
Y
SUS APLICACIONES AL DESARROLLO**



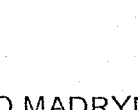
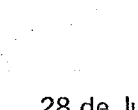
TOMO II



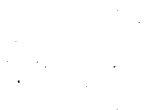
Organizado por el Centro Nacional Patagónico - Programa Física Ambiental
(Puerto Madryn, 23 al 26 de Noviembre de 1981)



**SUBSECRETARIA DE ESTADO DE CIENCIA Y TECNICA
CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS Y TECNICAS
CENTRO NACIONAL PATAGONICO**



**28 de Julio 28 - 9120 - PUERTO MADRYN
CHUBUT - ARGENTINA**



1982



INDICE

TOMO I

Página

- Apertura del Seminario. *Dr. Vicente R. Barros.* 1
- Efectos del tiempo promedio y de la frecuencia de muestreo sobre mediciones meteorológicas. *Dr. Nicolás A. Mazzeo.* 2
- Estrategias de medición de parámetros ambientales con fines específicos. *Dr. Vicente R. Barros.* 19
- Ensayo de una técnica de estadística de salida de modelos para la predicción automática de vientos de superficie. *Lic. Carlos E. Ereño y Lic. Edgardo G. Giordano.* 36
- Proyecto eólico de Puerto Pirámides. *Ing. Sebastián Sanguedolce e Ing. César Lucini.* 51
- Estudios para el diseño de la red de estaciones automáticas de medición del viento. *Ing. Eduardo Estevan.* 52
- Características físico-químicas de las aguas subterráneas de la Provincia del Chubut. *Lic. María del Carmen Scapini y Lic. Jorge D. Orfila.* 63
- Desalación de aguas por ósmosis inversa usando fuentes de energía no convencionales. *Ing. Héctor J. Ré.* 84
- Incidencia de la precipitación en la producción anual de lana por animal en la zona costera de la Prov. del Chubut. *Ing. Agr. Adriana Moscovicci Vidal y Dr. Vicente R. Barros.* 96
- Rachas de precipitación escasa en la zona árida del Chubut. *Lic. María de las Mercedes Riveró.* 113
- Estudios de evaporación en grandes cuerpos de agua. *Ing. Roberto M. Quintela.* 114

TOMO II

- ✓ Medida del índice de humedad - Mendoza - Argentina. *Lic. Eduardo M. Banús.* 131
- ✗ - Análisis de la tormenta del 18 de enero de 1976 registrada en la zona norte de la Provincia de Mendoza - Argentina. *Lic. Eduardo M. Banús.* 148
- ✗ - El almacenamiento de energía térmica continental en un modelo termodinámico global zonalmente promediado. *Maestro Enrique Buendía Carrera.* 161
- El Instituto Argentino de Oceanografía. *Lic. Leoncio Montesarchio.* 179
- ✓ - Dinámica sedimentaria en el área de Bahía Blanca. *Dr. Louis R. Lafond.* 180
- ✗ - Efectos meteorológicos y oceanográficos en la productividad del Océano Pacífico del Este. *Maestro Walter Ritter Ortiz.* 182
- ✓ - Proyecto conjunto SHN-CNP : Mediciones acústicas en Golfo Nuevo. *Lic. Silvia Blanc.* 222
- ✗ - Predicción de mareas en Puerto Madryn mediante el método de respuesta. *Lic. Andrés L. Rivas.* 242
- ✓ - Monte Hermoso - Ing. White: Observaciones de brisa de mar. *Cap. Pedro A. Varela.* 254

- X Proyecto de investigación que la Universidad Nacional de Mar del Plata está desarrollando en el campo de la Oceanografía Física y la Meteorología.
Prof. Nilda Manolidis, Ing. Jorge Martínez Arca y Téc. Angel Ferrante.

262

OTRO TOMO (En prensa)

- ✓ - Proyecto banco de datos. *Téc. Mónica L. de Cajaraville y Comp. Cient. Oscar Geffner.*
- X - Utilización de plataformas automáticas por satélite para la medición de parámetros ambientales. *Lic. Ernesto Postalet.*
- ✓ - Estrategias de medición óptimas para la evaluación de modelos numéricos. *Dr. Juan A. Rodríguez Seró.*
- Aerogenerador de eje horizontal de 6 Kw - Termopila eólica. *Ing. Enrique Bottinelli y Téc. Eduardo Basso.*
- Pronóstico objetivo de precipitaciones en Bahía Blanca mediante el análisis de funciones discriminantes multivariantes. *Lic. Carlos Ereño y Juan M. Hörler.*
- Avances en el conocimiento hidrometeorológico de la Patagonia. *Lic. Lázaro Medina y Dr. Jorge Salso.*
- Descripción de parámetros utilizados en el modelo de dispersión atmosférica. *Dr. Nicolás A. Mazzeo.*

MEDIDA DEL INDICE DE HUMEDAD - MENDOZA - ARGENTINA.

Eduardo Manuel Banús
Comisión Nacional de
Investigaciones Espaciales

RESUMEN

Para realizar este estudio se leyeron los emagramas correspondientes a los días con convección severa, con y sin precipitación sólida.

Los meses estudiados cada año fueron : enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre, el parámetro analizado es $(T-T_d)$ en 850, 700 y 500 milibares y los mismos parámetros que intervienen en la diferencia por separado, con el fin de poder obtener cada una de las distribuciones, estos parámetros son (T) , temperatura en 850, 700 y 500 mb y el (T_d) punto de rocío en 850, 700 y 500 mb.. Los datos se obtuvieron de los radio-sondeos matutinos de los años 1958/64 y 1972/74, la interrupción se debe a que fueron realizadas dos campañas de estudio de granizo, una en el primero período y la otra se está realizando desde 1972 hasta la fecha.

En total se leyeron 523 casos entre días con y sin granizo, fueron descartados algunos por deficiencias o falta de información completa quedando una buena muestra para analizar.

Se analiza la marcada diferencia encontrada en las distribuciones al pasar de un nivel a otro, tanto en los días con tormentas graníceras como en los días sin ellas.

El análisis se extiende a las variables, (T) y (T_d) .

Los resultados indican que en el promedio las tormentas graníceras disponen de mayor humedad y que su distribución de temperatura las hace más calientes que las no graníceras, estos resultados han sido cuantificados y se han obtenido las correspondientes distribuciones.

1. INTRODUCCION

A partir del año 1958 y hasta el año 1964 se llevó a cabo una campaña de observaciones en la zona norte de la provincia de Mendoza, con el objeto de aumentar los conocimientos sobre el comportamiento de las tormentas graníceras en la zona. Esta campaña estuvo a cargo del Departamento de Meteorología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y el Servicio Meteorológico Nacional.

Dada la importancia de los resultados encontrados y lo necesario de seguir estudiando el fenómeno con regularidad, la Comisión de Investigaciones Espaciales, decide proseguir con las investigaciones.

A partir del año 1972 se pone en marcha el Programa Nacional de Lucha Antigranizo.

Lo complejo del fenómeno que hay que parametrizar, hace necesario estar en forma continua estudiando cuáles son los parámetros más representativos. Sin duda que la Temperatura y el Punto de Rocío son variables de gran importancia, que dan las características tan especiales que se observan en un emagrama en los clásicos días de tormentas convectivas.

Ahora bien, existen curiosamente días con idénticas características, en unos el fenómeno

resultante es granizo y en otros no lo es.

En este estudio se trató de parametrizar $(T-T_d)$, que es una de las diferentes formas de observar la humedad disponible.

2. PLANTEO DEL PROBLEMA.

Dada la similitud encontrada en los radiosondeos matutinos para días con y sin granizo, fue necesario analizar una muestra de diez (10) campañas de observaciones que se extienden a lo largo de los seis (6) meses estivales.

La idea de analizar los sondeos matutinos responde a que en Mendoza, la convección empieza a cobrar importancia en las últimas horas de la tarde y la noche, de esta forma el resultado se utilizaría como una variable más para el pronóstico de convección en la zona.

3. MATERIAL OBSERVACIONAL.

$(T-T_d)$	en 500 milibares - días con granizo		N = 173 casos
$(T-T_d)$	en 500 milibares - días sin granizo		N = 352 casos
$(T-T_d)$	en 700 milibares - días con granizo		N = 169 casos
$(T-T_d)$	en 700 milibares - días sin granizo		N = 341 casos
$(T-T_d)$	en 850 milibares - días con granizo		N = 171 casos
$(T-T_d)$	en 850 milibares - días sin granizo		N = 349 casos

4. ANALISIS DE LA DISTRIBUCION $(T-T_d)$ EN 850 MILIBARES PARA DIAS CON TORMENTAS GRANICERAS - SONDEO MATUTINO.

Se puede observar en la Figura N° 1 que esta distribución está en promedio alrededor de los $7,0^{\circ}\text{C}$, lo que sería aproximadamente una humedad relativa del 63 %.

5. ANALISIS DE LA DISTRIBUCION $(T-T_d)$ EN 700 MILIBARES PARA DIAS CON TORMENTAS GRANICERAS - SONDEO MATUTINO.

Al pasar al nivel de 700 milibares (ver Figura N° 2), observamos cómo ha cambiado la distribución encontrándose ahora el 42 % de los casos en el intervalo que va de 0° a 4°C , registrándose una humedad en promedio en ese intervalo del 87 %.

En este nivel se revela el hecho conocido de la formación de una inversión en el campo de la temperatura, que normalmente también se registra en la curva del punto de rocío.

6. ANALISIS DE LA DISTRIBUCION $(T-T_d)$ EN 500 MILIBARES PARA DIAS CON TORMENTAS GRANICERAS - SONDEO MATUTINO.

Al seguir ascendiendo y pasar a este nivel, la distribución nuevamente adopta otra forma, y el valor más probable de encontrar es un 45 % de humedad (ver Figura N° 3).

7. ANALISIS DE LOS TRES NIVELES.

$(T-T_d)$ en 850 = 6,9 °C

$(T-T_d)$ en 700 = 6,1 °C

$(T-T_d)$ en 500 = 12,1 °C

El promedio representado en los 700 milibares, poco deja ver de la conocida inversión, el resultado queda un poco desfigurado dado que dicha inversión oscila en altura y valor en los alrededores de dicho nivel, por lo tanto la pequeña diferencia del promedio es válida.

8. ANALISIS DE DISTRIBUCION $(T-T_d)$ EN 850 MILIBARES PARA DIAS SIN TORMENTAS GRANICERAS - SONDEO MATUTINO.

Esta distribución muestra una amplia zona en la cual la humedad es alta, en promedio está en un 59 %, pero difiere en forma notable de la correspondiente para días con granizo, tanto que el promedio anterior era $(T-T_d)$ en 850 = 6,9 °C y en esta distribución el promedio está en $(T-T_d)$ en 850 = 8,1 °C (ver Figura N° 4).

9. PROMEDIO DE LA DISTRIBUCION $(T-T_d)$ EN 700 MILIBARES PARA DIAS SIN TORMENTAS GRANICERAS - SONDEO MATUTINO.

En la presente distribución se encuentra una similitud con la correspondiente para el nivel analizado en el caso de tormentas con granizo, sus promedios son respectivamente :

$(T-T_d)$ 700 = 6,1 °C con granizo.

$(T-T_d)$ 700 = 7,1 °C sin granizo.

nuevamente aquí existen diferencias, poco marcadas pero que en el promedio alcanzan a 1 °C, (ver Figura N° 5).

10. ANALISIS DE LA DISTRIBUCION $(T-T_d)$ EN 500 MILIBARES PARA DIAS SIN TORMENTAS GRANICERAS - SONDEO MATUTINO.

Las diferencias encontradas en este gráfico, indican que en el promedio para días con y sin granizo, las tormentas graníceras son más frías.

$(T-T_d)$ 500 = 12,1 °C con granizo.

$(T-T_d)$ 500 = 13,3 °C sin granizo.

11. ANALISIS DE LOS TRES NIVELES.

(T-T_d) en 850 = 8,1 °C

(T-T_d) en 700 = 7,1 °C

(T-T_d) en 500 = 13,3 °C

Aquí también se observa que en los días en los cuales no se registran tormentas graníceras, también existe una inversión, con características similares a la anterior.

12. COMPARACION PARA DIAS CON Y SIN TORMENTAS GRANICERAS.

	GRANICERAS	NO GRANICERAS	DIFERENCIA
(T-T _d) en 850 milibares	6,9 °C	8,1 °C	1,2 °C
(T-T _d) en 700 milibares	6,1 °C	7,1 °C	1,0 °C
(T-T _d) en 500 milibares	12,2 °C	13,3 °C	1,1 °C

13. CONCLUSIONES DE LOS ANALISIS ANTERIORES.

Se encontró para una serie de 10 años, en 850, 700 y 500 milibares, los promedios de las distribuciones de la temperatura y del punto de rocío.

Se ve claramente cómo en el promedio las tormentas son más calientes en todos los niveles y además es mayor su punto de rocío.

15. CONCLUSIONES.

Para la serie analizada de 10 años se encontró que en el promedio los valores fueron:

(T-T_d) en 850 mb, con granizo = 6,9 °C

(T-T_d) en 700 mb, con granizo = 6,1 °C

(T-T_d) en 500 mb, con granizo = 12,2 °C

(T-T_d) en 850 mb, sin granizo = 8,1 °C

(T-T_d) en 700 mb, sin granizo = 7,1 °C

(T-T_d) en 500 mb, sin granizo = 13,3 °C

- La humedad disponible para los días con granizo es mayor en todos los niveles analizados.
- Las tormentas graníceras son más calientes que las no graníceras en los dos primeros niveles inferiores y coinciden en el último.
- El punto de rocío de las tormentas graníceras es mayor que en las no graníceras en los dos primeros niveles inferiores y coinciden en el último.

16. REFERENCIAS

- Kuo, H.L.. 1961. Convection in Conditionally Unstable Atmosphere. Tellus, Vol. 13, Nro. 4.
- Saluzzi, M.E.. ; Nuñez, J.M., Banús, E.M.. 1973. Estudio de los resultados de aplicación del método de la capa modificado en el pronóstico de la convección severa. Revista Meteorológica, Vol. IV, Nro. 1, 2 y 3.

ANALISIS DE LA TORMENTA DEL 18 DE ENERO DE 1976 REGISTRADA EN LA ZONA NORTE DE LA PROVINCIA DE MENDOZA - ARGENTINA.

Eduardo Manuel Banús
Comisión Nacional de
Investigaciones Espaciales

RESUMEN

Se analizan los registros obtenidos como resultado del pasaje de la tormenta del 18 de enero de 1976 en la meso-red de precipitaciones que tiene instalada el Programa Nacional de Lucha Antigranizo, en la zona norte de Mendoza.

Se muestra la información de superficie, el registro de intensidad de daños, las isohietas totalizadas, los ecos del radar FPS 18 en RHI y PPI, y su correlación con la información de superficie.

1. INTRODUCCION

El día 18 de enero de 1976 en la meso-red que tiene instalada el Programa Nacional de Lucha Antigranizo en la provincia de Mendoza, se registró una tormenta convectiva, con precipitación sólida y líquida, de singulares condiciones, que por los registros obtenidos, fue un verdadero ejemplo de la correlación entre información de radar, aerología y de meso-red de precipitaciones.

2. METODOS DE PRONOSTICO

Diariamente en los seis meses de campaña que se realizan en Mendoza, se confeccionan y calculan métodos de pronóstico de convección severa.

Dos de los métodos más utilizados son : el método de *Shishkin* y el método de *Koks*. El que ha dado resultados muy buenos y ha sido probado en tiempo diferido desde 1958/64 y en tiempo real desde 1972 hasta la fecha, es el método del Profesor *N.S. Shishkin (1961)*; su principal característica es que en forma más avanzada hace un mejoramiento al método de la capa de *J. Bjerknæs*.

De los radiosondeos se obtiene el espesor de las nubes, con lo que se tiene la (Altura del Tope) y la (medida de energía) con lo que se obtiene la Velocidad Máxima Vertical de Ascenso; con ambos parámetros (Altura de Tope y Velocidad Máxima Vertical de Ascenso) se realiza el pronóstico.

En la Figura N° 1 vemos la planilla de pronóstico para las 12:00 Z, destacando que arroja un tope de 10.500 m. y una velocidad máxima de ascenso de 10,7 m/s.

En la Figura N° 2 observamos la planilla de pronóstico de las 18:00 Z, donde la altura del tope tiene 11.040 m. y la velocidad máxima de ascenso vale 18,9 m/s , tanto el pronóstico matutino como en el pronóstico vespertino fueron positivos.

3. SONDEO AEROLOGICO.

Para poder tener una idea más clara de cómo se encontraba la situación meteorológica más cercana al momento de la tormenta, veamos la Figura N° 3, la misma nos muestra el radio-sondeo de las 18:00 Z, el que registra una marcada inestabilidad.

4. INFORMACION DEL RADAR FPS-18.

Observamos que a la hora 22:03 el PPI del Eco D1 (ver Figura N° 4), marca dos zonas de importancia, una a los 128° y la otra aproximadamente a los 165° que serán las zonas en las cuales se registrarán las mayores intensidades en la precipitación sólida y líquida.

En la Figura N° 5, vemos nuevamente el Eco D1, a la hora 22:05, pero ahora en su RHI, el cual registra un tope de 15.170 m..

5. APLICACION DE LOS INDICES DE INESTABILIDAD.

Aplicando el índice "K" a las 12:00 Z. dió como resultado $K = 33,3$, lo que indicaría tormentas dispersas o posibilidades de tormentas, siendo el valor del mismo índice a las 18:00 Z, $K = 37,5$, que indicaría tormentas numerosas.

El índice de *Showalter* dió para las 18:00 Z. $S = -6^\circ$, que estaría indicando una gran inestabilidad.

6. MESO-RED DE PRECIPITACIONES.

En la Figura N° 6, podemos apreciar la meso-red, su ubicación y el instrumental que hay instalado (pluviógrafos, pluviogranizómetros y medidores de impacto de granizo).

7. CORRELACION ENTRE LA INFORMACION DE RADAR Y LA INFORMACION DE LA MESO-RED.

Este análisis reúne en una sola figura una gran cantidad de información: de superficie, de radar, de energía de impacto de granizo, de daños en cultivos y de precipitación (ver Figura N° 7).

Para comprobar el grado de correlación existente entre los ecos del radar y la información de superficie, se han ubicado en el dibujo los ecos del radar desplazados hacia arriba, para no dificultar el dibujo en la meso-red, aunque realmente tendrían que estar ubicados en la altura, y su imagen en la superficie, sería lo registrado en la meso-red.

7.1. Análisis de los ecos del radar FPS-18.

Comienzan a las 19:57, luego se registran a las 20:42, 20:57, 21:42, 22:03 y 22:12. Lo primero que podemos observar aquí es que, los tres primeros ecos están distanciados en el tiempo unos 15 minutos aproximadamente y luego se produce una interrupción de casi 50 minutos, esto se debe a que el radar FPS-18 no dispone del correspondiente radóme, y en ese lapso, la tormenta era muy intensa como para que pudiera estar operando, lo que

condujo a tener que colocar la antena en posición horizontal. Luego del eco de las 22:03, la tormenta tiene precipitación aún, y a los pocos minutos, 22:12 aproximadamente, ya comienza a decaer su actividad. Las zonas que están rayadas dentro de cada eco, son las celdas de grandes gotas ($Z \geq 10 \text{ mm}^3/\text{m}^3$) en la zona de máxima reflectividad ($H_{ZM} = 4$ a 6 Km.).

Los baricentros de los ecos están unidos con el sólo efecto de tener una visión clara de la trayectoria seguida por la tormenta.

7.2. Daños producidos por el granizo en los cultivos-evaluación de campo realizada por especialistas.

La línea de trazo lleno da el límite entre la zona en la cual se registró daños en los cultivos, pero no nos tenemos que confundir, puede haber caído granizo fuera de esta zona, pero no causar daños visibles a los cultivos, entonces no es computado en este relevamiento de daños. Observamos que en la zona sur del dibujo existe una interrupción de esta línea, esto se debe a que allí es una zona árida, y por consiguiente no se pueden hacer ningún tipo de relevamientos, a nuestro criterio en esa zona también granizó, pero no se puede probar.

Las flechas dentro de las áreas rayadas en la superficie, indican el porcentaje de daño ocurrido dentro de las mismas, la tormenta se desplazó del S.O. al N.E..

La primera zona afectada es muy pequeña y presenta un máximo de daños del 35 %, luego existe una interrupción debido a la zona sin cultivo y posteriormente continúa con una manga de gran importancia que tiene una zona central de aproximadamente 1,5 Km. de ancho, en la cual se registran 100 % de daños y van disminuyendo hacia afuera de dicha zona.

7.3. Límite real entre la zona de caída de granizo y la zona exclusivamente de lluvia.

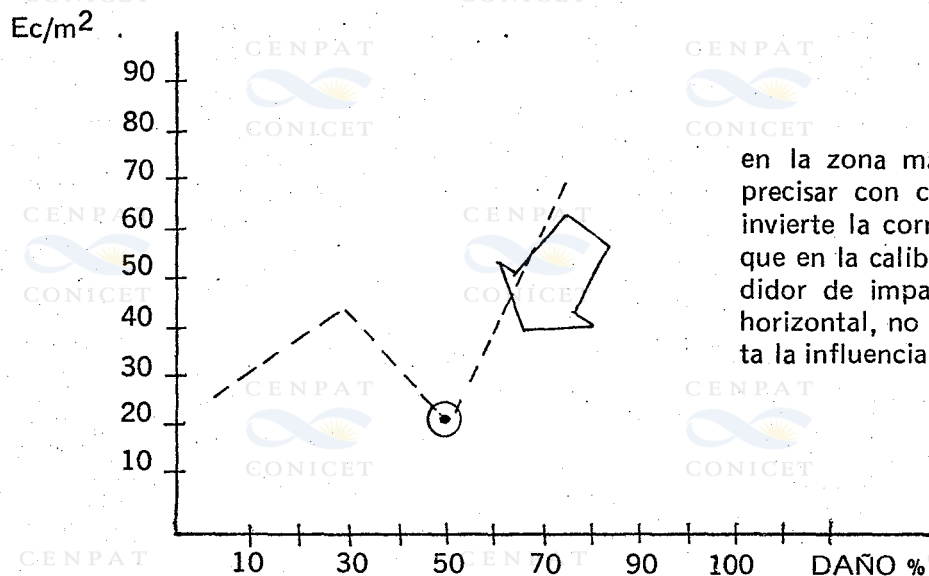
La línea de rayas y puntos da el límite real de la caída de granizo, esta se ha podido trazar dado que la meso-red cuenta en cada puesto con un medidor de impacto de granizo, capaz de registrar granizos muy pequeños, que no produzcan daño en los cultivos.

Vemos claramente que esta línea es la envolvente del área anterior, ya que el medidor de impacto deja un claro registro del límite de la caída del meteoro.

7.4. Densidad de energía cinética y tamaño de granizo caído.

La densidad de energía cinética está dada en (Kgm/m^2) y el tamaño del granizo en (mm.). Se nota que en todos los puestos de la meso-red que se registró granizo, existe una muy buena correlación, con la información de daño de superficie, que en la mayoría de los casos a daños altos corresponden densidades de energía cinética alta y también en varios casos un alto valor en el tamaño del granizo caído.

Como se puede observar, existen algunos puestos que no cumplen con esta relación, a alto daño correspondería alta energía cinética. Esto se debe a que en el daño interviene una variable que no se mide en el medidor de impacto de una cara horizontal (esto se puede cuantificar en el medidor de impacto de 5 caras), esta variable es el viento, el que aumenta en varios órdenes de magnitud la energía de impacto sobre los cultivos, como podemos ver en la siguiente gráfica :



en la zona marcada, podemos precisar con claridad, como se invierte la correlación debido a que en la calibración de un medidor de impacto de una cara horizontal, no se toma en cuenta la influencia debida al viento.

7.5. Precipitación líquida.

Con el objeto de circunscribir el área total de influencia de la tormenta, se trazaron las isohietas totalizadas por puesto.

Claramente puede observarse, cómo están asociados todos los centros de máxima precipitación líquida con los centros de precipitación sólida (granizo), hecho que físicamente resulta evidente, si pensamos que cuando se genera la zona de descenso de los hidrometeoros, la caída del granizo arrastra la lluvia y viceversa, originándose el momento de la mayor precipitación.

Al Sur-Oeste encontramos un máximo de 45 mm., en el borde inferior de la manga principal encontramos otro máximo de 30 mm. y en el borde superior de la misma manga, hay otro máximo de 30 mm..

Es de destacar que al Este de la manga principal, se produce una pequeña reactivación que da origen a un máximo de 30 mm., pero que a poca distancia no se registran más precipitaciones.

7.6. Área de defensa.

Así se denomina el área que será defendida contra el granizo, ésta tiene su centro en la ciudad de San Martín, posee un radio de 18 Km. y en la figura está representado por un sector de arco que delimita a la misma con la zona de Control, que es otra zona concéntrica con la primera y tiene un radio de 40 Km., dentro de la cual se extiende toda la meso-red.

8. ESTACION SAN MARTIN - CENTRO GEOGRAFICO DE LA ZONA DE DEFENSA.

Por ser esta una estación meteorológica perteneciente a la red de estaciones del Servicio Meteorológico Nacional, contamos aquí con una información adicional que nos muestra el pasaje de la tormenta.

En la Figura N° 8, vemos los registros en la faja del termohigrógrafo y en la Figura N° 9 vemos el registro del barógrafo.

9. CONCLUSIONES.

- Se pronosticó convección severa para un área pequeña en la cual funciona la meso-red de precipitaciones.
- La información del radar fue correlacionada con los datos obtenidos en superficie.
- Se demuestra cómo se pudo ubicar las zonas de máxima reflectividad con las de máxima densidad de energía cinética de impacto.
- Se probó cómo una red de medidores de impacto es el método más económico para delimitar la precipitación sólida en la superficie.
- Se muestra la valiosa información pluviométrica que brinda esta meso-red, y la forma en que se asocian los centros de precipitación líquida y sólida.
- La conclusión anterior no es posible probar con una red convencional de precipitaciones.

BIBLIOGRAFIA.

- Admirat, P. 1973. Natural "hailcores" and their ability to estimate the efficiency of hail prevention systems. WMO/IAMAP International Conference on Weather Modification Tashkent. Session 4.
- Saluzzi, M.E.; Nuñez, J.M.; Banús, E.M.. 1972. Estudio de los resultados de aplicación del método de la capa modificado en el pronóstico de la convección severa. Meteorológica, Vol. 4°, Nros. 1,2 y 3, pág. 45.
- Admirat, P.. 1972. Structures des fines des precipitations oragenses G.I.E.F.A. N° 14. Rapports Techniques.
- Banús, E.M.; Cardoso, R.A.. 1977. Distribución geográfica de la precipitación sólida y líquida en el norte de la provincia de Mendoza. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

FECHA: 18/1/76 HORA: 18:00 Z CARACTER DE LA TORMENTA: GRANICERA

	H	P	T	ΔH	$\Sigma \Delta H$	t_s	$t_s - t$	$\Sigma(t_s - t)$	n	V^2	V	$\bar{V}$
SUP	703	927	36.4									
LCL	3540	670	13.0									
1	4780	575	3.0	1240	1240	7.0	4.0	4.0	14.1	56.4	7.4	
2	5930	500	-4.7	1150	2390	-2.7	2.0	6.0	27.3	163.8	12.8	
3	7650	400	-16.1	1720	4110	-16.1	0.0	6.0	47.0	282.0	16.7	
4	8780	343	-23.9	1130	5240	-23.9	0.0	6.0	59.8	358.8	18.9	
5	9760	300	-29.7	980	6220	-31.7	-2.0	4.0	71.0	284.0	16.8	
6	11040	250	-37.1	1280	7500	-41.1	-4.0	0.0	85.7	0.0	0.0	

TOPE = 11.040
PRONOSTICO POSITIVO

Figura N°1

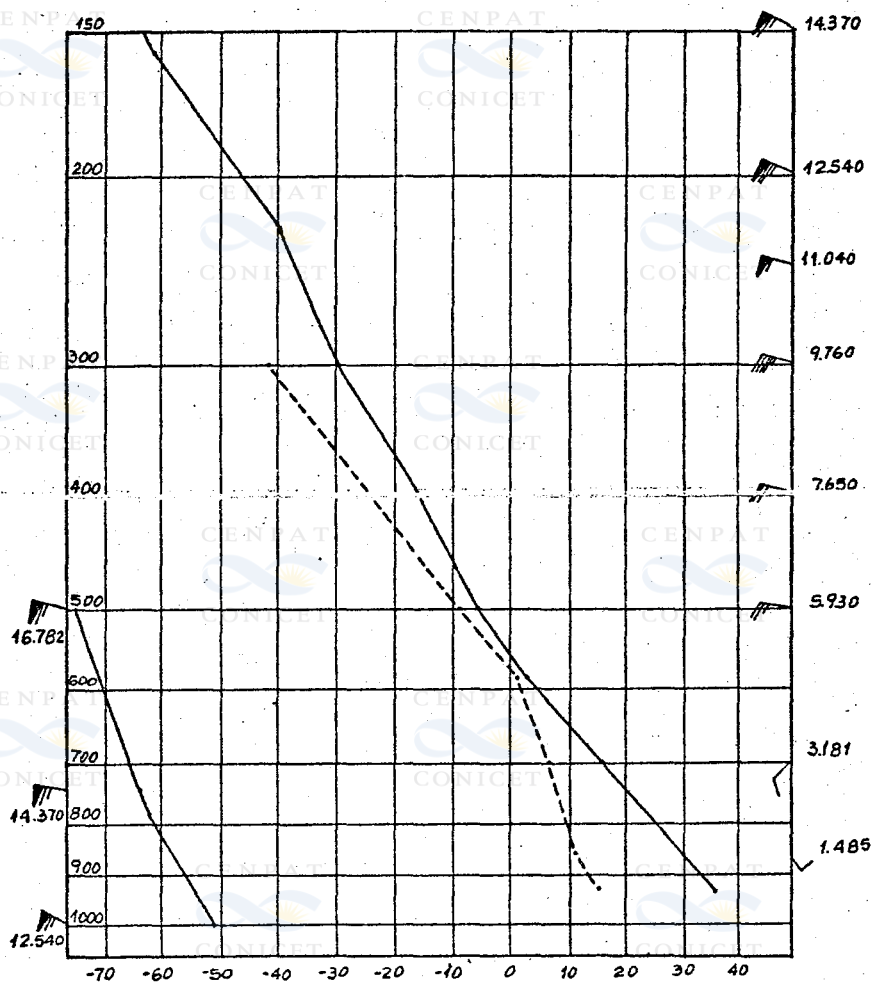
FECHA: 18/1/76 HORA: 12:00 Z CARACTER DE LA TORMENTA: GRANICERA

	H	P	T	ΔH	$\Sigma \Delta H$	t_s	$t_s - t$	$\Sigma(t_s - t)$	n	V^2	V	$\bar{V}$
SUP	703	924	26.2									
LCL	3560	660	8.8									
1	4370	600	3.8	810	810	4.8	1.0	1.0	9.3	9.3	3.0	
2	5820	500	-5.5	1450	2260	-4.0	1.5	2.5	26.2	65.5	8.1	
3	7540	400	-16.3	1720	3980	-16.3	0.0	2.5	46.1	115.2	10.7	
4	9640	300	-30.9	2100	6080	-31.9	-1.0	1.0	70.5	105.7	10.2	
5	10910	250	-39.7	1270	7350	-41.7	-2.0	-0.5	85.2	---	---	

TOPE = 10.500
PRONOSTICO POSITIVO

Figura N°2

MENDOZA 18-1-76 - 1800 Z



Tope con radar : 15.170 m.

FIGURA N° 3

El tope de 15.170 m. fue registrado a las 22:05 horas.

TOPE = 15.17 Km

NCA = 2 Km

$\Delta H = 13.17$ Km

ECO D₁

Hora 22:03

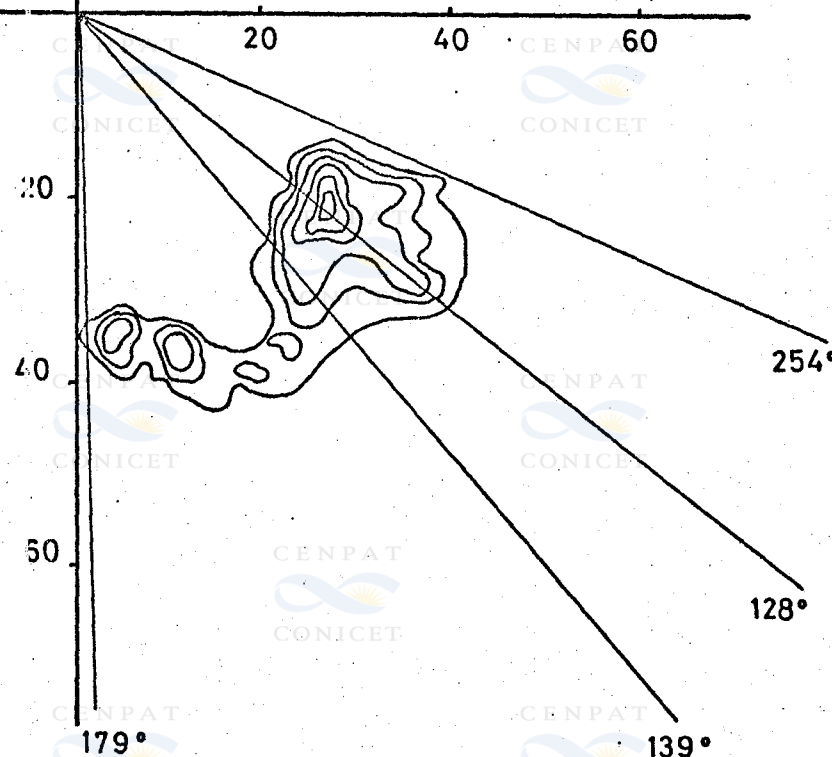


FIGURA N° 4

ECO D₁
Hora: 22:05

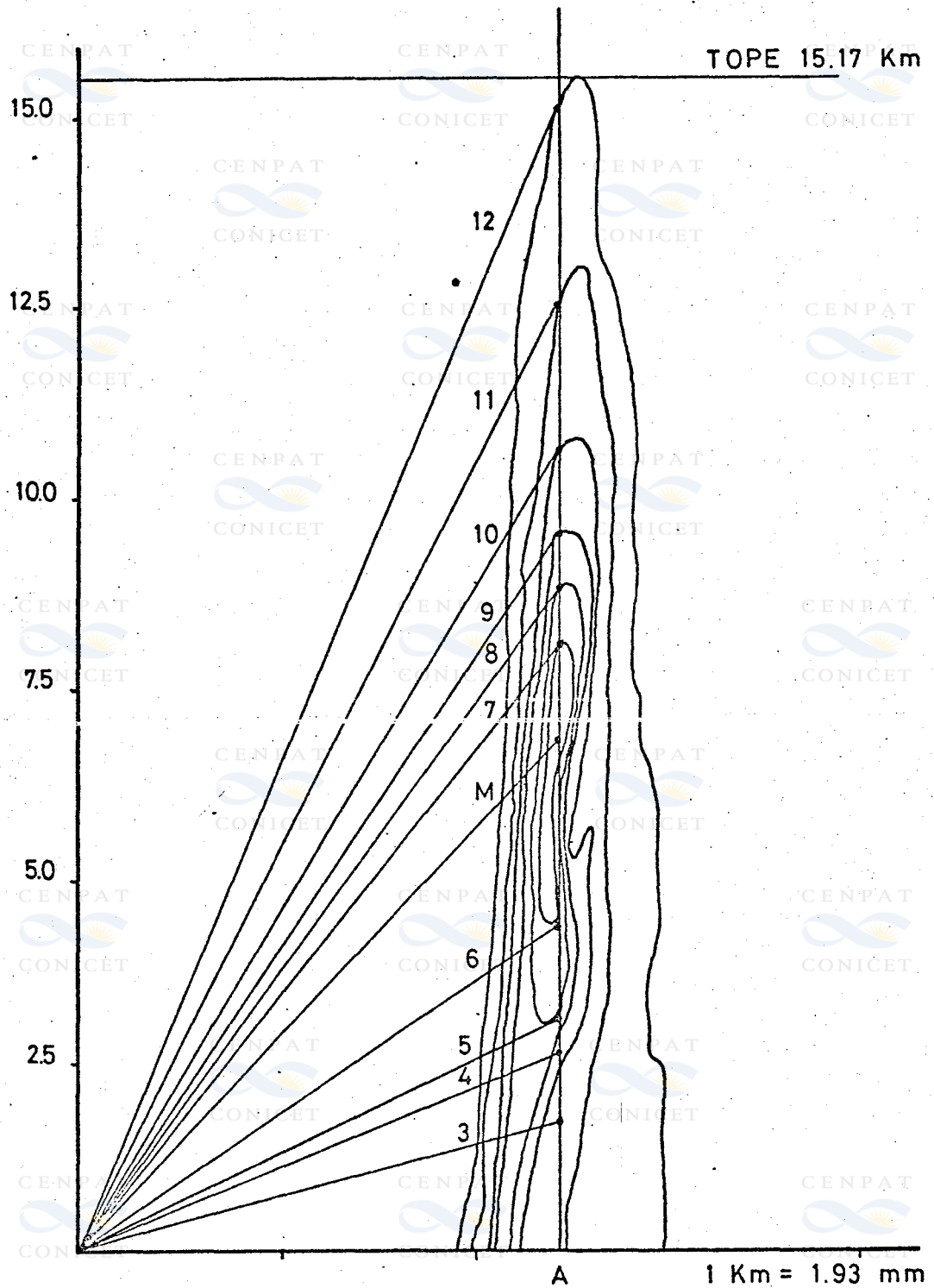


FIGURA N° 5

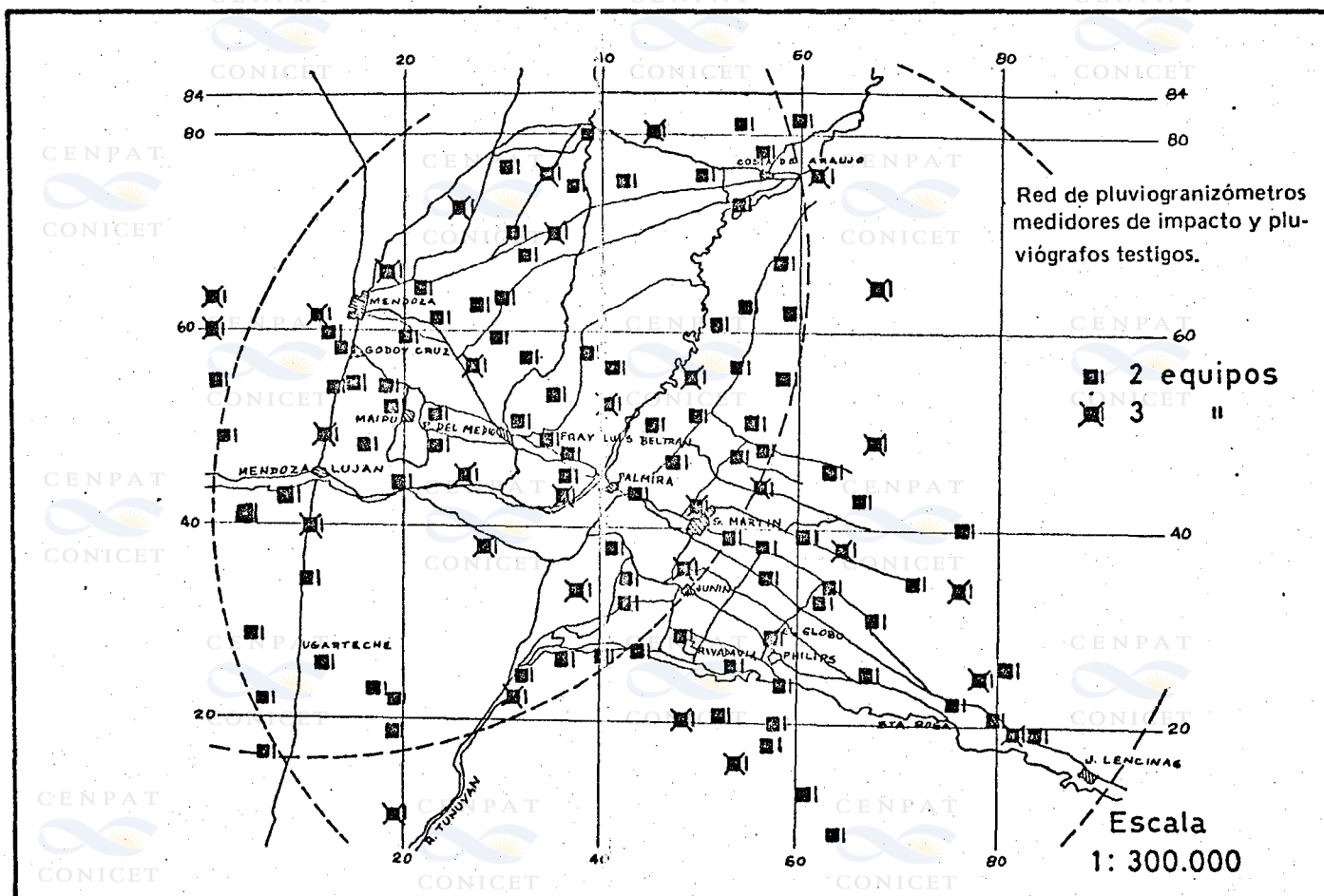


FIGURA N° 6

Sección eficaz del eco de radar y celda de grandes cotas ($Z \geq 10 \text{ mm}^3/\text{m}^3$) en la zona de máxima reflectividad ($H_{zm}=4+6 \text{ Km}$)

Daños porcentuales.

Duración lluvia •
Duración granizo Δ

Tamaño granizo (mm)
Densidad de energía cinética (Kg/m^2)

— Límite observación caída de granizo
--- Isohietas

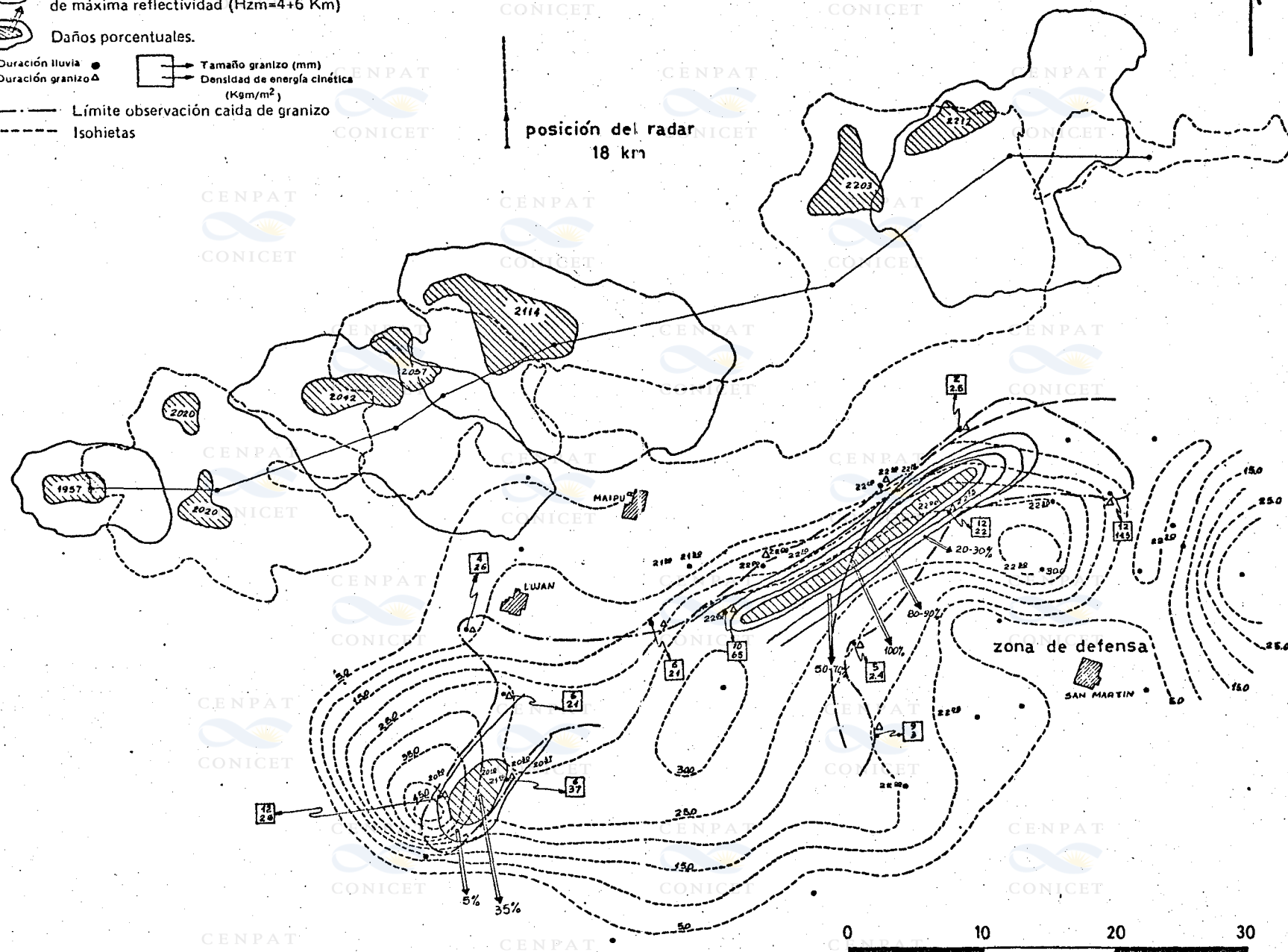


FIGURA N° 7

SAN MARTIN

PUESTA EL 18-1-76 A LAS 08.43 HORAS
SACAR EL 19-1-76 A LAS 09.00 HORAS

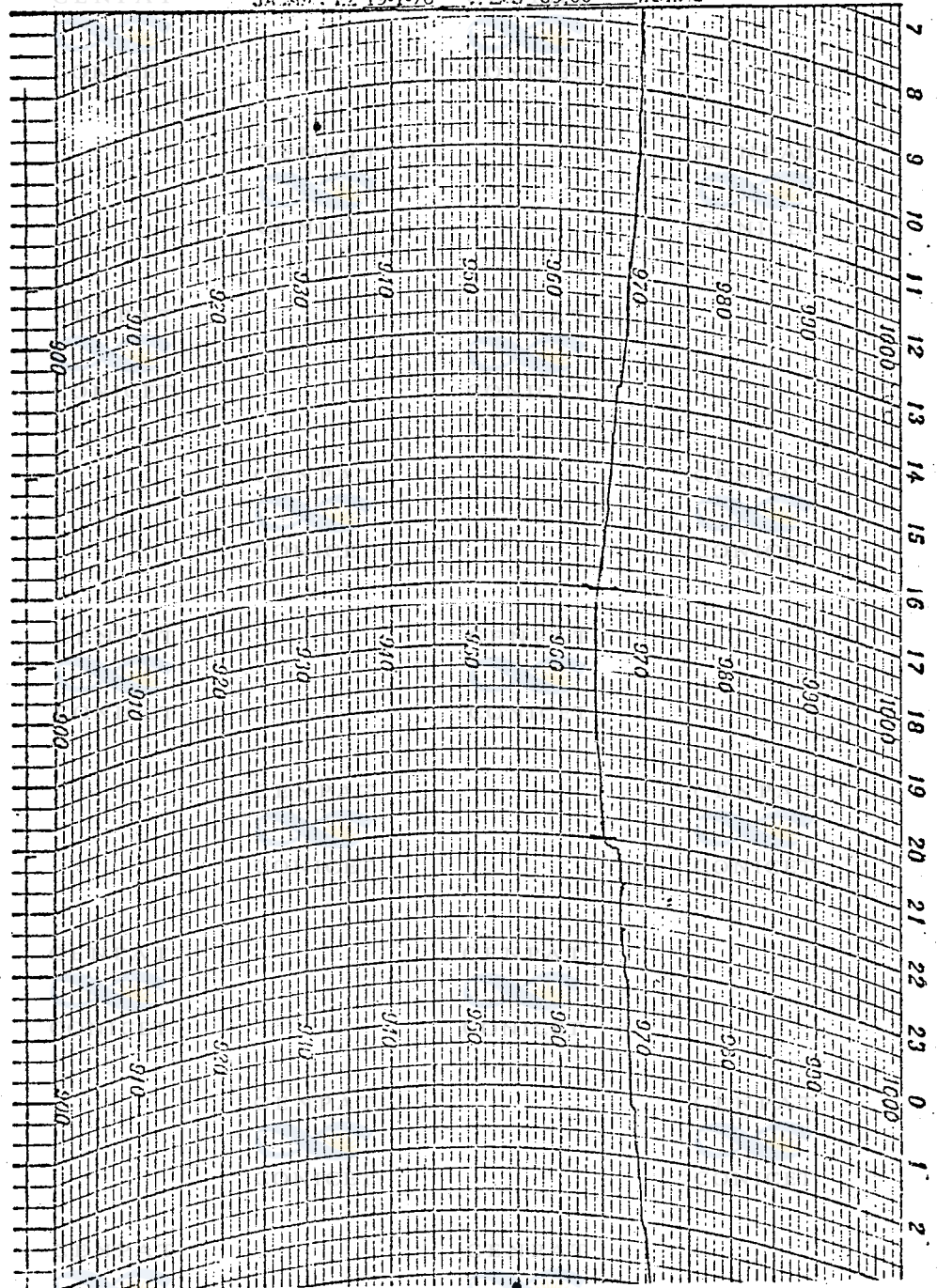


FIGURA N° 8

SAN MARTIN

PUESTA 18-1-76 A LAS 08,40 HORAS

SACADA 19-1-76 A LAS 08,30 HORAS

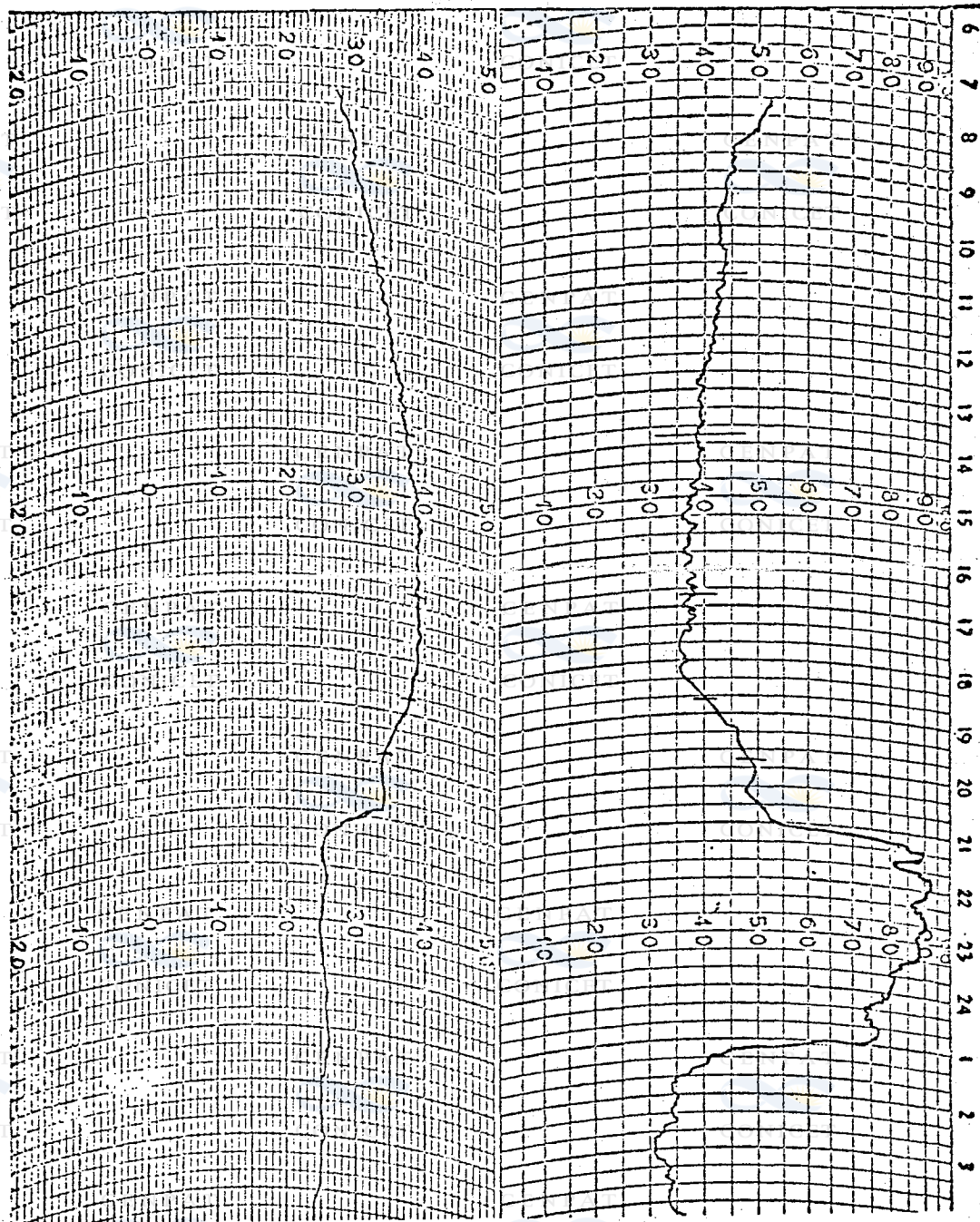


FIGURA N° 9

EL ALMACENAMIENTO DE ENERGÍA TÉRMICA CONTINENTAL EN UN MODELO TERMODINÁMICO GLOBAL ZONALMENTE PROMEDIADO.

Enrique Buendía Carrera
Universidad Nacional Autónoma
de México

RESUMEN

En el modelo termodinámico del clima de *Adem (1962, 64 a)*, al considerarse el principio de conservación de la energía en los continentes, se ha simplificado la ecuación, considerando un balance entre el exceso de energía radiante sobre la superficie terrestre y la pérdida o ganancia de la energía térmica desde el suelo por transporte vertical turbulento de calor sensible y latente de evaporación, *Adem (1963, 79)* y *Buendía-Morales (1979)*, despreciando a las variaciones de la energía térmica por conducción interior y almacenamiento.

En este artículo se demuestra que el almacenamiento de energía en los continentes no es despreciable, mejorándose considerablemente la temperatura de la superficie continental teórica calculada. Esta temperatura queda en función de la temperatura del aire subsiguiente al suelo, de la nubosidad, el albedo, de la radiación solar y terrestre, de los coeficientes de absorción de onda corta, del almacenamiento de energía y de la pérdida o ganancia de energía térmica por transporte vertical turbulento de calor sensible y latente de evaporación.

1. INTRODUCCION

El modelo termodinámico es empleado por el *U.S. Weather Bureau* para pronosticar en el hemisferio norte variables climatológicas en intervalos de un mes o una estación, *Adem y Jacob (1968)*, *Adem (1979)*; y para hacer investigaciones sobre teoría del clima, *Shaw y Donn (1971)*, *Adem (1973)*; con objeto de estudiar la aplicabilidad del modelo globalmente *Buendía et.al. (1975-78)*, lo integraron en la forma zonal promediado, obteniendo resultados satisfactorios en los campos de temperatura y de los excesos de radiación de la superficie del océano y de la tropósfera media (500 mb). En latitudes tropicales los resultados obtenidos fueron más adecuados, debido a que *Adem (1963)*, considera nulo al viento zonal en el ecuador como una de las condiciones a la frontera del modelo hemisférico, contaminando a la solución en bajas latitudes, no obstante que es una hipótesis adecuada.

En la temperatura teórica calculada de la superficie continental se obtuvieron grandes diferencias con la temperatura observada debido a que se despreció de acuerdo con *Adem (1964 b)* al almacenamiento de la energía continental y a la variación de la energía térmica por conducción.

El modelo emplea el principio de conservación de la energía, *Adem (1963, 73)* en una columna vertical troposférica de altura 11 km. y un cm^2 de superficie; en los océanos y continentes se aplica por unidad de área a columnas verticales de profundidad 100 m., *Adem (1968)* y 12 m., de acuerdo con *Bryson-Dittberner (1976)* respectivamente.

Al unir los efectos de masa y dinámicos con los términos se utilizan las ecuaciones de continuidad y de movimiento, ésta última es simplificada al balance geostrófico en la atmósfera, *Adem (1967)* y en el océano al balance horizontal de *Ekman, Adem (1968)*. La integración se ha realizado en una atmósfera con una altura troposférica constante $H = 11 \text{ Km.}$, y con una presión P^* , densidad ρ^* , temperatura T^* , velocidad V^* y gradiente térmico β .

$$\begin{aligned} P^* &= P^*(\psi, \phi, z, t) \\ \rho^* &= \rho^*(\psi, \phi, z, t) \\ T^* &= T^*(\psi, \phi, z, t) \\ V^* &= V^*(\psi, \phi, z, t) \\ \beta &= \beta(\psi, \phi, t) \end{aligned}$$

Donde ψ representa a la longitud, ϕ a la latitud, z a la altura y t al tiempo. Como las variaciones de la energía térmica en el sistema tropósfera-océano-continente debidas a cambios en la altura de la tropósfera son despreciables, *Adem (1968)*, se consideró conveniente tomar en cuenta, *Buendía (1974)* a las variaciones de la energía térmica debidas a cambios del gradiente térmico por el transporte de torbellinos en latitudes medias y altas, y por convección en bajas latitudes, de acuerdo con *Stone y Carlson (1979)*.

2. ECUACIONES GOBERNANTES EN EL SISTEMA TROPOSFERA-OCEANO-CONTINENTE.

Bajo las hipótesis anteriores los principios de conservación de la energía en la tropósfera y el océano después de promediarlos, y de tomar en cuenta el efecto de las perturbaciones que no son detectadas por los instrumentos o por promedios numéricos, *Miller (1951)*, tienen respectivamente la forma siguiente :

$$\begin{aligned} &\int_0^H \bar{\rho}^* \frac{\partial}{\partial t} (C_v \bar{T}^*) dz + \int_0^H \bar{\rho}^* \bar{V}_g^* \cdot \nabla_H C_v \bar{T}^* dz + \int_0^H \bar{\rho}^* \bar{w}^* \frac{\partial}{\partial z} (C_v \bar{T}^*) dz + \\ &+ \int_0^H \nabla_H \cdot \bar{\rho}^* C_v \overline{V^* T^*} dz + \int_0^H \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho}^* C_v \overline{w^* T^*} dz = \int_0^H \bar{Q}^* I dz + \\ &+ \int_0^H \bar{Q}^* L dz + \int_0^H \bar{R}^* dz \dots\dots\dots (1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\int_{-h}^0 \bar{\rho}_{sm}^* \frac{\partial}{\partial t} (C_{vs} \bar{T}_{sm}^*) dz + \int_{-h}^0 \bar{\rho}_{sm}^* \bar{V}_{EH}^* \cdot \nabla_H (C_{vs} \bar{T}_{sm}^*) dz + \\ &+ \int_{-h}^0 \bar{\rho}_{sm}^* \bar{w}_s^* \frac{\partial}{\partial z} (C_{vs} \bar{T}_{sm}^*) dz + \int_{-h}^0 \nabla_H \cdot (\bar{\rho}_{sm}^* C_{vs} \overline{V_{EH}^* T_{sm}^*}) dz + \\ &+ \int_{-h}^0 \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho}_{sm}^* \overline{w_s^* T_{sm}^*} dz = \int_{-h}^0 \left[\bar{Q}_s^* I + \bar{Q}_s^* L + \bar{R}_s^* \right] dz \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

donde C_v y C_{vs} son con el calor específico a volumen constante de la atmósfera y el océano respectivamente, ∇_H es dado en coordenadas esféricas, $\int_0^H \bar{p}^* \frac{\partial}{\partial t} (C_v \bar{T}^*) dz$ representa el cambio local por unidad de área de la energía térmica, $\int_0^H \bar{p}^* \bar{V}_g^* \cdot \nabla_H (C_v \bar{T}^*) dz$ es el cambio de unidad de área de la energía térmica por advección debida al viento geostrofico, $\int_0^H W^* \rho^* \frac{\partial}{\partial z} (C_v T^*) dz$ es la variación por unidad de área de la energía térmica debida a la convección, $\int_0^H \nabla_H \cdot (\bar{p}^* C_v \bar{V}_g^* T^*) dz$ es el cambio de energía térmica por transporte horizontal turbulento de ciclones y anticiclones migratorios, $\int_0^H \frac{\partial}{\partial z} (\bar{p}^* \bar{W}^* C_v T^*) dz$ es el cambio de energía térmica por unidad de área por transporte vertical turbulento de calor sensible, $\int_0^H \bar{Q}^* I dz$ es la variación de la energía térmica por unidad de área debida al exceso de radiación, $\int_0^H \bar{Q}^* L dz$ es la variación de la energía térmica por unidad de área debida a la ganancia de energía por condensación del vapor de agua y $\int_0^H \bar{R}^* dz$ es el cambio de la energía térmica debida al trabajo realizado por ó sobre el sistema, el cual es despreciable para intervalos de un mes ó una estación.

El primer término del miembro izquierdo de la ecuación de conservación de la energía en los océanos (Ec. 2), representa a su almacenamiento de energía por unidad de área, el segundo término es el cambio de energía térmica debido a la advección de las corrientes oceánicas, el tercer término es la variación de la energía debida a las surgencias, el cuarto término representa el cambio de la energía térmica por unidad de área debido al transporte horizontal turbulento por vórtices migratorios y el último término representa a la variación de energía térmica por transporte vertical turbulento de calor sensible. El primer término del miembro derecho de la ecuación de conservación de la energía en los océanos (ec. 2), representa a los cambios de energía térmica debidos al exceso de radiación, el segundo término es la variación de la energía térmica por la pérdida desde la superficie de calor latente de evaporación y el tercer término es el cambio de energía térmica debido al trabajo desarrollado por o sobre el sistema, el cual es despreciable en el océano.

La primera ley de la termodinámica en los continentes dada por Adem (1965), después de considerar el almacenamiento de energía continental que se propone en este estudio tiene la forma :

$$\int_{-hc}^0 \rho^* \frac{\partial}{\partial t} (C_{vc} \bar{T}_{sc}^*) dz = \int_{-hc}^0 \left[\frac{\bar{Q}^* I}{c} + \frac{\bar{Q}^* L}{c} + \frac{\bar{Q}^* s}{c} \right] dz \dots\dots\dots(3)$$

donde ρ^* representa a la densidad del continente, C_{vc} a la capacidad calorífica específica a volumen constante del continente, T_{sc}^* la temperatura de la superficie continental, $\int_{-hc}^0 \bar{p}^* \frac{\partial}{\partial t} (C_{vc} \bar{T}_{sc}^*) dz$ representa el almacenamiento de energía térmica de los continentes; el miembro derecho de la ec. 3, representan del primer término al tercero: los cambios de energía térmica por unidad de área del exceso de radiación, la pérdida desde el suelo de calor latente de evaporación y de calor sensible respectivamente.

Realizando un análisis de escala a la ecuación de conservación de la energía en los continentes, ecuación 3, similar al realizado con la ecuación de movimiento por

Charney (1948), se tiene que el almacenamiento de energía radiante en la superficie del continente y la pérdida de energía desde la superficie por transporte vertical turbulento de calor sensible y latente de evaporación, de acuerdo con :

$$\rho_c = 2 \text{ g cm}^{-3} \sim 10^0 \text{ Bryson y Dittberner (1976)}$$

$$h_c = 1200 \text{ cm} \sim 10^3 \text{ Bryson y Dittberner (1976)}$$

$$C_{vc} = 1.04 \times 10^7 \text{ erg g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \sim 10^7 \text{ Bryson y Dittberner (1976)}$$

$$T_{sc} = 10^0 \text{ K} \sim 10^1 \text{ Adem (1967)}$$

$$t = 2.65 \times 10^6 \text{ seg} \sim 10^6$$

que es :

$$\int_{-h_c}^0 \rho_c^* \frac{\lambda}{\delta t} (C_{vc} \bar{T}_{sc}^*) dz = \frac{10^1 \times 10^3 \times 10^7 \times 10}{10^6} \sim 10^5$$

$$\int_{-h_c}^0 Q_c^* dz = E_s = 1.0465 \times 10^5 \text{ erg Seg}^{-1} \text{ cm}^{-2} \sim 10^5$$

Buendía - Morales - Camissasa (1980)

$$\int_{-h_c}^0 (Q_c^{*L} + Q_c^{*S}) dz = \bar{G}_3 + \bar{G}_2 = 0.15 \text{ cal. min}^{-1} \text{ cm}^{-2} \sim 10^5$$

Sellers (1975)

Si se considera como una primera aproximación en la atmósfera, al gradiente térmico β , como :

$$\beta = \frac{-dT^*}{dz} \quad (4)$$

entonces la temperatura T^* , la presión P^* y la densidad ρ^* de la atmósfera a la altura z , estarán dadas por :

$$T^* (\psi, \varphi, z, t) = T (\psi, \varphi, t) - \beta (\psi, \varphi, t) (z-H)$$

$$P^* = P \left(1 + \frac{\beta (H-z)}{T} \right) g/R\beta \quad (5)$$

$$\rho^* = \rho \left(1 + \frac{\beta (H-z)}{T} \right) g/R\beta^{-1}$$

Substituyendo las ecuaciones (4) y (5) en el principio de conservación de la energía apli-

cado a la tropósfera, ecuación 1, se obtiene :

$$F_2 \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + F_5 \frac{\partial \bar{\beta}}{\partial t} + F_3 \cdot \nabla \bar{T} + F_6 \nabla \bar{\beta} - K F_4 \cdot \nabla \bar{T} - K F_2 \nabla^2 \bar{T} - K F_7 \cdot \nabla \bar{\beta} - K F_5 \nabla^2 \bar{\beta} = \bar{E}_A + \bar{G}_2 + \bar{G}_5 \quad (6)$$

donde $F_2, F_5, F_3, F_6, F_4, F_7$ y K son dadas por las siguientes expresiones :

$$F_2 = C_v \int_0^H \bar{\rho}^* dz$$

$$F_3 = C_v \int_0^H \bar{\rho}^* \bar{V}_g^* dz$$

$$F_4 = C_v \int_0^H \nabla_H \bar{\rho}^* dz$$

$$F_5 = C_v \int_0^H (H-z) \bar{\rho}^* dz$$

$$F_6 = C_v \int_0^H (H-z) \bar{\rho}^* \bar{V}_g^* dz$$

$$F_7 = C_v \int_0^H (H-z) \nabla_H \bar{\rho}^* dz$$

$$K = - \frac{\bar{\rho}^* C_v \overline{V^{*'} T^{*'}}}{\bar{\rho}^* C_v \nabla_H \bar{T}^*} \sim 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$$

$$\bar{E}_A = \int_0^H \bar{Q}^* I dz$$

$$\bar{G}_5 = \int_0^H \bar{Q}^* L dz$$

$$\bar{G}_2 = (C_v \bar{\rho}^* \overline{W^{*'} T^{*'}})_{z=0}$$

Desarrollando las operaciones indicadas en la ecuación anterior (6) se obtiene :

$$F_2 \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + F_8^* J(\bar{T}, \bar{\rho}) + F_9^* J(\bar{T}, \bar{\beta}) + F_{10}^* J(\bar{\rho}, \bar{\beta}) - K (F_{11}^* \nabla_H \bar{\rho} + F_{12} \nabla_H \bar{T} + F_{13} \nabla_H \bar{\beta}) \nabla \bar{T} - K \left(\frac{F_5}{\bar{\rho}} \nabla_H \bar{\rho} + F_{14}^* \nabla_H \bar{T} + F_{15} \nabla_H \bar{\beta} \right) \cdot \nabla \bar{\beta} + F_5 \frac{\partial \bar{\beta}}{\partial t} - F_2 K \nabla^2 \bar{T} - F_5 K \nabla^2 \bar{\beta} = \bar{E}_T + \bar{G}_2 + \bar{G}_5 \quad (7)$$

donde los coeficientes $F_2, F_8^*, F_9^*, F_{10}^*, F_{11}^*, F_{12}, F_{13}, F_5, F_{14}^*$ y F_{15} son dados por *Buendía-Del Valle (1979)* y $F_2 \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + F_5 \frac{\partial \bar{\beta}}{\partial t}$ representan el almacenamiento de energía en la tropósfera, $F_8^* J(\bar{T}, \bar{\rho}) + F_9^* J(\bar{T}, \bar{\beta}) + F_{10}^* J(\bar{\rho}, \bar{\beta})$ son la variación de la

energía térmica por advección debida al viento geostrófico en la tropósfera, $-K (F_{11}^* \nabla_H \bar{p} + F_{12} \nabla_H \bar{T} + F_{13} \nabla_H \bar{\beta}) \cdot \nabla_H \bar{T} - K \frac{F_5}{P} \nabla_H \bar{p} + F_{14}^* \nabla_H \bar{T} + F_{15} \nabla_H \bar{\beta} \cdot \nabla_H \bar{\beta} - F_2 K \nabla^2 \bar{T} - F_5 K \nabla^2 \bar{\beta}$ representan al cambio de la energía térmica por transporte horizontal turbulento.

Tanto al principio de conservación de la energía en la tropósfera, como en el océano y continente se aplica el operador $\frac{1}{2\pi\gamma} \int_t^{t+\gamma} \int_0^{2\pi} [] d\psi dt$, para estudiar las variaciones de la energía térmica en intervalos de un mes o una estación en la forma zonal promediada. La técnica empleada para resolver las ecuaciones resultantes, ha sido por el método de las perturbaciones, Adem (1968) de tal forma que la temperatura, la presión y el gradiente térmico son dados por :

$$\bar{T}_a = T_{ao} + T'_a, \quad T_{ao} = 288^\circ \text{K} \gg T'_a$$

$$\bar{T} = T_o + T', \quad T_o = 216^\circ \gg T'$$

$$\beta = \beta_o + \beta', \quad \beta_o = 6.5 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{K cm}^{-1} \gg \beta'$$

$$p = p_o, \quad \bar{p} = p_o + p' \quad \text{con } p_o \gg p'$$

Después de despreciar los términos de segundo orden la ecuación de conservación de la energía troposférica (Ec. 7) tiene la forma :

$$(F_2)_o \frac{\partial T'}{\partial t} + (F_5)_o \frac{\partial \beta'}{\partial t} - (F_2)_o K \frac{d^2 T'}{d\psi} - (F_5)_o K \frac{d^2 \beta'}{d\psi} = E_T + G_2 + G_5 \quad (8)$$

De la ecuación 4 se obtiene que el gradiente térmico es dado por :

$$\beta' = \frac{2}{H} (T'_a - T'_m) \quad (9)$$

con:

$$T_m = \frac{1}{H} \int_0^H T^* dz = T_{mo} + T'_m$$

Substituyendo el exceso de radiación en la tropósfera E_T dado por Buendía-Del Valle (1979) y la ecuación 9 en la ecuación 8, se llega finalmente a :

$$\begin{aligned}
 & 2 K \left[\frac{(F_5)_0}{H} - (F_2)_0 \right] \frac{d^2 T'_m}{d \varphi^2} + 2 \left[(F_2)_0 - \frac{(F_5)_0}{H} \right] \frac{\partial T'_m}{\partial t} + 2 F_9 T'_m = \\
 & = \left[\frac{2(F_5)_0}{H} - (F_2)_0 \right] \frac{\partial T'_a}{\partial t} + K \left[(F_2)_0 - \frac{2(F_5)_0}{H} \right] \frac{d^2 T'_a}{d \varphi^2} + F_8 + \mathcal{E} (F'_8 + b_3 I) + a_2 I + \\
 & + F'_{11} + F'_9 + F'_{19} T'_a + F'_{20} T'_s + G_2 + G_5 \dots \dots \dots (10)
 \end{aligned}$$

donde los coeficientes F_i y F'_i son dados por *Buendía-Del Valle (1979)*, representando $\mathcal{E}$ a la nubosidad dada por *Landsberg (1945)*, a_2 y b_3 son coeficientes de absorción de energía, radiante de onda corta para la tropósfera y las nubes respectivamente dados por *London (1957)*, I es la insolación en la cúspide de la tropósfera, dada por *Sellers (1975)*, G_2 la ganancia de energía térmica por transporte vertical turbulento dada por *Budyko (1963)*, G_5 la ganancia de energía térmica por condensación del vapor de agua dado por *Jacobs (1951)* y T'_a la temperatura del aire subyacente al suelo es también una variable prescrita y es dada por *Stephen G. y Stephen H. (1979)*.

La temperatura de la superficie T'_s se obtiene del principio de conservación de la energía térmica aplicado al océano y al continente, ecuaciones 2 y 3, ya que esta temperatura es dada por :

$$T'_s = L T'_{sm} + (1 - L) T'_{sc} \quad (11)$$

dónde L representa la razón de océano que hay en cada círculo de latitud respecto al círculo mismo y $T_{sm} = T_{smo} + T'_{sm}$ con $T'_{sm} \lll T'_{smo}$, similarmente $T_{sc} = T_{sco} + T'_{sc}$ con $T'_{sc} \lll T_{sco}$.

Para obtener la temperatura superficial del océano T_{sm} se desarrolla la ecuación de conservación de la energía en este fluido en una forma similar al tratado que se hizo en la tropósfera, con la ec. 1; de tal forma que sí se desprecian los cambios de la energía térmica debidos a la advección de corrientes oceánicas, al transporte horizontal turbulento, a los transportes verticales por surgencias y vertical turbulento de calor sensible a la profundidad h de la termoclina, por ser éstos cambios de energía de menor orden de magnitud a los cambios de energía térmica por almacenamiento, por transporte vertical turbulento de calor sensible y latente de evaporación desde la superficie, así como los cambios producidos por la radiación solar y terrestre. Algunos de estos términos que se han despreciado tienen importancia local y no son despreciables en integraciones que no sean zonalmente promediadas.

Por lo tanto, la ecuación de conservación de la energía en los océanos se reduce a :

$$\int_{-h}^0 \bar{p}_{sm}^* C_{vs} \frac{\partial \bar{T}_{sm}^*}{\partial t} dz = \bar{E}_s - \bar{G}_2 - \bar{G}_3 \quad (12)$$

$$\text{donde } \bar{T}_{sm} = \bar{T}_h + (1 + z/h) (\bar{T}_{sm} - \bar{T}_h) \quad (13)$$

Con T_h = constante y de acuerdo con *Buendía-Del Valle (1979)* y *Del Valle (1978)*.-

$$\bar{E}_s = \int_{-h}^0 \bar{Q} * I \, dz = F_{13}' + F_{12}^* + \mathcal{E} F_{12}' + F_{14}' + F_{13}^* T_a' + F_{14} T_{sm}' + (Q+q)_o [1-(1-K)\mathcal{E}] (1-\alpha) \dots \dots \dots (14)$$

$$\bar{G}_3 = \int_{-h}^0 \bar{Q} * L \, dz$$

Los coeficientes F_i' y F_i^* son dados por *Buendía-Del Valle (1979)*, $(Q+q)_o$ representa a la radiación posible recibida por la superficie del océano, dada por *Budyko (1974)*, K es un coeficiente de regresión dado también por *Budyko (1974)* y α es el albedo del océano de *Possey and Clapp (1964)*.

Substituyendo el exceso de radiación de la superficie del océano, ecuación 14 y la ecuación 13 en el principio de conservación de la energía del océano, ecuación 12, se obtiene :

$$T_{sm}' = (D_s \{T_{sm}'\}_i + F_{12}^* + \mathcal{E} F_{12}' + F_{13}' + F_{14}' + (1-\alpha)[1-(1-K)\mathcal{E}](Q+q)_o + F_{13}^* T_a')/F_{15}$$

siendo $(T_{sm}')_i$ la temperatura del mes anterior de la superficie del océano dada por *U.S. Navy (1969)* y :

$$D_s = \frac{C_{vs} \bar{p}_s^* h}{2 \Delta t}, \quad F_{15} = D_s - F_{14}$$

De la ecuación de conservación de la energía en los continentes, ecuación 3, se obtiene :

$$T_c' = [d_s (T_c')_i + (1-\alpha) \{1-(1-K)\mathcal{E}\} (Q+q)_o - F_{12}^* - \mathcal{E} F_{12}' + F_{13}' + F_{14}' - F_{13} T_a' - G_{2c} - G_{3c}] / (d_s + F_{14})$$

Siendo (T_c') la temperatura del mes anterior de la superficie continental, y $d_s = \frac{C_{vc} \bar{p}_c^* h_c}{2 \Delta t}$.

La temperatura observada de la superficie continental es dada por *Harwitz y Austin (1944)*.

3. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La solución de la ecuación de conservación de la energía térmica en la tropósfera, ec.10, es analítica empleándose en esta ecuación como condiciones a la frontera al viento zonal nulo en los polos, por medio de :

$$\left. \frac{dT_m'}{d\varphi} \right|_{\pi/2} = \left. \frac{dT_m'}{d\varphi} \right|_{-\pi/2} = 0$$

de acuerdo con *Adem (1963)* y *Buendía-Del Valle (1979)*.

La Figura 1 muestra a las temperaturas teóricas calculadas para la tropósfera T_m' (líneas punteadas) para las estaciones comprendidas durante los meses de diciembre-enero-febrero,

invierno en el hemisferio norte, verano en el hemisferio sur (1a) y para el período junio-julio-agosto, verano en el hemisferio norte e invierno en el hemisferio sur (1b). La línea continua representa a la temperatura de la tropósfera observada a los 500 mb. y la línea discontinua representa a la solución que se obtuvo anteriormente, *Buendía-Del Valle (1979)*, en donde no se consideró al almacenamiento de energía en los continentes y se supuso que la temperatura superficial es igual a la temperatura del aire subyacente a la superficie ($Z = 0$). En el hemisferio de invierno para ambos períodos se observa que la solución teórica de la temperatura media troposférica de este trabajo, es ligeramente menor a la obtenida anteriormente, *Buendía-Del Valle (1979)*, debido a que en el invierno disminuye el almacenamiento de energía continental, así como el transporte de energía térmica del continente a la atmósfera; en los hemisferios de verano sucede lo contrario en ambos períodos excepto en altas latitudes del hemisferio sur donde se tiene una lenta respuesta del almacenamiento de energía a la radiación solar entrando.

La Figura 2 representa a la temperatura superficial del océano calculada por medio de la ecuación 15 (Línea discontinua), la temperatura observada es representada por la línea continua, igual que en anteriores reportes *Adem (1964)*, *Buendía (1974)* y *Buendía-Del Valle (1979)*, el almacenamiento de energía de los océanos predomina en la solución y ésta prácticamente se confunde con la temperatura superficial del océano observada.

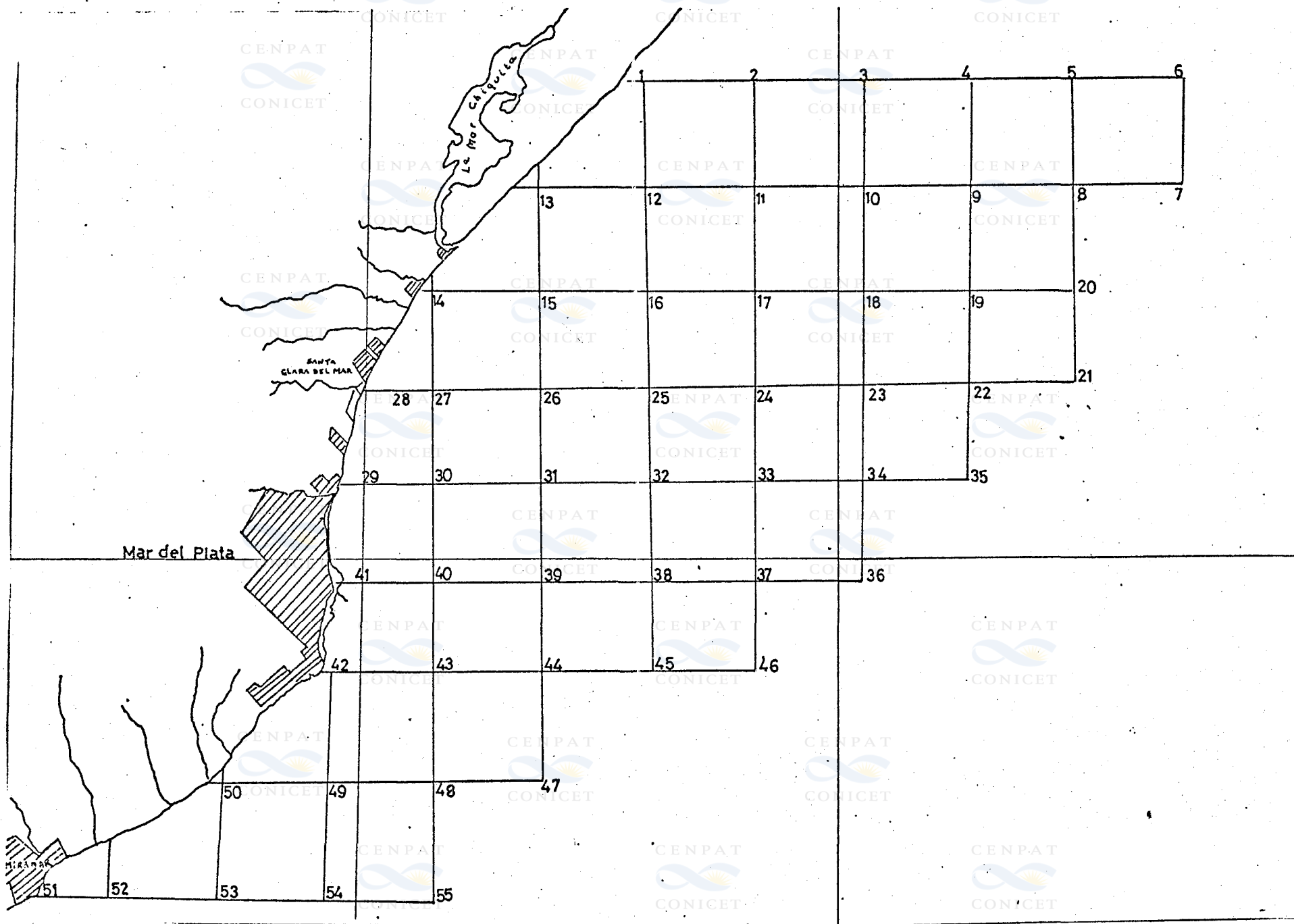
La Figura 3 muestra a la temperatura de la superficie continental observada (línea punteada), a la temperatura teórica calculada en este estudio donde se considera al almacenamiento de energía del continente en el principio de conservación de la energía, Ec. 16, y además que la temperatura del aire subyacente a la superficie T_2 es diferente a la temperatura de la superficie continental T_{sc} , (Línea discontinua); la línea formada por punto y raya representa a la temperatura de la superficie del continente sin considerar al almacenamiento de energía continental y con $T_{sc} = T_a$; la línea de cruces muestra a la temperatura continental calculada suponiendo que no existe almacenamiento de energía en los continentes y que $T_s = T_a$ siguiendo la hipótesis de *Adem (1968)*. Se aprecia la gran diferencia entre esta última solución y la temperatura observada; en esta solución al considerar que $T_{sc} = T_a$, la misma cantidad de energía radiante emitida por la atmósfera a la superficie es igual a la emitida por la superficie a la atmósfera, menos la emitida por la superficie por la ventana atmosférica, por lo que la superficie en este caso sufre un calentamiento en bajas latitudes y en el hemisferio de verano; en el hemisferio de invierno restante va disminuyendo este calentamiento.

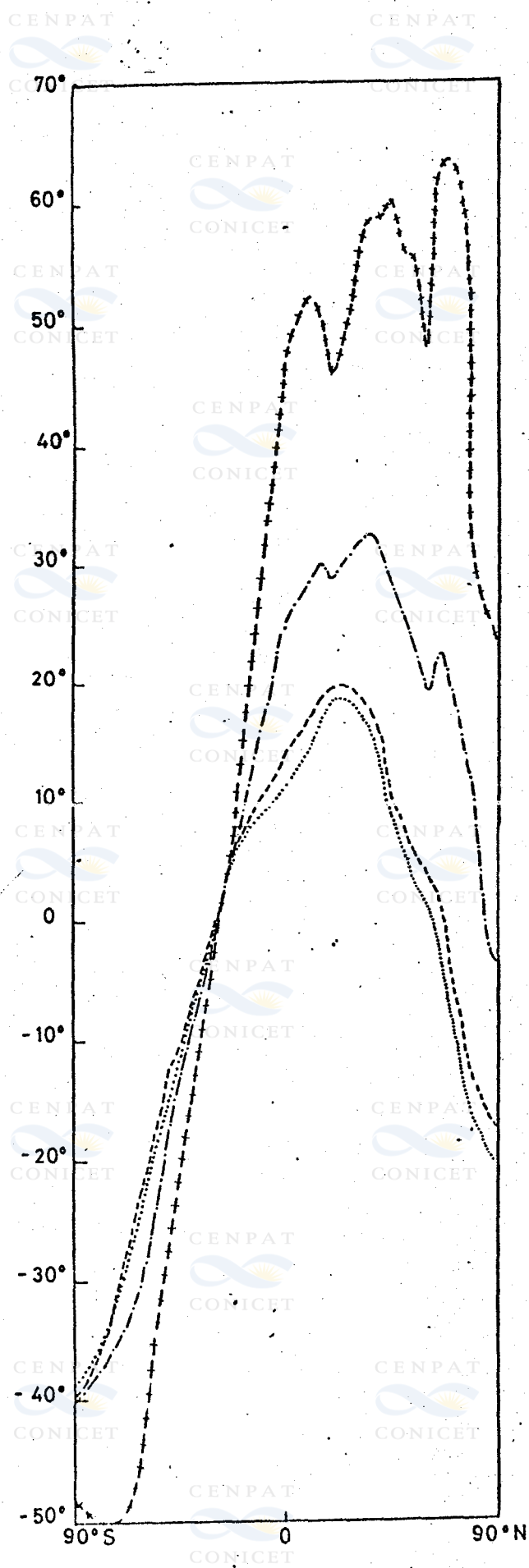
Al considerar que $T_s = T_a$ existe un intercambio de energía radiante normal, además no se priva la existencia de la pérdida de energía térmica desde la superficie por transporte vertical turbulento de calor latente de evaporación y sensible, variables que son prescriptas en este estudio; se aprecia en este caso como la solución (Línea de punto y raya), se enfría y se acerca más a la temperatura observada (Línea punteada), debido a que cuando $T_s = T_a$ la superficie del continente pierde más energía radiante. Al considerar al almacenamiento de energía en el continente, como es función del calor recibido un mes antes de la estación, en igual forma que el almacenamiento de energía de los océanos, *Adem (1963)* la temperatura teórica calculada se enfría y se aproxima más a la temperatura observada en bajas latitudes y el hemisferio de verano. En el hemisferio de invierno se aprecia que el almacenamiento de energía de los continentes es más pequeño y prácticamente se puede considerar un balance entre el exceso de energía radiante y la pérdida de energía térmica desde la superficie por transporte vertical turbulento de calor sensible y latente de evaporación.

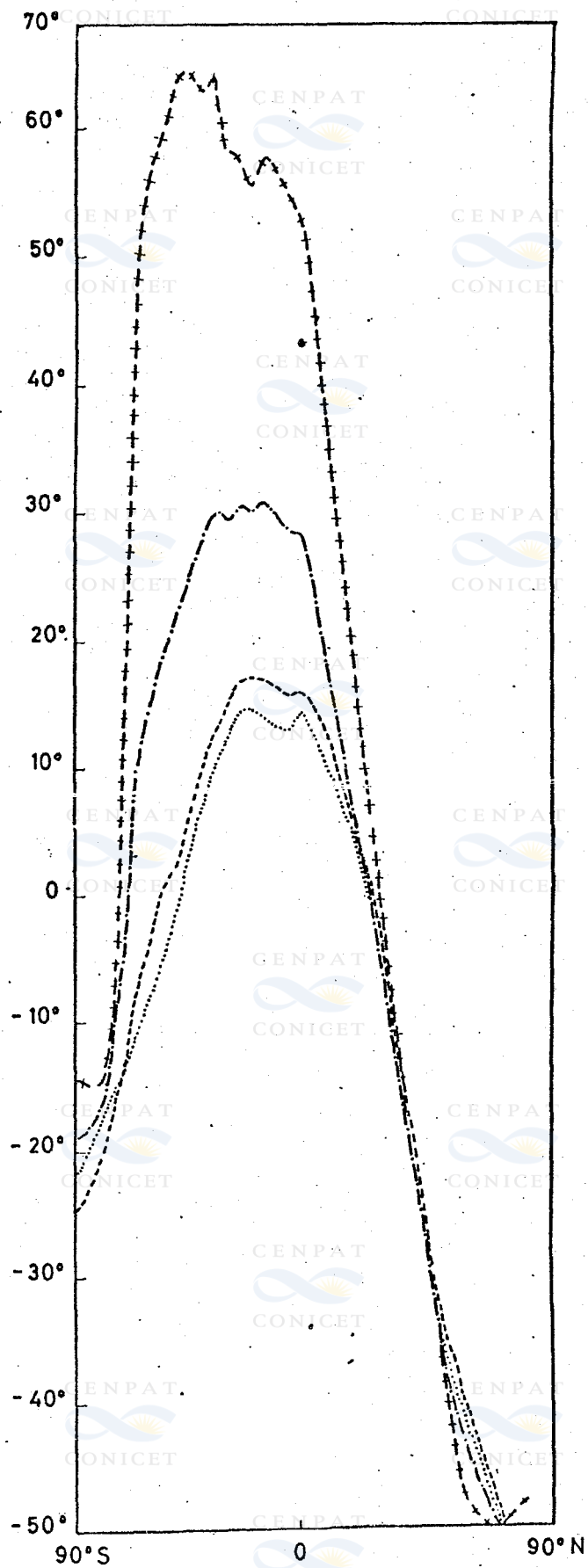
4. BIBLIOGRAFIA

- Adem, J. 1962. On the Theory of the General Circulation of the Atmosphere, Tellus volume 14, Nro. 1, pp. 102-115.
- Adem, J. 1962. Preliminary Computations on the Maintenance and Prediction of Seasonal Temperatures in the Troposphere. Mon. Wea. Rev. Vol. 91, pp. 375-386.
- Adem, J. 1964 a. On the Physical Basis for the Numerical Prediction of Monthly and Seasonal Temperatures in the Troposphere Ocean-Continent System. Mon. Wea. Rev. Vol. 92, Nro. 3, pp. 91-103.
- Adem, J.. 1964 b. On the Normal Thermal State of the Troposphere-Ocean-Continent System in the Northern Hemisphere. Geofísica Internacional, Vol. 4, pp. 1-32.
- Adem, J. 1965. Experiments Aiming at Monthly and Seasonal Numerical Weather Prediction. Mon. Wea. Rev., Vol. 93, Nro. 8, pp. 495-503.
- Adem, J. 1967. Relations Among Wind, Temperature, Pressure, and Density, with Particular Reference to Monthly Averages. Mon. Wea. Rev., Vol. 95, Nro. 8, pp. 531-539.
- Adem, J. and Jacov W. 1968. One-Year Experiment in Numerical Prediction of Monthly Mean Temperature in the Atmosphere-Ocean-Continent System. Mon. Wea. Rev., Vol. 96, Nro. 10, pp. 714-719.
- Adem, J. 1968. Long-Range Numerical Prediction With a Time-Average Thermodynamic Model. Unpublished Study of Extend Forecast Division, NMC, Weather Bureau, ESSA-Washington, D.C. (Copies availables to interested person).
- Adem, J. 1973. Oceans Effects on Weather and Climate. Geof. Int., Vol. 13, Nro. 1, pp. 17.
- Adem, J. 1979. Low Resolution Thermodynamic Grid Model Dynamics of the Atmosphere and Oceans. Vol. 3, pp. 433-451.
- Bryson, R.- Dittberner, G. 1976. A Non-Equilibrium Model of Hemispheric Mean Surface Temperatura. Journal: of the At. Sc.. Vol. 33, Nro. 11, pp. 2094-2106.
- Budyko, M.I. 1974. Climate and "Life" Academic Press New York-London.
- Buendía, E. 1974. Incorporación del gradiente térmico variable al modelo termodinámico del clima. Tesis de maestría - UNAM.
- Buendía, E., Morales T., Guzmán S. y Ritter, W. 1979. Incoporation of Variable Lapse Rate in the Global Thermodynamic Model . Journal of the Met. Soc. of Japan, Vol. 57, Nro. 2, pp. 191-195.
- Buendía, E. and Morales, T. 1978. On the Global Thermodynamic Model. Rev. Geo. I.P. G.H., O.E.A., Vol. 8, pp. 21-34.
- Buendía, E. y Morales, T. 1975. Nota sobre la Integración del Modelo Termodinámico Global zonalmente promediado. An. Inst. Geof., Vol. 21, pp. 145-162.
- Buendía, E.; Del Valle, E. y Morales, T. 1979. Sobre el flujo de energía superficial en el sistema tropósfera-océano-continente. Revista Geofísica I.P.G.H., O.E.A., Vol. 10-11, pp. 31-40.
- Buendía, E.; Morales, R. and Camisassa, S. 1980. Effetto del Gradiente Térmico Variabile sul Modelo Termodinamico Globale Mediato zonalmente . Rivista Di Meteorologia Aeronautica XL, n4, pp. 289-296.
- Charney, J. 1948. On the Scale of Atmospheric Motions, Geofys. Publi., Vol. 17, Nro. 2, 17 pp..
- Del Valle, E. 1978. El Flujo de Energía Superficial en el Pronóstico a Largo Plazo. Tesis de Físico - UNAM.

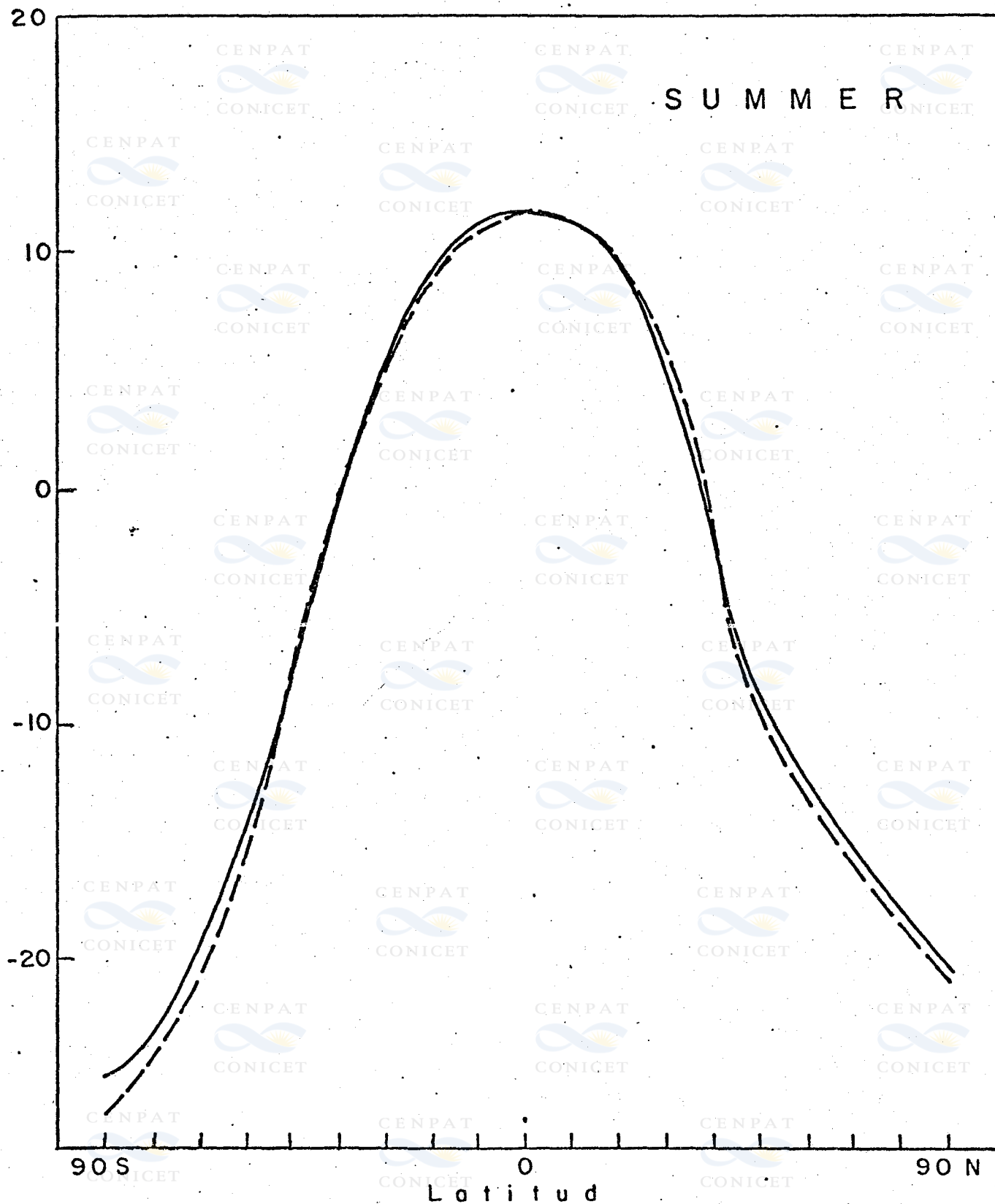
- Harwitz, P. and Austin, M. 1944. Climatology. Mc. Graw Hill Book Company Inc., New York-London.
- Jacobs, W.C. 1951. Large-Scale aspects on Energy Transformation over the oceans. Compendium of Meteorology, American Meteorological Society, Boston, Mass., pp. 1057-1070.
- Landsberg, H. 1945. "Climatology". Section XII Handbook of Meteorology, Mc.Graw Hill Book Com.Inc. New York, pp. 927-997.
- London, J. 1957. A Study of the Atmospheric Heat Balance. F. Ref. New York University , pp.1-99 pp.
- Miller, E. 1951. Energy Equations. Compendium of Meteorology, American Meteorological Society, pp. 483-491.
- Posey, J.. y Clapp. 1964. Global Distribution of Normal Albedo Geofísica Internacional, Vol. 4, pp. 33-48.
- Sellers, W. 1975. Physical Climatology; the University of Chicago Press. 272 pp.
- Shaw, D. and Donn, W. 1971. A Thermodynamic Study of Artic Paleoclimatology Quart. Res. Vol. 1, Nro. 2, pp. 175-187.
- Stephen, G.W. y Stephen, H.S. 1979. Seasonal Simulation as a Test for Uncertainties in the Parameterizations of a Budyko-Sellers zonal Climate Model. Journal . Atm.Sc., Vol. 36, pp. 1377-1391.
- Stone, P. y Carlson, J. 1979. Atmospheric Lapse Rate Regimes and Their Parameterization. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 36, pp. 415-423.
- U.S. Navy, 1969. "Marine Climatic Atlas of the World". Vol. VIII, Published by direction of Commander, Naval Weather Service Command.

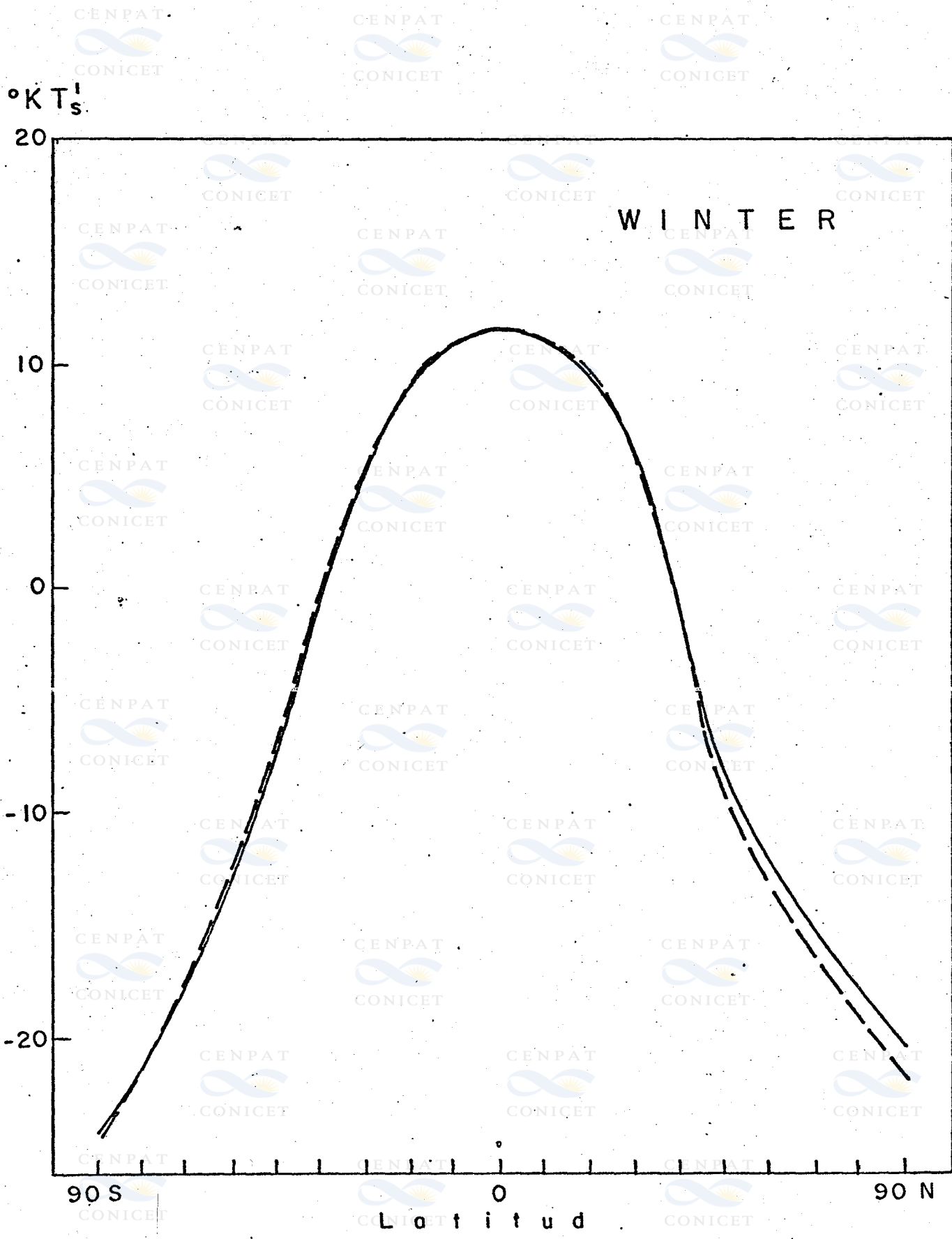






°K T_s¹





PK T_s

20

10

0

-10

-20

SUMMER

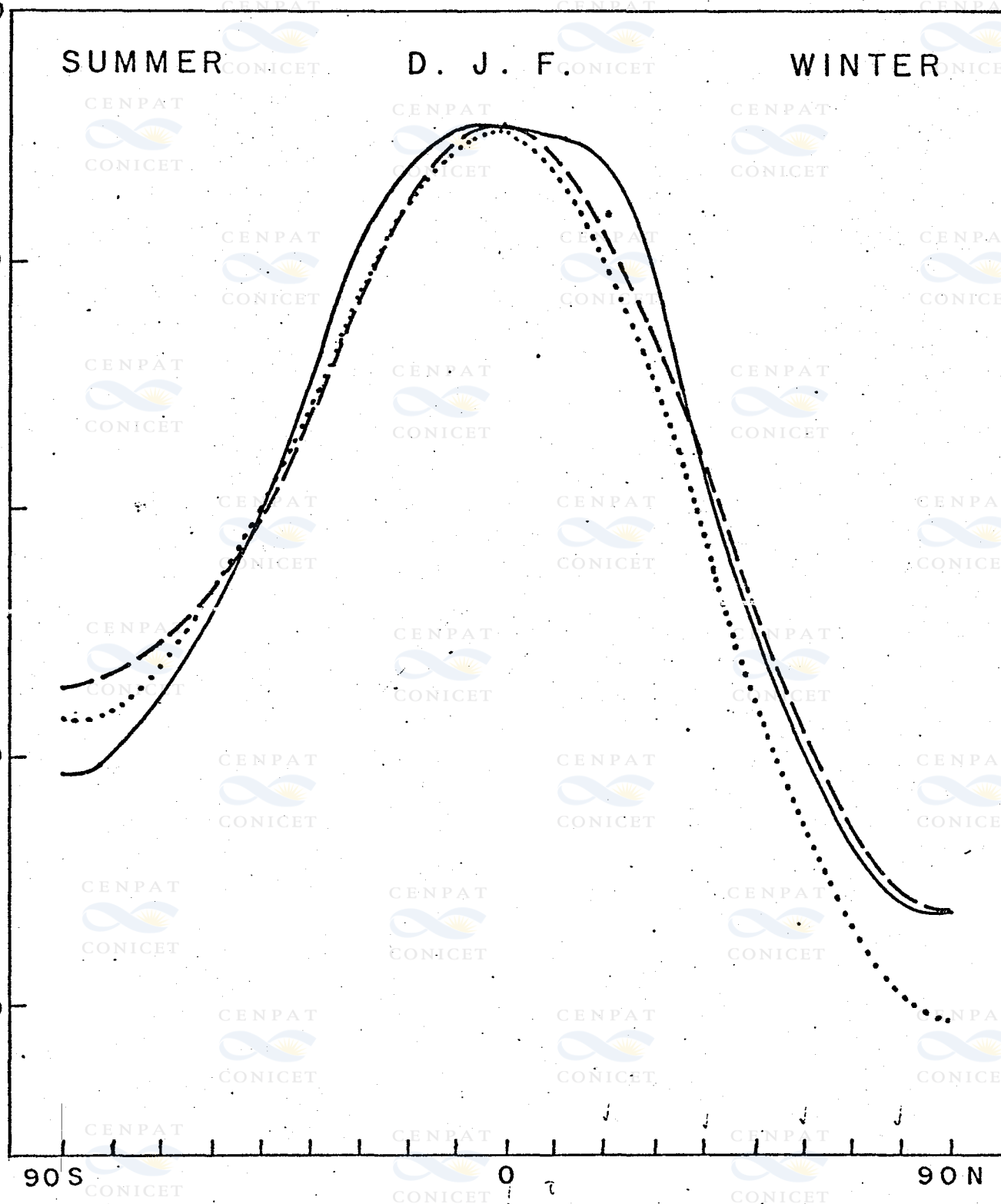
D. J. F.

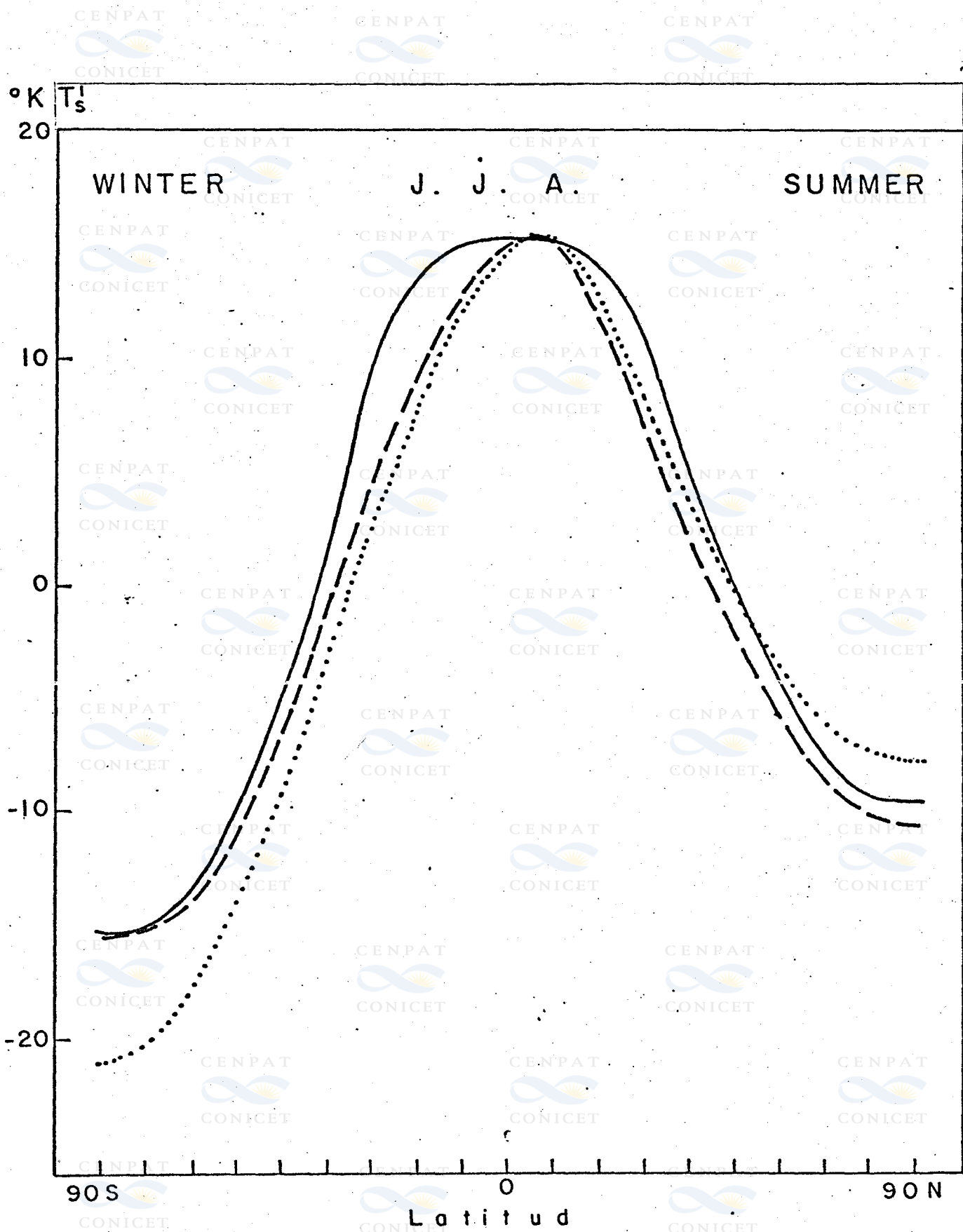
WINTER

90 S

0

90 N





EL INSTITUTO ARGENTINO DE OCEANOGRAFIA.

Leoncio Montesarchio
Instituto Argentino de
Oceanografía

RESUMEN

La exposición tiene como objetivo brindar un panorama de la situación actual del IADO en lo que hace a :

- Evolución del Recurso Humano desde el año 1976 a la fecha.
- Principales proyectos de investigación en marcha, con énfasis en los referentes al Programa BID-CONICET y a los referidos a la transferencia de conocimientos.

En todos los casos se pone en evidencia la necesidad de responder a la característica multidisciplinaria de las ciencias del mar.

En lo referente a la cantidad y calidad del recurso humano, se analizan las posibilidades de incorporación y se concluye que uno de los caminos que ofrece mayores expectativas - aunque el plazo sea demasiado extenso - es el de sumar esfuerzos para formarlos en el lugar con posterior perfeccionamiento en el exterior.

A esta temática responden tanto la carrera de Licenciatura en Oceanografía como la de los becarios internos.

Además, se pone en conocimiento de los presente las principales características del equipamiento que está recibiendo el IADO.

DINAMICA SEDIMENTARIA EN EL AREA DE BAHIA BLANCA.

Louis R. Lafond
Universidad de París
Instituto Argentino de Oceanografía

RESUMEN

Se presenta en la primera parte de esta comunicación una revisión sumaria del conocimiento actual del movimiento de sedimentos en estuarios y lagunas. Aunque debe registrarse una diferencia morfológica entre deltas, estuarios y lagunas, parece claro que la dinámica sedimentaria está controlada en todos estos ambientes costeros por los mismos factores. En estuarios y lagunas se encuentran una especie de estado de equilibrio, y en los deltas el equilibrio es desplazado por la sobrealimentación de sedimentos, volviéndose entonces la deposición el factor principal para escalas de tiempo grandes. Sin embargo, la deposición de sedimentos en deltas en el presente es altamente dependiente de los mismos factores que controlan el estado de equilibrio en los estuarios.

Así, parece bien establecido que el modelo de estuario es usable como esquema general de los movimientos sedimentarios en áreas costeras resguardadas.

Hay que hacer énfasis en los parámetros más significativos del equilibrio :

- Forma asimétrica de la curva de marea en la parte superior del sistema, con el resultado de una aceleración de los corrientes de marea durante la pleamar.
- Estado de no equilibrio de las velocidades resultantes, consideradas sobre un ciclo de marea completo, que introduce desplazamientos residuales del agua y material suspendido alrededor de un punto nodal, en el cual se encuentran concentraciones máximas de dicho material.
- Importancia de la distribución de salinidad, que controla parte del movimiento en el estuario, aún fuera de movimientos de marea. Pero en los estuarios, la salinidad es siempre suficientemente alta como para permitir una floculación completa de los sedimentos, que si no se depositan continuamente es debido a la turbulencia.
- Un estudio combinado de todos los factores muestra que el momento más favorable para la deposición de sedimentos durante el ciclo de marea se encuentra luego de la pleamar. La sedimentación tiene lugar sobre zonas cubiertas por una capa relativamente delgada de agua, sobre todo alrededor de la región de concentraciones máximas.
- La posición de esta región de máxima concentración en un estuario es controlada principalmente por la amplitud de la marea y la descarga fluvial. En el caso de una descarga fluvial baja, la región de máxima turbidez se desplaza aguas arriba; los desplazamientos aguas abajo de la máxima turbidez están relacionados con crecientes excepcionales, registrándose durante estos períodos expulsiones de material aluvional.
- Se debe recordar que sólo una pequeña fracción del material sedimentario móvil disponible en el estuario se deposita en cada pleamar, y que la mayor parte de este depósito es removido durante la bajante, pero principalmente en las partes inferiores de los estuarios, es decir, en los canales de drenaje. La acción de estos procesos es independiente de

la descarga fluvial y del origen de los sedimentos, que es indistinto que sean de aporte fluvial, de corrientes marinas, o sedimentos relictos de la misma área.

En la segunda parte, se hace énfasis en las tendencias particulares de la evolución sedimentaria en la zona de Bahía Blanca. Resultan ser de particular importancia : la influencia de los vientos fuertes, sobre todo en el cuadrante Sur; el muy pequeño aporte de agua dulce en la parte Norte del sistema (y nulo más al Sur); y la forma particular de la onda de marea que ingresa en la Bahía Blanca que en la mayor parte de las condiciones no muestra ninguna modificación.

El resultado de las influencias combinadas de estos factores es una activa sedimentación y un relleno de las zonas internas; y simultáneamente la existencia de intensos procesos erosivos a lo largo de los canales de drenaje, relacionados con la acción de olas generadas por el viento. Una característica particular es la presencia de surcos y hoyos en las planicies que se extienden sobre gran parte de las regiones inferiores, descritos por primera vez aquí. La sedimentación actual en el área es sólo la última fase de una evolución que comenzó en períodos geológicos anteriores, y la Bahía Blanca debe ser considerada una subfacies lateral del extenso delta del Río Colorado.

Es posible obtener algunas evidencias del gran aporte sedimentario en la boca del Río Colorado, y de cambios notables en la morfología de su delta en el Holoceno. El origen primario de los sedimentos que se mueven ahora en la Bahía Blanca, se ha de buscar entonces en una sedimentación déltica previa en la zona, y al desplazamiento lateral de sedimentos a lo largo de la costa y sobre la plataforma continental.

El modelo sedimentario de la Bahía Blanca que se está desarrollando en el IADO ayudará a un desarrollo armonioso de las actividades en el área portuaria, y a la generación de directivas para la protección del ambiente en la zona de lagunas. Se contempla la extensión de este proyecto a otras regiones de costas bajas al Sur del Río Colorado.

EFFECTOS METEOROLOGICOS Y OCEANOGRAFICOS EN LA PRODUCTIVIDAD DEL OCEANO PACIFICO DEL ESTE.

Mst. Walter Ritter Ortiz
Centro de Ciencias de la Atmósfera
UNAM - México

RESUMEN

Se observa para los túnidos del Océano Pacífico del Este que tanto su abundancia en cardumen como en área, está determinada por el factor abundancia de alimento y esta última está altamente correlacionada con la poca profundidad de la termoclina, lo cual a su vez depende de los efectos meteorológicos y oceanográficos propios de la localidad. Notándose además que a mayor tiempo de persistencia de la termoclina poco profunda, corresponde también una mayor estabilidad de producción oceánica.

Las zonas históricas de mayor producción y sus efectos meteorológicos y oceanográficos limitantes son : El Golfo de Guayaquil limitado esporádicamente por los efectos del "Niño", efecto de escala global de la circulación general de la atmósfera, el Golfo de Panamá limitado en su producción por la posición de la zona de convergencia intertropical, el Golfo de Tehuantepec por la situación de una alta presión sobre el Golfo de México, la entrada al Golfo de California por una interacción compleja de las corrientes propias de la localidad, y en la península de Baja California la resultante de los efectos friccionales del viento de un año anterior ocurridos por los 50° N. de latitud.

1. INTRODUCCION

En el Océano Pacífico del Este entre las latitudes que comprenden desde el Norte de Baja California hasta el Norte de Chile, se encuentra localizada una de las áreas de mayor productividad de túnidos del mundo.

En esta área, el atún aleta amarilla se le captura asociado a barriletes, delfines o en cardúmenes solos y en forma menos frecuente asociado a otras especies o alrededor de objetos flotantes como troncos de árboles; cuando es capturado con barriletes, los peces resultan más pequeños que cuando el cardumen es puro, *Orange, Schaefer y Larmie (1957)*, *Broadhead y Orange (1960)*, observándose además que tanto el atún aleta amarilla como el barrilete tienen la tendencia de agruparse por tamaños, *Schaefer (1948)*, *Brock (1954)* y *Royce y Otsu (1955)*.

Hennemuth (1961a) observó la posibilidad de incrementar en un 16 % el rendimiento por recluta en el atún aleta amarilla, aumentando de 7.5 libras a 28 libras el tamaño de primera entrada a la pesquería considerando que la mortalidad natural y el crecimiento son independientes de la densidad de la población, y de que el esfuerzo pesquero se conservaría entre los rangos que ocurrían en esa época.

Sin embargo, *Calkins (1965)*, al utilizar lances individuales, observó que en los lances en que aparecen delfines los peces son mayores pero menos homogéneos en agrupación que en los otros tipos de agrupación, además de que en un lance más de un grupo de edad puede

ser capturado. Concluyó su estudio al anotar que la variación entre cardúmenes era lo suficientemente grande como para complicar cualquier programa tendiente a optimizar la productividad en el atún aleta amarilla, incrementando el tamaño mínimo de entrada a la pesquería, el cual fracasaría a menos que fuera posible identificar el tamaño de los peces en el cardumen antes de realizar el lance.

Dado que la flota pesquera ha incrementado su eficiencia, con la substitución casi total de barcos de carnada por barcos rederos de mayor tamaño, a partir de 1960 y de que las áreas de explotación y las capturas han sido aumentadas también considerablemente, en este estudio, se pretende encontrar un posible método, de identificación de los tamaños de los peces en los cardúmenes como posible procedimiento para optimizar el rendimiento, observando una serie de posibles factores que puedan influir en la distribución o agrupación de tales tamaños, incluyendo entre éstas las de tipo local temporal y ambiental.

Consideramos los siguientes factores como los de posible influencia en la composición de los tamaños en los cardúmenes muestreados :

- a) Arte de Pesca - Se utilizaron solamente las muestras de lances realizados por barcos rederos, ya que estos por su tamaño y mayor eficiencia es de esperarse que presenten menores problemas de selectividad que los barcos de carnada.
- b) Tipo de Asociación - Se clasificaron como lances en delfines, lances de cardúmenes puros y lances mezclados de atún aleta amarilla con barriletes, ya que se ha observado que es un factor que influye en la forma de agrupación de tamaños.
- c) Area - Tiempo - Se dividió el área de estudio en áreas de cuadrados de un grado, y los estratos de tiempo fueron en base diaria para observar diferencias de tamaños en los peces en áreas similares, en base mensual para observar diferencias de tamaños y rangos de agrupación por tipos de asociación y en base trimestral para observar las áreas históricas de mayor producción.
- d) Tamaño de Barco - Podría esperarse que a mayor tamaño del barco, exista una mayor eficiencia y de que a mayor eficiencia se obtengan capturas más representativas de los cardúmenes. Es por esto que se observaron las diferentes capturas para distintos tamaños de barcos pescando en la misma área y tiempo, en esta forma, además, podemos diferenciar volúmenes de captura en cada lance para diferentes tamaños de barcos pescando en la misma área y tiempo y así identificamos si el tamaño del lance depende del tamaño del barco, del área, o del mes, en que se realicen los lances.
- e) Producción Primaria - La alimentación puede ser un factor significativo en la abundancia, concentración y hábitos de los tunidos, es por esto que se correlacionaron la abundancia en las capturas de las áreas, tiempo con su respectiva concentración de producción de alimentación primaria y algunos factores físicos que pueden influir en dichas concentraciones como es la profundidad de la termoclina.

2. PROCEDIMIENTOS Y ANALISIS DE LA INFORMACION

a) Distribución Biogeografica.

Con el objeto de observar las áreas donde tradicionalmente se han hecho las mayores capturas independientemente de los métodos empleados en ellas, se muestran los mapas de la distribución geográfica de las capturas de atún aleta amarilla Thunnus albacares, y de el

barrilete Katsuwonus pelamis, Fig. (1,2) en base a datos de la Comisión Interamericana del Atún Tropical, la cual los tomó de los cuadernos de bitácora para la mayoría de los viajes de atún realizados por los barcos rederos y los de carnada que tienen su base en California, México, Puerto Rico y Perú, sin incluir los de la flota palangrera japonesa y los viajes diarios de los pequeños barcos de carnada y bolicheros con base en Perú y Colombia. Los datos en los mapas cubren exclusivamente los años 1963 a 1966 y son por cuadrantes de un grado y por trimestre, lo cual es una indicación de su distribución biogeográfica característica.

Como se puede observar de estos mapas México se encuentra en situación geográfica de privilegio respecto a estas áreas de pesca de túnidos tropicales, sabiéndose además por información contenida en los datos de la Comisión Interamericana del Atún Tropical (CIAT) en 1970, que en la zona de las 200 millas de los estados ribereños se capturó el 74 % del total y que en las 200 millas frente al litoral mexicano se capturó el 44.3 % del volumen total capturado en toda el área controlada por dicha Comisión. O sea que si consideramos únicamente el tonelaje pescado en el área de 200 millas de todo el litoral oriental del Pacífico, lo correspondiente a México es el 60 %, aunque las proporciones de captura entre atún aleta amarilla y barriletes varían en cada año. Ello se puede observar en el reporte anual de la CIAT para 1971 (Tabla 1) en que el promedio del porcentaje que corresponde al atún aleta amarilla es del 59 % considerando las capturas desde 1945 hasta 1971.

b) Tamaños promedio y rangos de agrupación mensual para los diferentes tipos de asociación.

Con el objeto de observar variaciones temporales en los tamaños medios y variaciones de magnitudes en los rangos de agrupación, se obtuvo su valor promedio mensual de todos los años en todas las áreas, y para los diferentes tipos de asociación. Fig. (3).

De estas observaciones podemos deducir que :

- 1.- El tamaño medio mensual de atún aleta amarilla asociado a barrilete es más pequeño que el encontrado en cardúmenes puros o mezclados a delfines, lo que coincide con estudios anteriores donde se señala la tendencia a agruparse por tamaños.
- 2.- Las fluctuaciones en tamaños medios mensuales tanto para la asociación mezclada con barrilete como la asociación pura, siguen la forma de una curva donde los tamaños mínimos promedios en la asociación a delfines es en primavera.
- 3.- Los peces más pequeños son observados en los asociados a barriletes con incorporaciones en abril y en junio los de asociación pura.
- 4.- El rango mínimo de asociación a barrilete ocurre en agosto y en la asociación pura en septiembre.
- 5.- Existe una superposición de rangos para los tres tipos de asociación, con magnitudes máximas en la asociación con delfines, donde interactúan varios grupos de edades.

c) Tamaños promedios y rangos de agrupación de cardúmenes en áreas.

Con el objeto de observar diferencias en los tamaños de asociación en área y tiempo se denominaron lances individuales, a aquellas capturas de un solo lance que llenaron una bo-

dega y que se sabía la fecha en que fue realizado, así como el área, tonelaje y tipo de asociación del cardúmen capturado.

Se llamaron lances múltiples a aquellos que reunieron las siguientes condiciones :

- A los diferentes lances que llenaron las bodegas muestreadas procedentes de la misma área de un grado.
- Que el intervalo entre el primero y el último lance no fuera mayor a ocho días.
- Que se conociera el tonelaje de captura de cada lance y tipo de asociación en los cardúmenes.
- Que el tipo de asociación en los cardúmenes capturados fuera el mismo.

Se efectuó el análisis de correlación para conocer el grado de similitud de tamaños y asociación de los peces en lances individuales y lances múltiples así como para sus rangos en la misma o anexa área de un grado, en fechas lo más cercanas posibles y con el mismo tipo de asociación.

La ecuación del eje principal, utilizando el método de correlación producto-momento para un par de variables de *Pearson (1958)* es :

$$Y_1 = - 14.09 + 1.13 Y_2$$

donde : Y_1 = lances individuales.

Y_2 = lances múltiples.

obtenida la ecuación :

$$Y_1 = \bar{Y}_1 + b_1 (Y_2 - \bar{Y}_2)$$

donde :

$$b_1 = \frac{S_{12}}{\lambda_1 \cdot S_1^2}$$

y :

$$\lambda_1 = \frac{(S_1^2 + S_2^2 + \frac{(S_1^2 + S_2^2)^2 - 4(S_1^2 S_2^2 - S_{12}^2)}{2})^{1/2}}{2}$$

donde :

$\bar{Y}_1, \bar{Y}_2$: promedio de tamaños en lances individuales y múltiples respectivamente.

S_{12} : covarianza de lances individuales y múltiples.

S_1^2 : variancia en lances individuales.

S_2^2 : variancia en lances múltiples.

λ : autovalores o raíces características de lances individuales.

La ecuación para el eje menor es :

$$Y_1 = 152.96 - 0.88 Y_2$$

El coeficiente de correlación es :

$$r_{12} = \frac{\sum y_1 y_2}{\left(\sum y_1^2 \sum y_2^2 \right)^{1/2}}$$

donde :

$\sum y_1^2$: suma de cuadrados de lances individuales.

$\sum y_2^2$: suma de cuadrados de lances múltiples.

$\sum y_1 y_2$: suma de productos de lances individuales y múltiples.

La probabilidad del 95 % de confianza del área de la elipse alrededor del punto (Y_1, Y_2) se calcula como :

$$P \left\{ S_1^2 (Y_2 - \mu_2)^2 - 2 S_{12} (Y_1 - \mu_1) (Y_2 - \mu_2) + S_2^2 (Y_1 - \mu_1)^2 \leq \frac{\lambda_1 \lambda_2 (n-1)^2}{n(n-2)} F_{.05(2, n-2)} \right\} = 95 \%$$

donde :

$\lambda_2 = S_1^2 + S_2^2 - \lambda_1$: autovalor de los lances múltiples.

y :

μ_1 : verdadera media de Y_1

μ_2 : verdadera media de Y_2

n : número de valores.

$F_{0.5(2,n-2)}$: distribución F con una probabilidad del 95 % de confianza y $n-2$ grados de libertad.

Obteniéndose un valor de $r_{12} = 0.626$ para los tamaños medios de asociación. El mismo tipo de análisis se realizó para conocer la similitud de rangos de agrupación de lances individuales y de lances múltiples. Se obtuvo una correlación de 0.47 al mismo nivel de significancia.

La deducción general de los análisis anteriores señalan en forma significativa que en intervalos cortos de tiempo, determinados tamaños tienden a concentrarse más abundantemente en determinadas áreas, sin presentar la misma homogeneidad en los rangos de agrupación.

También se puede deducir que tanto los lances individuales como los lances múltiples (bajo las condiciones impuestas anteriormente) son representativos de la población que se está muestreando, por lo que se podrá hacer uso de ellos indiscriminadamente de que sean de lances individuales ó múltiples.

Además, se observa que el mayor número de lances en asociaciones a barrilete o de cardúmenes puros ocurre en áreas próximas a las costas. Lo que señala que existe una influencia de área en los tamaños y rangos de asociación. La primer área, el área anexa a la costa con peces más pequeños tanto en tamaño como en rango de agrupación, con cardúmenes puros o asociados a barrilete. La segunda área, más alejada de las costas, donde usualmente se encuentran cardúmenes de peces más grandes tanto en tamaño como en rangos de agrupación generalmente con dos o tres grupos de edades y asociados a delfines.

Lo anterior se confirma cuando se señalan las áreas con capturas de un tamaño menor a 60 centímetros, Fig. (4,5).

En la agrupación, de los tamaños mínimos, para cardúmenes puros es notable el hecho de que generalmente se les captura en áreas costeras, próximas a islas o alrededor de objetos, lo cual es señal de un posible efecto de convergencia. Estas localidades se caracterizan por ser grandes productores en números de los grupos más jóvenes que entran a la pesquería.

Los diferentes asociados interactúan constantemente en área y tiempo, pero en muchas ocasiones actúan muy independientemente. Yuen (1963), de observaciones submarinas, concluyó que aún cuando en lances individuales son capturados atunes aleta amarilla y barriletes juntos dichas especies no están agrupadas aleatoriamente, sino que tienden a agruparse por especies, y el hecho de ser atraídos a la misma área es por el estímulo del alimento. Observación que coincide con Shimada y Scheafer (1956) cuando notan del estudio sobre los alimentos y hábitos nutritivos del atún aleta amarilla y barrilete del pacífico de que estos están orientados en su distribución por las cantidades de alimentos que encuentran, y así generalmente tienden a conglomerarse en regiones oceánicas en donde la productividad biológica es alta y en donde las reservas estables de organismos alimenticios son abundantes. J. Joseph (1970) reconfirma lo anterior al señalar que los atunes no están aleatoriamente distribuidos, sino que tienden a concentrarse en determinadas áreas del océano que presentan determinadas características físicas, coincidiendo las áreas

de alta productividad primaria (zona de surgencias, áreas alrededor de islas o interfaces de corrientes), con las mayores concentraciones de atún. *Joseph y Barret (1963)* también observaron que los atunes aleta amarilla tendieron a permanecer debajo del barrilete, cuando atunes aleta amarilla y barriletes fueron mantenidos en el tanque de carnada de un barco atunero comercial.

3. ABUNDANCIA EN LOS CARDÚMENES

Independientemente del tipo de asociación, área y tiempo para conocer los factores de influencia en el tamaño o tonelaje de asociación en los cardúmenes se consideraron factores como el tamaño promedio de los peces en el lance, el rango de agrupación de los peces y la capacidad del barco que hizo dicho lance, efectuándose un análisis de regresión múltiple, por el método de *stepwise regression*, de *W.J. Dixon (1964)*, para conocer los diferentes grados de similitud e influencia de los parámetros considerados :

La siguiente matriz de correlaciones se obtuvo :

Donde :	A	B	C	D
A	1.000	0.335	0.209	0.291
B		1.000	0.523	0.170
C			1.000	0.150
D				1.000

$$R^2 = 18.85 \%$$

Donde :

- A - Tonelajes de los cardúmenes capturados en los lances.
- B - Tamaños promedio de los peces en los cardúmenes capturados.
- C - Rangos de agrupación de los peces en los cardúmenes capturados.
- D - Capacidad de los barcos que hicieron los respectivos lances.

Donde, por ser simétrica la matriz se imprimieron solamente los resultados de la parte superior.

Si además se considera que :

- a) Los capitanes hicieron buenas estimaciones del tamaño del cardúmen al anotarlo en sus libros de bitácoras.
- b) En los lances utilizados, se capturó todo el cardúmen o una parte bastante representativa de este.

Por lo que podemos deducir que ninguno de los parámetros anteriormente considerados influye en forma considerable en el tamaño del lance; y por lo tanto en la abundancia del cardúmen. Ya que estos en su totalidad apenas si explican un 16.85 % de la variabilidad en la abundancia del cardumen (valor de R^2).

Se encuentra que :

- a) Los peces de mayor tamaño y mayor rango de agrupación no forman parte de los cardúmenes de mayor tonelaje, pero sí existe cierta correlación positiva (0.523) entre ellas dos, es decir, se observa que los peces de mayor tamaño tienden a agruparse en rangos mayores.
- b) La mayor capacidad de los barcos no implica que capturen en promedio a los cardúmenes de mayor tonelaje, ni a los peces de mayor tamaño y rangos de asociación.

Por lo anterior los datos utilizados pueden considerarse representativos de la abundancia de los cardúmenes en el área y tiempo determinados.

La abundancia en el cardúmen parece estar mejor determinada por los factores ambientales implícitos en el área, como son la profundidad de la termoclina, Fig. (6), y de una posible consecuencia de ésta, como es la concentración de alimento. Observándose que existen para menores profundidades mayores concentraciones de alimento y también que la abundancia relativa de biomasa primaria estacional según *Isaacs (1969)* sigue un patrón de comportamiento similar a la abundancia promedio mensual del cardúmen del atún aleta amarilla, Fig. (7).

4. OBSERVACIONES MIGRATORIAS A TRAVES DE ESTUDIOS DE MARCADO.

Tanto estudios de marcado, *Schaefer, Chatwin y Broadhead (1961)*, como datos de la distribución de captura, *Calkins y Chatwin (1967)*, indican que de las áreas de mayor abundancia de atún aleta amarilla, éste parece movilizarse estacionalmente a lo largo de la costa mexicana. Del marcado de 59,547 aleta amarilla y 90,412 barriletes en el océano Pacífico del Este *Fink y Bayliff (1970)*, observan que existen dos grupos principales, con cierta entremezcla entre ellos, tanto para el atún aleta amarilla como para el barrilete, Fig.(8), con desplazamientos muy similares. Señalan a las islas Revillagigedo como la zona donde los peces hacen sus primeras aportaciones a la pesquería en el mes de abril, de donde se desplazan hacia el Norte tanto en primavera como en verano y hacia el Sur en otoño. Aparecen también en otras zonas como las islas Mariás y en el Golfo de Panamá donde se ha observado que, en ambas, en abril existen desplazamientos tanto al Norte como al Sur con la tendencia en este último lugar a moverse hacia el Golfo de Guayaquil. Se observa que tanto la distribución como los movimientos, son influenciados por factores ambientales, como la temperatura. *Broadhead y Barret (1964)* y *Blackburn (1963, 1965)*, así como por factores de abundancia y concentración de alimento *Shimada y Schefer (1956)*, *J. Joseph (1970)*.

5. ASPECTOS AMBIENTALES EN LAS ZONAS HISTÓRICAS DE PRODUCCION.

Observando las áreas de capturas representativas de las zonas históricas de mayor producción de túnidos en el océano Pacífico del Este, Fig. (1,2), destacan por su abundancia las siguientes regiones :

- a) Las islas Revillagigedo y bancos locales de la Baja California, incluyendo la entrada al Golfo de Baja California, islas Marias y Cabo Corrientes.
- b) Domo de Costa Rica, incluyendo el Golfo de Tehuantepec y proximidades de Acaapulco.
- c) Golfo de Panamá.
- d) Golfo de Guayaquil.

Estas regiones presentan diferentes consistencias en su abundancia de año a año, destacando por su mayor grado de estabilidad productiva el Golfo de Guayaquil y el Domo de Costa Rica, respectivamente. En cambio las otras regiones presentan mayor variabilidad. La estabilidad productiva se observa que está íntimamente relacionada con la estabilidad de la termoclina de 10 m. es decir, estas regiones históricas de mayor productividad coinciden con una termoclina poco profunda y una mayor abundancia o concentración zooplanctónica, Figuras (6,9). Dado que la profundidad de la termoclina depende en gran medida de los factores meteorológicos, así como de algunos oceanográficos, en seguida analizaremos para cada una de las regiones anteriormente mencionadas las condiciones meteorológicas particulares de posible influencia en la producción de una termoclina poco profunda y de una mayor concentración de alimento. También se analizarán las corrientes prevalecientes del área y sus posibles formas de influencia. Para las latitudes altas *Brandhorst (1958)* observa que los hábitos alimenticios, migraciones y ciclo reproductivo de los peces parecen estar íntimamente relacionados con los cambios estacionales de las condiciones meteorológicas e hidrológicas. En cambio para las latitudes tropicales *Steemann Nielsen (1955)* observa que su producción está limitada principalmente por la disponibilidad de nutrientes. Sin embargo hay que mencionar también que los factores que hacen posible una mayor cantidad de nutrientes son de origen meteorológico, así *Ritter y Guzmán (1979)* observan para el Golfo de Panamá que es la posición de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) el factor meteorológico limitante de la región. Cuando ésta se localiza al sur del Golfo se producen vientos del norte que producen efectos de surgencias responsables de una mayor disponibilidad de nutrientes produciéndose una mayor producción primaria y por consiguiente una mayor concentración de especies superiores por la mayor disponibilidad de alimento, esperándose que una mayor permanencia de la ZCIT al sur de la localidad de una mayor producción y concentración de varias especies, incluyendo a los túnidos. En cambio cuando la ZCIT se mueve hacia el Norte del área considerada, los vientos cambian de sentido procediendo entonces del sur, siendo más húmedos y produciendo precipitaciones que rompen con el frágil efecto de las surgencias e incrementan la estabilidad oceánica. Al desaparecer el efecto físico convectivo transportador de nutrientes, la alta productividad primaria desaparece, así como las altas concentraciones de niveles tróficos superiores. Desaparecen no sólo las altas concentraciones de nutrientes sino también que con la aparición de las lluvias se incrementa la nubosidad y por consiguiente la radiación incidente, factor importante en los procesos de producción primaria también disminuye considerablemente.

Para la zona del Golfo de Guayaquil, la persistencia de los vientos alisios producen grandes efectos de surgencias, y hacen de esta región una zona muy estable en su producción que solo se ve afectada cuando hace su aparición el efecto del "Niño", el cual se presenta como una resultante de anomalías en la circulación general de la atmósfera, donde a reforzamientos de los Oestes, corresponden Estes más débiles y una contracorriente Ecuatorial más intensa con introducción de aguas más cálidas que destruyen y estratifican las aguas de la región, *Namias (1973)*.

Si bien la profundidad de la termoclina influye en los procesos de fertilización y mayor concentración de zooplancton, ésta a su vez en ocasiones llega a ser influenciada por los sistemas prevalecientes de corrientes de la región. Así para el Domo de Costa Rica, lugar característico por su estabilidad productiva, se observa que el extremo norte de la contracorriente Ecuatorial y corrientes costeras fluyendo hacia el norte, con sus procesos de mayor cizallamiento, hacen que la pendiente de la termoclina, en ocasiones se eleve a la superficie, llevando con ella agua fría rica en nutrientes y alta salinidad. Los frentes oceánicos debidos a la inestabilidad de cizallamiento causada por la diferencia de velocidades sobre ambos lados de los frentes hacen que se formen los remolinos. En ellos los efectos de divergencia aparecen a lo largo de la región costera de los continentes o islas o cerca de bancos oceánicos y son causadas por corrientes o vientos costeros o a veces por la colisión de corrientes profundas con un banco o la plataforma continental.

Para el Golfo de Tehuantepec, su alta producción en biomasa primaria está determinada por la posición de un anticiclón sobre el Golfo de México desde Noviembre hasta Abril, produciendo fuertes vientos del norte sobre la zona acanalada del Istmo de Tehuantepec. Pensamos que dichos efectos se hacen sentir sobre extensas y apartadas áreas de esta región produciendo efectos de surgencias al desplazar grandes volúmenes de agua superficial y emerger por compensación las aguas frías de mayor profundidad así como giros locales en las corrientes, primero debilitándolas en su intensidad y posteriormente estrangulando y formando dichos giros. Estos concentran grandes volúmenes de alimento, con su posterior agrupación de tónicos, tanto en el eje principal de giro como en los rizos secundarios formados en la región costera y frecuentemente bastante apartados de su origen.

Para la región norte los vientos prevalecientes del norte refuerzan la corriente de California, la cual además sufre cambios debido al efecto que producen las fuertes brisas de la región provocando movimientos de las masas de agua hacia tierra o mar adentro según su dirección. Lo anterior tiene efectos sobre la ecología y las pesquerías ya que por ejemplo *Lasker* encontró que para la anchoveta, vientos débiles y alimentación adecuada y suficiente durante los estadios larvarios resultaron en generaciones abundantes, mientras que vientos fuertes y poca comida e inadecuada produjeron generaciones escasas. Se considera también (*Informe Anual de la CIAT, 1978*) que hay una estrecha correlación entre la temperatura del mar y la supervivencia de larva de barrilete siendo mucho mayor ésta para mayores temperaturas y que la sobrevivencia de estas larvas en la corriente de California estaba dada por el tiempo de estabilidad de la mezcla.

Esta área norte de estudio, está considerada como una región de transición en la que interaccionan en forma pareja tres masas principales de agua, compuestas de corrientes resultantes de la distribución de la temperatura y salinidad (corrientes geostróficas) y de corrientes superficiales producidas por efectos friccionales del viento (corrientes de *Ekman*). Es decir, la circulación en el área depende principalmente del movimiento de estas tres masas de agua: a) agua fría de la corriente de California; b) agua cálida del Pacífico oriental tropical; c) agua cálida del Golfo de California y además de los vientos superficiales. Se observa efectos de afloramiento alrededor de las islas, cuando las condiciones del viento y de las corrientes son hacia el sur siendo la capa de mezcla también menor alrededor de estas islas que en otras localidades del área.

Se ha observado también que para zonas de desove del barrilete en la región central del Pacífico el logaritmo del índice de abundancia se correlaciona negativa y significativamente con el índice de mezcla de una época anterior, siendo este índice de mezcla función de la velocidad media mensual del viento. Es decir, si la turbulencia aumenta la mortalidad

de larvas de barrilete también aumenta (*Informe Anual de la CIAT, 1978*).

Si bien los efectos de las corrientes y efectos costeros son muy importantes, los efectos de circulación geostrófica también lo son al generar procesos locales de giros, surgencias y contactos de masas de agua de diferente origen, principalmente cuando son generados junto a la plataforma continental donde se observa que incrementos en la pendiente significan mayor intensidad en los hundimientos y surgimientos.

6. CONCLUSIONES

De la información de capturas de 1963-1966 comparada con la de 1979, se observa que son las mismas áreas las que históricamente presentan una mayor producción, notándose que éstas áreas de persistente estabilidad productiva lo son tanto en atún aleta amarilla como en barrilete, Figs. (1,2,10), por lo que se puede deducir que son los factores implícitos en el área los que determinan las condiciones ideales de una mayor abundancia y posiblemente de desarrollo. Esta influencia implícita de área parece también influir en las migraciones ya que se observa que éstas se realizan a lo largo de las costas.

Lances individuales y lances múltiples en áreas de un grado en los años de 1968 a 1973, señalan que el tipo de agregación y tamaños de agrupación en el atún aleta amarilla, depende del área geográfica y mes del año en que se relicen dichas agrupaciones.

Dos áreas perfectamente identificables por su forma y hábitos de agrupación se observan :

- 1.- Una área de cardúmenes solos o con barriletes, más próxima a las costas con peces más pequeños y en general más homogéneos en su rango de agrupación.
- 2.- Una área de asociaciones con delfines, más separada de las costas con peces más grandes y con menos homogeneidad en el rango de agrupación.

Se ve cierta interacción de ambas áreas, principalmente a principios y finales del año, donde se observan peces grandes en áreas de peces chicos.

No se observaron diferencias significativas del tamaño de los peces en lances individuales y lances múltiples, cuando ambos tipos de lances fueron realizados en la misma área y con pocos días de diferencia. Esto señala grandes concentraciones de los mismos tamaños en áreas y tiempo. Se observaron diferencias en los rangos de agrupación, debido a que existe cierta aleatoriedad en la magnitud de la agrupación, y no al mayor número de lances. El factor productividad alimenticia primaria y zooplanctónica, determina las mayores concentraciones de túnidos en determinadas áreas donde los factores interactivos de atmósfera y océano crean las condiciones ideales de una mayor concentración de alimento y éste a su vez de una mayor concentración de atunes. Las tres áreas costeras que representan mayores concentraciones de alimento y de cardúmenes, cuyo promedio de tamaños es menor, y por lo tanto parecen indicativas de ser áreas de desarrollo, o áreas que aportan peces de menor tamaño a la pesquería son :

- 1.- La costa sur de Baja California y sus bancos locales, entrada al Golfo de Cortés e Islas Marías.
- 2.- Domo de Costa Rica y Golfo de Tehuantepec.
- 3.- Golfo de Panamá.
- 4.- El Golfo de Guayaquil.

En algunas otras islas se observan también las características de las áreas anteriores, como son la de Cliperton, Islas Revillagigedo, Isla de Cocos, etc.. Los lances en troncos de árboles, generalmente son de peces más pequeños. Utilizando solamente los lances individuales para conocer la abundancia en los cardúmenes, se dedujo que :

- a) La presencia de peces de mayor tamaño en promedio no determinan un mayor tonelaje del cardúmen.
- b) No se puede deducir que de rangos mayores y por lo tanto de la inclusión de varios grupos de edades, se obtengan lances de mayor tonelaje.
- c) Barcos mayores en lances individuales no capturan cardúmenes mayores, comparativamente con los barcos menores.

La abundancia en el cardúmen también parece estar determinada por el factor abundancia de alimentos, observándose para los meses de mayor productividad primaria y zoopláctónicos un mayor volumen mensual de asociación en los cardúmenes. Podemos así resumir para nuestras áreas de estudio, los siguientes factores meteorológicos limitantes en su productividad.

Para el Golfo de Guayaquil, el efecto de los vientos alisios los cuales se autoregulan a sí mismos en sus efectos de producción de surgencias. Es decir, fluctuaciones en la intensidad de los alisios, regulan las surgencias ecuatoriales y consecuentemente la temperatura superficial del mar. Con las aguas frías de las surgencias se suprimen las lluvias, enfriando y estabilizando el aire cerca de la superficie del agua, lo que debilita a los mismos alisios. Al debilitarse el efecto de los alisios, se reducen los efectos de surgencias y aparecen temperaturas oceánicas más calientes, acompañadas por un incremento en la nubosidad y lluvia, y consecuentemente poca productividad acuática.

Para el Golfo de Panamá, la posición de la zona de convergencia intertropical, determina una temporada de alta productividad oceánica a todos los niveles tróficos cuando la ZCIT se encuentra localizada al sur del área de estudio, y una temporada de baja productividad cuando la ZCIT se encuentra al norte del área. En este caso se producen efectos de estabilización en las capas oceánicas, cuando los vientos húmedos del sur existentes en esta temporada generan efectos de precipitación y aceleran las corrientes locales, desapareciendo tanto los efectos de giro acumuladores de alimento como los efectos de surgencias transportadores de los nutrientes abonadores de la productividad primaria.

Para el Golfo de Tehuantepec, la posición de Anticiclón sobre el Golfo de México, que produce fuertes vientos en la zona y efectos de surgencias y por efectos friccionales giros locales en las corrientes con concentración de grandes volúmenes de alimento.

Para el Domo de Costa Rica, Islas Revillagigedo, bancos locales y entrada al Golfo de California, una combinación compleja de efectos meteorológicos (vientos, efectos de brisa, ondas del Este produciendo lluvias a la entrada al Golfo de California, la ZCIT en el Domo de Costa Rica, etc.) y de efectos oceanográficos (corrientes geostróficas y de Ekman) así como la topografía de la región, combinados para reforzarse o debilitarse en sus efectos interactúan en forma no del todo conocida en la actualidad.

Pero en general podemos decir que son para el Hemisferio Norte los vientos del Norte y para el Hemisferio Sur los vientos del Sur, al formar efectos de surgencias y al ejercer efectos friccionales en las corrientes locales y formar giros casi estacionarios, los que producen y forman las condiciones y efectos que revitalizan la productividad oceánica. Por

el contrario la lluvia con sus efectos resultantes de estabilización, los que producen efectos de poca productividad oceánica como compensación a los efectos positivos a los ecosistemas terrestres continentales.

7. BIBLIOGRAFIA

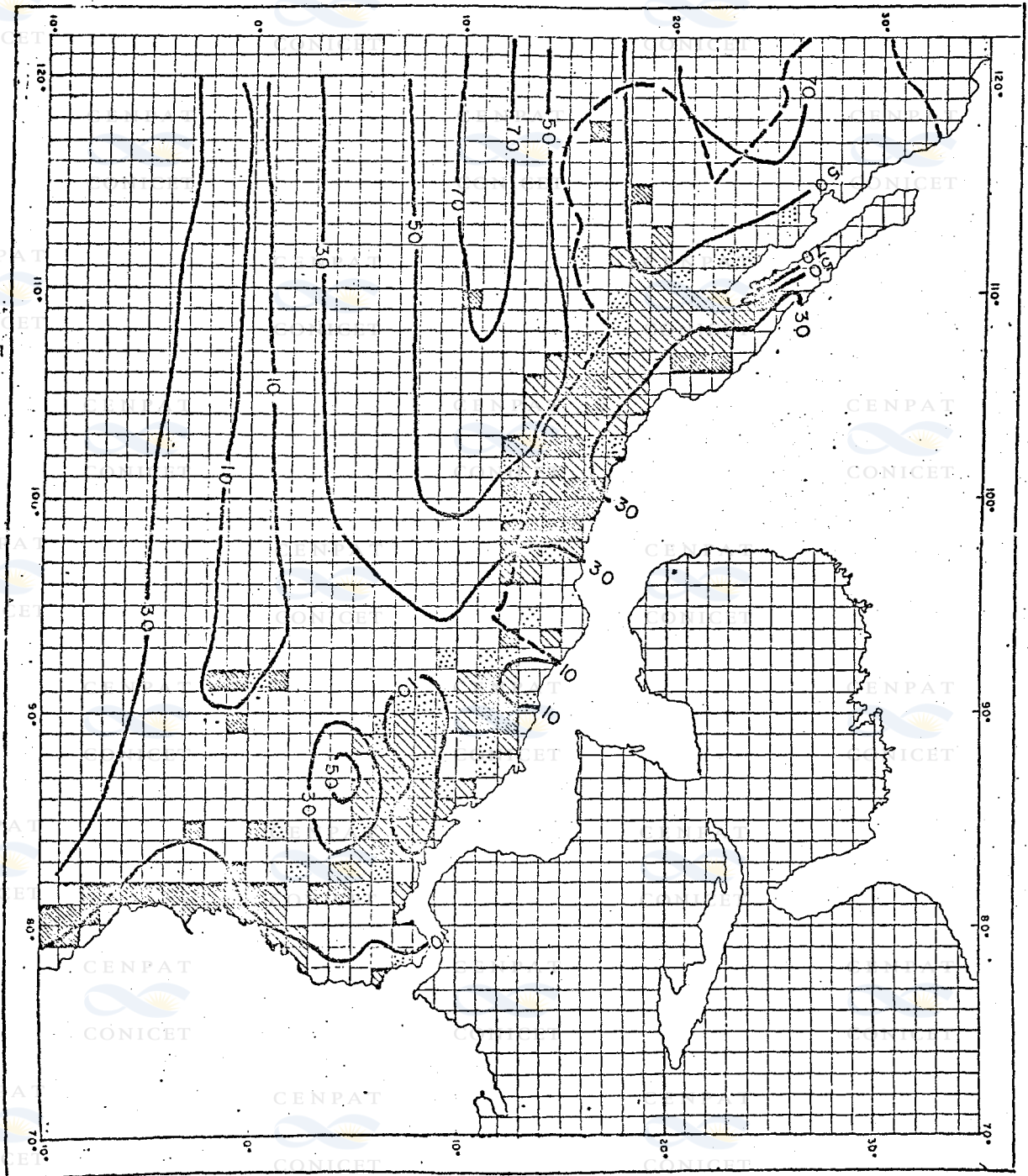
- Anonymous. 1964. Anual report of the Inter-American Tropical Tuna Commission 1963. (in English and Spanish).
- Anonymous. 1965. Anual report of the Inter-American Tropical Tuna Commission 1964. (in English and Spanish). 98 p..
- Anonymous. 1966. Anual report of the Inter-American Tropical Tuna Commission 1965. (in English and Spanish). 106 p..
- Anonymous. 1967. Anual report of the Inter-American Tropical Tuna Commission 1966. (in English and Spanish). 108 p..
- Anonymous. 1971. Anual report of the Inter-American Tropical Tuna Commission 1970. (in English and Spanish).
- Anonymous. 1972. Anual report of the Inter-American Tropical Tuna Commission 1971. (in English and Spanish).
- Anonymous. 1979. Anual report of the Inter-American Tropical Tuna Commission 1978. (in English and Spanish). 163 p..
- Blackburn, M.. 1963. Distribution and abundance of tunas related to wind and ocean conditions in the Gulf of Tehuantepec, México. P. 1557-1582 in H. Rosa Jr. Editor, Proceedings of the world Scientific meeting on the biology of tunas and related species. La Jolla, Calif. 1962. FAO Fish. Rep., 6 (3); Meteorological and Experience Papers : 977-1851.
- Blackburn, M.. 1965. Oceanography and ecology of tunas. Ocean. Mar. Biol., Ann. Rev., 3: 299-322.
- Brandhorst, W.. 1958. Thermocline topography, zooplankton standing crop and mechanisms of fertilization in the eastern tropical Pacific. Jour. du Conseil Int. Explor. Mer., 24 (1), 16-30.
- Broadhead, G.C.; and I. Barret. 1964. Some factors affecting the distribution and apparent abundance of yellowfin and skipjack tuna in the eastern Pacific Ocean. (in English and Spanish). Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., 8(8): 419-473.
- Broadhead, G.C.; and C.J. Orange. 1960. Species and size relation ships within schools of yellowfin and skipjack tuna, as indicated by catches in the eastern tropical Pacific Ocean. (in English and Spanish). Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., 4(7): 477-492.
- Brock, V.E.. 1954. Some aspects of the biology of the Katsuwonus Pelamis, in the Hawaiian Islands Pac. Sci., 8 (1): 94-104.
- Calkins, T.P.. 1965. Variation in size of yellowfin tuna (Thunnus Albacares), within individual perse-seine sets (in English and Spanish). Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., 10(8): 461-524.
- Calkins, T.P. ;and B.M. Chatwin. 1967. Geographical distribution of yellowfin tuna skipjack catches in the eastern Pacific Ocean, by quarters of the year, 1963-1966 (in English and Spanish). Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., 12 (6): 433-508.

- Crowmwell, T.. 1958. Thermocline topography, horizontal currents and "ridging" in the eastern tropical Pacific, (in English and Spanish). Inter-Amer.Trop.Tuna Comm., Bull., 3 (3): 135-164.
- Dixon, W.J.. 1964. BMD Biomedical Computer Programs. Health Sciences Computing facility, Department of preventive Medicine and Public Health, School of Medicine, University of California, Los Angeles : 233-247.
- Fink, B.D.; and W.H. Bayliff. 1970. Migrations of yellowfin and skipjack tuna in the eastern Pacific Ocean as determined by tagging experiments, 1952-1964 (in English and Spanish). Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., 15(1): 1-227.
- Hennemuth, R.C.. 1961. Year class abundance, mortality and yieldper-recruit of yellowfin tuna in the eastern Pacific Ocean, 1954-1959. (in English and Spanish). Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., 6 (1): 1-51.
- Isaacs, J.D.. 1969. The nature of oceanic life. Sc.Amer., sept., Nro. 884.
- Joseph, J.. 1970. Management of Tropical Tunas in the Eastern Pacific Ocean. Trans. of the Amer. Fish. Soc., 99 (3): 629-648.
- Joseph, J.; and I. Barret. 1963. The schooling behavior of pacific yellowfin and skipjack tuna held in a bait well. Calif. Fish and Game, 49(1): 55.
- Lasker, R.. 1975. Paper presented at the Joint Oceanographic Assembly Edinburgh, Scotland, September 1976. Fish. Res. Bull. 73: 453.
- Namias, J.. 1973. Response of the equatorial counter current to the subtropical atmosphere. Science, 28 sept. 181: 1244-1245 p/0-01-00005.
- Orange, C.J.; M.B. Schaefer; and F.M. Larmie. 1957. Schooling habits of yellowfin tuna (*Neothunnus macropterus*) and skipjack (*Katsuwonus Pelamis*) in the eastern Pacific Ocean as indicated by purse-seine catch records, 1946-55 (in English and Spanish). Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull., 2(3): 81-125.
- Pearson, K.. 1958. Cited by : Sokal, R.R. and F.J. Rohlf. 1969. Biometry the principles and practice of statistics in biological research State University of New York at Stony Brook, 498-532 p..
- Ritter, W.; and S. Guzmán. 1979. Preliminary results of the study of meteorological effects on the Productivity of the Panamá's Bight. Geof. Int. 18(2): 177-195.
- Royce, W.F.; and T. Otsu. 1955. Observations of skipjack schools in Hawaiian Waters, 1953. U.S. Fish and Wildlife Serv., Spec.Sci.Rep. - Fish.No. 147, 3lp..
- Schaefer, M.B.. 1948. Size composition of catches of yellowfin tuna (*Neothunnus macropterus*) from Central America and their significance in the determination of growth, age, and schooling habits. U.S. Fish and Wildlife Serv., Fish., Bull. 51 (44): 197-200.
- Schaefer, M.B.; B.M. Chatwin; and G.C. Broadhead. 1961. Tagging and recovery of tropical tunas, 1955-1959. (in English and Spanish). Inter-Amer.Trop.Tuna Comm., Bull., 5(5): 341-455.
- Shimada, B.M., and M.B. Schaefer. 1956. A Study of changes in fishing effort, abundance, and yield for yellowfin and skipjack tuna in the eastern tropical Pacific Ocean (in English and Spanish). Inter-Amer. Trop.Tuna Comm., Bull., 1(7):351-469.
- Steemann Nielsen, E.. 1955. Production of organic matter in the oceans. J.Mar. Res., 14: 374-386.
- Yuen, H.S.H.. 1963. Schooling behavior within aggregations composed of yellowfin and skipjack tuna, Proc. World Sci. Meet. Biol. Tuna and Rel. Spec. FAO . Fish. Rep., 6 (3): 1419-1429.

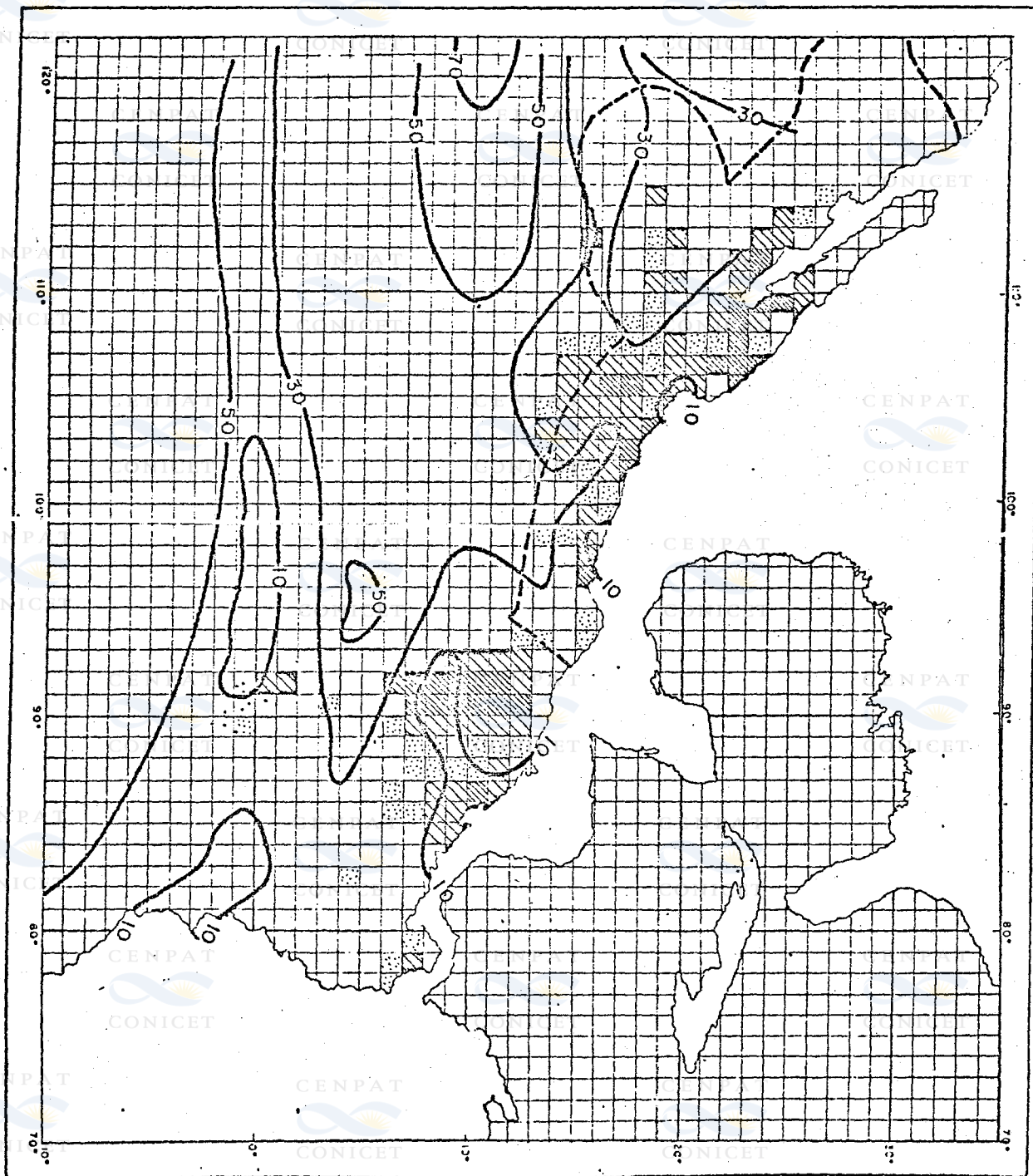
FIGURA 1

AREAS HISTORICAS DE CAPTURAS DEL
ATUN ALETA AMARILLA
POR TRIMESTRES

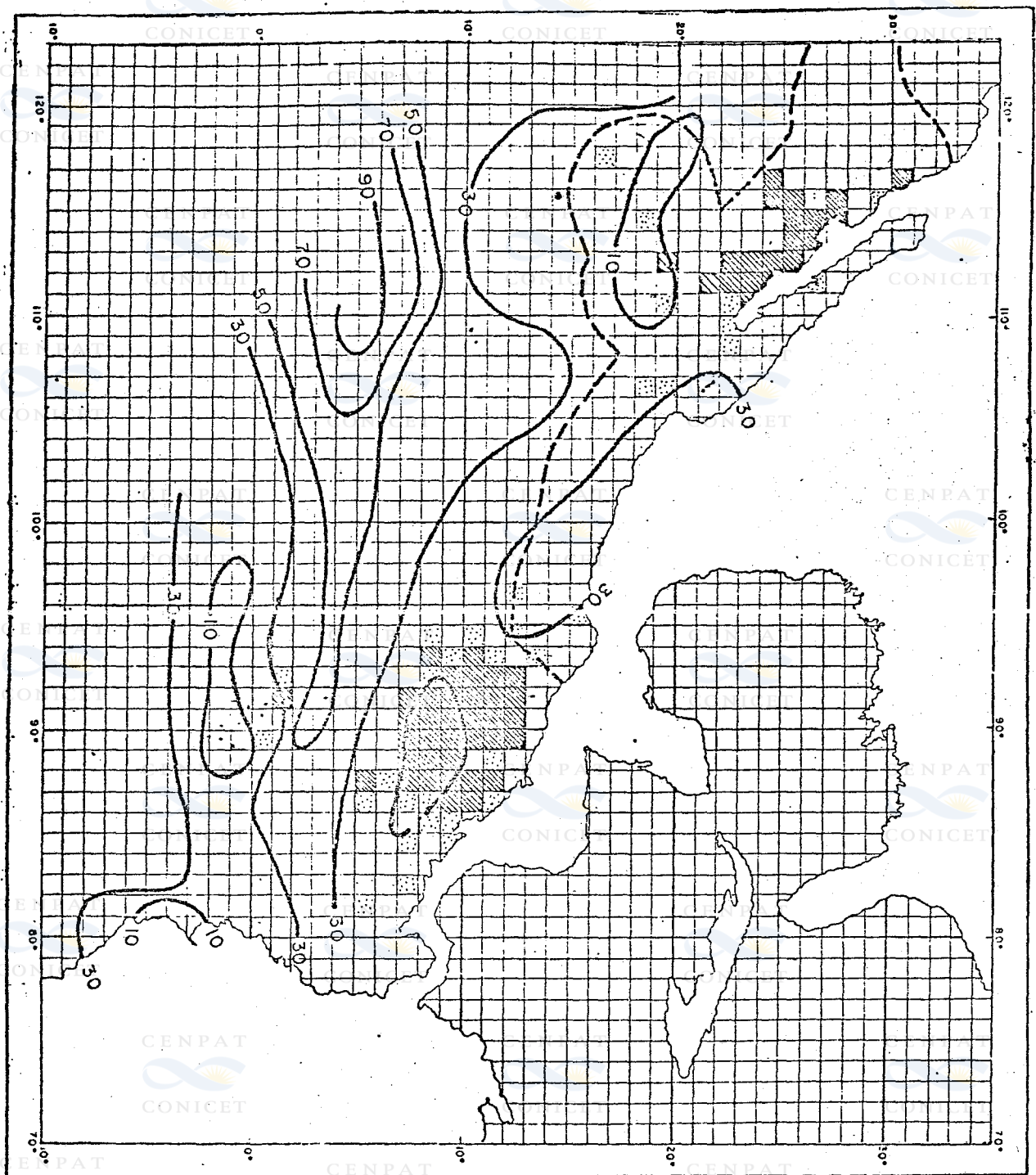
ATUN 1^{er} TRIMESTRE



ATUN 2^{do} TRIMESTRE



ATUN 3^{er} TRIMESTRE



ATUN 4^{to} TRIMESTRE

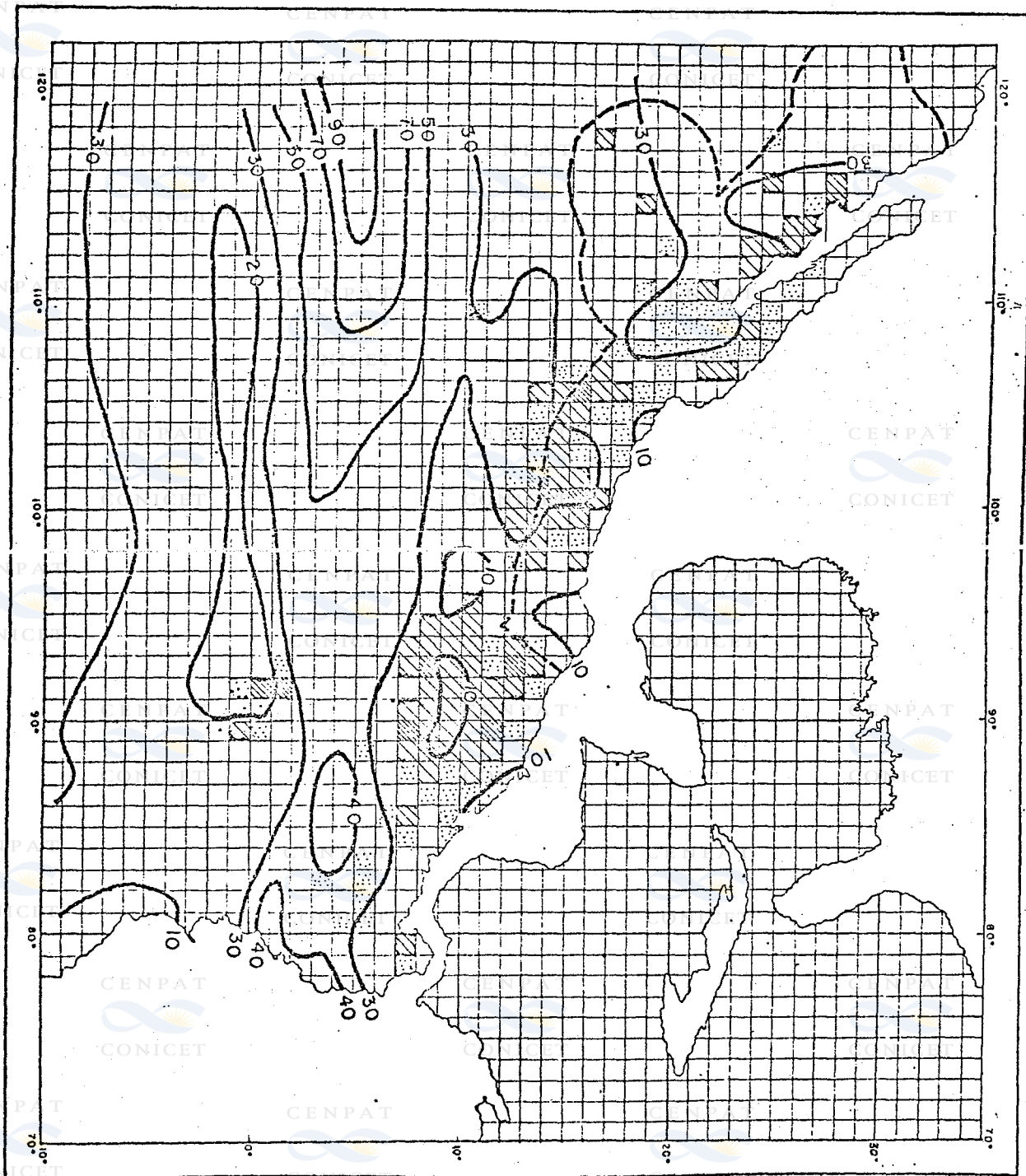
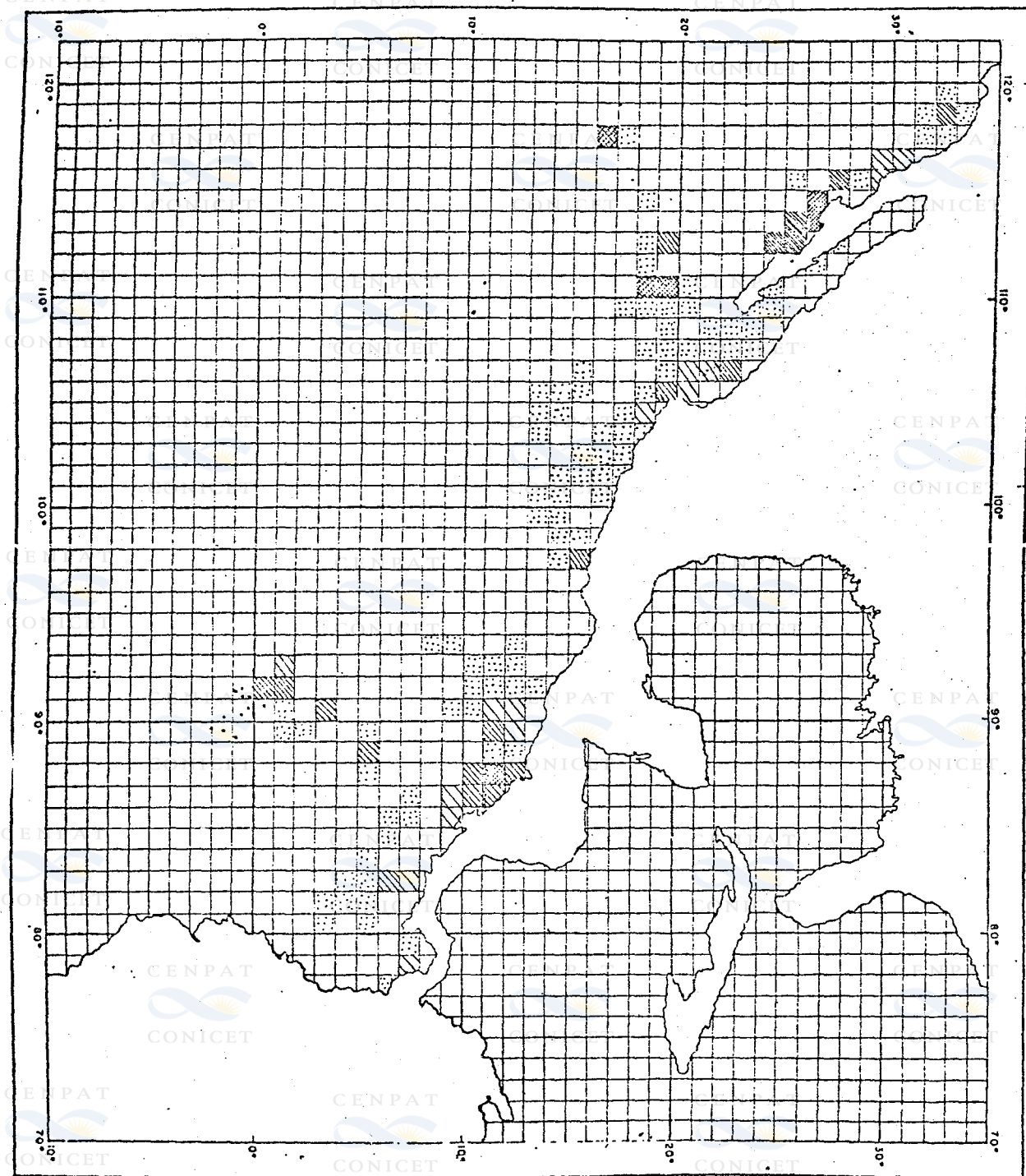
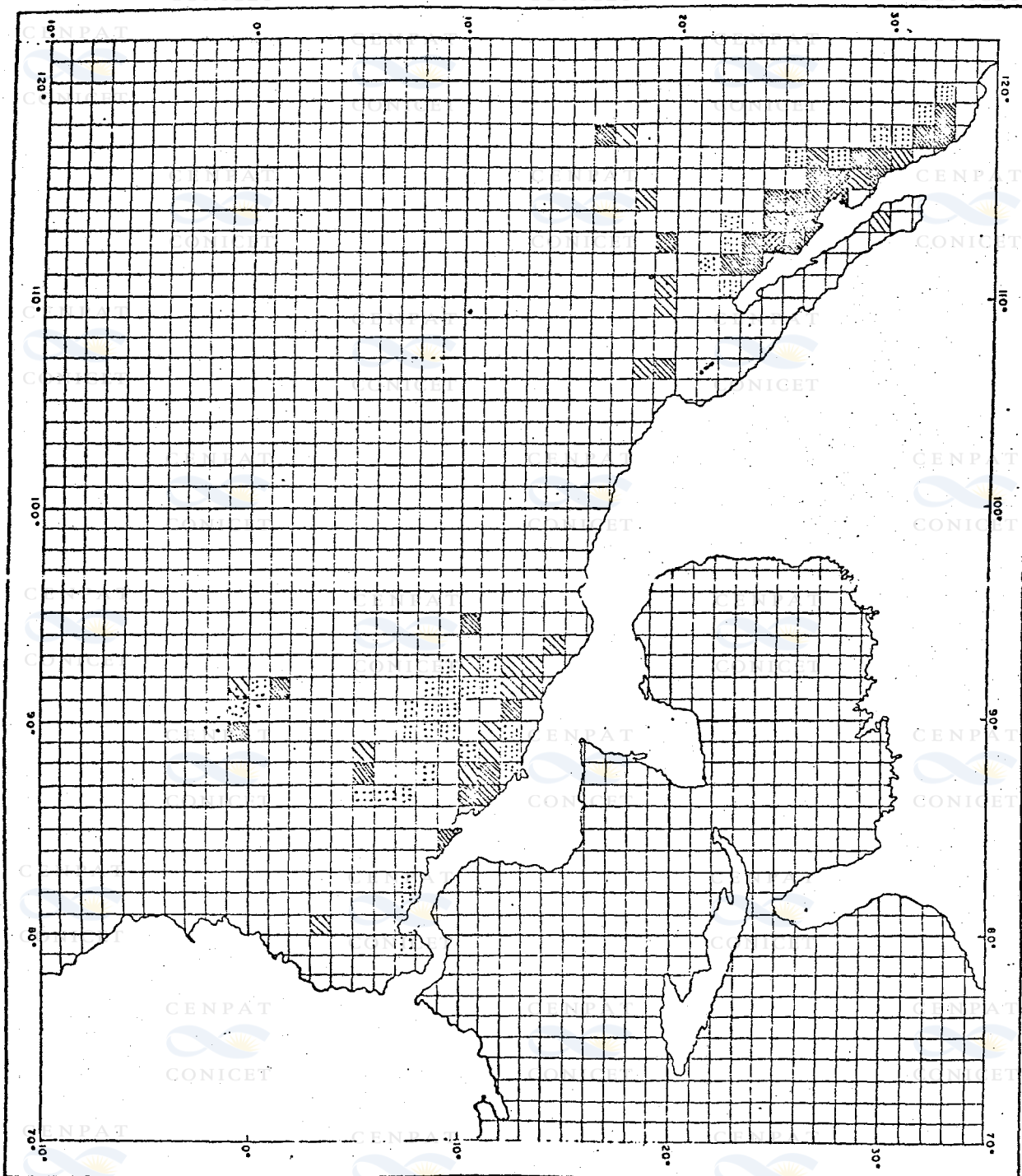
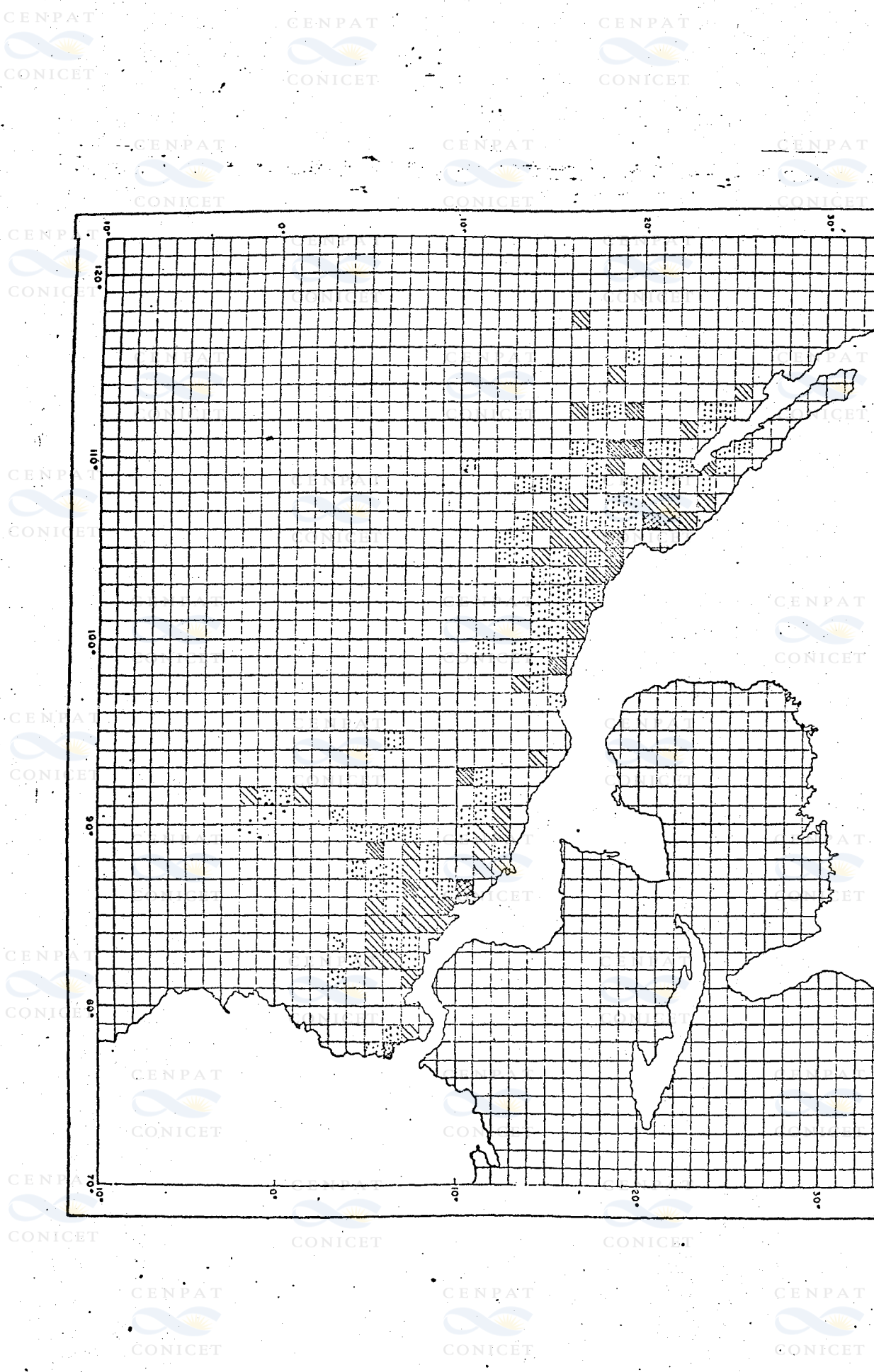


FIGURA 2

ÁREAS HISTÓRICAS DE CAPTURAS DE BARBILETE
POR TRIMESTRE







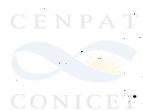


FIGURA 3

TAMAÑOS Y RANGOS PROMEDIO DE ASOCIACION MENSUAL
PARA LOS DIFERENTES TIPOS DE ASOCIACION DE TUNIDOS

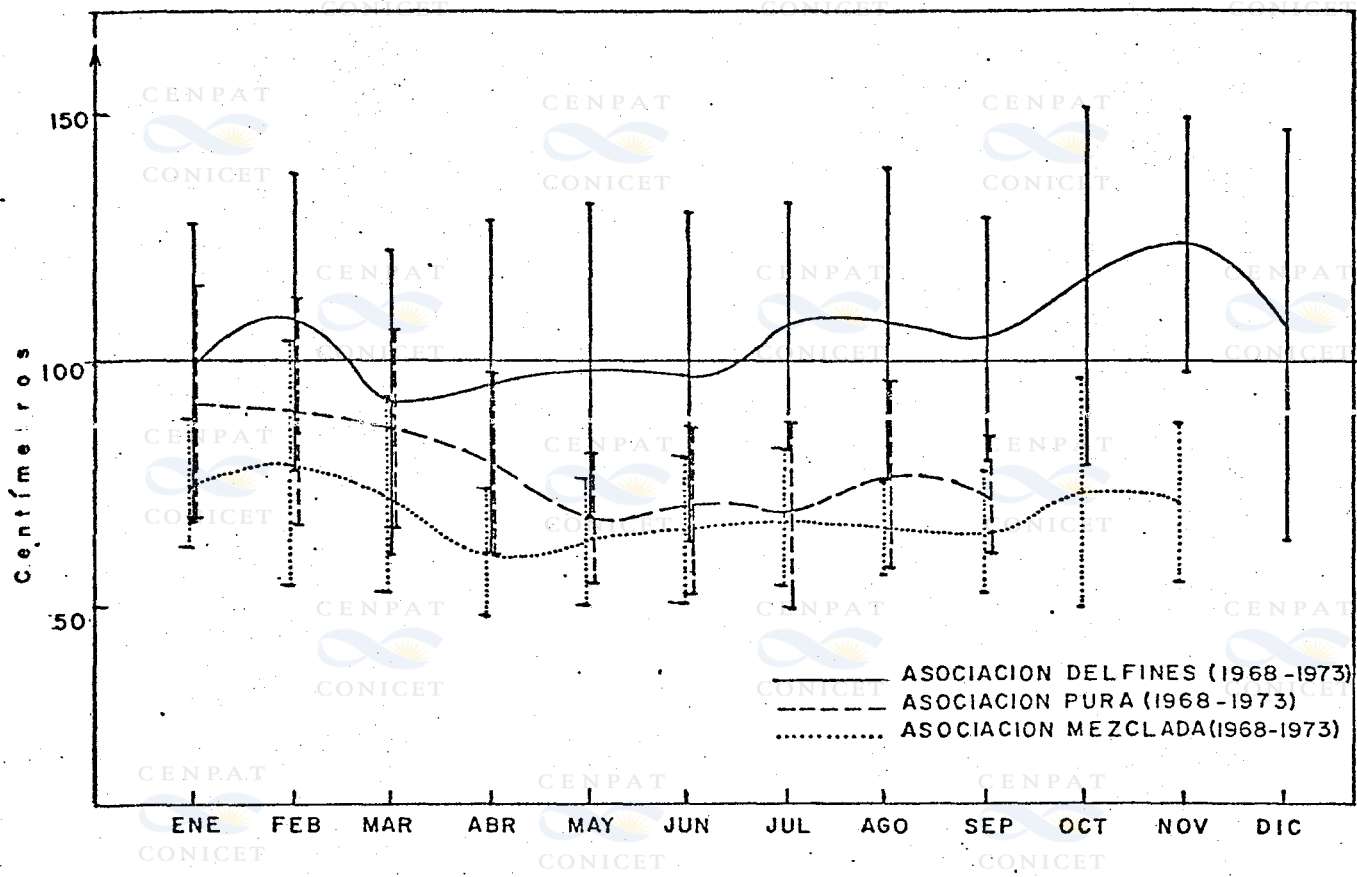


FIGURA 4
DISTRIBUCION POR AREAS DE UN GRADO
PARA LAS ASOCIACIONES CON
DELFINES (A) PUROS (o) Y CON BARRILETE (*)

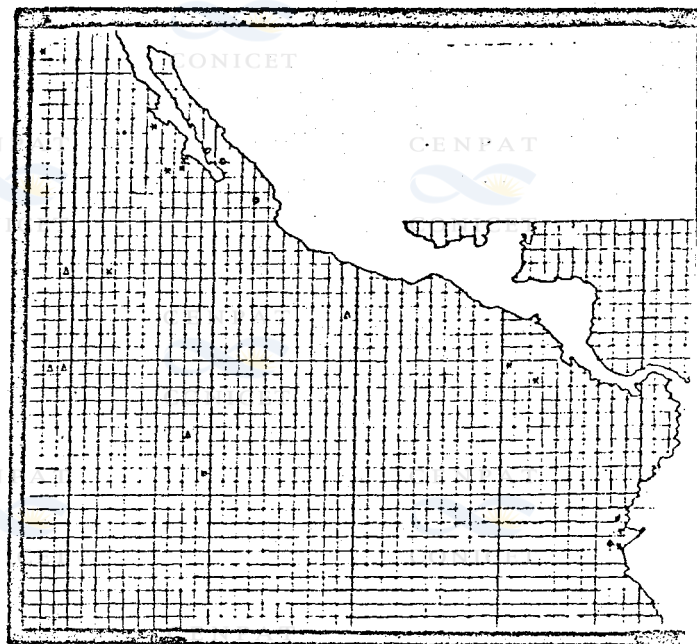
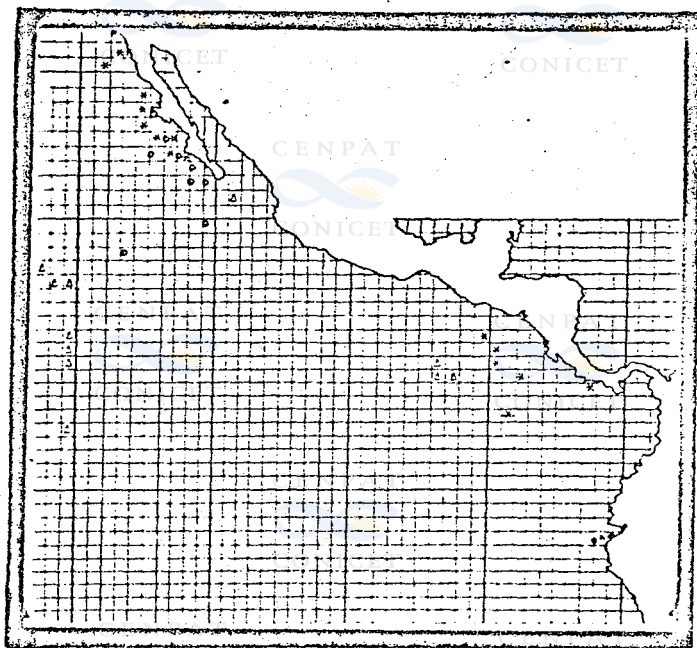
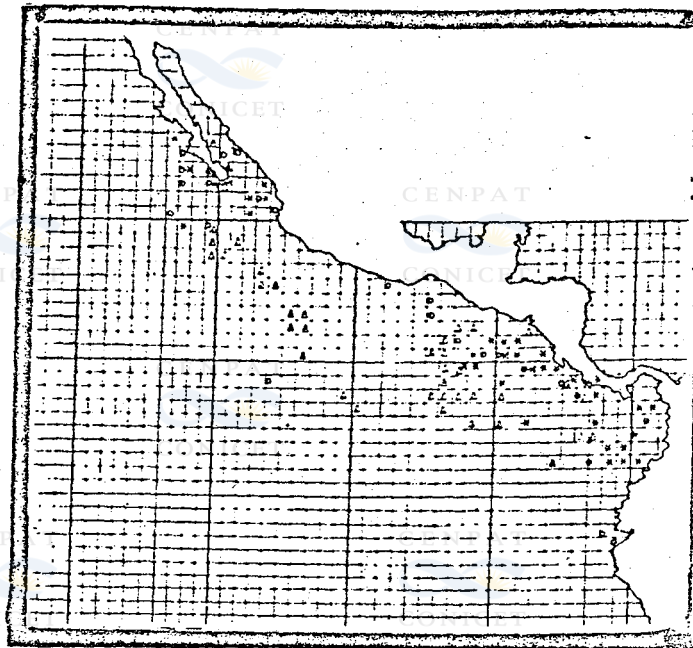
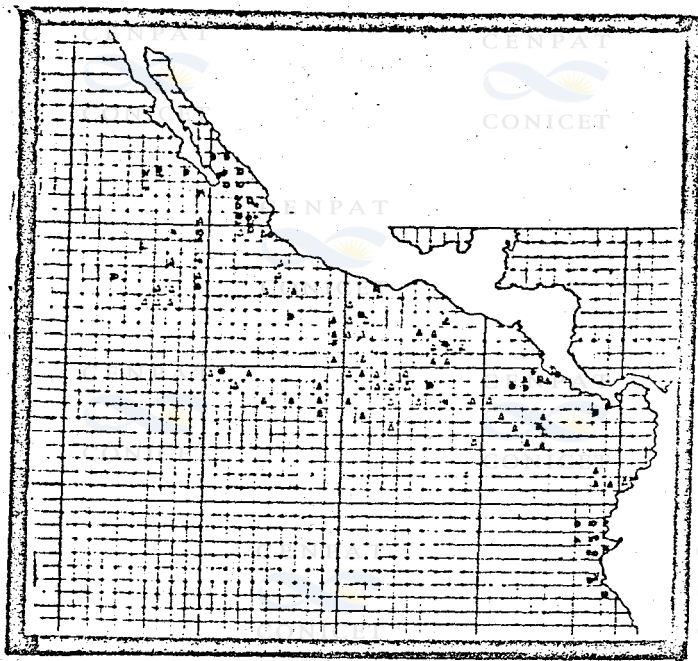




FIGURA 5

**AREAS REPRESENTATIVAS DE CAPTURAS
CON MENORES TAMAÑOS**

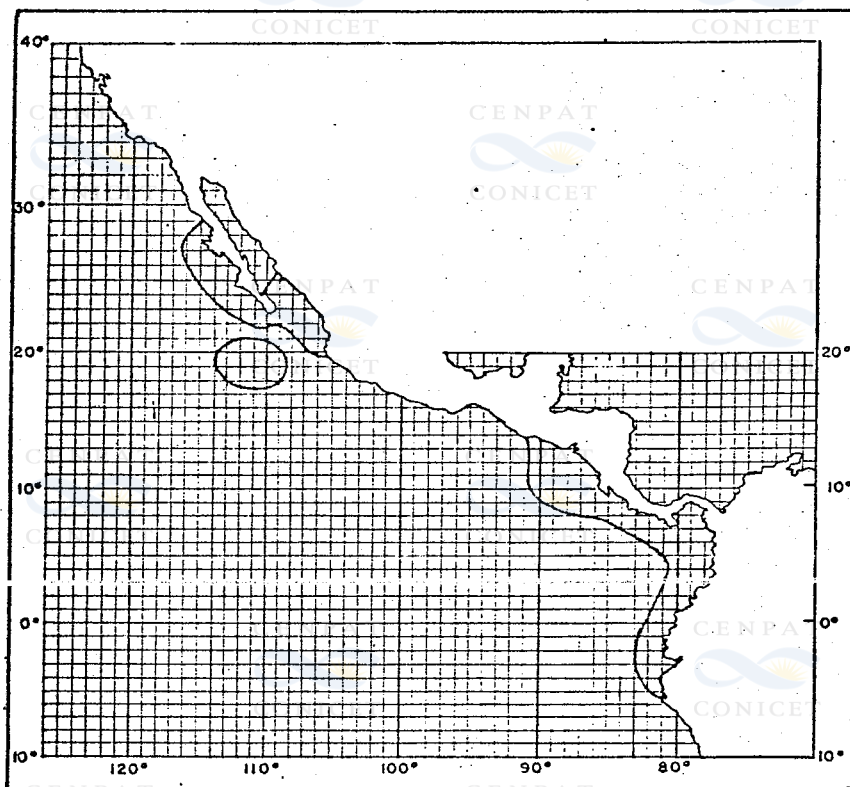


FIGURA 6
TOPOGRAFIA DE LA TERMOCLINA

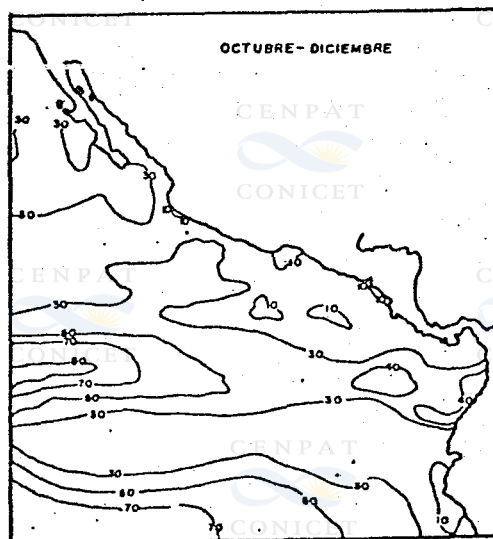
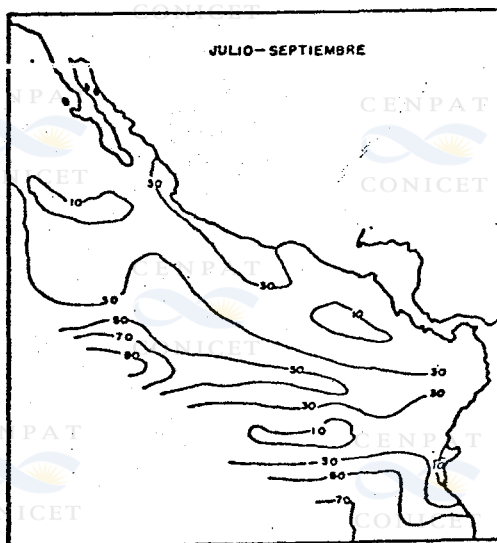
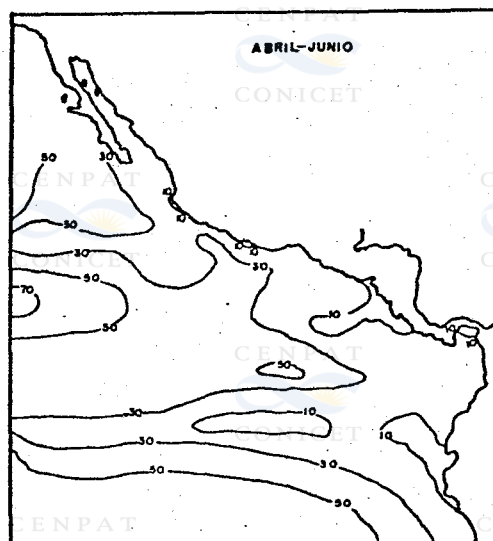
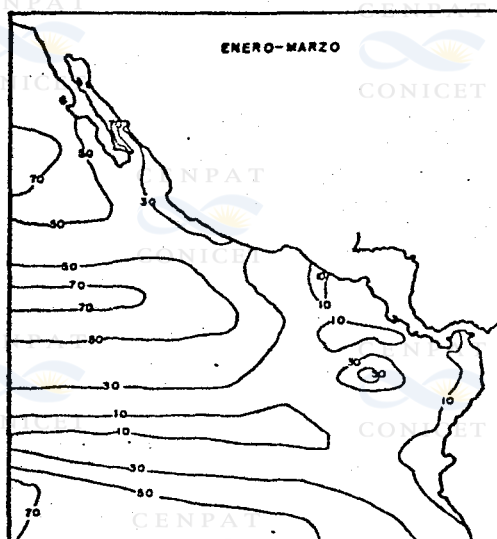


FIG.- TOPOGRAFIA DE LA TERMOCLINE. (CROMWELL (1958))

FIGURA 7

**ABUNDANCIA ESTACIONAL FITOPLANCTONICA
Y TONELAJE PROMEDIO MENSUAL DE
ATUN ALETA AMARILLA EN CARDUMEN**

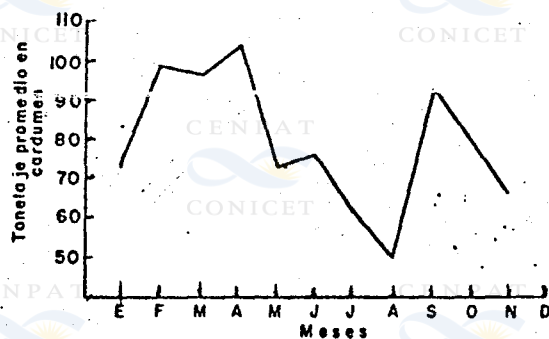
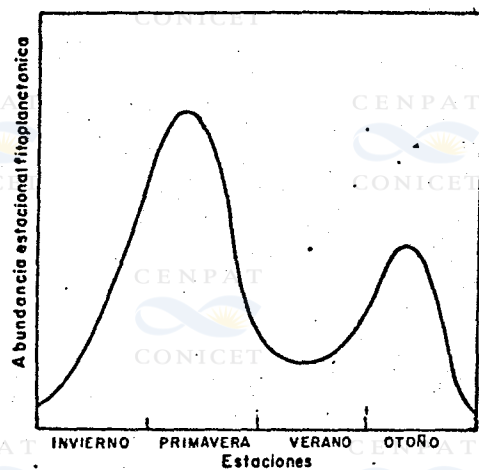


FIGURA 8

RUTAS MIGRATORIAS DEL ATUN ALETA AMARILLA Y BARRILETE
SEGUN FINK Y BAYLIFF (1970)

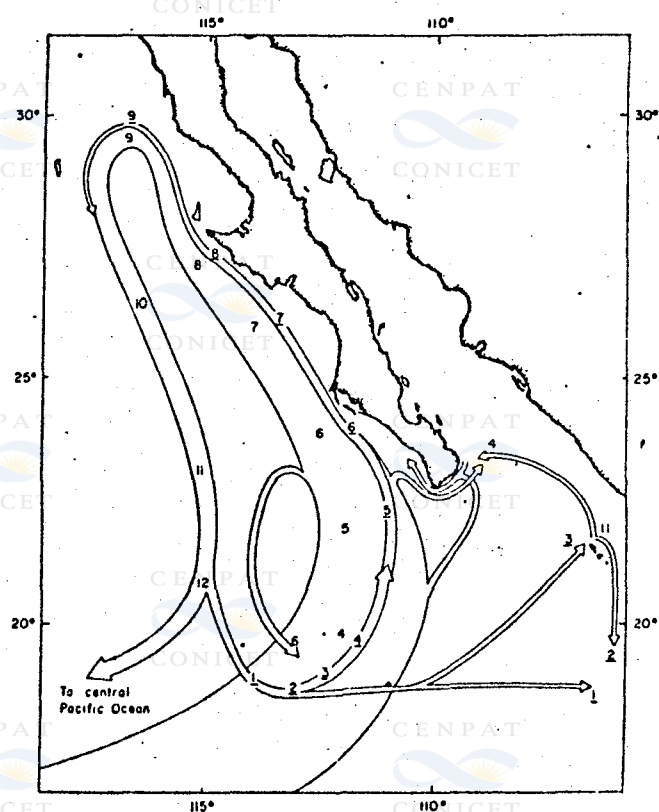
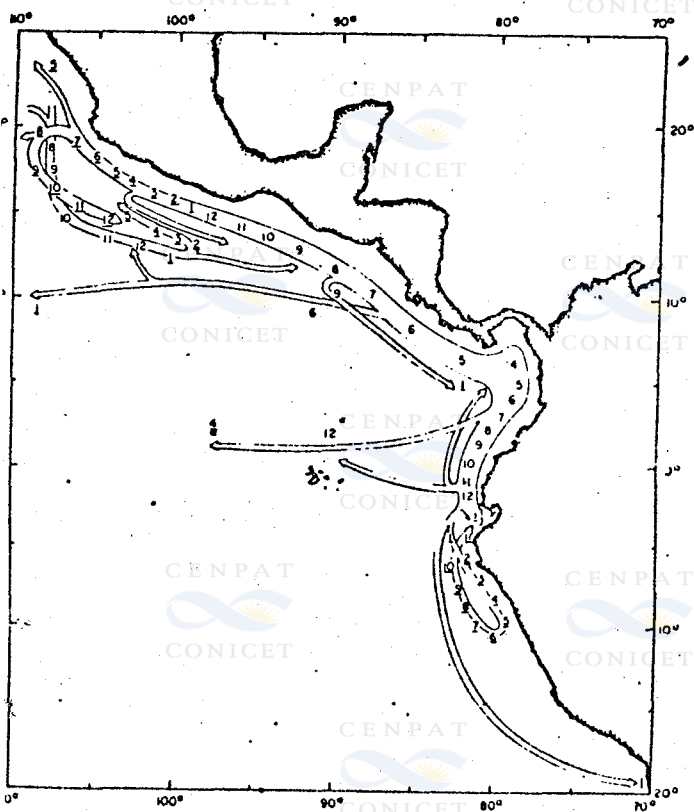
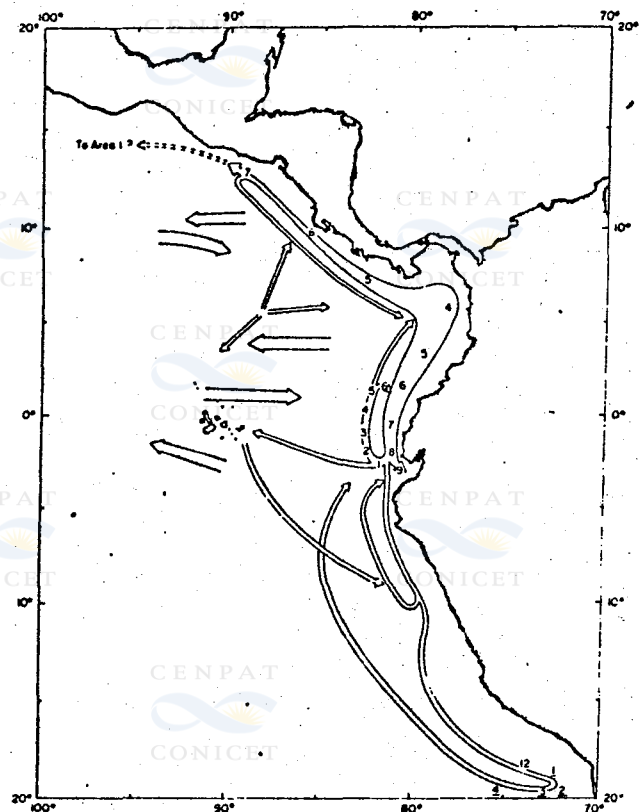
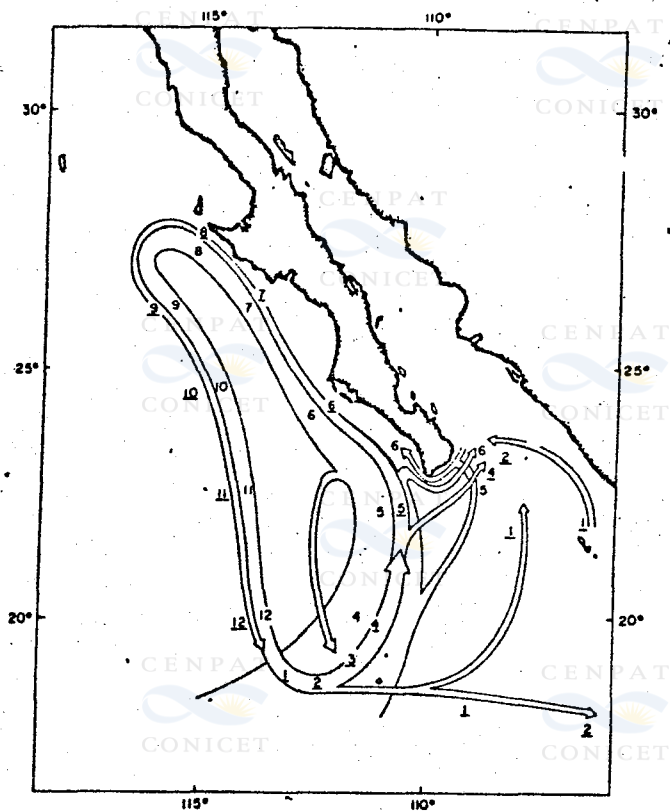


FIGURA 9

BIOMASA DE ZOOPLANCTON EN OTOÑO

(Vol. húmedo cm^3 por 1000 m^3 filtrados)

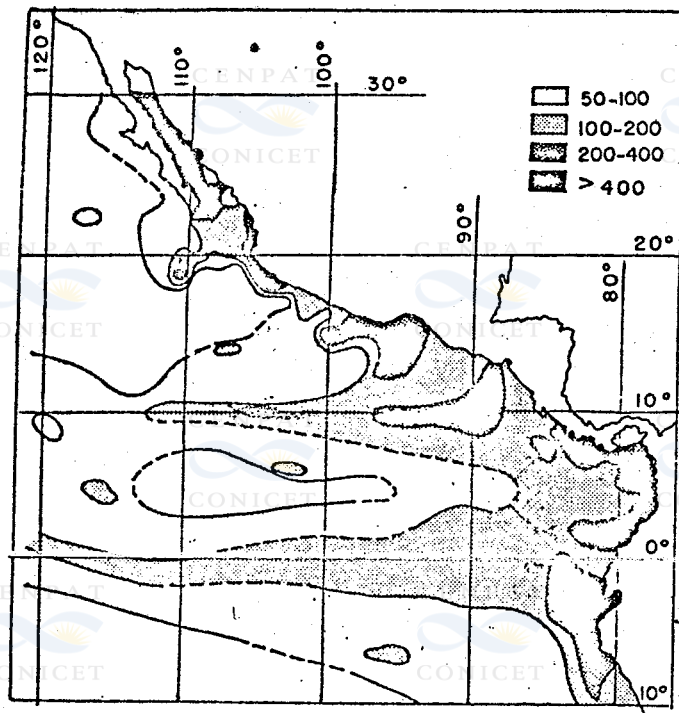
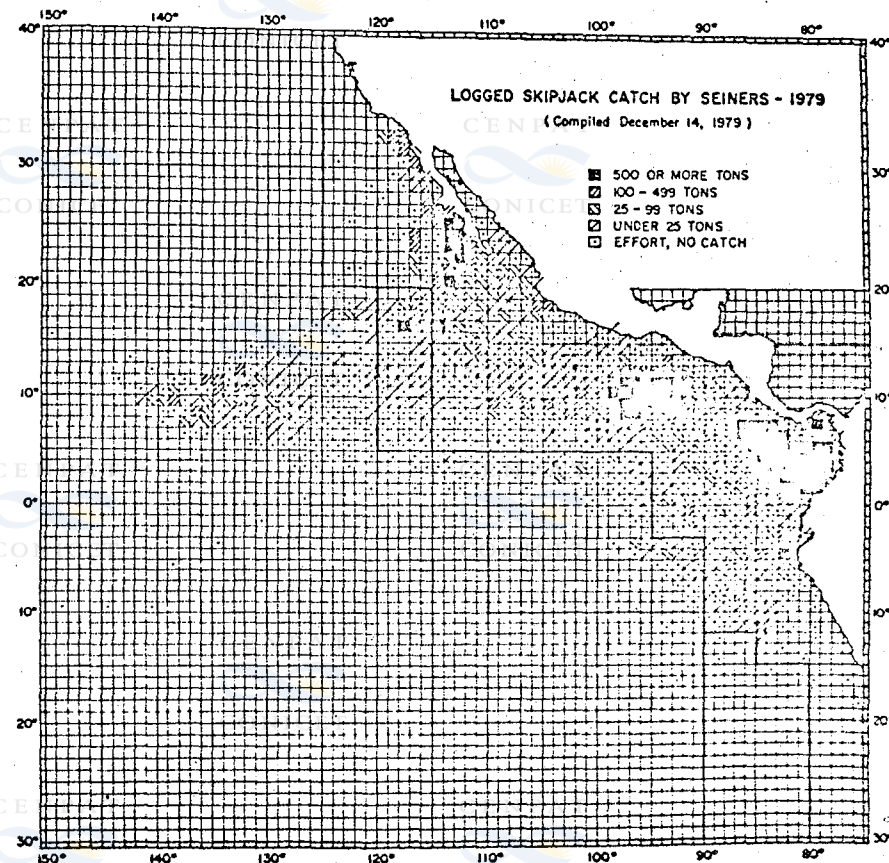
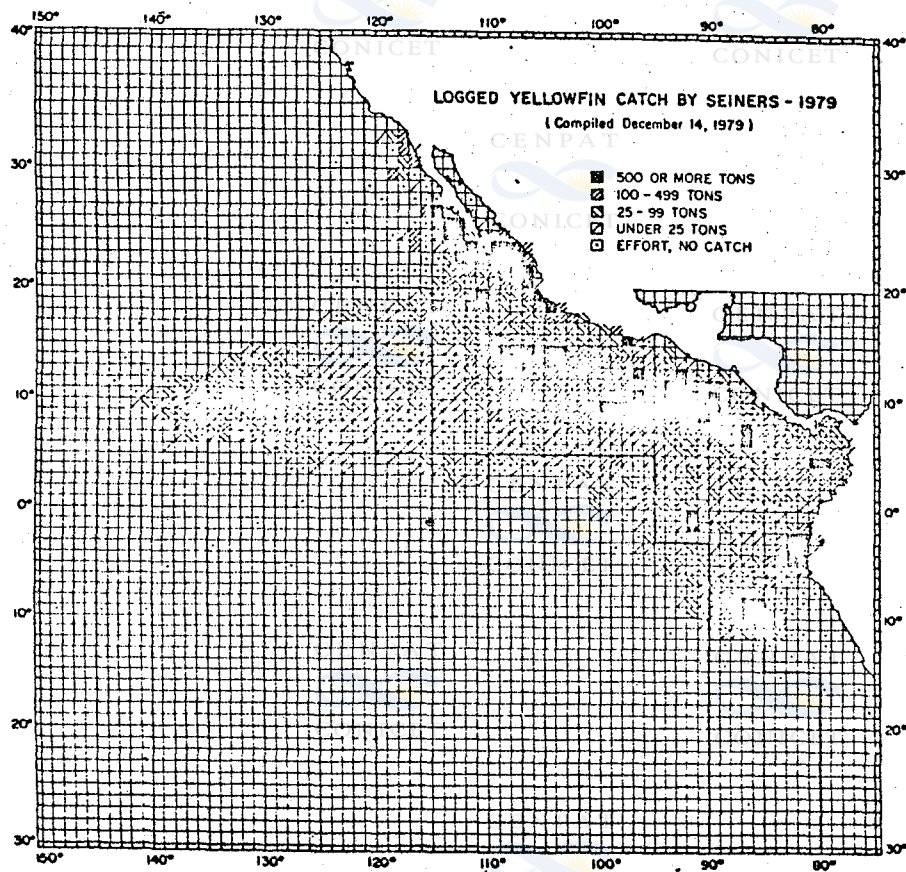




FIGURA 10

**ZONAS DE CAPTURAS DE ATUN ALETA AMARILLA Y BARRILETE
PARA EL AÑO 1979**



PROYECTO CONJUNTO SHN/CNP : MEDICIONES ACÚSTICAS EN GOLFO NUEVO.

Lic. Silvia Blanc
Departamento de Oceanografía
Servicio de Hidrografía Naval

RESUMEN

En el corriente año se concretó un acuerdo entre el Centro Nacional Patagónico (CNP) y el Servicio de Hidrografía Naval (SHN) para realizar un Proyecto conjunto a fin de efectuar mediciones acústicas en Golfo Nuevo. El operativo experimental consistirá en la realización de dos experiencias, totalmente independientes, una sobre Reflexión de Sonido en el lecho marino y otra sobre Reverberación de Volumen. El objetivo de la primera de ellas es evaluar la dependencia de los coeficientes de reflexión con el ángulo de incidencia, la frecuencia de la fuente emisora y el tipo de fondo. Se obtendrán mediciones de parámetros oceanográficos y acústicos in situ.

Se cuenta con el instrumental electrónico existente y el diseñado ad hoc a fin de obtener mediciones precisas.

El objetivo de la segunda experiencia programada es obtener datos acústicos "in situ" de Reverberación de Volumen, y correlacionar los resultados con los organismos biológicos responsables de la misma. Ambas experiencias permitirán obtener datos que serán comparados con las predicciones teóricas de los modelos desarrollados a propósito de la investigación teórico-experimental de los procesos físicos involucrados en ambos fenómenos acústicos.

1. INTRODUCCION

"Si Ud. tiene su barco y coloca el extremo de un tubo largo en el agua y apoya su oído sobre el otro extremo, escuchará el ruido producido por barcos que se encuentran a grandes distancias". Este párrafo pertenece a Leonardo Da Vinci, quien en 1490, dejó sentado así el primer precedente histórico en cuanto a investigación científica en el área de Acústica Submarina se refiere.

Luego, recién en el siglo pasado encontramos los nombres de varios físicos famosos asociados con el sonido subacuático, a través del interés que había despertado en ellos el fenómeno de transducción, o sea, la conversión de energía eléctrica en energía acústica.

Ya en nuestro siglo, la espantosa tragedia ocasionada por la colisión del Titanic con un iceberg, en 1912, actuó como catalizador, impulsando notablemente las investigaciones sobre el uso de ondas acústicas para detectar obstáculos en el mar.

Es evidente que desde épocas muy remotas, el Hombre no ha cesado en su intento de "VER" el interior del mar. Es por eso que tal como lo expresaran *Scrimger y Turner en 1970* : "La Tecnología ha provisto al Hombre de ojos que usan ondas sonoras en lugar de luminosas".

Los orígenes de la Acústica Submarina como ciencia no son demasiados precisos. Puede considerarse que su existencia como disciplina cuantitativa tiene una antigüedad no mayor de un cuarto de siglo. Sus comienzos están íntimamente ligados al período de desarrollo de equipos-sonares en la 1ra. Guerra Mundial. Sin embargo, los primeros estudios sistemáticos

fueron llevados a cabo en la Universidad de California durante la 2 da. Guerra Mundial. Si tenemos presente el hecho que de la superficie total de nuestro planeta, aproximadamente el 71 % corresponde a agua y tan solo el 29 % a tierras, resulta más que obvia la necesidad de estudiar el mundo oceánico en todos sus aspectos. Desde el punto de vista acústico, el océano se nos presenta como un medio extremadamente complejo. Se caracteriza por una gran variedad de todos sus parámetros que resulta muy difícil de comprender y más aún de predecir. De aquí que se requieran mediciones precisas y continuas in situ.

Señalemos que el parámetro acústico más importante en el océano, o sea la velocidad de propagación de sonido, es función del perfil de temperatura de la masa de agua, de la salinidad y la presión. Pero, no se conoce su ecuación de estado. Tan sólo se cuenta con relaciones empíricas aproximadas. Si a esto agregamos la presencia de contornos, superficie libre y fondo marino, y las inhomogeneidades presentes en el volumen de agua, resulta claro que la complejidad del problema del estudio de la propagación de sonido en el mar, se hace máxima en aguas poco profundas, menos de 200 m., como es el caso de nuestra extensa Plataforma Continental.

De todo esto se desprende la importancia y el interés en efectuar mediciones precisas en aguas de nuestra Plataforma. Afortunadamente, este año surgió, se discutió y se aprobó un Proyecto Conjunto entre el Centro Nacional Patagónico y el Servicio de Hidrografía Naval para realizar Mediciones Acústicas en Golfo Nuevo, del que soy responsable y al cual me voy a referir brevemente a fin de dar un pantallazo sobre sus objetivos y sobre el estado de progreso del mismo, hasta la fecha.

El operativo Experimental consistirá en la realización de dos experiencias de Mediciones Acústicas, totalmente independientes, en la Zona de Golfo Nuevo :

Nro. 1 - Reflexión de Sonido.

Nro. 2 - Reverberación de Volumen.

El objetivo de la primera experiencia es efectuar mediciones de Pérdidas de Energía por Reflexión de Sonido en el lecho marino, a fin de evaluar la dependencia de los coeficientes de Reflexión de Sonido con el ángulo de incidencia, la frecuencia de la fuente emisora y el tipo de fondo, en dos áreas de aproximadamente 20 m. de profundidad (ver Fig. 1).

El problema de la estimación de Pérdidas de Reflexión de Sonido en el fondo oceánico ha sido tratado extensivamente tanto desde el punto de vista teórico como experimental. No obstante, la discrepancia entre los valores experimentales y los predichos por los modelos existentes es, en general, inaceptable cuando no imcomprensible.

Una revisión de la literatura revela la existencia de dos enfoques en el cálculo de coeficientes de reflexión para ondas acústicas planas : el de quienes adoptan modelos sobre-simplificados, tal como lo muestra esquemáticamente la Fig. 2, usando hipótesis de fluido ideal o a lo sumo de sólido perfectamente elástico para el fondo oceánico, y el de los que usan modelos muy elaborados que incluyen estructuras multicapa y perfiles de velocidad de sonido para los sedimentos. Sin embargo, el comportamiento acústico de los sedimentos marinos, actualmente deja sin respuesta numerosos interrogantes. Se cuenta tan sólo con algunas relaciones empíricas como la que aquí se muestra (Fig. 3), entre la densidad y la porosidad (Fig. 4) el comportamiento de la velocidad de sonido en los sedimentos. En la mayoría de los casos no existen suficientes datos experimentales y más aún, el acuerdo entre mediciones y predicciones teóricas no es en general, satisfactorio.

Todo esto, sumado a las evidencias experimentales que existen indicando que casi todos los sedimentos marinos (ej. desde arena hasta arcilla de alta porosidad) tienen módulo de rigidez no nulo, permitiendo, en consecuencia, la transmisión de ondas de corte, como ocurre en

cualquier sólido, nos condujo a intentar un enfoque más realista del problema de reflexión de sonido en el lecho marino (Fig. 5) teniendo en cuenta las pérdidas por absorción en los sedimentos. Con este propósito, en la División Acústica Submarina del SHN se ha desarrollado, por ejemplo, un modelo teórico simple para el cálculo de coeficientes de reflexión, bajo la hipótesis de que el fondo oceánico puede ser representado por un sólido viscoelástico semi-infinito. Sobre la base de las ecuaciones de Voigt (T) para describir un sólido viscoelástico, las constantes de Lamé λ y μ para el fondo, fueron reemplazadas por operadores complejos en las componentes del tensor de las tensiones.

$$\lambda \rightarrow \lambda - \lambda' \frac{\partial}{\partial t} \quad \mu \rightarrow \mu - \mu' \frac{\partial}{\partial t}$$

A partir de dichas ecuaciones y usando datos experimentales publicados por *Hamilton en 1970* para los parámetros de los sedimentos marinos del Hemisferio Norte, fue calculado el coeficiente de reflexión de sonido en la interfase agua-sedimentos marinos y la relación de dispersión (Fig. 6), hallándose que la velocidad de fase en el sedimento es proporcional a $f^{0.4}$ para arena y lino arcilloso.

Las Figuras 7 y 8 muestran la dependencia obtenida para las Pérdidas por reflexión (BL).

$$BL = -20 \log R$$

con la frecuencia y con el ángulo de incidencia, para lino arcilloso y la encontrada para arena media respectivamente. Nótese que nuestro modelo predice variaciones con la frecuencia a diferencia de los modelos tradicionales. Si se comparan los valores obtenidos a partir del modelo teórico desarrollado con datos experimentales existentes en la literatura, se obtiene un ajuste superior al de los modelos basados en la hipótesis de fluido ideal o sólido elástico, para representar al fondo oceánico (Fig. 9).

Actualmente se está trabajando en mejorar dicho modelo, tratando de verificar que la parte real e imaginaria del coeficiente de reflexión deducida cumpla con las relaciones integrales de *Kramer-Kronig* y no contradiga por consiguiente el Principio de Causalidad.

Pero exclusivamente inmersos en el trabajo teórico y con carencia casi absoluta de datos experimentales, corremos el riesgo de alejarnos totalmente de la realidad. Por eso, la necesidad de efectuar por primera vez en el Mar Argentino, un experimento controlado con mediciones precisas de Reflexión de Sonido en el lecho marino, es imperiosa.

Para ello se ha diagramado la experiencia que muestra esquemáticamente la Figura 10. Se operará con dos embarcaciones simultáneamente, una actuando como Buque Fuente anclado en la posición establecida y otro, como Buque Escucha que irá desplazándose respecto al primero a fin de detectar la señal acústica reflejada en el fondo, a medida que se varíe el ángulo de incidencia de la misma. Para ellos se contará con un arreglo de transductores que actuarán como fuente sonora direccional, montado en una estructura metálica. Las distintas posiciones de la fuente serán fijadas por un buzo, las señales acústicas serán registradas en cinta magnética con un grabador de 8 canales en el Buque Escucha y en un registrador gráfico simultáneamente. También se grabarán las ondas originales en la interfase con un geófono ubicado en la interfase. Se ha seleccionado, para la experiencia dos áreas aproximadamente planas con distinto tipo de sedimento. La fuente sonora puede operar a distintas frecuencias, entre 1 y 12 kHz.

La Figura 11 muestra el diagrama en bloque del sistema electrónico a ubicarse en el Buque Fuente. Se incluye otro grabador y otro hidrófono con el objeto de registrar también las señales acústicas que sean dispersadas por la rugosidad del lecho marino y que retorna en dirección a la fuente.

En la Figura 12 se presenta el diagrama correspondiente a los equipos instalados en el Buque Escucha. La cámara de T.V. submarina servirá para monitorear los movimientos de los buzos y la cámara fotográfica permitirá obtener fotografías indicativas de la rugosidad y características de la interfase agua-sedimentos en el área de trabajo. La experiencia se completará con mediciones de parámetros oceanográficos tales como temperatura, salinidad, extracciones de fondo.

Una estructura metálica fue diseñada y construida para esta experiencia a fin de lograr distintos ángulos de incidencia sobre el fondo. Se cuenta con un sistema electrónico de emisión y recepción acústica.

Un problema que también nos preocupa en relación con las mediciones de reflexión de ondas acústicas planas en el lecho marino, es la obtención de datos in situ de la impedancia acústica, o sea el producto densidad $\times$ velocidad de fase en la primera capa de sedimentos marinos. A propósito de esto se ha diseñado (ver Fig. 13), un sistema de medición indirecta utilizándose un piezoeléctrico ubicado en una estructura de bronce con el objeto de medir impedancia eléctrica de un circuito simple en resonancia, y a partir de ella deducir los valores de la impedancia acústica buscada. El problema experimental no es fácil y actualmente se está trabajando intensamente en superar ciertas dificultades a fin de poder utilizar este método por primera vez en el mar.

De aquí en más solo nos queda confiar fervientemente en que la experiencia proyectada pueda llevarse a cabo satisfactoriamente.

El objetivo de la segunda experiencia es obtener mediciones acústicas "in situ" de Reverberación de volumen, con el objeto de correlacionar los resultados con la determinación, clasificación y comportamiento de los organismos biológicos responsables de la misma en un área representativa de Golfo Nuevo.

Las inhomogeneidades presentes en el mar, de la más variada forma, tamaño y origen, como asimismo sus contornos, superficie libre y lecho marino, dan lugar al fenómeno de scattering (dispersión) que consiste en la redistribución de la energía acústica en direcciones distintas de la dirección con que incidió sobre un obstáculo. Parte de esa energía es dispersada en la dirección de retorno a la fuente (Backscattering) y recogida en un hidrófono, cuando fuente y receptor son coincidentes. Precisamente, se define como Reverberación de Volumen a la superposición de todas las contribuciones al scattering en la dirección de retorno a la fuente, producido por los organismos biológicos, sustancias inorgánicas en suspensión, microestructura térmica y burbujas presentes en el volumen de agua sonorizado.

La Reverberación de volumen es el factor limitativo más importante en la operación de sistemas acústicos de búsqueda en aguas profundas (tales como sondas ecoicas o sistemas de detección de bancos de peces).

Algunos estudios realizados a fines de la década del 40 mostraron que la única contribución de importancia a la reverberación de volumen es la de origen biológico, especialmente la debida a organismos que se distribuyen en capas de espesor variable (20 a 200 m.) y que se ubican entre los primeros metros y los 1000 m. de profundidad. Este fenómeno acústico del cual se muestra un registro gráfico en la Fig. 14, se conoció primero con el nombre de ECR en reconocimiento a sus descubridores, *Eyring, Cristensen y Raitt*, y hoy se conoce como DSL (sigla correspondiente a su denominación en inglés, Deep Scattering Layer, o sea, Capa Dispersora Profunda).

Es un fenómeno acústico y biológico que se observa en casi todos los océanos y mares. La DSL se caracteriza en general por tener estructura multicapa, por ascender a la superficie del mar al atardecer, descender al amanecer y permanecer constante durante toda la noche. Las velocidades de migración vertical no coinciden para las distintas áreas del planeta. Por

ej. 2 m./min. en el Pacífico, 11 m/min en el Golfo de México, 8.4. como velocidad máxima en el Mar Argentino.

La dispersión de sonido producida por capas como la DSL está asociada a la presencia de burbujas de gas en el agua, que se encuentran en ciertos organismos planktónicos y en las vejigas natatorias de algunos peces. Cuando se produce la sonorización del agua, las burbujas oscilan variando sus dimensiones y a determinadas frecuencias, están en resonancia. Es entonces cuando la sección eficaz de scattering de las burbujas es mucho mayor que la sección eficaz dísica, produciendo ecos muy intensos.

En el SHN se han hecho estudios sobre el comportamiento de la DSL en aguas profundas adyacentes a la Plataforma Continental, evaluándose datos obtenidos a partir de registro gráfico colectados a lo largo de un período de 14 años con ecosondas que operan a 12 kHz de frecuencia. En la zona de convergencia subtropical-subantártica se halló un comportamiento anómalo de la DSL: una capa estacionaria y bien definida fue observada a 234 m. de profundidad, al atravesar la zona de convergencia mostró una fluctuación notable no compatible con las migraciones usuales en función de la luz solar, que evidencia una respuesta a la presencia de diferentes masas de agua. Detalles de estos estudios y de los mencionados para la primera experiencia se encuentran publicados en Informes Técnicos internos y en Revistas Científicas extranjeras y nacionales.

Si bien hasta la fecha no existe información precisa sobre la correlación entre este fenómeno acústico y los organismos biológicos responsables del mismo, se considera como posibles constituyentes de la DSL a:

- Peces batipelágicos, especialmente Mictofidos (4-6 kHz).
- Mictofidos y Sifonóforos (6-15 kHz).
- Sifonóforos y larvas del pez Cyclothone (15-40 kHz).
- Eufásidos (dispersión no resonante por encima de los 40 kHz).

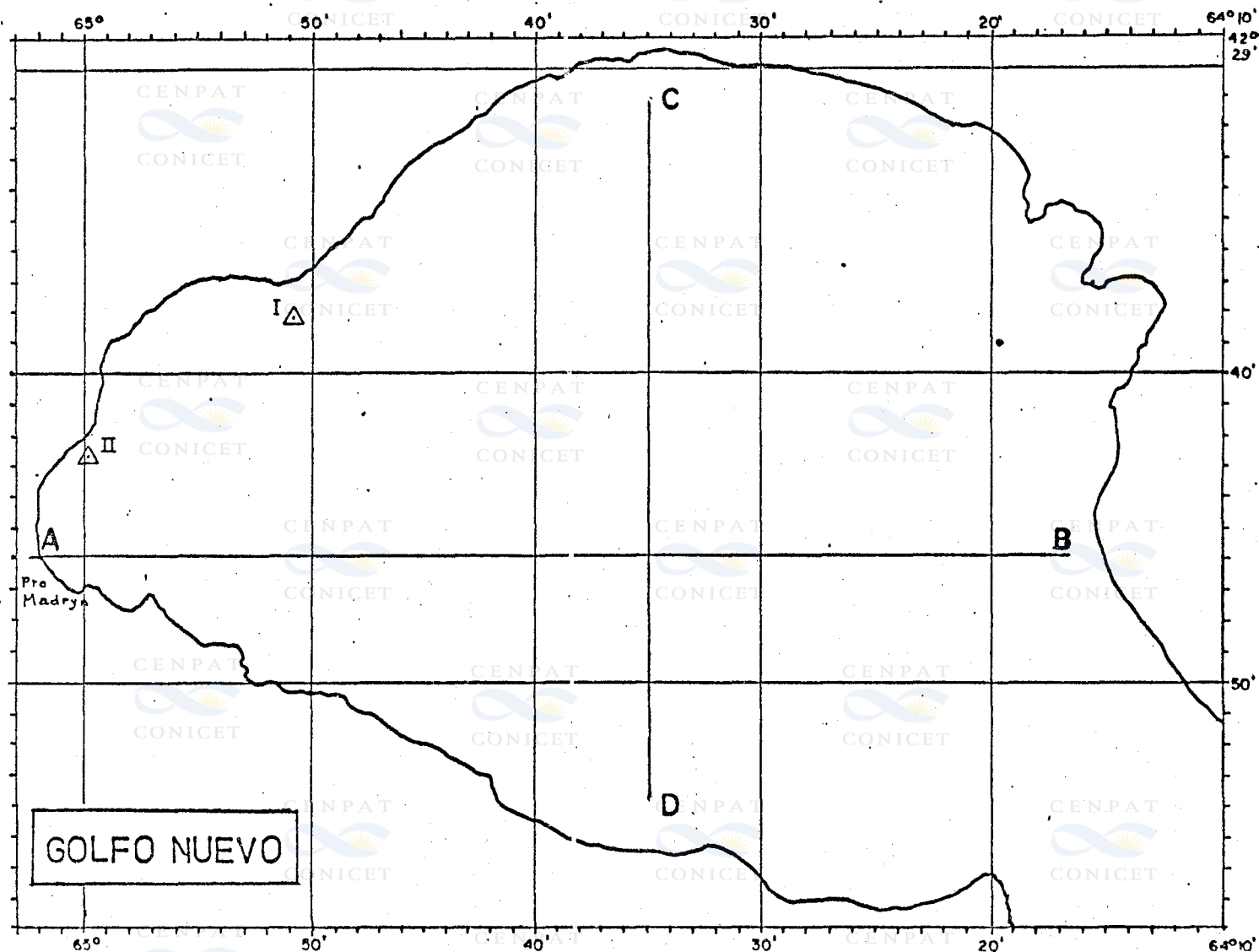
Este fenómeno también ha sido detectado, en contados casos, en aguas poco profundas. Justamente en el año 1977, cuando nos hallábamos efectuando una Campaña Acústica en Golfo Nuevo con objetivos que nada tenían que ver con la DSL, se detectó casualmente su presencia, operando con fuentes sonoras a 3.5 y a 12 kHz.

Por todo esto se ha planificado efectuar una experiencia completa para estudiar este fenómeno en detalle (Fig. 15) utilizando un buque que navegue a lo largo de los dos trayectos indicados en la carta que mostráramos al comienzo. Se utilizará una fuente sonora operando a 12 kHz, a incidencia normal. En el momento en que sea detectada la capa a partir de los registros gráficos se arriará la cámara de TV submarina a la profundidad de la capa y con la cámara fotográfica se obtendrán fotografías de los organismos presentes a esa profundidad. Las señales acústicas que retornen como ecos producidos por la DSL quedarán registradas en cinta magnética de un grabador de instrumentación. A esto se sumará el muestreo biológico a efectuarse con una red de apertura y cierre automático a profundidad para coleccionar a los organismos.

La Figura 16 muestra el diagrama en bloque del instrumental electrónico a ser utilizado. Gracias a la colaboración de los biólogos del CNP se espera obtener resultados con la mayor cantidad de información acústica y biológica correlacionada, del fenómeno que a ambas Instituciones interesa, desde sus respectivos enfoques.

Ubicación geográfica de las estaciones a cubrir.

FIGURA I



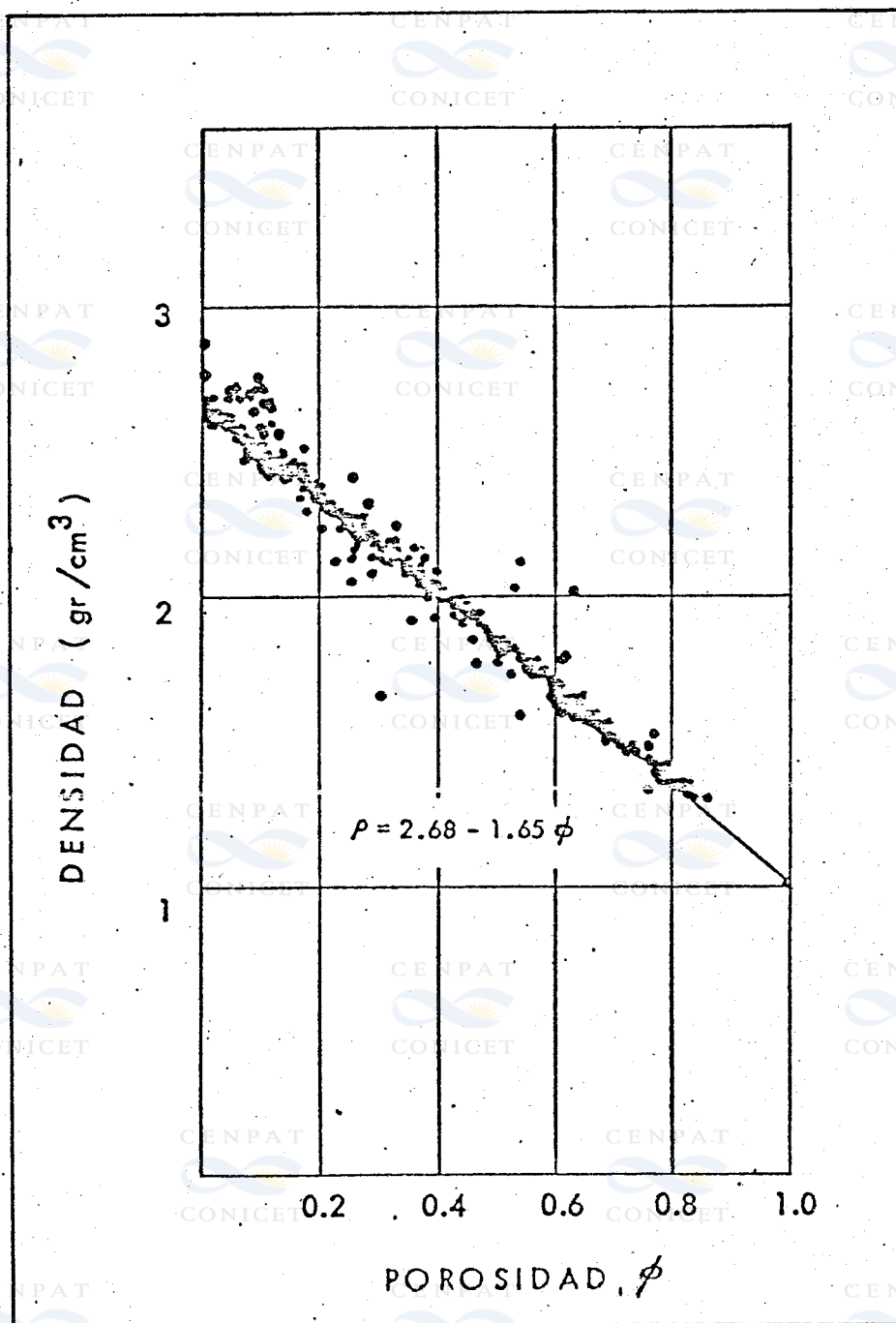


FIGURA 3

Densidad vs. Porosidad en sedimentos oceánicos
(Nafe y Drake, 1961)

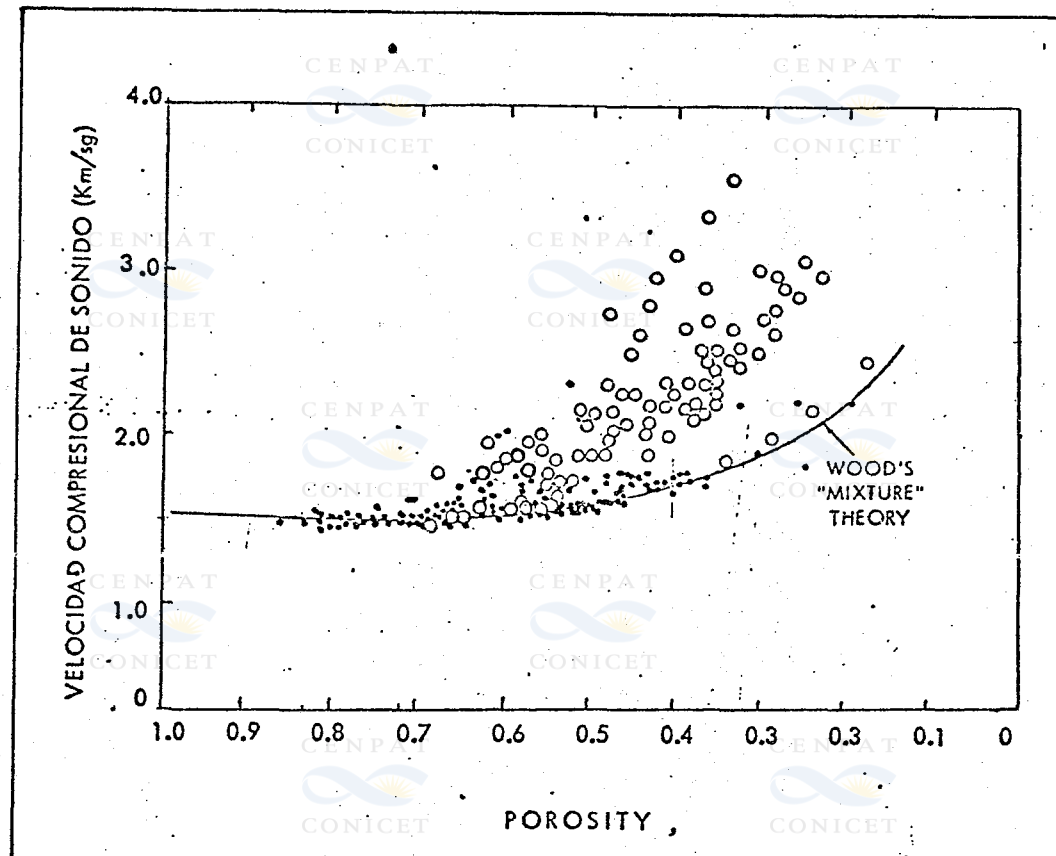


FIGURA 4
Velocidad de sonido vs. porosidad
(Nafe y Drake, 1961)

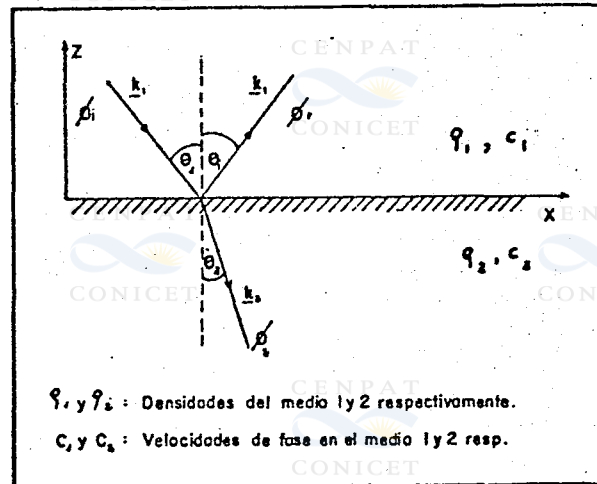


FIGURA 2

Reflexión y Refracción de ondas acústicas planas en una interfase plana entre dos fluidos ideales.

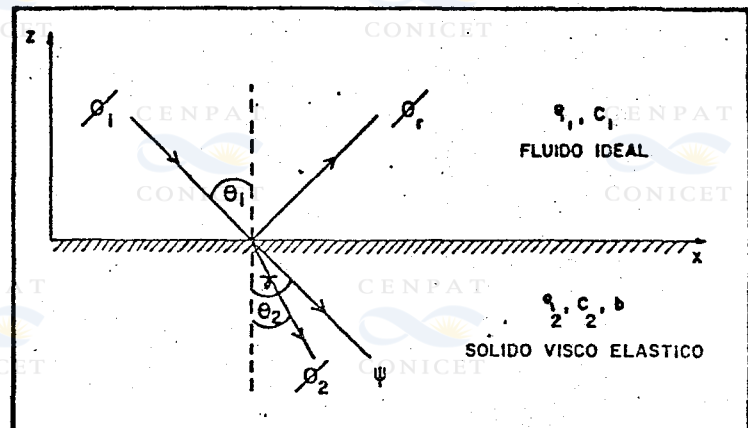


FIGURA 5

Reflexión y Refracción de ondas acústicas planas en una interfase plana.

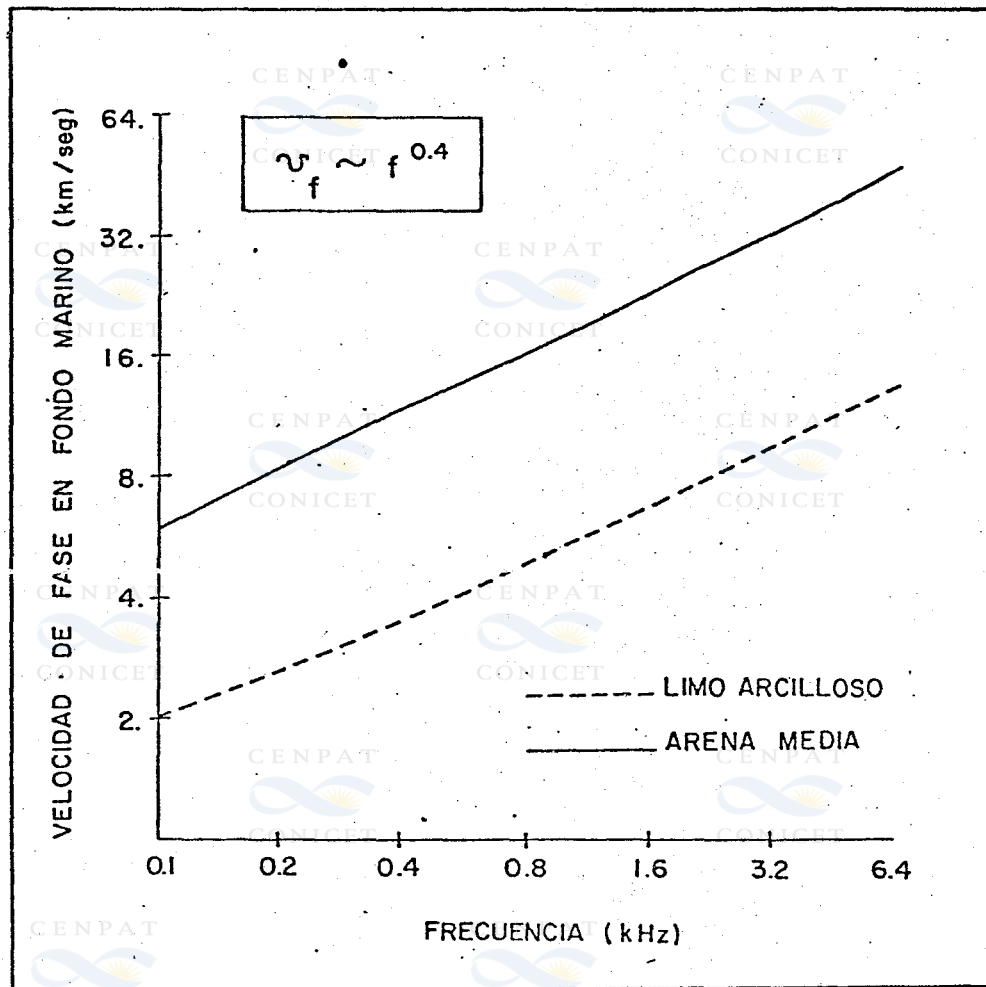


FIGURA 6

Relación de dispersión para ondas acústicas compresionales

Pérdidas por reflexión vs. ángulo de incidencia

FIGURA 7

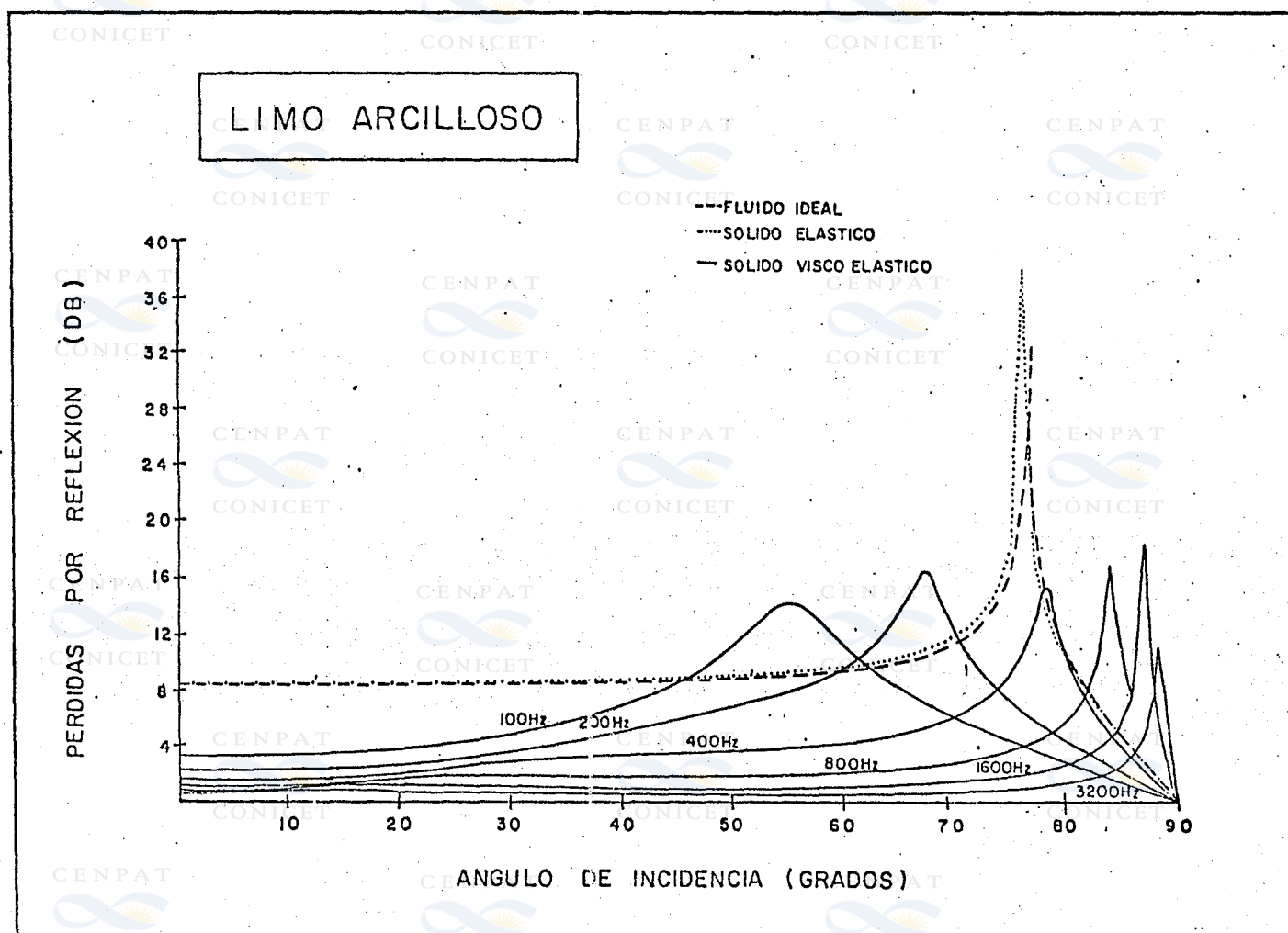
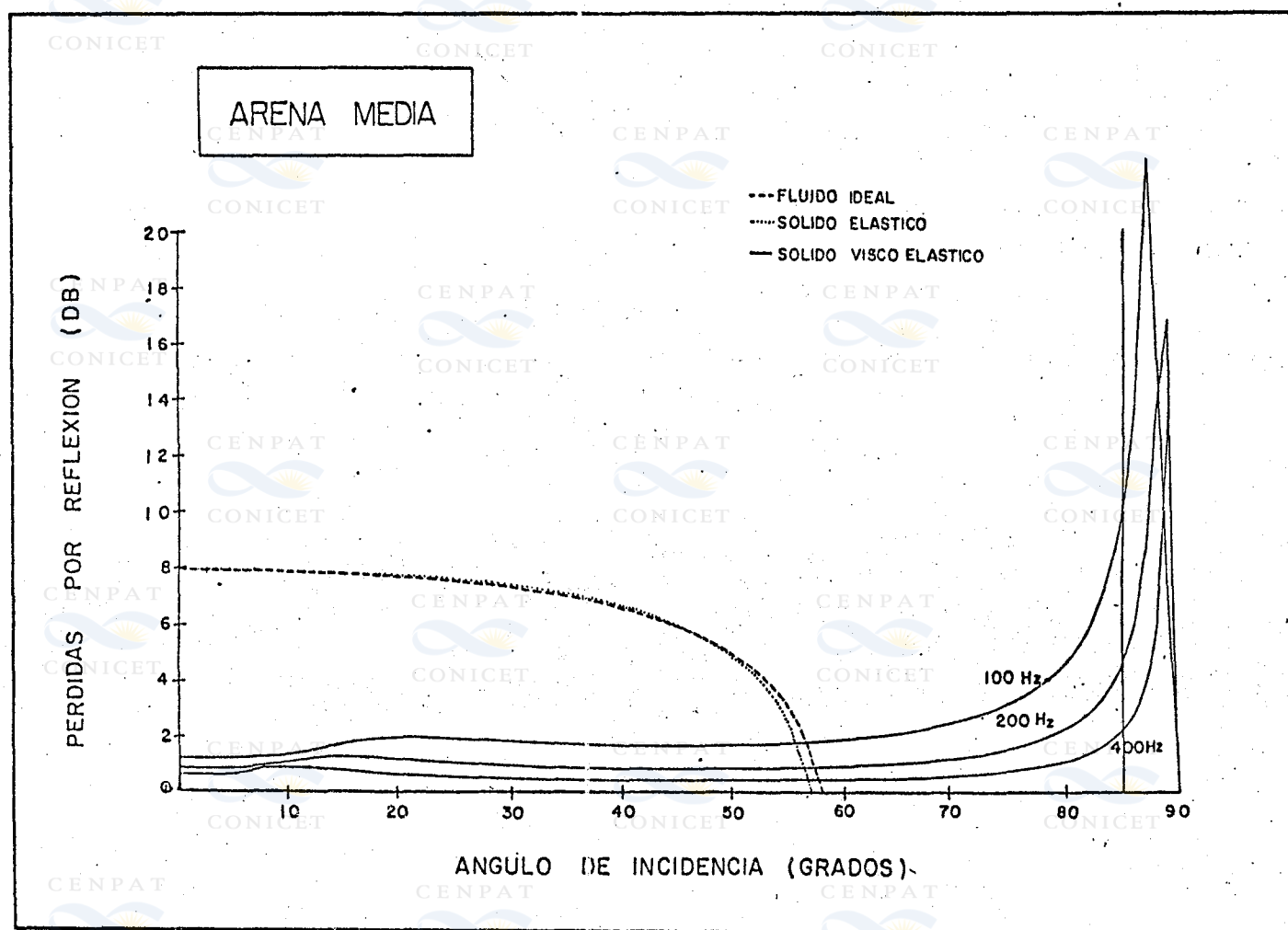


FIGURA 8
Pérdidas por reflexión vs. ángulo de incidencia



Comparación con datos experimentales

FIGURA 9

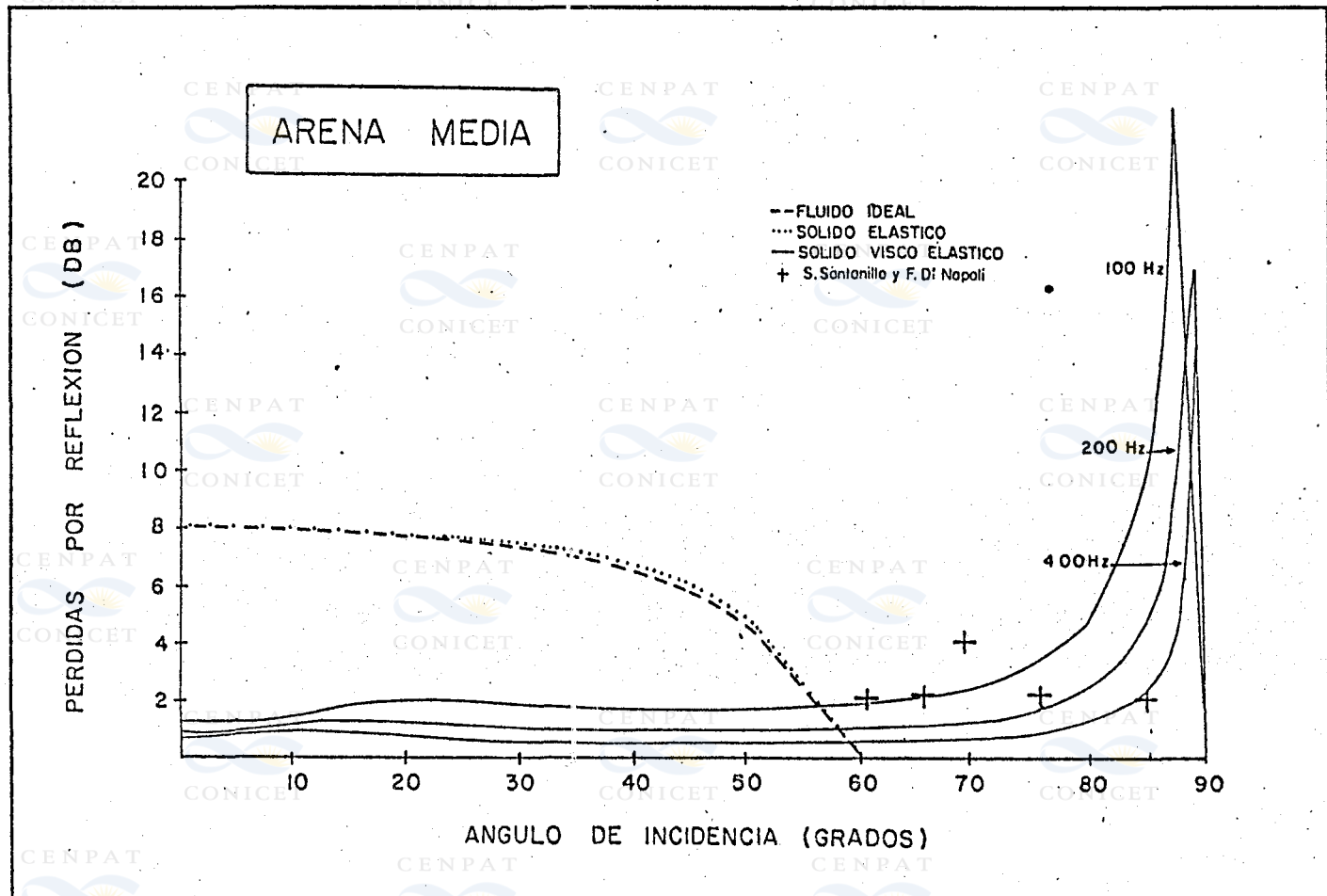
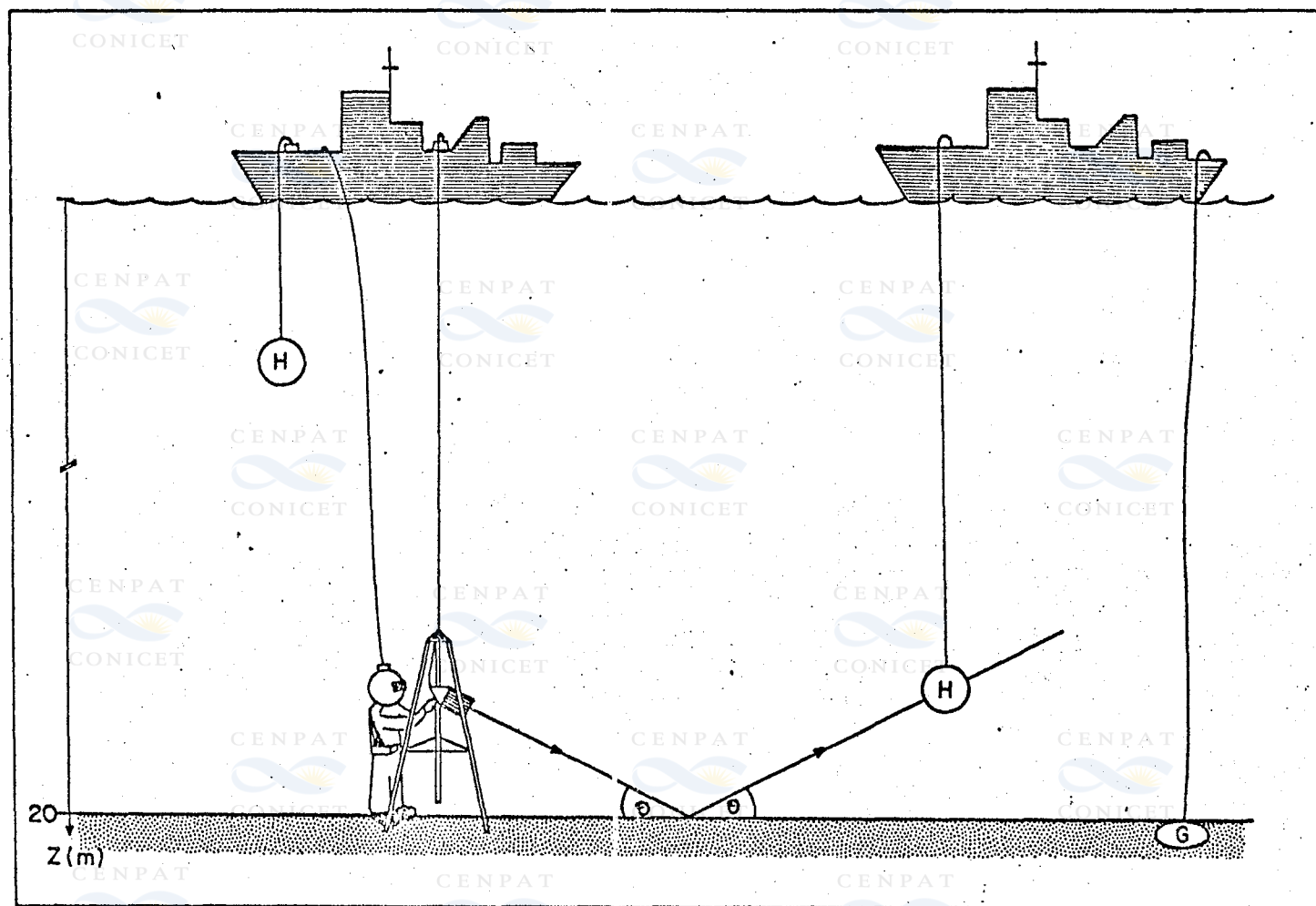


FIGURA 10
Esquema experiencia "Reflexión de Fondo"



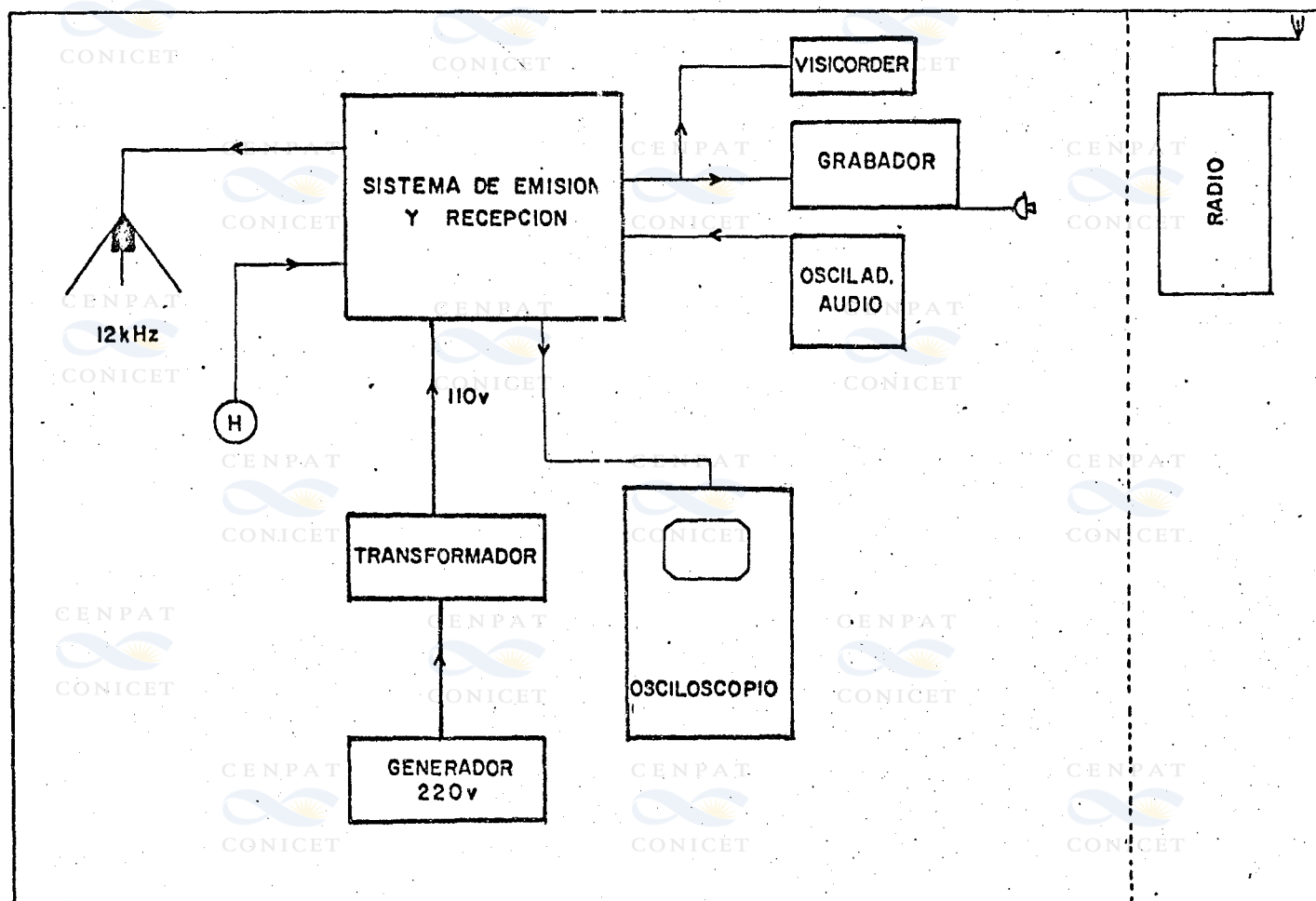
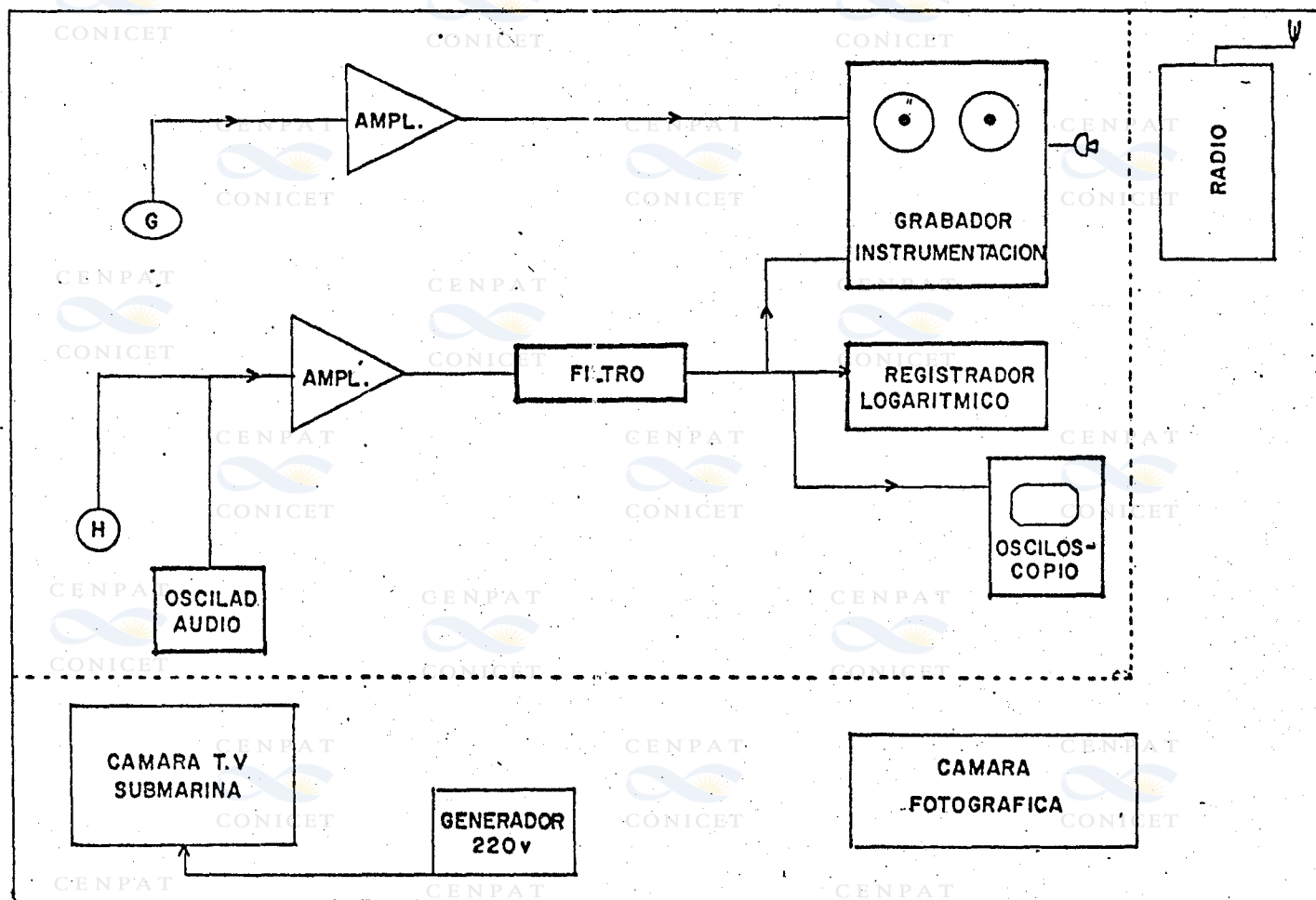


FIGURA II
Diagrama en bloque - Buque Fuente

Diagrama en bloque - Buque Escucha

FIGURA 12



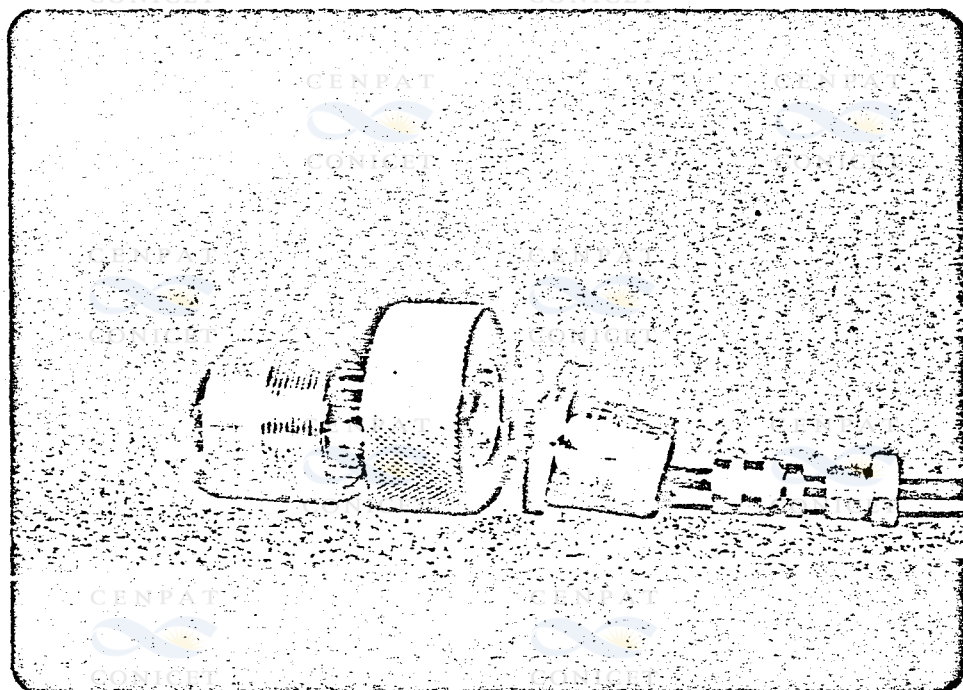


FIGURA 13

Receptáculo externo del Medidor de Impedancia Acústica

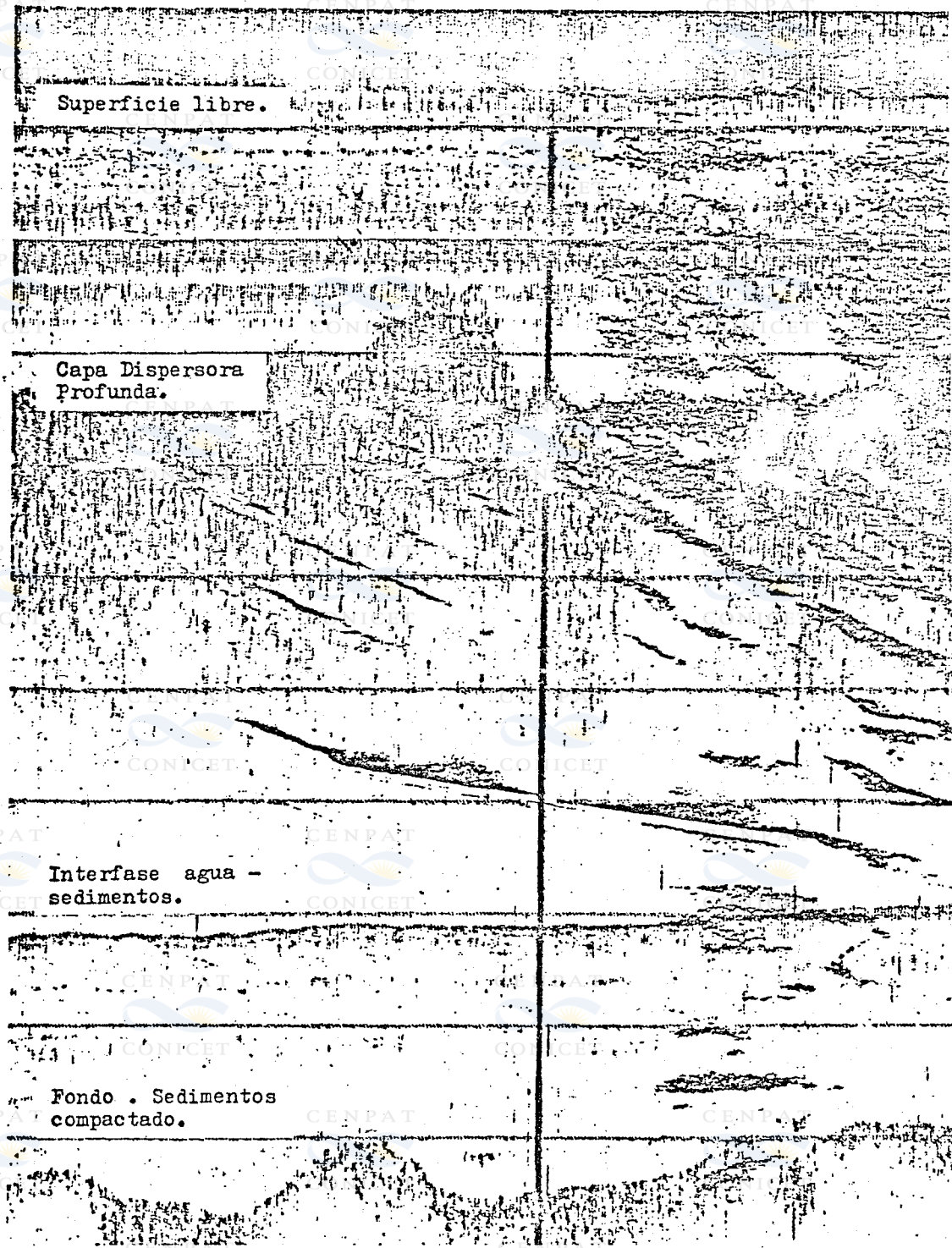
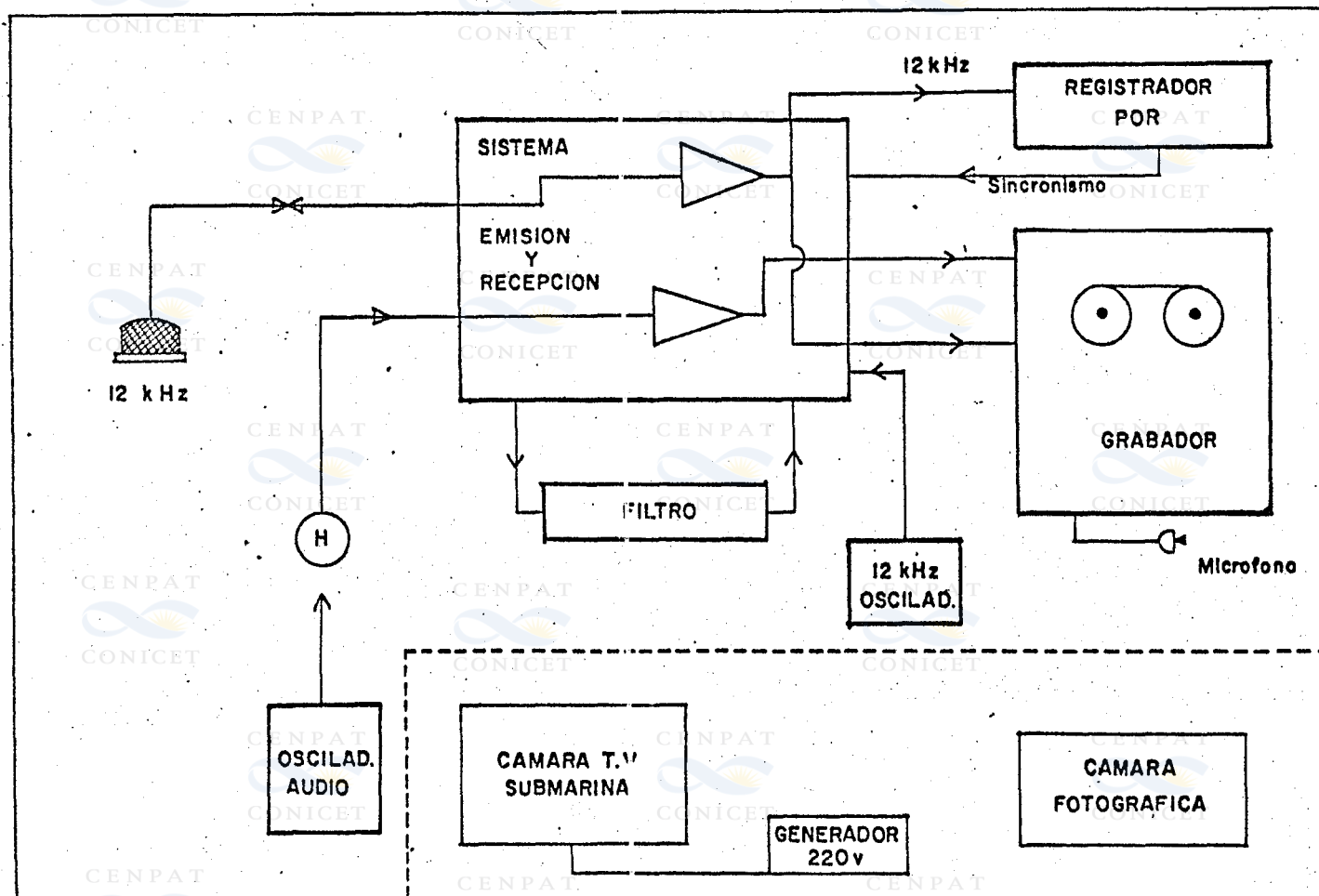


FIGURA 14

Registro gráfico de la Capa Dispersora Profunda

FIGURA 16
Diagrama en bloque del Sistema Electrónico del Buque



PREDICCIÓN DE MAREAS EN PUERTO MADRYN MEDIANTE EL METODO DE RESPUESTA.

Andrés L. Rivas
Centro Nacional Patagónico
Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas

RESUMEN

El presente trabajo es una aplicación del método de predicción desarrollado por *W.H.Munk y D.E. Cartwright* en el año 1966 a los datos de marea obtenidos en el mareógrafo de Puerto Madryn.

Luego de generar numéricamente las funciones de entrada que describen los efectos gravitacionales y radiacionales causantes de la marea, se realizó la verificación de los datos horarios del nivel del mar observados en el año 1969 para, finalmente, predecir las mareas de este mismo año.

La serie temporal así predicha fue comparada con la serie observada y con la que surge de aplicar el método armónico tradicional de predicción, poniéndose de este modo en evidencia, la mayor efectividad y precisión del método de respuesta respecto al análisis armónico clásico.

1. INTRODUCCION

El método de respuesta fue introducido por *Munk y Cartwright (1966)* como una más simple y físicamente significativa representación de la marea que el método armónico tradicional *Doodson (1921)*- y la aplicación del mismo ha dado resultados más precisos empleando un menor número de constantes arbitrarias que el análisis armónico (*Munk y Cartwright, Cartwright*).

En este trabajo se aplica el método a los registros de marea obtenidos por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN) en el mareógrafo de Puerto Madryn.

2. METODO EMPLEADO

Considerando la superficie del mar coincidente con una superficie potencial, un apartamiento desde el nivel medio del mar (la altura de equilibrio) puede ser expresado por :

$$\frac{V}{g} = \frac{GM}{g\rho} - \frac{V_o}{g}$$

Donde :

- $V(t)$ es el potencial gravitatorio debido a la Luna o el Sol (masa M) cuyo centro de masa está a una distancia ρ del punto de observación P .
- G es la constante de gravitación universal.
- g es la gravedad local.
- V_o es el potencial de referencia.

Llamando a al radio terrestre, $R(t)$ a la distancia entre los centros de la Tierra y M (Luna o Sol), y $\xi(t) = a/R$ al paralaje, resulta :

$$P = R (1 + \xi^2 - 2 \xi \cos. \alpha)^{1/2}$$

Donde $\alpha(t)$ es el -ángulo zenital local de M y puede expresarse, para el punto P :

$$\alpha = \alpha(Z, L)$$

Siendo $Z(t)$ el ángulo polar y $L(t)$ la longitud terrestre de M.

Tanto la distancia R , como el ángulo polar Z y la longitud L de M pueden expresarse en término de 6 (seis) argumentos fundamentales :

$$R_1, Z_1, L_1, R_2, Z_2, L_2 = \text{función de } (t, h_1, h_2, p_1, n_1, p_2)$$

refiriéndose el subíndice 1 a magnitudes lunares y el subíndice 2 a magnitudes solares y siendo :

t la hora Greenwich

h_1, h_2 las longitudes eclípticas medias

p_1, p_2 las longitudes de perigeo

n_1 la longitud de nodos lunares

Conociendo h, p y n como funciones del tiempo, es relativamente sencillo generar una serie temporal $V(t)$, con valores horarios para un punto dado.

Pudiendo entonces, intentar una predicción de la marea para un tiempo t como una suma pesada de valores pasados y presentes de $V(t)$.

$$\hat{\zeta}(t) = \sum_s \omega(s) V(t - \tau_s)$$

Con los pesos ω determinados de modo que el error de la predicción $\zeta(t) - \hat{\zeta}(t)$ sea mínimo desde el punto de vista de la ley de los cuadrados mínimos. Los pesos así determinados tienen una interpretación física sencilla : ellos representan la respuesta del nivel del mar a un impulso unitario $V(t) = \delta(t)$, pudiendo considerarse a la función de entrada $V(t)$ como una secuencia de tales impulsos.

Este tipo de formulación asume que la predicción para un dado puerto sólo depende del nivel de equilibrio de ese puerto, siendo más conveniente evaluar la marea de equilibrio en la vecindad del mismo, cuya posición se supone conocida (θ_0, λ_0) .

Por este motivo se realiza un desarrollo de $V(t)$ en armónicos esféricos :

$$V(\theta, \lambda, t) = g \sum_{n=0}^n \sum_{m=-n}^n \left[a_n^m(t) U_n^m(\theta, \lambda) + b_n^m(t) V_n^m(\theta, \lambda) \right]$$

Los valores de m separan las funciones de entrada de acuerdo con las especies. Luego, la predicción se formaliza del siguiente modo :

$$\zeta(t) = \sum_{m,n} \sum_s \left[u_n^m(s) a_n^m(t - \tau_s) + v_n^m(s) b_n^m(t - \tau_s) \right]$$

Los pesos $w_n^m(s) = u_n^m(s) + i v_n^m(s)$, determinados por el método de cuadrados mínimos para cada puerto, ocupan el lugar de la amplitud y la fase del análisis armónico tradicional.

Este planteo del problema permite la consideración de efectos no lineales y/o meteorológicos.

El empleo del método lleva implícita la obligación de incluir un juego completo de funciones de entrada realistas, las cuales deben permitir explicar ciertos hechos observados en los registros del nivel del mar que no responden a las fuerzas gravitacionales causantes de la marea. Es posible distinguir tres tipos de funciones de entrada con las siguientes propiedades espectrales :

- i - Las líneas espectrales gravitacionales conocidas (lunares o solares).
- ii - Las líneas espectrales no gravitacionales desconocidas.
- iii - El continuo no gravitacional desconocido.

siendo ii y iii el resultado de procesos radicales pero con diferente grado de "sobreposición" de líneas.

El problema asociado con la predicción del continuo no gravitacional requiere de especiales consideraciones para su tratamiento y no es de interés por el momento.

Las líneas espectrales no gravitacionales (ii) están asociadas con las variaciones diarias de presión y viento y los cambios estacionales de la temperatura del mar. Su modelación se encaró con una función radiacional del tipo :

$$R = \begin{cases} \frac{s R_2}{p_2} \cos. \alpha & \text{de día } (0 \leq \alpha \leq \pi/2); s: \text{ constante solar} \\ 0 & \text{de noche } (\pi/2 < \alpha < \pi) \end{cases}$$

la cual fue desarrollada en armónicos esféricos y expresada en términos de las constantes orbitales, tal como se hizo con el potencial gravitacional.

Si los efectos no lineales son despreciados, la predicción $\hat{\zeta}(t)$ del nivel del mar $\zeta(t)$ es de la forma:

$$\hat{\zeta}(t) = \text{REAL} \left\{ \sum_{m,n} \sum_{s=-S}^S w_n^{m*}(s) C_n^m(t-s\tau) + \sum_{m,n} \sum_{s=-S}^S w_n^{m*}(s) X_n^m(t-s\tau) \right\}$$

donde:

$$w_n^{m*}(s) = u_n^m(s) - i v_n^m(s) \quad \text{son los pesos a determinar ;}$$

$$C_n^m(t-s\tau) = a_n^m(t-s\tau) + i b_n^m(t-s\tau) \quad \text{son las funciones de entrada}$$

que describen el potencial gravitacional, tanto solar como lunar.

$X_n^m(t-s\tau) = \alpha_n^m(t-s\tau) + i\beta_n^m(t-s\tau)$ son las funciones de entrada que describen el potencial radiacional solar.

τ es un intervalo temporal que de acuerdo a lo aconsejado por *Munk y Cartwright (1966)* se tomó igual a 2 días.

S es un número entero menor que 3.

Para contemplar los términos no lineales, en lugar de usar productos de diferentes potenciales $C_n^m(t) C_n^{m1}(t)$ con un doble arreglo de desfases temporales como hicieron *Munk y Cartwright*, se prefirió el siguiente procedimiento (*Cartwright*):

- a- Se construyen predicciones lineales aproximadas empleando solo los potenciales gravitacionales de 1ra. y 2da. especie (C_2^1 y C_2^2) con $S = 2$.

$$\hat{\zeta}_I(t) = \sum_{s=0}^2 \omega^*(s) C_2^1(t-s\tau)$$

$$\hat{\zeta}_{II}(t) = \sum_{s=0}^2 \omega^*(s) C_2^2(t-s\tau)$$

y los pesos $\omega(s)$ determinados por cuadrados mínimos mediante el empleo de registros de marea $\zeta(t)$ conocidos.

- b- Estas predicciones son empleadas como funciones de entrada, análogas a los potenciales $C_n^m(t)$, en términos no lineales de la forma:

$$w^{m+1*}(s) \hat{\zeta}_m(t-s\tau) \hat{\zeta}_I(t-s\tau) + w^{m-1*}(s) \hat{\zeta}_m(t-s\tau) \hat{\zeta}_I^*(t-s\tau)$$

Términos de triple interacción también se tratan empleando $\hat{\zeta}_I$ y $\hat{\zeta}_{II}$ y son importantes para considerar los efectos causados por la fricción de las aguas poco profundas del Golfo Nuevo.

2.1. Determinación por cuadrados mínimos de los pesos numéricos que optimizan la predicción.

Empleando una expresión general para simplificar la notación, la predicción se puede escribir:

$$\hat{\zeta}(t) = \sum_i \omega_i C_i$$

Sobreentendiéndose que ω_i designa algún peso $u_n^m(s)$ ó $v_n^m(s)$ y C_i la función de entra-

da correspondiente $a_n^m(t-s\tau)$ ó $b_n^m(t-s\tau)$ cualquiera sea el valor de m, n ó s y cualquiera sea la fuente de estos términos : gravitacional, radiacional, ó no-lineal.

Los pesos ω_i deben determinarse de modo que el promedio temporal :

$$\sigma^2 = \langle (\zeta(t) - \hat{\zeta}(t))^2 \rangle$$

sea mínimo, siendo $\zeta(t)$ el registro del nivel del mar observado :

$$\sigma^2 = \langle \zeta(t)^2 \rangle - 2 \langle \zeta(t) \sum_i \omega_i c_i \rangle + \langle (\sum_i \omega_i c_i)^2 \rangle$$

$$\frac{\partial \sigma^2}{\partial \omega_i} = 0 \Rightarrow -2 \langle \zeta(t) c_i \rangle + 2 \langle c_i \sum_j \omega_j c_j \rangle = 0$$

Por lo tanto se obtiene un sistema de ecuaciones lineales que expresado en notación matricial es :

$$[M_{ij}] [\omega_j] = [R_i]$$

donde :

$$M_{ij} = \langle c_i c_j \rangle$$

$$R_i = \langle c_i \zeta(t) \rangle$$

Luego, el mínimo valor de σ^2 es :

$$\sigma_{\min}^2 = \langle \zeta(t)^2 \rangle - \sum_i \omega_i \langle c_i \zeta(t) \rangle$$

Refiriéndose a :

$$\sigma_m^2 = \sum_i \omega_i^{(m)} \langle c_i^{(m)}(t) \rangle$$

como a la "varianza predicha" para la especie m .

3. PROCEDIMIENTO

Se computaron las funciones de entrada gravitacionales (ya sea solares o lunares) empleando armónicos esféricos de grado 2 y 3 ($n = 2, 3$) para las especies diurna, semidiurna y tercio-diurna ($m = 1, 2$ y 3 respectivamente) y las funciones de entrada radiacionales correspondientes a armónicos esféricos de grado 1 y 2. Los potenciales de baja frecuencia ($m=0$) no fueron considerados, pues contribuyen poco a mejorar la predicción y resultan difíci-

les de emplear con precisión en registros relativamente cortos.

Posteriormente, se analizaron los datos disponibles (registros horarios obtenidos en el período comprendido entre el 4 de enero y el 28 de diciembre de 1969) a fin de filtrar posibles errores.

Con los datos ya depurados y empleando solo potenciales gravitatorios de segundo grado ($n = 2$) para las frecuencias diurna y semidiurna ($m = 1,2$) con desfases temporales de -2 días y -4 días ($s = 0, -1, -2$ y $T = 2$ días), se realizaron predicciones aproximadas para dichas especies, las cuales a su vez, se combinaron entre sí para generar términos no lineales de acuerdo con el procedimiento detallado anteriormente.

Finalmente, se armó un conjunto de 63 funciones de entrada del tipo gravitacional, radial y no lineal, cubriendo las especies 1,2,3,4,5 y 6, de entre las cuales se seleccionaron 38 que optimizaban la predicción. Para realizar esta selección se tuvo en cuenta que la reducción en la varianza predicha para una dada especie cuando un término es excluido, no es necesariamente una buena prueba de su importancia, debido a que, la ausencia del mismo produce un reajuste en los pesos de los demás términos que tiende a compensar el vacío dejado.

4. RESULTADOS

Los datos disponibles fueron analizados con el método de cuadrados mínimos ya explicado y con los pesos obtenidos se armó la "predicción" para el año 1969.

La Tabla 1 muestra las varianzas observadas y predichas para cada especie, así como también, los resultados obtenidos mediante el análisis armónico tradicional realizado por el Servicio de Hidrografía Naval.

El análisis espectral de las series predicha y observada se realizó empleando una transformada rápida de Fourier basada en el método de Cooley-Tukey. Previamente, ambas series fueron multiplicadas por una función cosenoidal cuyo término i -ésimo es de la forma:

$$1 - \frac{\cos. 2 \pi (i - 1)}{N - 1}$$

para lograr una más rápida convergencia de los efectos de banda indeseados. Las varianzas calculadas a partir del análisis espectral se tomaron como las energías contenidas en un ancho de banda de 9 c/m centrada en cada especie.

Para obtener una idea más clara del ajuste entre la serie predicha y la observada, se calculó el coeficiente de correlación curvilíneo definido por:

$$r^2 = 1 - \frac{\sum (\zeta \text{ observ.} - \zeta \text{ predicho})^2}{\sum (\zeta \text{ observ.} - \bar{\zeta})^2}$$

el cual dió por resultado $r^2 = 0.9533$ lo que significa que con la predicción propuesta se explica más del 95 % de la variabilidad del nivel del mar observado alrededor de su valor medio.

También se calculó la desviación cuadrática media entre los valores predichos y observados.

$$\sigma^2 = \sqrt{\frac{\sum (\zeta \text{ observ.} - \zeta \text{ predicho})^2}{N}} = 30.3 \text{ cm.}$$

y el mayor residuo $|\zeta \text{ observ.} - \zeta \text{ predicho}| = 184.5 \text{ cm.}$ localizado en los valores correspondientes al día 16 de junio de 1969, para el cual, los datos de marea observados resultan significativamente altos como puede verse en la Figura 1.

Las Figuras 2,3,4 y 5 muestran los espectros de las series observada y predicha con una resolución de 1 c/año en las proximidades de 0,1,2 y 3 c/día.

Para ahorrar espacio de memoria y tiempo de cálculo, estos espectros fueron estimados empleando series suavizadas, con valores cada 3 horas, obtenidos a partir de las series originales mediante la aplicación del siguiente filtro pasa-bajos :

$$\zeta_{\text{filtrada}}(t) = 2H \zeta(t) + H \sum_{s=1}^{60} \left[1 + \cos. \frac{\pi s}{60} \right] \frac{\sin. \frac{\pi s}{3}}{\frac{\pi s}{3}} \left[\zeta(t+s) + \zeta(t-s) \right]$$

5. REFERENCIAS

- Munk, W.H.; Cartwright, D.E.. 1966. Tidal spectroscopy and prediction. Phil.Trans. Roy. Soc. - A. 259, 533-581.
- Cartwright, D.E.. 1967. Some further results of the response method of tidal analysis. Monaco symposium on Tides.
- Doodson, A.T.. 1921. The harmonic development of the tide-generating potential. Droc., R. Soc. A 100, 305-321.
- Cartwright, D.E.; Tatler, R.J. 1971. New computations of the tide-generating potential. Geophys J. Roy. Astron. Soc., 23, 45-74.
- Groves, W.G.; Reynolds, R.W.. 1975. An orthogonalized convolution method of tide prediction. Journal of Geophysical Research. Vol. 80; Nro. 30, 4131-4138.

EJERCICIO	DATOS	PREDICCIÓN ARMONICA			PRED. POR EL METODO DE RESPUESTA			
	VARIANZA OBSERVADA POR ANALISIS ESPECTRAL (1)	VARIABLES INVOLUCRADAS	NUMERO DE CONSTANTES	VARIANZA PREDICHA	FUNCIONES DE ENTRADA (2)	NUMERO DE PESOS	VARIANZA PREDICHA (3)	VARIANZA PREDICHA POR ANALISIS ESPECTRAL (4)
0	—	S_2, S_{22}, M_m $M_{Sf} \quad M_f$	10	45.47	—	—	—	—
1	266.63	K_1, O_1, P_1, Q_1 M_1, J_1, O_{01}, S_1 $\pi_1, P_1, Y_1, 2Q_1$ MP_1	34	203.86	AG21 (-2, -1, 0, 1, 2) BG21 (-2, -1, 0, 1, 2) AR 21 (0) BR 21 (0)	12	251.47	245.57
2	19221.89	M_2, S_2, N_2, K_2, J_2 $A_2, L_2, T_2, 2N_2$ R_2, MSN_2, λ_2 $KJ_2, 2SM_2, OP_2$ MKS_2, MNS_2, OQ_2	36	19814.13	AG22 (-2, -1, 0, 1, 2) BG22 (-2, -1, 0, 1, 2) AR 22 (0) BR 22 (0) AG32 (0) BG32 (0)	14	18499.64	19220.68
3	126.14	MK_3, MO_3, SK_3 SO_3, M_3	10	88.06	AG33 (-1, 0, 1) BG33 (-1, 0, 1) S_{II}, S_{II}, S_{II}	8	116.25	62.06
4	300.50	M_4, MS_4, MN_4 SA, MK_4, SN_4 SK_4	14	239.51	REAL $\{S_{II} S_{II}\}$ REAL $\{S_{II} (1) S_{II}(1)\}$	2	299.81	260.42
5	41.20	—	—	—	REAL $\{S_{II} S_{II} S_{II}\}$	1	33.29	22.12
6	66.30	$M_6, 2MS_6, 2MN_6$ $2MK_6, 2SM_6, 2MN_6$ MSK_6	14	27.91	REAL $\{S_{II} S_{II} S_{II}\}$	1	22.40	18.56

(1) Las varianzas observadas son las energías de $\zeta(t)$ en los rangos de frecuencia $1c/dt \pm \pm 4.5$ c/mes, $2 c/dl \pm 4.5$ c/m y $3 c/dl \pm 4.5$ c/m.

(2) Por ejemplo AG21 (-2, -1, 0, 1, 2) designa las cinco variables del potencial gravitacional indicadas en el texto por :

$$a_2^1(t-2\tau), a_2^1(t-\tau), a_2^1(t), a_2^1(t+\tau) \text{ y } a_2^1(t+2\tau) \text{ donde } \tau = 2 \text{ días}$$

Análogamente, BR21 (o) designa la componente del potencial radiacional :

$$\beta_2^1(t)$$

(3) La varianza predicha para la especie m-ésima, siguiendo la notación empleada en el texto es :

$$\sigma_m^2 = \sum_i \omega_i^{(m)} \cdot \langle C_i^{(m)} \zeta \rangle$$

(4) En este caso, la varianza predicha para cada especie fue calculada a partir del espectro de la serie predicha, en forma totalmente análoga a lo realizado en (1) con la serie de datos.

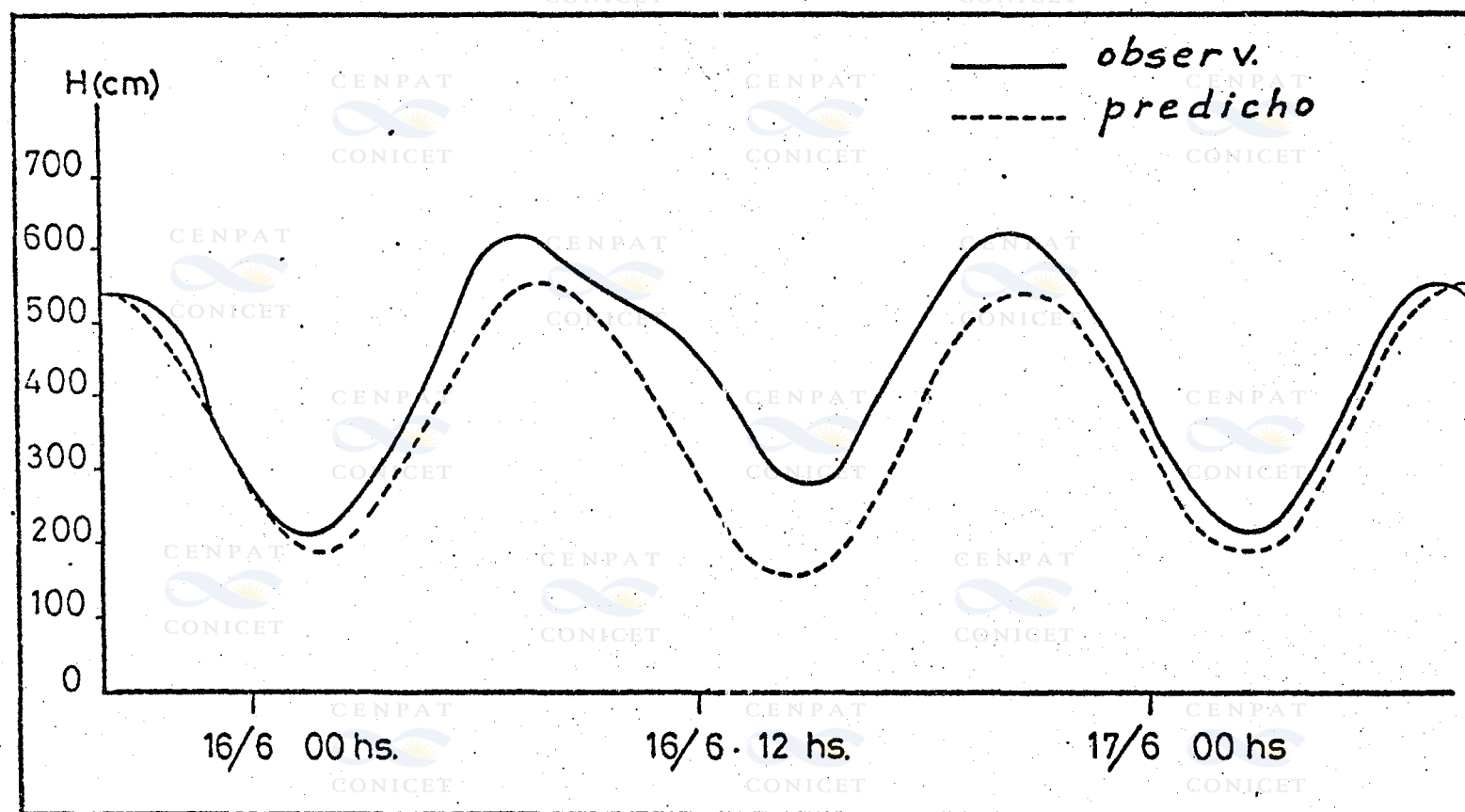
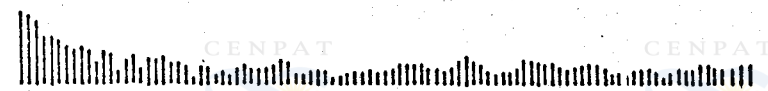


Figura 1

Espectro observado



Espectro predicho



0.05 0.10 0.15 frecuencia (ciclos/día)

FIG. 2

Espectro observado



Espectro predicho



0.80 0.85 0.90 0.95 1.00 1.05 1.10 frecuencia (ciclos/día)

FIG. 3

Espectro observado



Espectro predicho



1.80

1.85

1.90

1.95

2.00

2.05

2.10

frecuencia
(ciclos/día)

FIG. 4

Espectro observado



Espectro predicho



2.75

2.80

2.85

2.90

2.95

3.00

3.05

frecuencia
(ciclos/día)

FIG. 5

MONTE HERMOSO - ING. WHITE. OBSERVACIONES DE BRISA DE MAR.

CCtec. (RE) Pedro A. Varela
Instituto Argentino
de Oceanografía (IADO)

RESUMEN

Teniendo en cuenta la teoría sobre este viento periódico, se pudo comprobar que en Monte Hermoso e Ing. White se cumple con bastante exactitud. Para este trabajo se tomaron la mayor cantidad de casos posibles, donde se cumplían las características de la brisa, para los meses de Dic/80, Enero y Febrero/81. Las lecturas y registros continuos de los parámetros meteorológicos corresponden a la Estación Meteorológica instalada sobre la costa a la altura de la Rambla de Monte Hermoso, por el Instituto Argentino de Oceanografía para servir de apoyo a las actividades Oceanográficas que desarrolla dicho instituto. Para la selección de los casos de brisa pura, se analizaron los mapas sinópticos confeccionados en la B.A.Cte. Espora. En forma simultánea con los casos detectados en Monte Hermoso se graficaron las observaciones de las Estaciones de Ing. White y Cte. Espora.

1. DESARROLLO DE LA BRISA

Casi todos los casos de brisa pura registrados, coincidieron con dominio anticiclónico sobre la Pcia. de Bs.As. y el área marítima entre la Patagonia norte y costas de Bs.As.. Es decir, que los vientos sinópticos fueron débiles (Fig. 1).

Los casos registrados con cierta claridad correspondientes a los meses de Diciembre a Febrero fueron 13 por mes. Para los restantes meses del año 1981 fueron : Marzo 10, Abril 8, Mayo 4, Junio 2, Julio 6, Agosto 7, Setiembre 13 y Octubre 16. Por lo expuesto se observa que disminuyen en los meses de otoño e invierno y se incrementan en primavera.

2. PROCESO (Fig. 2)

Iniciamos el análisis a partir de las 00.00 hrs. donde el viento se encuentran del ENE y va girando hacia el norte, pasando por el NE entre las 03 y 04 hrs. con velocidad media de 10/12 km/h.. Entre las 06 y 08 hrs., se encuentra del sector N y luego entre las 08 y 09 hs. pasa al NW, durante este período se cumpliría el ciclo de la brisa de tierra. Continuando el giro contrario a las agujas del reloj, pasa por el W. entre las 09 y 10 hs. para ubicarse del SW a las 11 hs. incrementando la velocidad de 11 a 14 km.. Aproximadamente a 09 hrs. comienza a actuar la radiación terrestre sobre el aire adyacente, produciendo el desnivel del campo bórico, se iniciaría así el accionar de la brisa de mar. De 12 a 14 hs. la dirección neta es del sector S. y la velocidad aumenta de 15 a 20 Km/h. Continuando con el giro anticiclónico, entre las 15 y 19 hs. permanece del SE, con intensidades medias que oscilan entre 20 y 24 Km/h., en algunos casos se observaron 30 a 35 Km/h. A partir de 20 hs. disminuye el contraste térmico, se estabiliza así el campo bórico y el viento pasa por el sector E. hacia el NE, disminuyendo la velocidad de 20 a 15 Km/h. Es evidente que

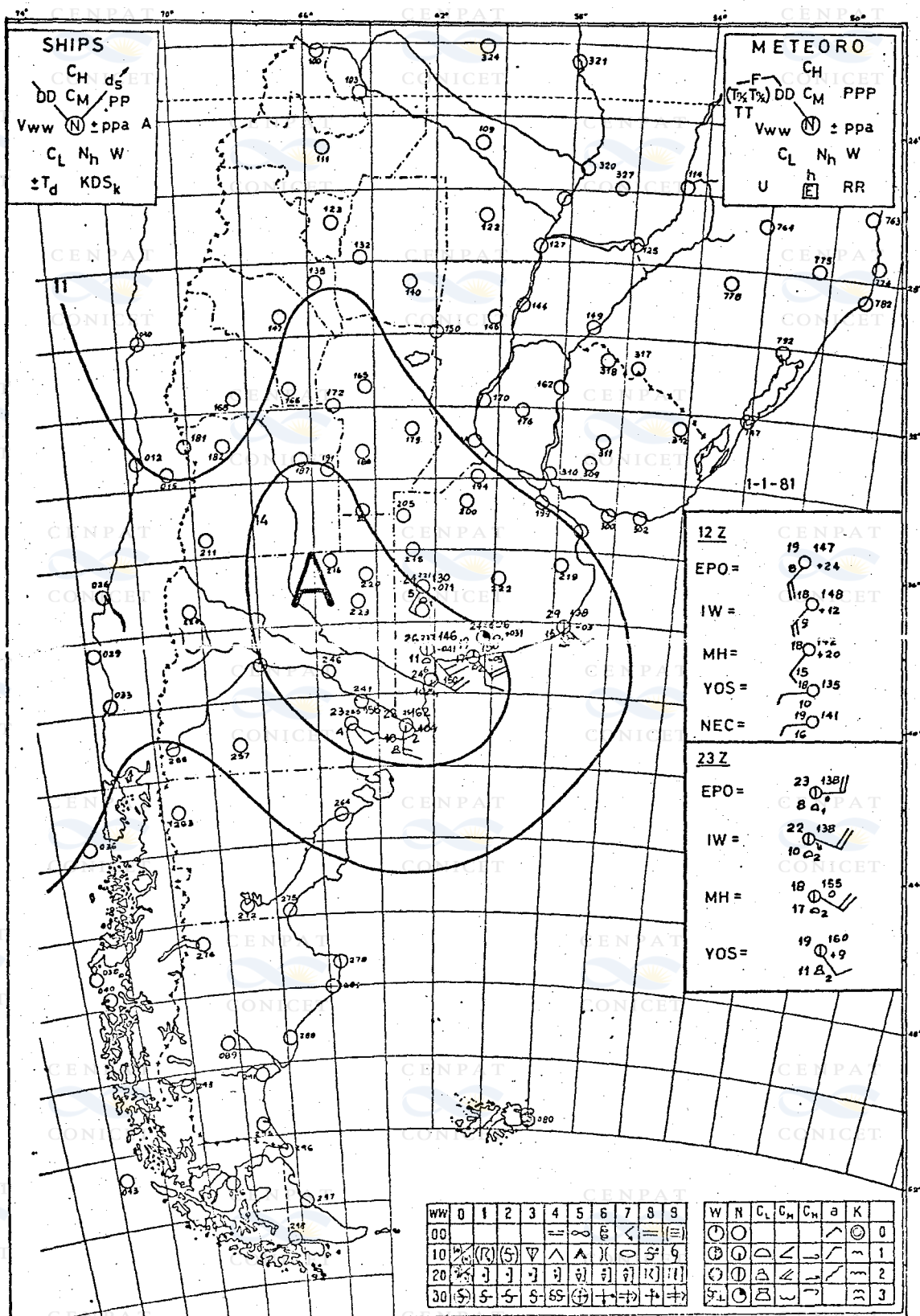
durante las horas de máximo calentamiento, por lo tanto de máximo contraste bórico (baja presión sobre tierra y alta presión sobre el agua), el viento tiende a circular directamente del agua hacia tierra, normal a las isobaras, pero con el tiempo y la influencia de la rotación de la tierra, actúa la fuerza de coriolis haciendo girar al viento hacia la izquierda hasta ponerse casi paralelo a la costa y por lo tanto a las isobaras, dejando la baja presión sobre tierra. Algunos casos de brisa, menos frecuentes que los descritos, la rotación del viento no siguió la circulación anticiclónica, sino que se mantuvo del sector E. hasta las primeras horas de la mañana, para rotar ciclónicamente al SE. en forma abrupta estableciéndose así la típica brisa de mar. Es de destacar que en este último caso la variación de la temperatura y humedad relativa en la costa es más marcada que en los casos de rotación anticiclónica (Fig. 3 a 16).

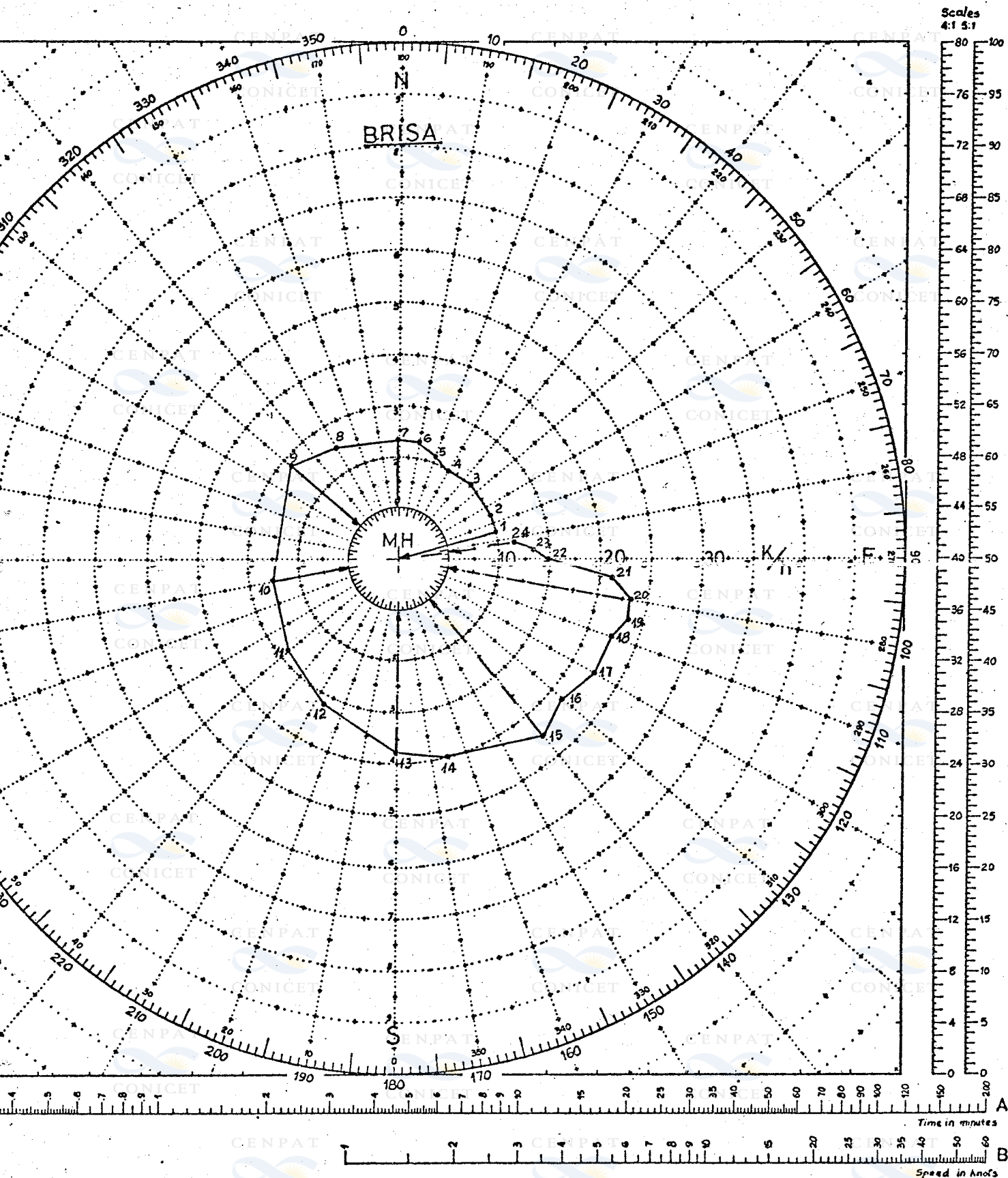
3. CONCLUSIONES

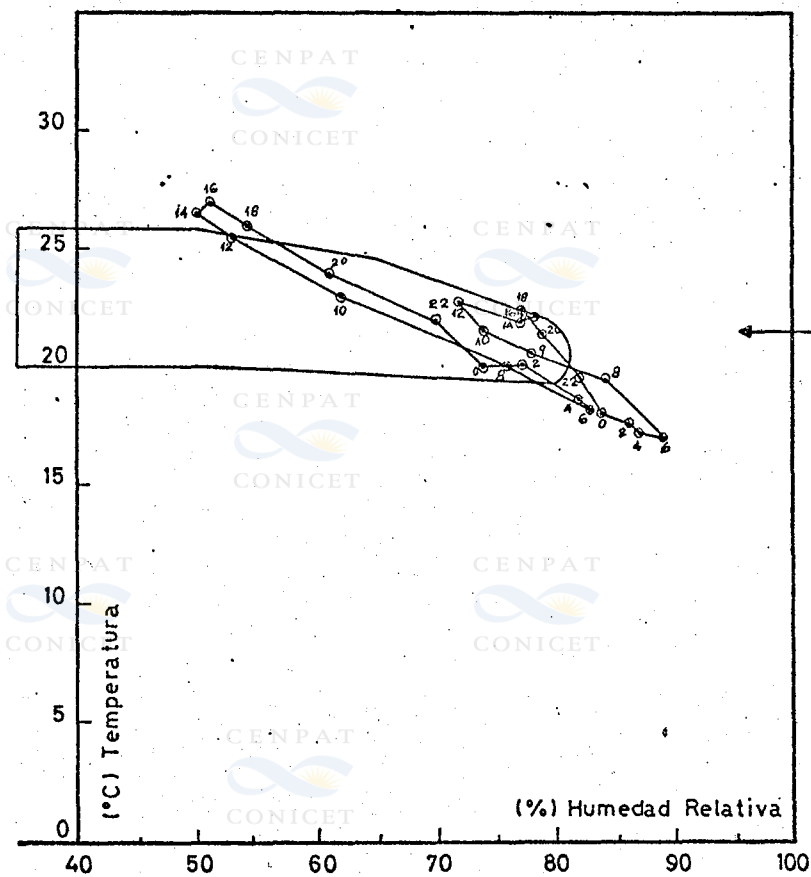
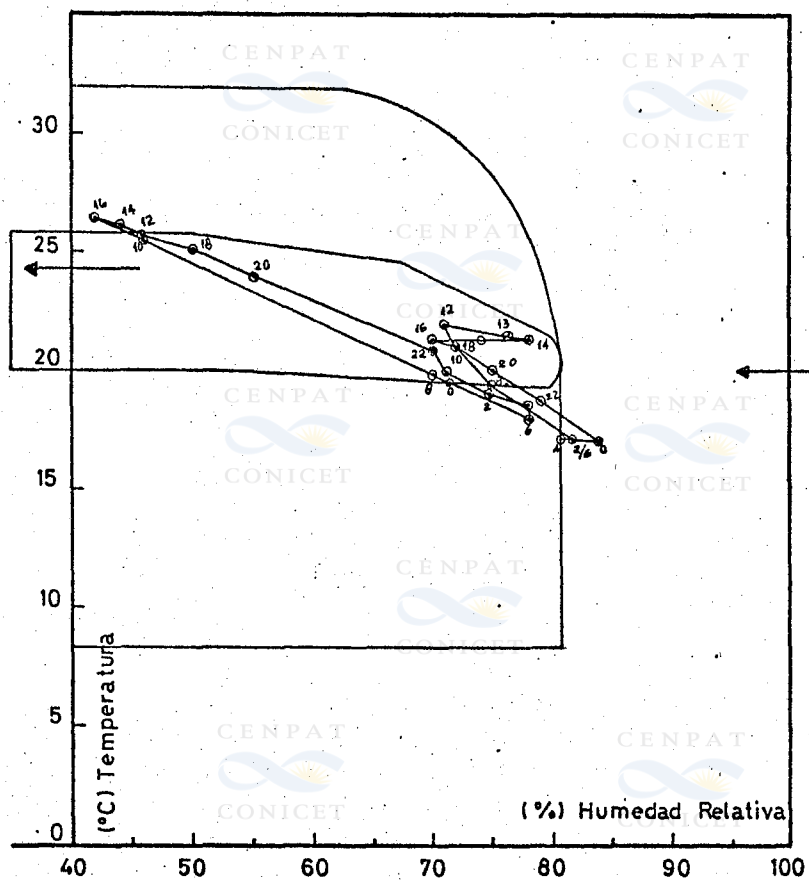
- Cuando el aire con trayectoria marítima llega a la costa, en varias oportunidades se observó el pasaje del "frente de Brisa", la temperatura del aire se acerca a la temperatura del agua y la humedad relativa oscila en el 80 %.
- En todos los casos de brisa en Monte Hermoso, se observó la simultaneidad del fenómeno en Ing. White, pero con menos variación de la Temperatura y la humedad relativa en este último. Lo mismo ocurrió en B.A.C. Espora, donde fue aún menor la variación de T. y HR.. No fue posible observar la profundidad del fenómeno tierra adentro, únicamente se contaron con algunas observaciones de Tres Arroyos (56 Km), donde se observó una débil influencia.
- Aplicando la influencia de la brisa y tomando como base el trabajo del *Dr. Hoffmann y Lic. Medina* con el diagrama de Olgay, se observa la gran incidencia que tiene este viento en el confort de los turistas en las playas de Monte Hermoso. En el mencionado diagrama se observa una inflexión del polígono entre las 12 hs. y 18 hs. (Fig. I-II-II y IV) para los meses de verano, indicando que el día medio mensual de estos meses, es confortable durante la mañana y últimas horas de la tarde, no así durante la mayor parte de la tarde que es desconfortable por influencia de la brisa (Estudio de Confort Climático para Monte Hermoso).
- El presente trabajo se podría considerar como una modesta contribución a los interesantes estudios realizados sobre este tema en la zona de Cabo San Antonio y Pinamar por el CN (*Lic.*) J. Zubillaga y *Lic. M.C. Piccolo*.

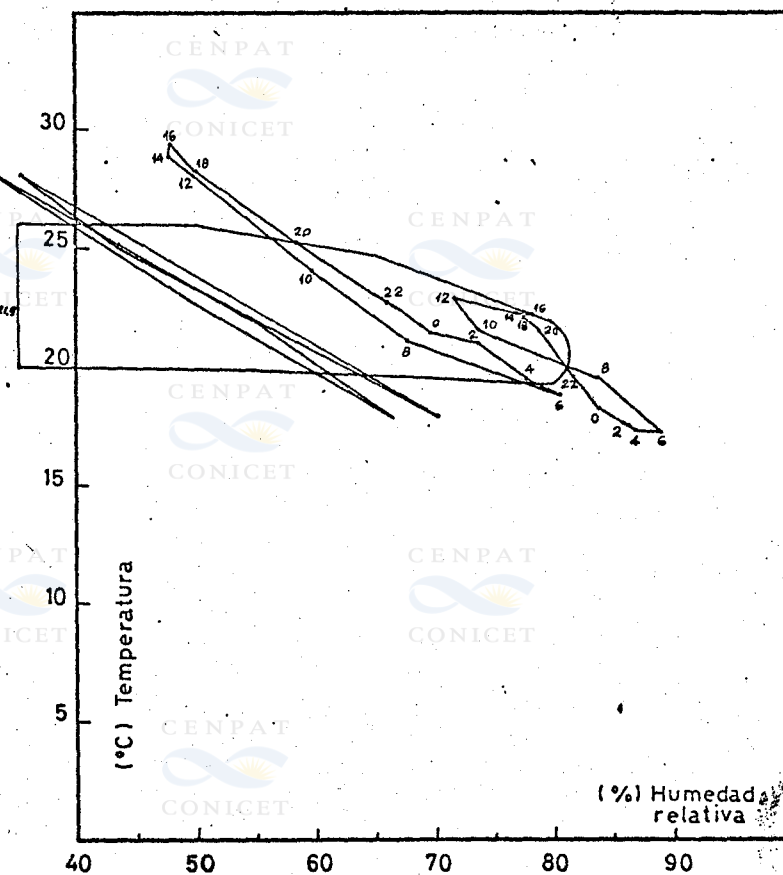
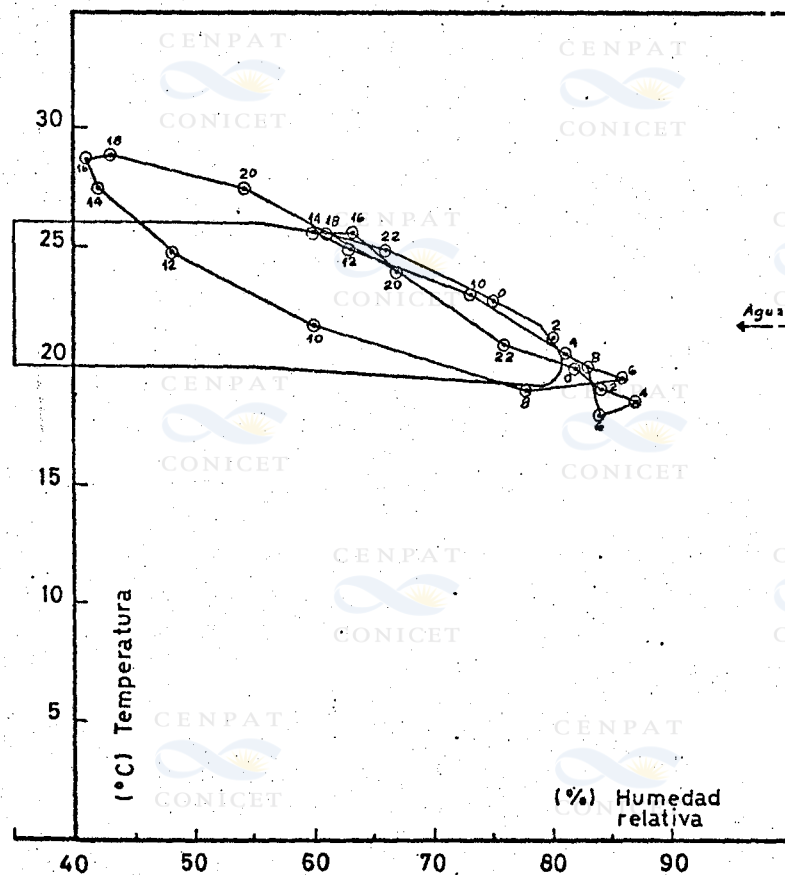
4. REFERENCIAS

- Zubillaga, J.V.; Piccolo, M.C.. Características más importantes de las brisas de mar y tierra en la zona de Cabo San Antonio.
- Zubillaga, J.V. ; Piccolo, M.C.. Una serie de observaciones de la brisa de mar en Pinamar y alrededores. Meteorológica, Vol. VIII-XI-1977 y 1978.
- Zubillaga, J.V.; Piccolo, M.C. Climatología de las brisas de mar y tierra en la zona de Cabo San Antonio y alrededores. Meteorológica, Vol. VIII-IX - 1977 y 1978.
- Paegle, J.; Ereño, C.E.; Collini, E.A. Variaciones diurnas de tormentas y la convergencia en la capa límite sobre Argentina. Meteorológica, Vol. VIII-IX- 1977 y 1978.
- Hoffmann, J.A.J.; Medina, L. Ensayo de una clasificación Bioclimática en la República Argentina. Meteorológica, Vol. II-1971.









PROYECTOS DE INVESTIGACION QUE LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE MAR DEL PLATA ESTA DESARROLLANDO EN EL CAMPO DE LA OCEANOGRAFIA FISICA Y LA METEOROLOGIA.

Prof. Nilda Manolidis
Ing. Jorge Martinez Arca
Téc. Angel Ferrante

RESUMEN

La Universidad Nacional de Mar del Plata a través de sus dos Institutos de Ciencias Marinas, que son el Instituto de Investigación para los Problemas del Mar y Centro de Geología de Costas (éste en co-participación con CIC de la Pcia. de Bs.As.), están desarrollando dos proyectos denominados:

- 1- Relevamiento Oceanográfico-Geológico de la zona antelitoral entre Mar Chiquita y Miramar.
- 2- Estudio térmico de la superficie del mar en la región Marplatense y su correlación con la migración de caballa mediante el uso de sensores remotos.

Siendo el objeto efectuar un estudio en meso-escala y detectar sus características, el plan de trabajo involucra : Observaciones meteorológicas, datos de salinidad, temperatura y conductividad en tres niveles, transparencia y color del agua, sedimentos en suspensión y muestra de fondo, tipografía submarina y estudio de corrientes (velocidad y dirección).

Con apoyo de la Prefectura Naval se efectúan las estaciones oceanográficas planificadas para la zona de estudio, las salidas se realizan con el Guardacostas Cabo Corrientes; con la instalación de una sonda ecoica situada en el puente del mismo, se pudo registrar en forma casi continua al batimetría y condiciones del fondo del área en estudio. También se continuó con un estudio comparativo de la variabilidad de la temperatura y salinidad del agua de mar tanto en superficie como en profundidad, para la zona de la costa y mar adentro; realizándose perfiles verticales y mapas compuestos de las mismas, así como la aplicación de imágenes satelitarias y su correlación en el estudio comparativo.

De las observaciones visuales de la altura de la onda-período y altura de la rompiente se determinó la onda significativa, se calculó el desvío standard y se tabularon los valores máximos. Con el fin de comparar la zona profunda y la costa, de los datos obtenidos por el Servicio de Hidrografía Naval se efectuó una estadística similar a la realizada para la estación costera.

Se seleccionaron algunos casos de alturas mayores notándose que éstas dependerán de la edad de la ola y de la posición de trayectoria del campo de perturbación.

Se dedicó atención al campo de viento en la zona costera, detectándose que el comportamiento difiere significativamente en los registros de estaciones costeras próximas; se confeccionaron mapas compuestos de la zona hasta 15 millas en el área oceánica, con datos simultáneos de Aeropuerto Mar del Plata-Base Naval- y Estaciones Flotantes.

Para el estudio de la velocidad y dirección de las corrientes litorales, se realizaron observaciones por medio de trazadores, como así también con teodolitos se efectuaron cortes a flotadores situados a tres millas de la costa aproximadamente.

Están contempladas dentro del proyecto en ejecución la realización de campañas aéreas para el relevamiento de temperatura superficial del agua mediante la utilización de un termómetro de radiación de precisión (PRT 5) de reciente adquisición.

Se prevé en un futuro inmediato la adquisición de una mini-computadora para la organización y diseño de un banco de datos Oceanográfico regional, así como para realizar tareas de referencia bibliográfica.

Además de las actividades expuestas se están desarrollando paralelamente estudios microbiológicos y de contaminación por efluentes cloacales, así como trabajos de control de calidad de algunas especies comerciales.

- 1- RELEVAMIENTO OCEANOGRAFICO GEOLOGICO DE LA ZONA ANTELITORAL ENTRE MAR CHIQUITA Y MIRAMAR.
- 2- ESTUDIO TERMICO DE LA SUPERFICIE DEL MAR EN LA REGION MARPLATEN-SE Y SU CORRELACION CON LA MIGRACION DE CABALLA MEDIANTE EL USO DE SENSORES REMOTOS.

El primer proyecto cubre un área de estudio de 500 Km² y se extiende desde la zona de Mar Chiquita a Miramar y desde la línea de costa hasta la isobata de los 30 m..

Siendo el objeto de efectuar un estudio en meso-escala y detectar sus características, la zona fue dividida en 9 piernas con estaciones oceanográficas situadas cada 5 millas.

Las estaciones cumplidas fueron realizadas con el apoyo del Guardacostas de Prefectura Naval Argentina.

El plan de trabajo involucra:

- 1- Observaciones meteorológicas.
- 2- Datos de salinidad, temperatura y conductividad.
- 3- Transparencia y color del agua.
- 4- Sedimentos en suspensión, y muestras de fondo.
- 5- Topografía submarina.
- 6- Estudio de corrientes (velocidad y dirección).
- 7- Extracción de muestras biológicas.

El plan de estudio es completado con observaciones costeras en un punto situado en Playa Grande donde se registran en forma visual y diariamente altura de ola, período y altura de la rompiente.

Mediante la sonda ecoica instalada en el Guardacostas Cabo Corrientes se pudo registrar la topografía submarina.

Para su mejor definición y con la adquisición de nuevo instrumental se han planificado realizar campañas batimétricas con el fin de barrer la zona en estudio en forma continua y realizar un mayor detalle del relevamiento.

En Playa Grande las mediciones que se realizan de la temperatura y salinidad del agua de mar en superficie, son registradas diariamente con un termosalinómetro.

De los datos obtenidos de la zona de la costa se confeccionan mapas compuestos para registrar límites máximos mínimos y discrepancias existentes entre las estaciones verano e invierno.

De los datos de temperatura y salinidad en mar adentro, obtenidos estos mediante muestras efectuadas con la utilización de instrumental adecuado, se realizan los estudios de la distribución horizontal de la temperatura y salinidad del agua de mar, como así también su distribución vertical y rango de variación dentro de la zona de trabajo.

La aplicación de imágenes satelitarias correlacionadas con el estudio de las observaciones de temperatura y salinidad del agua de mar, con una útil fase elemental en el estudio de la variabilidad dinámica de la zona de interés.

Se vuelcan datos de temperatura y salinidad del agua de mar en superficie correspondiente al período 1928/1978 de la zona comprendida entre 35°42' S y 55°66' W en mapas a escala correspondiente, y se recolectaron imágenes satelitarias correspondientes al satélite NOAA 5 perteneciente a la banda del infrarrojo térmico de la zona en estudio correspondiente a los años 1976/1978.

El análisis se realiza en forma visual ya que no se disponen de otras técnicas de digitalización de la información, excepto las cartas compuestas de temperatura superficial del GOOSCOMP. Con el objeto de observar la influencia de la interacción Mar-Atmósfera sobre la zona, se analizan las situaciones meteorológicas sinópticas de superficie en dicha zona de interés.

Del registro de observaciones visuales de la altura de la onda, período y altura de la rompiente para la zona costera, se determinó la onda significativa, se calcularon los desvíos standard y se tabularon los valores extremos.

Con el objeto de efectuar comparaciones entre la zona costera y la zona profunda, se tomó como representativas de éstas los pronósticos efectuados por SMARA (Servicio Meteorológico de las Fuerzas Armadas) diariamente para los puntos A-B-C, situados a 92 Km, 162 y 72 Km de la costa respectivamente. Al no observarse discrepancias entre estos dos puntos se optó trabajar con el punto A, realizándose una estadística similar a la realizada para la estación costera.

Se seleccionaron algunos casos de alturas mayores notándose que éstas dependerán de la edad de la ola y de la posición de la trayectoria del campo de perturbación.

Se dedica atención al campo de viento de la zona costera en estudio, detectándose que el comportamiento difiere significativamente en los registros de las estaciones próximas, AEROPUERTO MAR DEL PLATA ubicado a 5 Km. de la costa y a unos 20 m. de altura sobre nivel del mar y la estación meteorológica de BASE NAVAL MAR DEL PLATA ubicada en la costa propiamente dicha y a 12 Km. de la estación anterior, para los períodos 1970/81.

Simultáneamente se plotearon los datos obtenidos de las campañas oceanográficas y se confeccionaron mapas compuestos de la zona hasta 15 millas en el área oceánica, observándose un distinto régimen de vientos en la zona al Sur de Cabo Corrientes y al Norte de Cabo Corrientes.

Con respecto al plan corrientes que se está llevando a cabo, el estudio de las mismas se realiza por medio de trazadores (tarjetas), como así también con la utilización de teodolitos situados en distintos puntos del área en estudio, se efectúan cortes, a distintos intervalos, a flotadores situados aproximadamente a 3 millas de la costa. De los datos obtenidos se realizan los análisis correspondientes de velocidad y dirección de la corriente, los que luego son volcados en mapas.

Los Proyectos llevados a cabo por la UNMDP en el área Mar Chiquita-Miramar, se extienden a la zona Bahía San Blas y San Antonio Oeste, cumpliendo con las observaciones oceanográficas geológicas en Guardacostas de Prefectura Naval.

El Instituto de Investigación para los Problemas del Mar fue creado en el año 1969 dependiendo de la Universidad Provincial de Mar del Plata; sus objetivos fueron: realizar estudios e investigación científica a fin de propender a un conocimiento integral de las posibilidades de utilización y manejo de los recursos del mar.

El Instituto por medio del Centro de Documentación e Información de Intereses Marítimos ha producido más de 28 "Proyectos Mar" referidos cada uno de ellos a través de 10 años, a temas relacionados con los motivos de su creación.

El IIPM es una Institución de incipiente creación, en la faz de la investigación, ya que hace sólo dos años que se ha incorporado el grupo de investigadores y científicos. Esta incorporación de profesionales ha sido y lo sigue siendo aún gradual, a medida que se dispone del

recurso humano necesario.

Hasta el presente todos los trabajos presentados en Simposios y Congresos componentes todos ellos del Proyecto Principal han sido realizados con datos obtenidos en forma tradicional, sencilla y de costo relativamente bajo, utilizándose observaciones visuales, Botellas, tarjetas, etc., todos los elementos de trabajo convencional.

En estos momentos la UNMDP está abocada a la prueba de nuevos métodos en la adquisición de datos; se desea obtener un aumento en el caudal de los mismos.

El Departamento de Electrónica en la Cátedra de Proyecto Final tomó un trabajo propuesto para un medidor de conductividad del suelo (resistómetro) que está realizando como trabajo final una alumna perteneciente a la Facultad de Ingeniería de nuestra Universidad. También se está desarrollando un sistema de boya sensora programada para obtener temperatura de superficie y en varios niveles de profundidad, como así también, algunos parámetros meteorológicos. Este sistema está en la faz de diseño y ajuste de especificaciones.

En cuanto a la medición de corrientes marinas, poseemos correntógrafos EG & G que registran la velocidad y dirección real de la corriente-codifica en código binario GRAY- en film de 16 mm..

Este instrumento tanto en las pruebas de laboratorio como en las de campo, han demostrado gran confiabilidad en el registro y estarán operando en muy breve lapso. Están contempladas dentro del Proyecto en ejecución, la realización de campañas aéreas para el relevamiento de temperatura superficial del agua de mar.

Para cumplir con este relevamiento aéreo, se ha adquirido un termómetro de radiación de precisión (P.R.T.-5) del cual se obtiene una indicación analógica de la temperatura superficial, con esto se dinamiza el relevamiento de temperatura obteniéndose los valores requeridos en muy corto lapso. Se tomarán fotografías color con una cámara HASSELBLAD para observaciones complementarias de masas de agua, contaminación y campo de movimiento de las mismas, además de las modificaciones ocurridas por las obras de Ingeniería Hidráulica realizadas en la costa.

Todos los cambios presuponen un gran aumento en el volumen de datos obtenidos disponibles y una nueva complicación, su manejo, archivo, por todo esto se está ultimando detalles de la adjudicación de compra de una mini computadora para uso de la UNMDP. Esto hará posible la organización y diseño de un banco de datos regional moderno que estará diseñado de acuerdo con las normas y recomendaciones de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental, para facilitar el intercambio de datos CEADO y con los centros mundiales.

Además de la función específica de archivo, la minicomputadora realizará tareas de referencia bibliográfica para uso de los investigadores de la UNMDP.