



Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

# Biblioteca Digital FCEN-UBA

## Una explicación del proceso generador de ondas de largo período en la Costa Bonaerense Argentina

Dragani, Walter César  
1997

Tesis Doctoral

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires

[www.digital.bl.fcen.uba.ar](http://www.digital.bl.fcen.uba.ar)

Contacto: [digital@bl.fcen.uba.ar](mailto:digital@bl.fcen.uba.ar)

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Fuente / source:

Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES  
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA ATMOSFERA

UNA EXPLICACION DEL PROCESO GENERADOR DE ONDAS DE  
LARGO PERIODO EN LA COSTA BONAERENSE ARGENTINA

Trabajo de Tesis elaborado por el Licenciado Walter César Dragani  
para obtener el título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires

Director de Tesis : Dr. Mario Néstor Nuñez  
Codirector de Tesis : Dr. Carlos Alberto Mazio

Lugar de Trabajo: Departamento Oceanografía - SHN  
Centro de Investigaciones del  
Mar y la Atmósfera - CONICET/UBA

1997

Nº 3010

h/2

Una explicación del proceso generador de ondas de  
largo período en la costa bonaerense argentina

**palabras clave:** ondas de largo período, interacción océano-atmósfera, plataforma continental bonaerense, ondas de borde, modelado numérico, ondas de gravedad atmosféricas.

An explanation of the generating process of long  
ocean waves on the coast of Buenos Aires province,

Argentine Republic

**key words:** long ocean waves, ocean-atmospheric interaction, Buenos Aires continental shelf, edge waves, numerical modeling, atmospheric gravity waves.

*para Anabella  
y Franco*

## INDICE GENERAL

RESUMEN .....	vi
ABSTRACT .....	ix
LISTA DE TABLAS .....	xii
LISTA DE FIGURAS .....	xiv
LISTA DE ABREVIATURAS .....	xxiv
CAPITULO I	
INTRODUCCION .....	1
I.1 Manifestación de ondas de largo período en la costa bonaerense argentina .....	3
I.2 Objetivo propuesto .....	7
CAPITULO II	
PREPARACION DE LOS DATOS Y ANALISIS PRELIMINAR .....	10
II.1 Datos oceanográficos .....	10
II.1.1 Obtención de los datos .....	10
II.1.2 Filtrado y suavizado de las series temporales .....	11
II.1.3 Selección de lapsos activos .....	14
II.2 Datos meteorológicos .....	16
II.2.1 Primera situación de actividad .....	17
II.2.2 Segunda situación de actividad .....	18
II.2.3 Tercera situación de actividad .....	19
II.2.4 Cuarta situación de actividad .....	20
II.2.5 Quinta situación de actividad .....	21

II.2.6 Sexta situación de actividad .....	22
II.2.7 Séptima situación de actividad .....	23
II.2.8 Características sinópticas comunes a los lapsos activos .....	24
II.2.9 Situación de calma .....	25

### CAPITULO III

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS OCEANOGRÁFICOS .....	27
III.1 Estimación del espectro de ondas de largo período .....	27
III.2 Estimación de la función coherencia y diferencia de fase entre pares de estaciones .....	31

### CAPITULO IV

DESCRIPCIÓN DE LAS ONDAS DE LARGO PERÍODO EN LA COSTA BONAERENSE .....	34
IV.1 Espectro de ondas de largo período .....	34
IV.1.1 Descripción espectral de los lapsos activos .....	34
IV.1.2 Evolución espectral para un período de actividad .....	36
IV.2 Función coherencia y diferencia de fase entre pares de estaciones .....	38
IV.3 Análisis estadístico .....	40
IV.4 Discusión .....	41

### CAPITULO V

MECANISMOS GENERADORES DE ONDAS DE LARGO PERÍODO .....	44
V.1 Introducción .....	44
V.2 Mecanismos generadores de origen meteorológico .....	47
V.2.1 Perturbaciones móviles de la presión atmosférica .....	47
V.2.2 Ondas de gravedad en la atmósfera .....	49
V.2.3 Pasaje de frentes .....	51
V.3 Discusión .....	52

## CAPITULO VI

DESCRIPCION DEL MODELO NUMERICO UTILIZADO .....	55
VI.1 El modelo numérico .....	55
VI.2 Ecuaciones en diferencias finitas .....	57
VI.3 El dominio del modelo .....	63
VI.4 Condiciones iniciales y de contorno .....	64
VI.5 Validación del modelo .....	66
VI.6 Los forzantes meteorológicos .....	68

## CAPITULO VII

RELACION ENTRE LAS ONDAS DE LARGO PERIODO Y LOS PASAJES FRONTALES EN LA COSTA BONAERENSE .....	70
VII.1 Introducción .....	70
VII.2 Clasificación de los lapsos activos .....	70
VII.3 Descripción de los eventos de mayor actividad de OLP .....	71
VII.3.1 Primer lapso activo .....	72
VII.3.2 Segundo lapso activo .....	73
VII.3.3 Tercer lapso activo .....	74
VII.3.4 Cuarto lapso activo .....	75
VII.3.5 Quinto lapso activo .....	76
VII.3.6 Sexto lapso activo .....	77
VII.3.7 Séptimo lapso activo .....	78
VII.4. Características meteorológicas y oceanográficas comunes a los lapsos activos de OLP .....	79

## CAPITULO VIII

ONDAS DE GRAVEDAD EN LA ATMOSFERA .....	82
VIII.1 Introducción .....	82
VIII.2 Características generales .....	83
VIII.2.1 Mecanismos generadores .....	83
VIII.2.2 Descripción espectral de los fenómenos de mesoescala .....	84
VIII.2.3 Relación entre las ondas de gravedad y los fenómenos sinópticos .....	85
VIII.3 Resumen de las características de las OGA y su relación con el estado sinóptico .....	89

## CAPITULO IX

RELACION ENTRE LAS ONDAS DE LARGO PERIODO Y LAS ONDAS DE GRAVEDAD ATMOSFERICAS EN LA COSTA BONAERENSE .....	91
IX.1 Datos utilizados .....	91
IX.2 Comparación entre la actividad de OGA y de OLP .....	91
IX.3 Análisis de un lapso de intensa actividad de OGA y OLP .....	93
IX.4 Mapas de altura correspondientes a las situaciones de intensa actividad de OLP de 1982 .....	95
IX.5 Comparación espectral entre las OLP de Mar del Plata y las OGA de Punta Médanos .....	95
IX.6 Las OGA como forzante de OLP en la costa bonaerense .....	96

## CAPITULO X

LOS FORZANTES ATMOSFERICOS .....	98
X.1 Introducción .....	98
X.2 Representación del campo bórico y de viento en superficie asociados al pasaje de un frente .....	99
X.2.1 Primer campo: flujo básico .....	100
X.2.2 Segundo campo: rotación .....	102
X.2.3 Tercer campo: sumidero .....	102
X.2.4 Campo resultante .....	103
X.3 Representación de la actividad de ondas de gravedad atmosféricas .....	104

## CAPITULO XI

SIMULACIONES NUMERICAS .....	107
XI.1 Pasajes frontales .....	107
XI.2 Actividad de OGA .....	109
XI.3 Simulación numérica de la situación de actividad de OLP del 12-14 de octubre de 1985 .....	110
XI.4 Resumen de las simulaciones numéricas realizadas .....	113

CAPITULO XII	
CONCLUSIONES .....	115
AGRADECIMIENTOS .....	118
TABLAS .....	119
FIGURAS .....	132
REFERENCIAS .....	213

## RESUMEN

En las distintas estaciones mareográficas ubicadas en mar libre y en los puertos emplazados en la costa de la provincia de Buenos Aires, frecuentemente se registran oscilaciones del nivel del agua con períodos comprendidos entre algunos minutos hasta casi 3 horas, las cuales son conocidas en la región como ondas de largo período (OLP).

Aunque en términos generales las OLP pueden ser generadas por forzantes de origen meteorológico, sísmico u oceánico, los antecedentes y los datos disponibles indican que el origen de las mismas en la zona citada se debe a causas atmosféricas. Entre ellas, los potenciales mecanismos generadores son los pasajes frontales, las líneas de inestabilidad y las ondas de gravedad atmosféricas.

En esta tesis se investiga un aspecto particular de la compleja interacción entre la atmósfera y el océano, con el objetivo fundamental de explicar el mecanismo por el cual se generan las OLP en la región costera bonaerense.

En primer lugar, se digitalizaron los registros analógicos de marea obtenidos en las estaciones Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata en 1982, año de mayor medición simultánea. Luego, los datos resultantes se filtraron con el objeto de aislar convenientemente al fenómeno de interés y, mediante la aplicación de técnicas espectrales se determinaron los lapsos temporales de mayor intensidad energética de OLP en la región. Se estableció una cota para delimitar objetivamente los intervalos con presencia de OLP, resultando así siete lapsos activos sobre los cuales se centró el análisis y la discusión referente a la descripción de la variabilidad temporal y espacial de las ondas estudiadas.

Del análisis espectral realizado surge que, en las tres estaciones mareográficas citadas precedentemente, la energía total se incrementa desde valores casi nulos hasta máximos, y luego decrece nuevamente hasta casi cero, lo cual evidencia claramente la transitoriedad del fenómeno. Por otro lado, durante los lapsos activos se detecta que las débiles perturbaciones de alta frecuencia sólo ocurren en el momento de mayor intensidad energética y, en cambio, las ondas de mayor período están presentes antes, durante y después del mismo. Algunos picos espectrales pueden presentarse en una estación y

no en otras, consecuencia de que la topografía de cada sitio ofrece su particular amplificación a las diversas frecuencias. Por otra parte, los relativamente altos valores de coherencia estimados entre los registros del nivel del mar correspondientes a las estaciones Mar de Ajó y Mar del Plata muestran claramente la naturaleza regional del fenómeno.

En lo que respecta a la información meteorológica, se utilizaron registros horarios de la presión atmosférica y del viento en superficie, obtenidos en las estaciones costeras disponibles y, además, los mapas sinópticos de superficie correspondientes a cada uno de los siete lapsos activos determinados.

Del análisis conjunto entre los datos meteorológicos y oceanográficos surge que los eventos de mayor intensidad energética de OLP coinciden siempre con lapsos de mínimos relativos de presión atmosférica. Además, en los mapas sinópticos de superficie correspondientes a cada evento seleccionado se observa sugestivamente el pasaje de frentes por la región marítima de influencia y, en ninguno de ellos, la presencia de líneas de inestabilidad.

Dado que durante los lapsos activos los datos horarios mostraban, en general, fluctuaciones de la presión de hasta 2.8 hPa/h y ráfagas de hasta 36 nudos y, por otro lado, que las OLP se manifestaban, en muchos casos, antes que se produjeran los pasajes frontales, la posibilidad que las ondas de gravedad atmosféricas (OGA) en la zona marítima estudiada fuesen un mecanismo generador eficaz de OLP cobró un interés relevante.

Por esto, se realizó un estudio comparativo entre la presencia de actividad de OLP en Mar del Plata y de OGA en Faro Punta Médanos, entre los años 1984 y 1986, ya que en 1982 no se tienen datos de microbarógrafos. Del mismo resultó una alta correlación en la ocurrencia simultánea de ambos fenómenos. Por otro lado, el hecho que los espectros de las OGA en la zona mostraban contribuciones energéticas importantes en la misma banda de frecuencias que los de las OLP confirmaron la estrecha vinculación entre ambos fenómenos. Además, la función coherencia estimada entre los niveles del agua en Mar del Plata y las perturbaciones bariométricas en Punta Médanos indicaba que los picos de energía de ambos fenómenos se presentan en frecuencias próximas. Finalmente, durante los lapsos de intensa actividad de OLP, el estado de la atmósfera en superficie y la circulación en altura es similar al citado en la bibliografía disponible para

los lapsos de actividad de OGA de gran amplitud y de condiciones de propagación favorables. Es decir, en dichos casos se detectaba la presencia de frentes en superficie y de la corriente en chorro en los niveles superiores de la troposfera.

Todo lo expresado precedentemente conducía a que la generación de OLP en las aguas de la plataforma continental bonaerense tendría dos potenciales forzantes: los pasajes de frentes y la actividad de las OGA. La efectividad de cada uno se evaluó mediante la utilización de un modelo matemático convenientemente implementado. Para tal fin, se desarrolló uno bidimensional, el cual resuelve numéricamente las ecuaciones de conservación de masa y de cantidad de movimiento verticalmente integradas, y permite la inclusión de batimetría irregular y geografía con gran aproximación a la situación real.

Para el estudio de la generación de OLP se representó, analíticamente, un forzante que simulaba el campo bórico y el del viento correspondiente al pasaje de un frente frío por la zona marítima de influencia, y otro, a la actividad de OGA en la región.

Luego de numerosas simulaciones numéricas puede concluirse que, tanto el campo bórico, el de viento o la combinación de ambos, asociados a los pasajes frontales no generan OLP en la región, sino que producen perturbaciones con períodos superiores a las cuatro horas. En contraposición, los resultados obtenidos con las OGA en distintos experimentos indican que constituyen un forzante altamente eficaz para la generación de OLP.

Dada la simultaneidad en la ocurrencia de actividad de OGA y de OLP, las similitudes en la estructura espectral de ambos fenómenos ondulatorios (ambas características observadas a través del análisis de los datos disponibles) y la alta efectividad en la transferencia energética a través de la interacción atmósfera-oceano (lo cual surge de las distintas simulaciones realizadas), puede concluirse que en la zona costera bonaerense la generación de ondas de largo período es causada por la actividad de las ondas de gravedad atmosféricas en dicha región.

## ABSTRACT

In different tide stations at the open sea and at the ports on Buenos Aires coast, water level oscillations which are locally known as long ocean waves (LOW) generally range from a few minutes to almost three hours.

Although generally LOW may be originated by meteorological, seismic, or oceanic causes, the antecedents and the available data indicate that the origin of said ocean waves in the mentioned area is due to atmospheric causes. Among them, the potential generator mechanisms are passages of fronts, squall lines, and atmospheric gravity waves.

In this thesis, the object of investigation is a particular aspect of the complex interaction between the atmosphere and the ocean, and its fundamental aim is explaining the mechanism by means of which the LOW are generated on Buenos Aires coastal area.

In the first place, analogous tide measurements taken in Mar de Ajó, Pinamar and Mar del Plata stations during 1982, year of maximum simultaneous registration, were digitalized. Then, the outcoming data were filtered with the object of conveniently isolating the phenomenon of interest and, by applying spectral techniques, the temporal lapses of higher energetic intensity of LOW in the area were determined. An energy level was established in order to delimit, in an objective way, the LOW intervals. The result were seven active lapses on which the analysis and the argumentation about the description of the temporal and spatial variability of the studied waves were centred on.

Resulting from spectral analysis performed we may say that in the three tide stations previously mentioned, the total energy increases from almost non-existent values to maximum ones, which decrease again to almost zero. These values clearly evidence the temporariness of the phenomenon. On the other hand, during the active lapses, that weak high-frequency disturbances are detected to occur only at the moment of highest energetic intensity and, instead, the longest-period waves are present before, during and after said moment. Some spectral peaks can appear in one station and not in others, this being a consequence of the fact that the topography of each place offers its particular amplification to the various frequencies. Furthermore, the relatively high coherence values estimated between sea level records

corresponding to Mar de Ajó and Mar del Plata stations, clearly show the regional nature of the phenomenon.

In regard to the meteorological information, we used hourly records of atmospheric pressure and surface wind, both of which were gathered at the available coast stations and, from the surface synoptic charts corresponding to each one of the seven active lapses determined.

From the joint analysis of the meteorological and oceanographic data, there results that the events of highest energetic intensity of LOW always coincide with the lapses of relative minimum of atmospheric pressure. Furthermore, in surface synoptic charts corresponding to each of the selected events the passage of fronts at the maritime area of influence is suggestively observed and, in none of them the presence of squall lines are observed.

Due to the fact that during the active lapses the hourly data showed, in general, pressure fluctuations of up to 2.8 hPa/h and gusts of up to 36 knots and that, on the other hand, the LOW were displayed, in many cases, before the passage of fronts had taken place, the possibility that the atmospheric gravity waves (AGW) in the sea area subject to this study were an effective LOW generator, became relevantly interesting.

Considering the above said, a comparative study was carried out between the presence of LOW activity in Mar del Plata and the presence of AGW in Punta Médanos Lighthouse (Faro Punta Médanos), during the years 1984 and 1986 - for there was no microbarographic data gathered during 1982. The result of the study hereinbefore referred to, was the determination of a high degree of correlation in the simultaneous occurrence of both phenomena. On the other hand, the fact that the AGW spectrum in the area showed relevant energetic contributions in the same frequency band as the LOW ones, confirmed the close relation existing between both phenomena. Furthermore, the coherence function estimated between water levels in Mar del Plata and baric disturbances in Punta Médanos indicated that the energy peaks of said phenomena were located in close frequencies. Finally, during those lapses of LOW intense activity, the status of the atmosphere in its surface and the circulation in altitude was similar to the one quoted in the available bibliography for those lapses of AGW great comprehensive activity and of propitious propagation conditions. That is to say, in said cases the presence of fronts in the surface and of jet streams in the

superior levels of the troposphere were detected.

All of the above mentioned led to the fact that the LOW generation in continental shelf waters of the province of Buenos Aires would have two potential causes: the passages of fronts and the AGW activity. The effectiveness of each of them was evaluated by means of the use of a mathematical model conveniently implemented. For said purpose, a bidimensional model, which numerically solved the equations of mass conservation and momentum vertically integrated was developed. Besides, it allowed the inclusion of irregular bathymetry and geography with great approximation to the real situation.

For the study of the LOW generation a forcing for simulating a baric field and a wind field corresponding to the passage of a cold front through the sea area of influence, and another one for representing the local AGW activity, were built up in an analytical manner.

After numerous numerical simulations, we were able to draw the conclusion that, the baric field, the wind field, or the combination of both, coupled with the passages of fronts, do not generate LOW in the area, but they produce disturbances with periods which exceed the four hours. As a counterpart, the results obtained with the AGW in different experiments showed that they constitute a cause highly effective for the generation of LOW.

Due to the simultaneity of occurrence of both the activities of the AGW and of the LOW, the similarities of the spectral structures of both waving phenomena (both characteristics having been observed through an analysis of the available data), and the high effectiveness in the energetic transference by means of the ocean-atmospheric interaction (which derives from the different simulations carried out), it is possible to conclude that in the Buenos Aires coastal area, the generation of long period waves is caused by the activity of the atmospheric gravity waves in said area.

## LISTA DE TABLAS

Tabla II.I. Lapsos activos de ondas de largo período. Los valores de energía están dados en  $\text{cm}^2$ .

Tabla II.II. Fecha y hora central de los espectros, funciones coherencia y diferencia de fase obtenidas para Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata.

Tabla II.III. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al lapso de mayor actividad.

Tabla II.IV. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al segundo lapso activo.

Tabla II.V. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al tercer lapso activo.

Tabla II.VI. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al cuarto lapso activo.

Tabla II.VII. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al quinto lapso activo.

Tabla II.VIII. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al sexto lapso activo.

Tabla II.IX. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al séptimo lapso activo.

Tabla VII.I. Características estadísticas de los lapsos activos de las ondas de largo período registradas en la costa bonaerense en 1982.

Tabla IX.I. Comparación entre la ocurrencia de actividad de ondas de largo período en Mar del Plata y de ondas de gravedad atmosféricas en Punta Médanos, para los años 1984, 1985 y 1986.

Tabla XI.I. Energía regional total (suma de las correspondientes a Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata) resultante de las simulaciones numéricas de generación de OLP forzadas por OGA, con diferentes velocidades y direcciones de propagación. Los valores están dados en  $\text{cm}^2$ .

## LISTA DE FIGURAS

Figura I.1. Carta de situación.

Figura I.2. Registro del nivel del mar para Pinamar.

Figura II.1. Registros del nivel del mar para las localidades de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata.

Figura II.2. Espectro de energía teórico para una región oceánica costera.

Figura II.3. Representación temporal (a) y en frecuencia (b) del filtro de Kaiser-Bessel utilizado.

Figura II.4. Registro del nivel del mar con marea filtrada: (a) Mar de Ajó, (b) Pinamar y (c) Mar del Plata.

Figura II.5. Representación temporal (a) y en frecuencia (b) de la ventana espectral de Parzen utilizada.

Figura II.6. Distribución temporal de la energía asociada a las ondas de largo período: (a) Mar de Ajó, (b) Pinamar y (c) Mar del Plata.

Figura II.7. Comparación entre la energía asociada a las ondas de largo período en Pinamar y presión atmosférica (extraído el valor medio anual) en Mar del Plata.

Figura II.8. Síntesis de la situación sinóptica para el primer lapso activo.

Figura II.9. Síntesis de la situación sinóptica para el segundo lapso activo.

Figura II.10. Síntesis de la situación sinóptica para el tercer lapso activo.

Figura II.11. Síntesis de la situación sinóptica para el cuarto lapso activo.

Figura II.12. Síntesis de la situación sinóptica para el quinto lapso activo.

Figura II.13. Síntesis de la situación sinóptica para el sexto lapso activo.

Figura II.14. Síntesis de la situación sinóptica para el séptimo lapso activo.

Figura II.15. Síntesis de la situación sinóptica correspondiente a un período de calma.

Figura II.16. Estaciones meteorológicas costeras.

Figura III.1. Espectro de energía correspondiente a Pinamar para la fecha indicada. Sin suavizar (a), suavizado con 7 puntos (b), con 9 (c), con 11 (d) y con 13 (e).

Figura III.2. Espectro correspondientes a un período de calma.

Figura III.3. Coherencia correspondiente a pares de ondas sinusoidales puras con períodos ligeramente diferentes.

Figura IV.1.a. Distribución frecuencia-temporal de la energía espectral correspondiente a las ondas de largo período, en Mar de Ajó, 1982.

Figura IV.1.b. Distribución frecuencia-temporal de la energía espectral correspondiente a las ondas de largo período, en Pinamar, 1982.

Figura IV.1.c. Distribución frecuencia-temporal de la energía espectral correspondiente a las ondas de largo período, en Mar del Plata, 1982.

Figura IV.2. Espectros correspondientes a la primera situación más energética.

Figura IV.3. Espectros correspondientes a la segunda situación más energética.

Figura IV.4. Espectros correspondientes a la tercera situación más energética.

Figura IV.5. Espectros correspondientes a la cuarta situación más energética.

Figura IV.6. Espectros correspondientes a la quinta situación más energética.

Figura IV.7. Espectros correspondientes a la sexta situación más energética.

Figura IV.8. Espectros correspondientes a la séptima situación más energética.

Figura IV.9. Evolución espectral para un lapso activo en Mar de Ajó.

Figura IV.10. Evolución espectral para un lapso activo en Pinamar.

Figura IV.11. Evolución espectral para un lapso activo en Mar del Plata.

Figura IV.12. Funciones coherencia y fase espectral para la primera situación más energética.

Figura IV.13. Funciones coherencia y fase espectral para la segunda situación más energética.

Figura IV.14. Funciones coherencia y fase espectral para la tercera situación más energética.

Figura IV.15. Funciones coherencia y fase espectral para la cuarta situación más energética.

Figura IV.16. Funciones coherencia y fase espectral para la quinta situación más energética.

Figura IV.17. Funciones coherencia y fase espectral para la sexta situación más energética.

Figura IV.18. Funciones coherencia y fase espectral para la séptima situación más energética.

Figura IV.19. Distribución conjunta de alturas y semiperíodos de ondas de largo período para Mar de Ajó (a), Pinamar (b) y Mar del Plata (c).

Figura IV.20. Perfil idealizado del fondo.

Figura IV.21. Diagrama k-f.

Figura V.1. Configuración oceánica idealizada utilizada para explicar la generación de ondas de largo período, mediante la incidencia de ondas de gravedad internas oceánicas.

Figura V.2. Sección transversal de temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ) a través de la Confluencia Brasil/Malvinas, para  $39^{\circ}$  de latitud Sur (Piola y Bianchi, 1992).

Figura VI.1. Ubicación de las variables en el dominio computacional.

Figura VI.2.a. Batimetría de la región estudiada. Las isobatas se grafican cada 50 metros en plataforma, cada 200 metros en el talud y cada 1000 metros en el océano profundo.

Figura VI.2.b. Batimetría utilizada en la modelación.

Figura VI.3.a. Condición inicial para la superficie libre correspondiente a la experiencia de relajación barotrópica.

Figura VI.3.b. Energía total en función del tiempo para la experiencia de relajación barotrópica.

Figura VI.3.c. Espectro de energía para Mar de Ajó correspondiente a la experiencia de relajación barotrópica.

Figura VI.3.d. Espectro de energía para Pinamar correspondiente a la experiencia de relajación barotrópica.

Figura VI.3.e. Espectro de energía para Mar del Plata correspondiente a la experiencia de relajación barotrópica.

Figura VI.3.f. Elevación instantánea de la superficie libre una hora después del instante inicial dado en la Fig. VI.3.a. Las líneas llenas corresponden a valles y las punteadas a crestas.

Figura VI.3.g. Elevación instantánea de la superficie libre dos horas después del instante inicial dado en la Fig. VI.3.a. Las líneas llenas corresponden a valles y las punteadas a crestas.

Figura VI.3.h. Elevación instantánea de la superficie libre tres horas después del instante inicial dado en la Fig. VI.3.a. Las líneas llenas corresponden a valles y las punteadas a crestas.

Figura VII.1. Nivel instantáneo del mar para el primer lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó , Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

Figura VII.2. Nivel instantáneo del mar para el segundo lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó , Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

Figura VII.3. Nivel instantáneo del mar para el tercer lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó , Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

Figura VII.4. Nivel instantáneo del mar para el cuarto lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó , Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

Figura VII.5. Nivel instantáneo del mar para el quinto lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó , Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

Figura VII.6. Nivel instantáneo del mar para el sexto lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó , Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

Figura VII.7. Nivel instantáneo del mar para el séptimo lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó , Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

Figura IX.1. Presión atmosférica en superficie registrada con microbarógrafos en Faro Punta Médanos y Faro El Rincón, para los días 12, 13 y 14 de octubre de 1985. Los valores están dados en Pa.

Figura IX.2. (a) Presión atmosférica en superficie (filtrada) registrada con microbarógrafo en Faro Punta Médanos. Los valores están dados en Pa. (b) Espectro de energía correspondiente al registro de presión precedente.

Figura IX.3. (a) Presión atmosférica en superficie (filtrada) registrada con microbarógrafo en Faro El Rincón. Los valores están dados en Pa. (b) Espectro de energía correspondiente al registro de presión precedente,

Figura IX.4. Nivel instantáneo del mar y espectro de energía correspondiente, presión atmosférica, intensidad y dirección del viento para la localidad de Mar del Plata. El instante inicial en los gráficos respectivos es el 12/oct/85 17:00.

Figura IX.5. Análisis de 250 hPa. Las flechas representan a la corriente en chorro. Se indica la posición del frente en superficie.

Figura IX.6. Posiciones del frente en superficie y de la corriente en chorro (250 hPa) para los días (a) 13 a las 12 (Z), (b) 14 a las 00 (Z), (c) 14 a las 12 (Z) y (d) 15 a las 00 (Z), de octubre de 1985.

Figura IX.7. Análisis de 250 hPa correspondiente al primer lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.

Figura IX.8. Análisis de 250 hPa correspondiente al tercer lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.

Figura IX.9. Análisis de 250 hPa correspondiente al cuarto lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.

Figura IX.10. Análisis de 250 hPa correspondiente al quinto lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.

Figura IX.11. Análisis de 250 hPa correspondiente al sexto lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.

Figura IX.12. Función coherencia y diferencia de fase espectral entre la presión atmosférica en superficie, medida en Faro Punta Médanos con microbarógrafo, y alturas del nivel del agua registradas en Mar del Plata.

Figura IX.13. Función coherencia y diferencia de fase espectral de la presión atmosférica en superficie, medida con microbarógrafo, entre Faro Punta Médanos y Faro El Rincón.

Figura X.1. Campo bórico y de viento, en superficie, correspondientes al flujo básico. Los valores de presión están dados en hPa.

Figura X.2. Campo bórico y de viento, en superficie, correspondientes a una rotación ciclónica. Los valores de presión están dados en hPa.

Figura X.3. Campo de viento, en superficie, correspondiente a un sumidero.

Figura X.4. Campo bórico y de viento, en superficie, resultante de la superposición del flujo básico (Fig. X.1), la rotación ciclónica (Fig. X.2) y el sumidero (Fig. X.3). Los valores de presión están dados en hPa.

Figura XI.1. Simulación numérica de la evolución de la superficie del mar ante un pasaje frontal. (a) Campo bórico y de viento en superficie asociado a un frente que se translada hacia el E con velocidad constante. (b) Imagen instantánea de la respuesta de la superficie oceánica ante el forzante atmosférico indicado.

Figura XI.2. Simulación numérica de la respuesta oceánica ante un pasaje frontal. Nivel instantáneo del mar en las estaciones Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata (sin filtrar). Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en Mar del Plata.

Figura XI.3. (a) Variación de la presión atmosférica en superficie, en un nodo de la zona modelada representativo de Pinamar, producida por el forzante atmosférico que simula la actividad de las OGA y (b) espectro de energía correspondiente a dicho registro.

Figura XI.4. Simulación numérica de la respuesta oceánica a la actividad de OGA en la región. En la columna derecha se presentan las imágenes instantáneas (para las horas 12, 24 y 36) de la superficie del mar (los niveles están dados en cm) y, sobre la izquierda, el campo de presión en superficie (hPa) producido por un tren de OGA propagándose paralelo al frente.

Figura XI.5. Niveles instantáneos del mar en diferentes puntos de la zona modelada, resultantes de la simulación numérica.

Figura XI.6. Espectros correspondientes a los niveles del mar, obtenidos de la simulación numérica, en nodos de la zona modelada representativos de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata.

Figura XI.7. Nivel del mar para el primer lapso activo de ondas de largo período para las estaciones mareológicas Torre Oyarvide (Río de la Plata), Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata (costa bonaerense), y Puerto Madryn (Golfo Nuevo, Chubut). El instante inicial es el 8 de septiembre de 1982 a las 23 hs.

## LISTA DE ABREVIATURAS

ADI	: "alternating-direction implicit"
AJ	: Mar de Ajó
CEADO	: Centro Argentino de Datos Oceanográficos
CIMA	: Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera
cm	: centímetro
col.	: colaboradores
CONICET	: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
cpm	: ciclos por minuto
cte	: constante
Dpto. Cs. de la At.	: Departamento Ciencias de la Atmósfera
E	: este
ec.	: ecuación
EE.UU.	: Estados Unidos de Norte América
ENE	: estenordeste
ESE	: estesudeste
FCEyN	: Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
FFT	: "Fast Fourier Transform"
Fig.	: figura
h	: hora
hPa	: hectopascal
km	: kilómetro
m	: metro
MP	: Mar del Plata
N	: norte
NE	: nordeste
NNE	: nornordeste
NNW	: nornoroeste
NW	: noroeste
OGA	: ondas de gravedad atmosféricas
OLP	: ondas de largo período
OP	: océano profundo
Pa	: Pascal
PC	: plataforma continental
Pcia.	: Provincia
PI	: Pinamar
RP	: Río de la Plata
S	: sur

s, seg	: segundos
SE	: sudeste
SHN	: Servicio de Hidrografía Naval
SMN	: Servicio Meteorológico Nacional
SSE	: sudsudeste
SSW	: sudsudoeste
SW	: sudoeste
UBA	: Universidad de Buenos Aires
W	: oeste
WNW	: oesnoroeste
WSW	: oessudoeste

## CAPITULO I

## INTRODUCCION

En algunas regiones costeras del océano mundial es frecuente detectar oscilaciones del nivel del mar generadas por algún forzante atmosférico, con períodos mayores que los de las olas e inferiores a los asociados a la marea astronómica y, aunque usualmente son de pequeña magnitud, en algunos sitios pueden exceder significativamente la amplitud de la marea. Dado que estas ondas tienen frecuencias similares a la de los "tsunamis" (ondas oceánicas de origen sísmico con períodos que van de algunos minutos hasta 2-3 horas) a veces es difícil distinguir si aquellas fueron originadas por algún terremoto submarino lejano o por algún forzante atmosférico. Sin embargo, dicho fenómeno ondulatorio a veces es asociado a la presencia de frentes (Wilson, 1972), a perturbaciones móviles de la presión atmosférica (Greenspan, 1956; Buchwald y Szoeké, 1973) o a trenes de ondas de gravedad atmosféricas (Wilson, 1954). Dada la similitud de la estructura espectral que presenta dicha perturbación oceánica con la de los tsunamis y considerando su naturaleza atmosférica, algunos autores japoneses acuñaron el término de "tsunami meteorológico", el cual fue vastamente utilizado por Defant (1961). Posteriormente surgieron otras denominaciones para dicho fenómeno, por ejemplo, "ondulaciones secundarias de la marea", "oscilaciones portuarias", "grandes seiches" o "seiches forzados", entre otras. Sin embargo, dependiendo del sitio en donde se manifiesten, estas oscilaciones son conocidas con alguna denominación particular. Por ejemplo, los japoneses denominan "yota" a este tipo de perturbaciones que se manifiestan en algunas bahías, pero en cambio, los residentes de Nagasaki, sobre la costa sur del Japón, llaman "abiki" a este tipo de oscilaciones del nivel del agua, las cuales son particularmente intensas. En Italia, en la costa oeste de Sicilia se registran, extraordinariamente, intensas oscilaciones las cuales son conocidas como "marubbio" y, en el golfo de Fjume, en Yugoslavia, se detectan fuertes corrientes asociadas a perturbaciones del nivel del agua las cuales se conocen como "stigazzi". Un fenómeno bastante similar a éste ocurre en las costas del mar Báltico, el cual es conocido como "seebär". Por otro lado, los habitantes de las islas Baleares, al oeste del Mar Mediterráneo, conocen como "rissaga" a este tipo de oscilaciones.

También, entre otros lugares del mundo, éstas se manifiestan en las costas de Ciudad del Cabo, Sudáfrica, en Los Angeles, Estados Unidos de Norte América y en Longkou Harbour, Bahía Bohai, China.

En términos generales, estas perturbaciones pueden considerarse como eventos transitorios de modo tal que, para que se posibilite su generación, debería darse alguna combinación apropiada entre el forzante y las condiciones específicas de resonancia de la cuenca.

Aunque todavía no se realizaron estudios específicos, puede suponerse que las ondas de largo período participan en los delicados procesos erosivos que se manifiestan en playas arenosas. Si bien el agente principal en la movilización y el transporte de arena está dado por las olas y su corriente litoral asociada paralela a la costa (ver, por ejemplo, Basco, 1982; C.E.R.C., 1984; Komar, 1976), la altura del nivel del agua establece hasta dónde se manifestarán sus efectos. En consecuencia, las variaciones del nivel del agua producida por las ondas de largo período con amplitudes a veces superiores a la de la marea, inunda una franja de la playa que en condiciones normales no está cubierta. Esta situación tendría un efecto más relevante si la actividad de ondas largas ocurriese en proximidades de la sicigia.

Respecto a los inconvenientes que acarrearán estas ondas sobre buques amarrados en puerto, es conveniente citar un estudio realizado en los puertos de Los Angeles y Long Beach (McGehee, 1991). Allí se detectó que las oscilaciones resonantes de ondas de largo período (de hasta 7 minutos) pueden ocasionar problemas en las amarras y en el manejo de la carga de buques. Dada la magnitud que reviste el problema en dichos puertos se dispuso de un sofisticado arreglo de correntómetros, mareógrafos, olígrafos y anemómetros, tanto dentro como fuera del puerto, y se midió la respuesta de los seis grados de libertad del buque (cabeceo, rolo, guiñada, alzamiento y desplazamientos longitudinal y transversal) y las reacciones de las amarras. Para llevar a cabo el estudio se implementó un modelo hidrodinámico de circulación, y otro que calcula el campo de presión resultante sobre el casco del buque. Con los resultados del último modelo se evaluó la respuesta del buque individualmente para cada grado de libertad. Finalmente, se hizo un estudio comparativo entre los espectros de energía correspondientes a cada grado de libertad del buque y el asociado a las ondas presentes. Como se verá en el capítulo IV, los espectros correspondientes a Mar del Plata presentan

contribuciones energéticas ubicadas entre 11 y 17 minutos. Estas oscilaciones podrían excitar los modos normales del interior del puerto local, generando perturbaciones de mayor frecuencia y altura las cuales producirían efectos sobre las amarras similares a los descritos para los puertos de Los Angeles y Long Beach.

### **I.1 Manifestación de ondas de largo período en la costa bonaerense argentina**

En las distintas estaciones mareográficas ubicadas en mar libre (es decir, en sitios costeros que dan directamente al mar) de la costa de la provincia de Buenos Aires, por ejemplo, San Clemente del Tuyú, Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata, y en puertos como el de Mar del Plata y el de Quequén (Fig. I.1), frecuentemente se registran ondas de largo período. Debe destacarse que, en mar libre, el período de oscilación presenta mayor variabilidad que en recintos cerrados o semicerrados. Los primeros esfuerzos para estudiar dichas ondas se deben a Balay (1950) el cual se refiere a las mismas como "seiches". Sin embargo, los distintos investigadores que continuaron su labor prefirieron adoptar el término de "ondas de largo período" (de aquí en más, OLP) y, en consecuencia, es el que será empleado en el presente trabajo.

En la Figura I.2 se muestra, a modo de ejemplo y con el objeto de ilustrar al fenómeno ondulatorio, una parte del registro del nivel del agua correspondiente a Pinamar, observándose que en poco más de una hora el nivel del agua varía aproximadamente 50 centímetros, lo cual es significativo al compararlo con la amplitud media de la marea astronómica correspondiente a dicha zona (70 centímetros) (SHN, 1996).

Posteriormente, Balay (1955), notó en Mar del Plata y en Quequén la presencia de perturbaciones oceánicas con períodos comprendidos entre 5 y 25 minutos y amplitudes variables entre 15 y 90 centímetros. En este estudio descriptivo dicho autor señala que las OLP se manifiestan sugestivamente con el paso de frentes fríos por la zona marítima de influencia.

Sin embargo, el primer estudio espectral relativo a las OLP en la costa bonaerense corresponde a Inman y col. (1962), quienes en base a registros mareológicos obtenidos en las estaciones Mar del Plata (puerto y mar libre) y Quequén analizaron comparativamente los espectros de energía resultantes. Los

resultados obtenidos indican que el espectro de OLP en esta región proviene de la superposición de uno continuo y otro discreto, manifestándose el último en forma significativa solamente en un lapso de gran actividad, quedando así establecida la transitoriedad del fenómeno. Por otro lado, los bajos niveles de coherencia determinados entre las estaciones Mar del Plata y Quequén, separadas 124 kilómetros, sugirió que el fenómeno ondulatorio en las dos localidades no están relacionados entre sí, al menos, mediante algún mecanismo simple.

Paralelamente, Munk (1962) analiza comparativamente los espectros de energía correspondientes a Acapulco (México), Camp Pendleton (California, EE.UU.), Lahaina Wharf (Maui, Hawaii) y Mar del Plata (Argentina), y señala que en esta última localidad las perturbaciones oceánicas ondulatorias son de gran magnitud, cuyo espectro, desde el punto de vista energético, es de un orden de magnitud superior que el de los otros lugares citados.

Unos años más tarde comenzaron los primeros estudios en Pinamar (Vara y Peña, 1975). Dichos autores analizaron los primeros espectros de registros del nivel del mar en dicha zona, y apreciaron gran cantidad de picos espectrales, de los cuales sólo algunos alcanzan una magnitud significativa. Además, señalan que las frecuencias de los picos espectrales se correspondían razonablemente bien con la de los modos naturales de la cuenca, válida para una geometría en forma de cuña, asemejándose a un corte transversal del mar perpendicular a la localidad mencionada.

Posteriormente, Vara y col. (1977) dieron una caracterización general de estas oscilaciones, principalmente en lo que respecta a las amplitudes esperables en Mar de Ajó, Punta Médanos y Pinamar. Dichos autores detectaron en Pinamar una altura máxima para las OLP de 107 cm. Conjuntamente con los datos de las tres localidades mencionadas analizaron los registros mareológicos de Mar del Plata, concluyéndose que si bien en cada localidad las perturbaciones se presentaban con características propias, era evidente que subyacentemente había un fenómeno con características globales que involucraba a toda la cuenca abierta, limitada exteriormente por el talud continental. Esto último es compatible con mediciones de corrientes realizadas en la plataforma continental bonaerense, que también presentan oscilaciones periódicas del orden de una hora (Lanfredi y Capurro, 1971, y Lanfredi, 1972). Sin embargo, esta conclusión se opone a los resultados obtenidos por Inman y col. (1962) que,

como se mencionara precedentemente, obtuvieron bajos valores de coherencia entre las estaciones Mar del Plata (mar libre) y Quequén (puerto). Esto puede explicarse si se considera que en Quequén la mediciones se efectuaron en el interior del puerto y, consecuentemente, éste podría actuar como filtro para las perturbaciones más largas y, por otro lado, dado que éste constituye un recinto semicerrado, tiene asociado modos normales o naturales de resonancia, cuyos períodos responden a la geometría y dimensiones del puerto.

Los resultados posteriores de Vara y col. (1978) coinciden razonablemente bien con los de Vara y Peña (1975) en lo que respecta al corrimiento de los máximos espectrales a ambos lados de las frecuencias de resonancia teóricas para la plataforma continental. Además, señalaron que cada espectro podría corresponder a una situación dinámica distinta, caracterizada por una perturbación oceánica particular, según la dirección preponderante de la excitación, tanto sea meteorológica como proveniente del mar abierto, por lo cual sería esperable que la frecuencia de resonancia sea ligeramente variable.

Entre junio de 1981 y julio de 1982 se efectuaron mediciones del nivel del agua en Pinamar con un mareógrafo digital Interocean (Interocean, 1979), con intervalo de muestreo 1 minuto, con el objetivo específico de registrar OLP. Debe destacarse que por razones operativas dicho instrumento registró el 58% del total del período indicado. Vara y Mazio (1982) estimaron los espectros correspondientes a dichos datos y notaron una acumulación de energía en frecuencias próximas a un ciclo por hora y una disminución hacia frecuencias más altas. Por otro lado, estudiaron las diferencias entre espectros correspondientes a lapsos dónde las ondas largas se manifestaban claramente y los asociados a situaciones de relativa calma sugiriendo que, aparentemente, la presencia de fuerte actividad de ondas largas multiplicaba por un mismo factor a todo el espectro.

La falta de un conocimiento mayor de este fenómeno se debe, sin duda, a la escasísima cantidad de datos disponibles en la costa bonaerense. La causa es el alto costo del instrumental necesario para medir la altura del nivel del agua con una discretización temporal que permita el estudio espectral de estas ondas. Sin embargo, Dragani y col. (1996) demuestran que de registros analógicos de marea (fajas de papel), digitalizados electrónicamente y filtrados numéricamente, pueden extraerse satisfactoriamente las perturbaciones caracterizadas por

frecuencias mayores que las de la marea. Consecuentemente, esto último posibilita ampliar el estudio espectral de ondas de largo período, utilizando datos simultáneos de distintas estaciones costeras.

Resumiendo, hasta el presente se sabe que las OLP en la costa bonaerense se presentan transitoriamente sobre una amplia zona de la misma. Respecto de la regionalidad del fenómeno, es decir, la manifestación simultánea en las distintas estaciones costeras, sólo se dispone de un estudio descriptivo en el cual se analizaron registros mareológicos analógicos y un estudio espectral en donde se analizaron series digitales cortas.

Respecto de la generación de estas ondas en la costa bonaerense, sólo se dispone de dos estudios. En el primero (Balay, 1955) se concluye que la generación de OLP está asociada exclusivamente a causas meteorológicas. Por otra parte, Dragani (1988) analiza la posibilidad de generación de ondas de largo período con la ocurrencia de terremotos submarinos. En dicho trabajo se detectaron cinco lapsos de actividad de ondas largas sin que previamente se registre algún terremoto submarino. En consecuencia, este último resultado fortifica la hipótesis de existencia de algún mecanismo generador de ondas largas de origen meteorológico.

Rabinovich y Monserrat (1996) sugieren que para que el problema de la generación de OLP pueda ser convenientemente estudiado, deben encontrarse las respuestas a dos preguntas fundamentales. La primera, de carácter general, se refiere a por qué causa las fuertes oscilaciones del nivel del mar se producen en algunos sitios específicos (ver, por ejemplo, Munk, 1962; Wilson, 1972; Rabinovich y Monserrat, 1996). En el caso particular de la costa atlántica argentina, los registros mareológicos disponibles muestran la presencia de fuerte actividad de ondas de largo período entre San Clemente del Tuyú y Quequén (provincia de Buenos Aires) y, llamativamente, dichas ondas no se presentan ni en las aguas del Río de la Plata ni en las de la costa patagónica.

La segunda pregunta se refiere a cuál es el forzante que causa tales oscilaciones. En principio, podría ser de origen sísmico, meteorológico u oceánico. Wilson (1972) presenta una lista en la cual plantea los potenciales agentes generadores de ondas de largo período.

Consecuentemente, considerando la primera pregunta planteada es de suponer que la zona en donde se originan las ondas de largo

período sería la propia plataforma continental bonaerense y, teniendo en cuenta la segunda, que los efectos de algún forzante meteorológico (variación de presión, del viento o ambos) encuentran en dicha zona condiciones óptimas de resonancia.

Tal como puede apreciarse de los antecedentes expuestos, los dos interrogantes aún no están dilucidados, disponiéndose sólo de algunos planteos hipotéticos. Evidentemente, ambas preguntas son vinculantes y, en consecuencia, para hallar una explicación satisfactoria a la génesis del problema, las mismas deben ser dilucidadas simultáneamente.

## I.2 Objetivo propuesto

El objetivo de este trabajo es hallar la explicación del proceso físico generador de las ondas de largo período en la costa bonaerense argentina. Para ello, se dispone de un año de registros analógicos del nivel del mar simultáneos correspondientes a las estaciones mareográficas Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Los registros analógicos se digitalizaron convenientemente resultando series de datos con intervalo de muestreo constante. Aplicando el análisis espectral a dichas series se cuantifica objetivamente la variabilidad energética de las perturbaciones a lo largo del año. De la secuencia espectral de energía<sup>(1)</sup> se seleccionan los períodos en los cuales la actividad oceánica se manifiesta claramente y en forma simultánea en las tres estaciones mencionadas. Estos períodos de actividad corresponden a los lapsos en los cuales la energía espectral asociada a las OLP alcanzan máximos simultáneos en Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata.

Para un período de actividad seleccionado se analiza comparativamente los espectros de OLP obtenidos en cada una de las estaciones mareográficas citadas y se estudia la evolución espectral para cada sitio. Para comparar objetivamente las señales se recurre a técnicas espectrales de análisis de series simultáneas de datos. Para ello, se utilizan las funciones coherencia y diferencia de fase entre pares de estaciones correspondientes a las situaciones de actividad seleccionadas.

Asimismo, se realiza un estudio estadístico con el objeto de investigar las distribuciones conjuntas de alturas y semi-períodos de OLP. Para ello, cada serie anual de datos del nivel del mar es descompuesta en ondas individuales caracterizadas por

(1) De aquí en más, y por razones de brevedad, se usará el vocablo energía entendiéndolo como energía espectral y, en consecuencia, su unidad estará dada por el cuadrado de la unidad de la variable que se esté tratando. Generalmente se analizará la energía espectral de las variaciones del nivel del agua (cm) y, por lo tanto, la unidad a utilizar será  $\text{cm}^2$ .

la altura y el semiperíodo. Luego, con dichos pares de datos se construyen las distribuciones conjuntas de alturas y semiperíodos para las tres localidades.

Una vez determinados los lapsos activos y descripto regionalmente al fenómeno de interés, se analizan las situaciones sinópticas correspondientes, los registros de presión (horarios y de microbarógrafos) y de viento en las estaciones meteorológicas costeras disponibles, con el objeto de determinar las similitudes atmosféricas (presencia de frentes, vientos predominantes, cambios repentinos de la dirección del viento, fluctuaciones de la presión atmosférica o actividad de ondas de gravedad) cuando se manifiestan las OLP.

Entonces, una vez estudiado el fenómeno de OLP a través de los espectros de energía, realizada una comparación entre estaciones mediante la función coherencia, contando con las distribuciones conjuntas de alturas y semiperíodos para cada localidad y, por otro lado, disponiendo de la descripción sinóptica de la atmósfera en superficie para cada uno de los eventos seleccionados, y de datos de presión y de viento en superficie en algunas estaciones costeras, se plantean mecanismos hipotéticos de generación de ondas de largo período forzadas atmosféricamente, en donde la efectividad de cada uno se evalúa mediante un modelo matemático resuelto numéricamente.

Dicho modelo calcula la circulación y alturas de aguas y está basado en las ecuaciones de continuidad de masa y de cantidad de movimiento integradas en profundidad. El mismo admite batimetría y contornos geográficos de gran similitud a los reales y, además, la inclusión de diversos forzantes que pueden simular distintas situaciones atmosféricas como ser pasajes de frentes, variaciones del viento y de la presión, perturbaciones de la presión o la actividad de ondas de gravedad atmosféricas.

Previamente a las distintas simulaciones numéricas realizadas, dicho modelo fue validado a través del estudio del comportamiento espectral en la banda de frecuencias de interés, y de la energía mecánica total en el dominio de integración ante una perturbación ideal.

Posteriormente, se implementan los forzantes meteorológicos, potenciales generadores de OLP, y se estudia la factibilidad de generación.

Finalmente, las respuestas oceánicas obtenidas mediante las simulaciones numéricas se analizan espectralmente y se realiza un estudio comparativo con las mediciones del nivel del agua

correspondientes a las estaciones costeras disponibles.

## CAPITULO II

## PREPARACION DE LOS DATOS Y ANALISIS PRELIMINAR

## II.1 Datos oceanográficos

## II.1.1 Obtención de los datos

Los registros analizados provienen de las estaciones Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata pertenecientes a la red mareográfica del Servicio de Hidrografía Naval (Armada Argentina) (Fig. I.1). Luego de una revisión preliminar se optó por seleccionar los correspondientes al año 1982, ya que en el mismo las mediciones presentaron interrupciones mínimas.

La medición de la altura del nivel del agua se realizó con mareógrafos analógicos standard (Unesco, 1985). Estos instrumentos constan de un flotador ubicado sobre la superficie del agua, amarrado a un delgado cable que pasa por una polea, que tiene en su otro extremo un pequeño contrapeso. Solidaria y concéntricamente a dicha polea se encuentra otra de menor diámetro por la cual pasa un cable que tiene aferrado un estilo, el cual registra los movimientos verticales del agua sobre papel. El movimiento del papel, perpendicular al del estilo, es regulado por un mecanismo de relojería (2.54 cm/hora), y la escala del registro está dada por el cociente entre los diámetros de las poleas. Dicho flotador está ubicado dentro de un tubo vertical en el cual el fluido penetra por un orificio practicado en su parte inferior atenuándose así la influencia del oleaje. La escala utilizada fue 1:12 para Mar de Ajó y Pinamar y 1:16 para Mar del Plata.

Los registros analógicos se discretizaron con un digitalizador electrónico (Altek, 1979) disponible en el Centro Argentino de Datos Oceanográficos (CEADO - CONICET), obteniéndose un dato cada 0.1524 cm medido sobre la curva. Los datos digitalizados resultantes se interpolaron linealmente obteniéndose uno cada 0.1693 cm en la dirección del eje de avance del papel, equivalente a una muestra cada 4 minutos. En consecuencia, cada registro analógico anual fue discretizado en 131400 datos. Finalmente, cada uno de los tres registros digitales resultantes fue sometido a un riguroso control con el objeto de asegurar la calidad de los datos digitalizados. En la Figura II.1 se muestra, a modo de ejemplo, una porción de

registro correspondiente a cada una de las estaciones mencionadas. En las mismas se observa que las OLP están montadas sobre la marea.

### II.1.2 Filtrado y suavizado de las series temporales

Antes de explicar la metodología aplicada en el procesamiento de los datos, es necesario mencionar las consideraciones a tener en cuenta cuando se va a estimar el espectro correspondiente a un fenómeno representado por una serie temporal, cuyos elementos están distribuidos con intervalo  $\Delta t$  constante. Si por un lado la longitud temporal del registro de datos  $T$  define el período fundamental, es decir el más largo, por el otro, el intervalo de muestreo  $\Delta t$  define la frecuencia más alta, o sea el período más corto detectable en el espectro. Es decir, como la mínima información necesaria para definir un período son tres datos, el período más corto detectable es de  $2\Delta t$  o, de otra forma, la mayor frecuencia resuelta es de  $(2\Delta t)^{-1}$ . Este límite para el espectro se conoce como frecuencia de Nyquist ( $f_N$ ). Por otra parte, existe un fenómeno numérico por el cual las componentes espectrales con frecuencias mayores que  $f_N$  aparecen en el espectro contaminándolo en frecuencias menores que la de Nyquist. Este plegamiento espectral conocido como "aliasing" se presenta de forma tal que una componente con frecuencia  $f'$ , mayor que  $f_N$ , contaminará al espectro en una frecuencia menor ubicada simétricamente a  $f'$  con respecto a  $f_N$ . El "aliasing" implica naturalmente una distorsión en el espectro en frecuencias menores que  $f_N$  (Báth, 1974).

En términos generales, la energía de las ondas costeras está concentrada en los períodos asociados a la marea astronómica, es decir, 12 y 24 horas (picos delgados a la izquierda de la Figura II.2) y, en los períodos correspondientes a las olas, entre 1 y 15 segundos (pico ancho a la derecha de la Figura II.2). Sin embargo, los registros del nivel del mar correspondientes a algunas regiones costeras presentan otro máximo (secundario) con períodos comprendidos entre 10 y 100 minutos. Esta contribución energética al espectro la da las OLP, representada genéricamente en la Figura II.2 a través del pico central del espectro. En consecuencia, dado que la energía asociada a las OLP es mucho menor que la de las olas y la marea, es común decir que éstas se

hallan en un "valle espectral", limitado en bajas frecuencias por la marea de origen astronómico y, en altas frecuencias, por las olas generadas por el viento. Por lo tanto, para el estudio de este tipo de fenómeno se debe, en principio, aislar la banda de energía de interés.

Para el caso continuo, la función cuya transformada maximiza la energía en una banda de frecuencia, corresponde a cierto tipo de ondas esferoidales ("prolate-spheroidal wave") de orden cero, que están parametrizadas por medio del producto del intervalo frecuencial con el temporal. Kaiser encontró una simple aproximación de estas funciones en términos de las funciones de Bessel de primera clase y de orden cero ( $I_0$ ). Así surge el filtro (o ventana) de Kaiser-Bessel, cuya expresión temporal y transformada (Harris, 1978), son:

$$H(n) = \frac{I_0 \left[ \pi \alpha \sqrt{1 - \left( \frac{n}{N/2} \right)^2} \right]}{I_0(\pi \alpha)} \quad 0 \leq |n| \leq N/2 \quad (\text{II.1})$$

$$H(f) = \frac{N}{I_0(\alpha \pi)} \frac{\sinh[\sqrt{\alpha^2 \pi^2 - (Nf/2)^2}]}{\sqrt{\alpha^2 \pi^2 - (Nf/2)^2}} \quad (\text{II.2})$$

donde:

$$I_0(x) = \sum_{k=0}^{\infty} \left[ \frac{(x/2)^k}{k!} \right]^2 \quad (\text{II.3})$$

en donde  $f$  es la frecuencia,  $(N+1)$  la cantidad de elementos del filtro y  $\alpha$  un parámetro dado por (Hamming, 1977):

$$\alpha = \begin{cases} 0.1102 (A-8.7) & A \geq 50 \\ 0.5842 (A-21)^{0.4} + 0.07886 (A-21) & 21 < A < 50 \\ 0.0 & A \leq 21 \end{cases} \quad (\text{II.4})$$

La atenuación  $A$  se calcula con:

$$A = -20 \log \delta \quad (\text{II.5})$$

siendo  $\delta$  la máxima amplitud tolerada de "ripple" (es decir, de las oscilaciones de muy alta frecuencia que se introducen por trabajar con un número finito de elementos del filtro). Una forma de explicar su significado es mediante la siguiente expresión:

$$A = -20 \log \frac{E_S}{E_E} \quad (\text{II.6})$$

en donde  $E_S$  es la energía de salida y  $E_E$  la de entrada de la señal cuando es sometida al filtrado. Es decir, adoptando un valor de  $A$  de 100 decibeles, la energía es atenuada cien mil veces, entre los períodos de corte del pasabanda.

Finalmente,  $N$  está dado por:

$$N = 2 \left( \frac{A - 7.85}{28.72 Df} \right) \frac{1}{\Delta t} \quad (\text{II.7})$$

siendo  $Df$  ( $\approx 0.00315$  cpm) el ancho de la transición en frecuencia entre la banda que deja pasar energía y la que la atenúa. Por las características expuestas se trata de un filtro digital, no recursivo, invariante en el tiempo y simétrico. Debido a esta última característica, se consigue que su transformada, es decir la función transferencia, sea par y también simétrica. En la Figura II.3 se muestra al filtro utilizado en el dominio del tiempo y de la frecuencia. El filtrado se realiza por convolución entre los datos originales y los elementos del filtro, perdiéndose  $N/2$  datos al comienzo y al final de la serie.

En la Figura II.4 se muestra, a modo de ejemplo, un trozo de los registros filtrados de datos correspondientes a las estaciones mareográficas. En los mismos sólo se observan las ondas de largo período, ya que la marea ha sido filtrada.

En análisis espectral el uso de registros de longitud finita es inevitable y como consecuencia de esto lo es también el uso de una ventana para suavizar el espectro a estimar. El no usar una ventana es equivalente a aplicar una de tipo rectangular que distorsionará el espectro debido a las altas frecuencias que introduce la misma. Para conseguir que esta distorsión sea mínima las ventanas deben tener alta concentración en el lóbulo central

(requiriendo una ventana temporal ancha), y pequeños o insignificantes lóbulos laterales (requiriendo una ventana temporal suave, sin formas agudas).

Teniendo en cuenta los requisitos mencionados, la ventana de Parzen puede considerarse adecuada para la suavización del espectro (Jenkins y Watts, 1969). La misma está dada por:

$$w_p(n) = \begin{cases} 1 - 6(n/M)^2 + 6(|n|/M)^3 & |n| \leq M/2 \\ 2(1 - |n|/M)^3 & M/2 < |n| \leq M \\ 0 & |n| > M \end{cases} \quad (\text{II.8})$$

$$W_p(f) = \frac{3}{4} M \left[ \frac{\text{sen}(\pi f M/2)}{\pi f M/2} \right]^4 \quad (\text{II.9})$$

en donde  $2M$  es la cantidad de datos utilizada para la obtención de los espectros. En la Figura II.5 se muestra la representación temporal y en frecuencia de la ventana de Parzen utilizada.

### II.1.3 Selección de lapsos activos

Dado un registro de alturas instantáneas del nivel del mar existen diversas alternativas para seleccionar los lapsos en los cuales se manifiesta una clara actividad del fenómeno ondulatorio. Una de ellas es considerar al registro como una sucesión de ondas puras, caracterizadas por una altura (diferencia entre máximos y mínimos consecutivos) y, previa determinación de una altura de onda mínima, considerar como lapso activo a aquel que contenga ondas con alturas superiores a la misma (Wang y col., 1987). Otra alternativa es determinar la energía asociada al nivel del mar, contenida en lapsos sucesivos de duración constante, y considerar como período activo a aquel que supere un determinado valor umbral. Debido a que las ondas de largo período presentan alturas muy irregulares, se optó por el último método mencionado y, dado que la manifestación de la actividad de ondas de largo período se prolonga durante aproximadamente uno o dos días, la energía se calculó considerando períodos sucesivos de 34 horas 8 minutos (2º datos, con intervalo de muestreo 4 minutos). La metodología utilizada

en el cálculo de la energía y la conveniencia de optar por dicho período se explica en el Capítulo III.

En consecuencia, de cada uno los registros anuales filtrados, correspondientes a las estaciones mareológicas, se estimó la energía, cuya variación temporal se muestra la Figura II.6. En la misma se observan picos que superan los  $10 \text{ cm}^2$ , los cuales corresponden a situaciones de actividad con alturas de ondas mayores que  $50 \text{ cm}$ , y valores inferiores a  $1 \text{ cm}^2$  correspondientes a lapsos de calma con amplitudes de ondas asociadas inferiores a  $2 \text{ cm}$ . Esto último manifiesta claramente la transitoriedad del fenómeno.

Dado que en el presente trabajo se estudia la generación de ondas de largo período en una vasta región de la costa bonaerense se debe, en principio, seleccionar los lapsos en los cuales se detecte actividad (cuantificada por la energía), superior a una cota determinada, simultánea en las tres estaciones. Debe aclararse que si dicha cota es excesivamente alta se corre el riesgo de descartar situaciones de actividad que pueden ser útiles para el entendimiento del problema y, en contraposición, si es muy baja, tal vez se consideren demasiados casos, que si bien aportarían mayor información y diversidad al estudio, sin dudas dificultarían el análisis comparativo entre el estado oceánico y atmosférico. En consecuencia, la cota a seleccionarse debe ser tal que permita escoger una cantidad manejable de situaciones que sean verdaderamente representativas de lapsos de intensa actividad regional. Luego de algunos ensayos, se optó por una cota de  $5 \text{ cm}^2$  para la energía total en cada estación y de  $60 \text{ cm}^2$  para la energía regional total<sup>(2)</sup>, con las cuales quedan establecidos siete lapsos activos que serán los que representen al fenómeno de ondas de largo período y sobre los cuales se centrará el análisis y discusión del tema. En la Tabla II.I se presentan las fechas y horas centrales de los espectros correspondientes (caratulados de i a vii).

Por otro lado, mediante la inspección de la Figura II.6 se observa que existen algunos lapsos en los cuales los valores de energía no superan  $1 \text{ cm}^2$ . Estos lapsos, en contraposición a los de intensa actividad, pueden ser considerados como períodos de calma. En consecuencia, para estudiar comparativamente los lapsos de actividad respecto a los de calma, se seleccionó al período comprendido entre el 22 de febrero y el 5 de marzo de 1982 como la calma, en lo que se refiere a OLP, más significativa del año.

(2) La energía regional total se estima sumando simplemente las energías totales de las tres estaciones analizadas (Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata). Dicho valor es definido con el propósito de cuantificar energéticamente a cada lapso activo.

## II.2 Datos meteorológicos

Se dispone del registro anual de presión atmosférica y viento de superficie para la estación Mar del Plata Aero (Base de Datos del Dpto. Cs. de la At., FCEyN, UBA), compuesto por datos correspondientes a las horas 02, 08, 14 y 22. En la Figura II.7 se presenta comparativamente la energía asociada a las ondas de largo período en Pinamar y la fluctuación de la presión atmosférica superficial respecto a su valor medio anual, en donde las fechas y horas asociadas a la abscisa se indican en la Tabla II.II. En la misma se aprecia que los lapsos caracterizados por una marcada actividad de ondas largas corresponden a situaciones de mínimos de presión atmosférica y, en contraposición, los momentos de relativa calma, a períodos de alta presión. Considerando la latitud de la zona de interés ( $36^{\circ}$ - $38^{\circ}$ S) es razonable suponer que los mínimos de presión están normalmente asociados a pasajes frontales fríos (Seluchi y Litchtenstein, 1992, y Seluchi, 1993).

Consecuentemente, para describir convenientemente los campos de presión y de viento superficiales, y los correspondientes sistemas atmosféricos asociados se consultaron los mapas sinópticos de superficie trihorarios (Figs. II.8 a II.15) para cada una de las siete situaciones de actividad de OLP indicadas en la Tabla II.I, brindados por el SMN<sup>(3)</sup>. A continuación se hace una descripción de cada situación, para lo cual no se emplean los mapas diarios o semidiarios como se hace frecuentemente, sino que para cada situación se seleccionó una separación temporal variable entre mapas tal que permita una visualización más acabada del estado de la atmósfera en superficie, fundamentalmente cuando los sistemas se hallan en o próximos al sector de la costa bonaerense que se estudia en el presente trabajo.

Con el objeto de complementar la información contenida en los mapas sinópticos, se recabaron datos adicionales de presión y viento en superficie, correspondientes a estaciones meteorológicas costeras, para cada una de las siete situaciones de actividad seleccionadas y para el lapso de calma. De todas las estaciones disponibles las que operan durante las veinticuatro horas del día son Mar del Plata Aero y Bahía Blanca, en consecuencia, son las que se utilizarán para realizar los análisis y comparaciones principales. No obstante, aunque las demás estaciones operan de manera discontinua, serán utilizadas, cuando sea posible, para ilustrar la variabilidad espacial,

(3) *Las cartas sinópticas que se presentan en este trabajo son reducciones fieles de las disponibles en el Servicio Meteorológico Nacional.*

sobre todo, en lo que respecta al viento.

Las estaciones costeras disponibles (Fig. II.16) son Punta Indio ( $35^{\circ} 22' S$ ,  $57^{\circ} 18' W$ ) con datos correspondientes a las horas 03, 08-21 y 24, Faro Punta Médanos ( $36^{\circ} 53' S$ ,  $56^{\circ} 40' W$ ) 09, 15 y 21 horas, Villa Gesell Aero ( $37^{\circ} 15' S$ ,  $57^{\circ} 00' W$ ) 08-19 horas, Mar del Plata Aero ( $38^{\circ} 00' S$ ,  $57^{\circ} 35' W$ ) 01-24 horas, Necochea ( $38^{\circ} 29' S$ ,  $58^{\circ} 50' W$ ) 08-18 horas, Bahía Blanca ( $38^{\circ} 44' S$ ,  $62^{\circ} 12' W$ ) 01-24 horas y Faro El Rincón ( $39^{\circ} 23' S$ ,  $62^{\circ} 01' W$ ) 03, 09, 12, 15, 18, 20 y 21 horas.

### II.2.1. Primera situación de actividad

En la Figura II.8 se presenta una secuencia de mapas sinópticos de superficie correspondiente a la primera situación de actividad de OLP para la zona de estudio y, en la Tabla II.III, se presentan las intensidades y direcciones trihorarias del viento para las estaciones costeras seleccionadas. En este caso, el máximo de energía regional corresponde al espectro del 09/09/82 17:24. Dos días antes de dicho máximo (Fig. II.8.a) en la zona de interés los vientos predominantes son del N, con intensidades de hasta 25 nudos, los cuales están asociados al centro de alta presión ubicado sobre el océano Atlántico, al E de la República Oriental del Uruguay. Doce horas más tarde (Fig. II.8.b) dicho centro se desplaza hacia el E y al S de la región bonaerense se nota la entrada de una zona frontal desde el SSW. El viento predominante sobre el mar es del WNW en el sector caliente del frente. Dieciocho horas después (Fig. II.8.c) dicho frente se encuentra al S de Bahía Blanca y la situación, en lo que respecta a la distribución de isobaras, es similar a la anterior. En el sector frío el viento predominante es del ESE con una intensidad de 10 nudos. Después de doce horas (Fig. II.8.d), el frente se encuentra en las cercanías de Pto. Quequén, manifestando un cambio significativo en su orientación respecto de la situación anterior la cual es NNW/SSE, aproximadamente. Del lado caliente el viento es del N con intensidades de hasta 15 nudos, y del frío se registran vientos con intensidades muy débiles. Quince horas después (Fig. II.8.e) se observa un centro de baja presión ubicado en el centro de la provincia de Buenos Aires y la aparición de un nuevo frente por delante del mencionado. Consecuentemente, las isobaras en la zona costera presentan un marcado cambio de dirección sobre el nuevo frente

y una curvatura significativa por detrás del mismo, haciendo que el viento presente gran variabilidad espacial. Doce horas más tarde (Fig. II.8.f) la baja mencionada se hace más extensa, se desplaza hacia el E y el frente formado recientemente desaparece. Por otro lado, sobre el continente el frente se hace estacionario y, en la parte marítima, el mismo está ubicado al S de Mar del Plata. En el lado caliente el viento predominante es del N/NE y, del lado frío, del S/SW. Nueve horas después (Fig. II.8.g) el frente llega al Río de la Plata. Sobre el centro oeste de la provincia de Buenos Aires se posiciona un centro de alta presión y, en la zona costera el viento predominante es del WSW con una intensidad de 10 nudos. Finalmente (Fig. II.8.h) la zona frontal abandona la región, dirigiéndose hacia el NE. Sobre la zona costera bonaerense, predominan vientos muy débiles con direcciones variables.

#### II.2.2. Segunda situación de actividad

En la Figura II.9 se presenta la síntesis de mapas sinópticos de superficie correspondientes al segundo lapso activo de OLP y, en la Tabla II.IV, se presentan datos trihorarios del viento para las estaciones costeras seleccionadas. En este caso, el máximo de energía regional corresponde al espectro del 02/02/82 16:52. Dos días antes de dicho máximo (Fig. II.9.a) la circulación de las capas bajas de la atmósfera en la zona de la plataforma continental bonaerense está caracterizada por vientos que soplan desde el N y el NE, con una intensidad inferior a 15 nudos. Nueve horas más tarde (Fig. II.9.b) se observa la entrada de una zona frontal desde el SW, la cual se ubica al S de Bahía Blanca. El viento en la región de interés presenta una ligera disminución de la intensidad. Veintiuna horas después (Fig. II.9.c) se observa que el frente sigue en la misma zona que antes, notándose solamente un cambio en la orientación del mismo (de WNW-ESE a NNW-SSE). El viento del lado caliente tiene dirección N, del lado frío, en cambio, es predominantemente del S. Seis horas después (Fig. II.9.d) el frente está ubicado en Mar del Plata, del lado caliente el viento es del N, y del frío, del W/SW. Seis horas más tarde (Fig. II.9.e) el frente llega a la República Oriental del Uruguay y la zona costera bonaerense está sometida a vientos predominantes del sector W. En la Figura II.9.f se aprecia que el frente sigue desplazándose hacia el NE

y que en el área costera el viento se atenúa significativamente. Seis horas después (Fig. II.9.g) el frente abandona la zona de interés, y el viento predominante persiste del W/SW. Por último, la Figura II.9.h muestra que en la región continúa soplando viento del SW y, al NW de la provincia de Buenos Aires, se aprecia la formación de un centro de alta presión.

### II.2.3. Tercera situación de actividad

En la Figura II.10 se presenta la síntesis de mapas sinópticos de superficie correspondientes al tercer lapso activo de OLP y, en la Tabla II.V, se presentan datos trihorarios del viento para las estaciones costeras seleccionadas. En este caso, el máximo de energía regional corresponde al espectro del 24/03/82 11:32. En el mapa sinóptico correspondiente al 21/03/82 a las 18:00 (Fig. II.10.a) se observa una zona frontal con orientación NW-SE entrando desde el SW, y ubicada en proximidades de Bahía Blanca. Sobre el lado caliente de la misma se registra viento del N con intensidades comprendidas entre 5 y 15 nudos. Un día después (Fig. II.10.b) el frente continúa en la posición mencionada notándose ahora la presencia de una baja al SE del mismo con la consecuente circulación ciclónica asociada. Doce horas más tarde (Fig. II.10.c) el frente retrocede un poco y, por lo tanto, es representado como frente caliente. Al N del mismo se registran vientos del NW que no superan los 5 nudos. Quince horas después (Fig. II.10.d) se observa una intensificación de la baja, la cual se ubica más al SW de la Pcia. de Buenos Aires, y la zona frontal comienza a girar ciclónicamente. El viento sobre el lado caliente del frente continúa soplando del N con intensidades que no superan los 15 nudos. Luego de doce horas (Fig. II.10.e) puede verse que el sistema se desplaza hacia el E notándose un debilitamiento en la baja, observándose además un aumento en la intensidad del viento alcanzando un valor de 20 nudos en Villa Gesell. En general, en la zona las direcciones del viento continúan siendo del N, observándose en las inmediaciones del frente una circulación en superficie asociada a la baja mencionada precedentemente. Nueve horas más tarde (Fig. II.10.f) la zona frontal se ubica al N de Mar del Plata. Respecto del campo de vientos, sobre el lado caliente del frente se registran vientos del N, alcanzando en Villa Gesell intensidades de hasta 19 nudos; en cambio, sobre el lado frío, se observa una marcada

rotación del viento debido al paso frontal, registrándose en Mar del Plata vientos de 12 nudos del SSW. Doce horas después (Fig. II.10.g) la zona frontal llega a Punta Rasa observándose en la costa bonaerense vientos del SSE con intensidades de 26 nudos. Finalmente, en la Figura II.10.h el frente llega a la República Oriental del Uruguay, ubicándose en proximidades de Montevideo, sobre el sector frío del mismo se observa una intensificación del viento, el cual presenta valores de hasta 35 nudos y direcciones predominantes del S/SE.

#### II.2.4. Cuarta situación de actividad

En la Figura II.11 se presenta la síntesis de mapas sinópticos de superficie para el cuarto lapso activo de OLP y, en la Tabla II.VI, se presentan las intensidades y direcciones trihorarias del viento para las estaciones costeras seleccionadas. En este caso, el máximo de energía regional corresponde al espectro del 29/08/82 08:20. Dos días antes de la ocurrencia de OLP (Fig. II.11.a), la situación sinóptica de superficie está caracterizada por vientos de 5 a 15 nudos y direcciones del E/NE, asociados a la alta ubicada sobre el océano, al E de la provincia de Buenos Aires. Quince horas más tarde, el mapa correspondiente al 28/08/82 a las 09:00 horas (Fig. II.11.b) muestra el ingreso de un sistema frontal desde el N, pudiéndose observar el estadio inicial de la formación de una baja en proximidades de la bahía Samborombón. El viento en el lado frío del sistema sopla del sector ENE/ESE con intensidades inferiores a los 20 nudos, en cambio, sobre la parte caliente, el viento es del N. Doce horas más tarde (Fig. II.11.c) se observa la baja ya intensificada ubicada sobre el mar aproximadamente frente a Mar del Plata, pudiéndose apreciar un ligera variación en la orientación del frente (pasa de tener una orientación aproximada W-E a una NW-SE). El viento en la costa bonaerense sopla del sector S/SW con intensidades que alcanzan los 22 nudos. Luego de seis horas (Fig. II.11.d) la situación sinóptica no presenta cambios significativos, apreciándose sólo un debilitamiento de la baja y, consecuentemente, de la circulación de superficie asociada (las intensidades no superan los 12 nudos). Nueve horas después (Fig. II.11.e) la baja y el sistema frontal se desplazan hacia el E, observándose que la rama fría está ubicada al NE de Punta del Este. El viento en la zona

costera bonaerense presenta intensidades comprendidas entre 14 y 27 nudos y direcciones predominantemente con componente W, sobre todo al S de la provincia de Buenos Aires, debido al ingreso de una baja proveniente del W. Luego de seis horas (Fig. II.11.f) se observa al frente y a la baja mencionada ubicados más al E, sin cambios significativos en lo que respecta al campo de viento. Dicha situación finaliza con el ingreso de una alta desde el W con la consecuente circulación de superficie asociada, con vientos predominantes del sector S (Figs. II.11.g y h)

#### II.2.5. Quinta situación de actividad

En la Figura II.12 se presenta una síntesis de mapas sinópticos de superficie correspondiente al quinto lapso activo de OLP y, en la Tabla II.VII, se presentan datos trihorarios del viento para las estaciones costeras seleccionadas. En este caso, el máximo de energía regional corresponde al espectro del 11/12/82 04:04. Dos días antes de manifestarse la actividad de OLP en la región la situación sinóptica está caracterizada por una circulación en superficie con vientos predominantes del sector N, con intensidades que alcanzan 25 nudos (Fig. II.12.a). Por otro lado, se observa al S de Bahía Blanca, la entrada de una zona frontal desde el SW. Nueve horas después (Fig. II.12.b) se nota un avance del frente y, por detrás del mismo, la entrada de una alta. La configuración de isobaras sobre el lado caliente no varía sustancialmente, no obstante, puede observarse una disminución en la intensidad del viento. Doce horas más tarde (Fig. II.12.c) la situación sinóptica de superficie no presenta modificaciones significativas, sin embargo, se observa un aumento de la intensidad del viento, alcanzando, en el sector caliente, 18 nudos con direcciones comprendidas entre el N y el NW. En cambio, sobre la parte fría, el viento tiene una marcada componente S, con intensidades de hasta 20 nudos. Doce horas después (Fig. II.12.d) el frente se ubica en proximidades de Punta Médanos. Sobre el sector caliente no se registran vientos en superficie y, por detrás del frente, se observan vientos con intensidades débiles y direcciones variables. Tres horas más tarde (Fig. II.12.e) la entrada de una alta desde el SW produce una deformación de la línea frontal, apareciendo un punto de inflexión sobre la misma, ubicado en la parte central de la provincia de Buenos Aires. En dicho instante, el frente se

encuentra en proximidades de San Clemente del Tuyú. A partir de este momento el frente se desplaza hacia el NE, abandonando la zona marítima bonaerense. Los vientos predominantes son del sector S/SW con intensidades que no superan los 25 nudos (Figs. II.12.f, g y h).

#### II.2.6. Sexta situación de actividad

En la Figura II.13 se presenta la síntesis de mapas sinópticos de superficie para el sexto lapso activo de OLP y, en la Tabla II.VIII, se presentan los valores trihorarios para la intensidad y dirección del viento para las estaciones costeras seleccionadas. En este caso, el máximo de energía regional corresponde al espectro del 13/05/82 06:12. Dos días antes que se detecte la actividad de OLP puede apreciarse una zona frontal entrando desde el N, y una alta ubicada sobre el centro de la provincia de Buenos Aires (Fig. II.13.a). El viento en superficie sopla del N/NW con intensidades no mayores a los 20 nudos. Dieciocho horas después, el mapa correspondiente al 12/05 a las 06:00 horas (Fig. II.13.b) muestra a la zona frontal ubicada sobre la parte Norte de la bahía Samborombón, ligeramente al S de Punta Piedras. Al N del frente el viento es del ENE y tiene una intensidad de 14 nudos, en cambio, al S del mismo, sobre la parte oceánica, no se registran vientos en superficie (calma). Nueve horas más tarde, puede observarse al frente ubicado al S de Mar del Plata (Fig. II.13.c). La orientación de las isobaras, tanto en el sector frío como en el caliente, es aproximadamente N-S. El viento, al N del frente persiste del sector E/ENE y, al S del mismo, continúa la calma. Seis horas después (Fig. II.13.d) la posición del frente no se modifica sustancialmente. Sobre el continente comienza a manifestarse una baja y se observa que la parte del frente situada sobre la provincia de Buenos Aires empieza a girar ciclónicamente. Respecto al campo de viento no se aprecian cambios significativos comparativamente al mapa anterior. Luego de seis horas (Fig. II.13.e) el sistema se desplaza un poco más al N y el centro de baja presión se ubica sobre el mar, frente a Mar del Plata. El viento en el sector caliente sopla del N con una intensidad de 20 nudos y, en el frío, del WNW/WSW con intensidades inferiores a 12 nudos. Seis horas después (Fig. II.13.f) el sistema frontal se desplaza hacia el SE, ubicándose el centro de la baja en 40°S 55°W. El viento

en superficie en la zona de estudio sopla del WSW/SW con intensidades que no superan los 16 nudos. Luego de nueve horas (Fig. II.13.g) el sistema se desplaza aún más hacia el SE, y el viento en la costa tiene una marcada componente W, notándose una disminución de la intensidad desde el S hacia el N. Finalmente (Fig. II.13.h) el frente abandona el área de estudio, persistiendo el campo de vientos en superficie sin cambios notables respecto del mapa anterior.

#### II.2.7. Séptima situación de actividad

En la Figura II.14 se presenta la síntesis de mapas sinópticos de superficie para el séptimo lapso de actividad de OLP y, en la Tabla II.IX, se presentan datos trihorarios del viento para las estaciones costeras seleccionadas. Para esta situación, el máximo de energía regional corresponde al espectro del 21/12/82 03:00. Un día antes de dicho máximo (Fig. II.14.a) la situación sinóptica de superficie está caracterizada por la presencia de vientos muy débiles con direcciones variables. Nueve horas después, el mapa correspondiente al 20/12 a las 12:00 (Fig. II.14.b) muestra la entrada de una zona frontal proveniente del SW. Sobre el sector caliente se aprecia un leve incremento de la intensidad del viento aunque, sin embargo, no presenta una dirección definida. En el lado frío, el viento es del NNW y alcanza los 14 nudos. Seis horas más tarde (Fig. II.14.c) la zona frontal alcanza Mar del Plata. Por detrás de él, el viento presenta una definida dirección SE, con intensidades de hasta 15 nudos. Seis horas después (Fig. II.14.d) el frente se ubica ligeramente al S de Punta Médanos, y puede observarse, justo detrás de él, la entrada de un centro de alta presión. Respecto al campo de viento, sobre el lado caliente, la situación corresponde a una calma y, sobre el frío, el viento es predominantemente del SE, con intensidades de hasta 20 nudos. Luego de nueve horas (Fig. II.14.e), se observa una parte del frente graficado como caliente, y otra, como frío. El viento en superficie, al N del frente, es del N/NNE con intensidades de hasta 19 nudos y, por detrás de éste, la circulación está asociada al sistema de alta presión. Doce horas más tarde (Fig. II.14.f) la parte central del frente se desplaza hacia el S. Sobre la provincia de Buenos Aires aparece un centro de alta al NW de Bahía Blanca y, más al N, aparecen dos regiones con

presiones superiores al entorno las cuales tienen asociados dos zonas frontales de muy escasa extensión (inferior a 300 km). Por otro lado, al SW de Bahía Blanca puede observarse la entrada de una zona frontal la cual se desplaza hacia el NE. El viento en la región es, en términos generales del E/NE con valores que no superan los 12 nudos, sin embargo, al SE del centro de alta presión se observan vientos del WSW con una intensidad de 30 nudos. Nueve horas después (Fig. II.14.g) el frente original se halla ubicado sobre el sector NE de la costa bonaerense, y el otro, en proximidades de Bahía Blanca. En superficie se registran vientos muy leves (inferiores a 5 nudos). Finalmente (Fig. II.14.h) el frente original se encuentra al E de la República Oriental del Uruguay, y el otro, en proximidades de Mar del Plata. Sobre la parte central de la provincia de Buenos Aires puede verse un pequeño centro de baja presión. Por delante de dicho frente el viento sopla del E/NE con intensidades que no superan los 8 nudos y, por detrás del mismo, el viento sopla del E/SE con intensidades inferiores a los 20 nudos.

#### II.2.8. Características sinópticas comunes a los lapsos activos

Si bien las situaciones sinópticas correspondientes a cada evento de intensa actividad presentan rasgos propios y particulares, dado que el presente estudio tiene como objeto encontrar el mecanismo generador de OLP, la determinación de todas las características meteorológicas comunes, presentes durante los diferentes lapsos activos, se torna de fundamental importancia.

Una característica muy distintiva, mencionada precedentemente, que se manifiesta no solo en los lapsos caratulados como activos sino que también se da en otras situaciones de actividad moderada de OLP, es que los picos de energía indefectiblemente ocurren durante períodos de mínimos relativos de la presión atmosférica en superficie, lo cual queda claramente manifestado en la Figura II.7.

Por otro lado, otro hecho que ocurre en los siete lapsos estudiados es el pasaje de frentes por la zona marítima de influencia. Los pasajes de frentes fríos traen aparejado, entre otras cosas, un particular cambio en la intensidad y dirección del viento, es decir, desde una dirección con componente N rota a otra de componente S, y los vientos que soplan desde esta

última suelen hacerlo con mayor intensidad. Esta característica es típica para dicha región lo cual se describe ampliamente en SHN (1981).

En el capítulo VII se hará una discusión mucho más específica de la situación meteorológica correspondiente a cada lapso activo, en donde se describen con más detalle las variaciones (horarias) de la presión atmosférica, el viento en superficie y los hidrometeoros registrados, en los lapsos correspondientes a la intensa actividad de OLP.

#### II.2.9. Situación de calma

Por otra parte, en la Figura (II.15) se presenta una síntesis del estado sinóptico para la situación caracterizada por pequeños valores de energía la cual fue previamente definida como calma. En dicho período, que se extiende aproximadamente entre el 22 de febrero y el 5 de marzo de 1982 la energía regional total es inferior a  $1 \text{ cm}^2$ . Como puede apreciarse en la Figura II.7 (entre los espectros 36 y 44) dicho lapso corresponde a un período en el cual predomina un máximo relativo de la presión atmosférica. Para la descripción sinóptica de la atmósfera en superficie se emplean los mapas correspondientes a la hora 12.

El primer mapa (Fig. II.15.a) corresponde a una situación caracterizada por vientos predominantemente del S, con intensidades que pueden alcanzar los 25 nudos, asociados a un centro de alta presión ubicado al W de la costa bonaerense. Un día después (Fig. II.15.b) se observa al anticiclón posicionado más hacia el E y, además, una disminución de la intensidad del viento. Al día siguiente (Fig. II.15.c) puede verse que la alta se desplazó más hacia el E y, en consecuencia, en superficie puede apreciarse una notable rotación del viento (del S hacia el N) con intensidades de hasta 20 nudos. Luego de 24 horas (Fig. II.15.d) se observa la entrada de una zona frontal desde el SW la cual está ubicada en proximidades de Bahía Blanca. Dieciocho horas más tarde dicho frente llega hasta Villa Gesell, notándose dos centros de alta presión, uno por delante y otro por detrás del frente (este mapa no se incluye en la secuencia de la Figura II.15). A partir de dicho momento comienza la disolución de la línea frontal desde el NW hacia el SE. El siguiente mapa (Fig. II.15.e) muestra al frente mencionado alejándose hacia el E y la entrada de otra zona frontal desde el W. En superficie se

registran vientos no superiores a los 10 nudos con direcciones variables. Un día después (Fig. II.15.f) el frente original abandonó la zona de interés y el otro se encuentra ubicado en proximidades de Bahía Blanca, a partir de donde comienza un retroceso hacia el SW. En general, sobre la región costera se registran vientos del W/NW con intensidades de hasta 20 nudos. El mapa siguiente (Fig. II.15.g) muestra al frente posicionado al SE de la región de estudio, y a un anticiclón ubicado al N del mismo. Al cabo de un día (Fig. II.15.h) se observa que la alta se desplazó ligeramente hacia SW y, en superficie, los vientos registrados no superan los 10 nudos. Durante los cuatro días siguientes (Fig. II.15.i, j, k y l) la situación sinóptica de superficie no varía sustancialmente, observándose sólo la intensificación del anticiclón y el desplazamiento del mismo hacia el E.

Concluyendo, esta situación, correspondiente a la prácticamente nula actividad de OLP, está asociada a una situación sinóptica caracterizada por valores relativamente altos de presión atmosférica, consecuencia, como se pudo apreciar, de la presencia de sistemas anticiclónicos sobre la región de interés.

## CAPITULO III

## PROCESAMIENTO DE LOS DATOS OCEANOGRAFICOS

## III.1 Estimación del espectro de ondas de largo período

Los espectros de energía se obtuvieron con la técnica FFT (Fast Fourier Transform). Es importante señalar que la misma es un algoritmo que reordena los datos reduciendo el número de operaciones y, por lo tanto, los resultados tienen un error de redondeo menor (Bâth, 1974). Previamente a la estimación de los mismos, se realizó el filtrado numérico (para aislar espectralmente al fenómeno de interés) y se aplicó la ventana (en el dominio temporal) con el fin de suavizar el espectro, disminuyendo la varianza de los estimadores espectrales. Dado que los espectros son afectados por la ventana y el filtro, éstos se restituyeron mediante una operación conocida como recoloro. Con respecto al efecto del suavizado, se obtuvo un valor característico y constante de la ventana dado por:

$$W = \sum_{n=-M}^M \frac{w_p^2(n)}{2M} \quad (\text{III.1})$$

Entonces para cada valor de energía espectral  $E(f)$  se calculó uno recolorado  $E_v(f)$ , de la siguiente manera:

$$E_v(f) = \frac{E(f)}{W} \quad (\text{III.2})$$

Por otro lado, la función transferencia  $H(f)$  fue utilizada para eliminar el efecto del filtrado numérico. Como la convolución entre los datos y el filtro en el dominio temporal equivale a multiplicar al espectro con el filtro en el de la frecuencia, cada valor de energía  $E_v(f)$  fue restituido, obteniéndose la energía espectral recolorada por la ventana y el filtro  $E_{vF}(f)$ , de la siguiente manera:

$$E_{vF}(f) = \frac{E_v(f)}{H(f)^2} \quad (\text{III.3})$$

Con estas operaciones se reconstruyó la energía espectral eliminándose los efectos del filtro y de la ventana. Finalmente, la energía total  $E_T$  (la cual fue utilizada para seleccionar los lapsos activos y la calma) se obtuvo de la siguiente manera:

$$E_T = \sum E_{VF}(f) \quad (\text{III.4})$$

en donde la sumatoria se realiza en la banda de frecuencia ubicada entre  $8.8261 \cdot 10^{-3}$  y  $0.1010$  ciclos por minuto (cpm).

Con el objeto de evaluar el comportamiento del filtro, se generaron señales monocromáticas de distintas amplitudes y períodos, superpuestas a un nivel medio, comprobándose que, si el período de la onda está fuera del intervalo comprendido entre los períodos de corte de banda extrema del filtro (9.6 y 176.2 minutos), la energía correspondiente es nula (con el factor de atenuación de 100 decibeles); si está comprendido entre los períodos de corte del pasabanda (9.9 y 113.3 minutos), la energía espectral es reconstruida con un error menor que un centésimo de  $\text{cm}^2$ ; y si está comprendido entre el período de corte de banda extrema y el del pasabanda, la energía no es reconstruida satisfactoriamente, obteniéndose un valor ligeramente mayor al esperado.

Por otra parte, mediante distintos ensayos realizados con señales puras, se observa que si las frecuencias de las mismas coinciden con alguna, múltiplo de la fundamental, se presenta un derrame de energía simétrico a ambos lados del pico espectral ubicado en dicha frecuencia; en cambio, cuando no existe tal coincidencia, el máximo espectral aparece ubicado en la frecuencia, múltiplo de la fundamental, más cercana a la de la señal generada, notándose, en este caso, que el derrame de energía es asimétrico.

Se realizaron algunos ensayos para determinar la longitud temporal de la serie de datos tal que, en ese lapso, la señal pueda considerarse estacionaria. Al tomarse un lapso activo, el espectro correspondiente obtenido a partir de 2048 datos (5 días, 16.5 horas) presentaba los picos espectrales debilitados con respecto al de 1024 datos (2 días, 20.2 horas) y lo mismo ocurría entre este último y el correspondiente a 512 datos (1 día, 10.1 horas). Esto indica que, a medida que la longitud de la serie procesada aumenta, los espectros

correspondientes son menos energéticos, manifestando la transitoriedad del fenómeno en estudio. Sin embargo, la comparación entre el espectro resultante de 512 datos con los correspondientes de dos subseries de 256 datos, mostraba que la información resultante de estos últimos es más pobre que la obtenida del espectro inicial, no apareciendo algunos picos espectrales que sí lo hacían cuando se utilizaban 512 datos.

Consecuentemente, se decidió por procesar 512 datos, teniendo así una resolución espectral de 0.0004882 cpm (1/2048 minutos), con una frecuencia de Nyquist de 0.125 cpm (1/8 minutos).

En análisis espectral siempre se plantea un compromiso entre la resolución y la varianza del estimador (cuantificada esta última a través del intervalo de confianza del mismo), esto es, a mayor resolución espectral, mayor varianza del estimador. Dado que en este trabajo se pretende estudiar la generación de ondas de largo período, se prefirió estimar las frecuencias en donde aparecen las contribuciones espectrales más que el valor energético de las mismas. En consecuencia, se optó trabajar con la mayor resolución posible (es decir, la indicada en el párrafo anterior) lo cual implica trabajar con un intervalo de confianza grande. No obstante, sumando la energía contenida en cada banda de frecuencia consecutiva de ancho constante  $df$ , es posible disminuir la varianza del estimador a cambio de la pérdida de resolución. A modo de ejemplo, para el espectro indicado en la Figura III.1, el valor de  $df$  surgió después de algunos ensayos, considerando bandas de distintos anchos, las cuales contenían 7, 9, 11 y 13 estimadores espectrales respectivamente, resultando óptima la de 11 valores ( $df = 5.3711 \cdot 10^{-3}$  cpm). De esta manera se logró el suavizado esperado, sin la pérdida del aspecto original del espectro. Sin embargo, con este suavizado, una banda centrada en 0.01666 cpm (equivalente a un período de 60 minutos) se extiende, en el dominio de la frecuencia, desde 0.01398 cpm (71.5 minutos) hasta 0.01935 cpm (51.7 minutos), resultando así, para dicha frecuencia, un ancho de banda de 19.8 minutos. En consecuencia, como fuera explicado precedentemente, con el suavizado se gana mayor confiabilidad en los valores de energía de los estimadores espectrales en desmedro de la resolución.

Como se muestra en Jenkins y Watts (1969)  $\mu E_{VF}(f) / E_t(f)$  (en donde  $E_t(f)$  es el espectro teórico) tiene una distribución del

tipo  $\chi^2_\mu$ , en donde  $\mu$  son los grados de libertad para la misma. En consecuencia, el intervalo dado por:

$$\frac{\mu E_{VF}(f)}{\chi^2_\mu(1 - \frac{\alpha}{2})}, \quad \frac{\mu E_{VF}(f)}{\chi^2_\mu(\frac{\alpha}{2})} \quad (\text{III.5})$$

tiene una confiabilidad de  $100(1-\alpha)\%$  para  $E_{VF}(f)$ . Los grados de libertad para la misma están dados por:

$$\mu = (3.71) B_e (2M) \Delta t \quad (\text{III.6})$$

en donde 3.71 son los grados de libertad para la ventana de Parzen y  $B_e$  es la resolución espectral adoptada. A modo de ejemplo, suavizando con 11 estimadores, con un intervalo de confianza del 95% ( $\alpha = 0.05$ ), se obtiene (fig. 3.10, pág. 82, Jenkins y Watts, 1969):

$$\frac{\mu}{\chi^2_\mu(\frac{\alpha}{2})} \approx 1.67 \quad (\text{III.7})$$

$$\frac{\mu}{\chi^2_\mu(1 - \frac{\alpha}{2})} \approx 0.65 \quad (\text{III.8})$$

El ancho de banda para los estimadores espectrales (Jenkins y Watts, 1969) está dado por:

$$b = \frac{B_e (2M\Delta t)}{I} \quad (\text{III.9})$$

en donde:

$$I = \int_{-\infty}^{+\infty} W_P^2(f) df \quad (\text{III.10})$$

Para la ventana de Parzen, resulta:

$$I = (0.539) 2M\Delta t \quad (\text{III.11})$$

tal que, tomando 11 estimadores por banda, con  $\Delta t = 4$  minutos y  $M = 256$ , resulta un valor de  $b = 9.965 \cdot 10^{-3}$  cpm.

En la Figura III.1 se muestran los intervalos de confianza para cada uno de los espectros observándose que a mayor ancho de banda espectral le corresponde un intervalo de confianza menor, para el pico máximo de energía.

Como en el presente estudio se analiza la generación de OLP el parámetro espectral más importante a cuantificar es la energía total, ya que la misma permite caracterizar los lapsos activos y los de calma, en consecuencia, desde este punto de vista es indistinto considerar espectros suavizados o sin suavizar; sin embargo, considerando lo dicho precedentemente acerca de la competencia entre la resolución espectral y la confianza del estimador, en este trabajo se optó por realizar las distintas comparaciones y análisis sobre los espectros sin suavizar.

Por otro lado, el error asociado a las mediciones de altura del nivel del agua puede estimarse en  $\pm 1$  cm (D'Onofrio y col., 1982) y, para este caso particular, el error asociado a la digitalización de los registros analógicos es bastante inferior a  $\pm 1$  cm. Consecuentemente, puede adoptarse que el error total es de aproximadamente  $\pm 2$  cm, el cual posee una distribución estadística uniforme, con una varianza del orden de  $1 \text{ cm}^2$ . Puede demostrarse (Vara y col., 1982) que el efecto del error sobre el espectro es el de adicionar un fondo uniformemente distribuido sobre todas las frecuencias de trabajo, cuya energía se calcula dividiendo la varianza estimada por la cantidad de estimadores espectrales involucrados, resultando un valor para la misma de aproximadamente  $0.01 \text{ cm}^2$ . Debe notarse que la varianza asociada al error es del orden de la energía total correspondiente a los períodos de calma (Fig. III.2).

### III.2 Estimación de la función coherencia y diferencia de fase entre pares de estaciones

Las funciones coherencia y diferencia de fase espectral se obtuvieron mediante el cálculo previo de la correlación cruzada entre pares de estaciones y la posterior estimación del coespectro y del espectro de cuadratura (Jenkins y Watts, 1969). Por razones de consistencia, la función correlación cruzada se

obtuvo a partir de 512 datos y 128 corrimientos ("lags") lográndose una resolución, para las funciones fase y coherencia, igual a la de los espectros.

Como se muestra en Bendat y Piersol (1971), para evaluar estadísticamente el intervalo de confianza para la coherencia se utiliza la siguiente transformación de variables, dada por:

$$S(f) = \tanh^{-1} \phi'_{12}(f) \quad (\text{III.12})$$

en donde  $\phi'_{12}$  es la función coherencia estimada, obtenida entre datos filtrados y suavizados correspondientes a un par de estaciones genéricas 1 y 2, y  $S(f)$  tiene distribución aproximadamente normal con valor medio  $\lambda_s(f)$  y varianza  $\sigma_s$  dados por:

$$\lambda_s(f) = (\mu - 2)^{-1} + \tanh^{-1} \phi_{12}(f) \quad (\text{III.13})$$

$$\sigma_s^2 = (\mu - 2)^{-1} \quad (\text{III.14})$$

$$\mu = 3.71 \frac{2M}{N_{LAGS}} \quad (\text{III.15})$$

en donde  $N_{LAGS}$  es la cantidad de corrimientos adoptado y  $\phi_{12}$  es la función coherencia correspondiente a la población, la cual es imposible de determinar debido a que se trabaja con muestras finitas.

Dado que  $S(f)$  tiene distribución normal, resulta:

$$\text{Prob} \left[ z_{1-\frac{\alpha}{2}} < \frac{S(f) - \lambda_s(f)}{\sigma_s} \leq z_{\frac{\alpha}{2}} \right] = 1 - \alpha \quad (\text{III.16})$$

en donde  $z_\alpha$  es el valor de abscisa tal que, integrando la función gaussiana entre éste y  $+\infty$  se obtiene el  $100\alpha\%$  de la superficie total comprendida entre la curva mencionada y el eje de abscisas. Reemplazando la ec. III.13 en la ec. III.16, y reordenando convenientemente, se obtiene:

$$\tanh[S(f) - (\mu - 2)^{-1} - \sigma_s z_{\alpha/2}] < \phi_{12}(f) \leq$$

$$\tanh[S(f) - (\mu - 2)^{-1} + \sigma_S z_{\alpha/2}] \quad (\text{III.17})$$

la cual da el intervalo de  $100(1-\alpha)\%$  de confianza en función de la coherencia estimada  $\phi'_{12}(f)$ .

A modo de ejemplo, se calcula el intervalo de 95% ( $\alpha = 0.05$ ) de confianza para  $\phi'_{12}(f) = 0.6$ . Considerando  $\alpha/2 = 0.025$ , se obtiene (tabla A.2, Bendat y Piersol, 1971)  $z_{\alpha/2} = 1.96$ , tal que, reemplazando en la ec. III.17 resulta:

$$\tanh[S(f) - 0.576] < \phi_{12}(f) \leq \tanh[S(f) + 0.441] \quad (\text{III.18})$$

tal que, considerando  $\phi'_{12}(f) = 0.6$ , se obtiene

$$0.116 < \phi_{12}(f) \leq 0.778 \quad (\text{III.19})$$

Por otro lado, se puede calcular cierto valor  $\beta$  de coherencia tal que, definiendo un nivel de probabilidad, puede asegurarse que los valores mayores al mismo son significativamente distintos de cero. La expresión para calcular dicho umbral (Panofsky y Brier, 1958) fue verificada por Thompson (1979):

$$\beta = \sqrt{1 - p^{1/(\mu-1)}} \quad (\text{III.20})$$

en donde  $p$  es el nivel de probabilidad adoptado. Para  $p = 0.05$  (95%) y los grados de libertad calculados precedentemente, resulta  $\beta = 0.44$ .

Finalmente, se calculó la coherencia entre señales puras sinusoidales con períodos  $T'$  ( $T' = 15, 30, 45, 60, 75, 90$  y  $105$  minutos) con otras de período  $T''$ , el cual difiere ligeramente de  $T'$ . Por ejemplo, para  $T' = 60$  minutos, se consideraron  $T'' = 58.25, 58.50, 58.75, 59.00, 59.25, 59.50, 59.75, 60.00, 60.25, 60.50, 60.75, 61.00, 61.25, 61.50$  y  $61.75$  minutos. En la Figura III.3 se presentan los resultados obtenidos correspondientes a los distintos pares de ondas generadas. En la misma se observa que, para períodos pequeños (15 y 30 minutos) la coherencia se reduce rápidamente a medida que  $|T' - T''|$  aumenta. Contrariamente, para períodos mayores, la reducción de la coherencia se manifiesta más paulatinamente con el incremento de  $|T' - T''|$ .

## CAPITULO IV

DESCRIPCION DE LAS ONDAS DE LARGO PERIODO  
EN LA COSTA BONAERENSE

## IV.1 Espectro de ondas de largo período

Para dar una imagen global de la variabilidad espectral, y siguiendo la metodología empleada por Okihiro y col. (1993), se presentan las distribuciones energéticas en el plano frecuencia-tiempo (Fig. IV.1), graficándose la frecuencia en abscisas y el número de espectro (en donde la fecha y hora correspondiente a cada uno se indica en la tabla II.II) en ordenadas; las isolíneas indicadas son las de  $0.3 \text{ cm}^2$  y encierran zonas de mayor concentración. Para la construcción de dicha figura se estimaron todos los espectros (254) para el año 1982, para cada una de las estaciones mareográficas. Por lo tanto, cuando se recorre la figura desde abajo hacia arriba se observa la evolución temporal de las distintas contribuciones energéticas en la banda de frecuencias de trabajo. De dicha figura resulta que los lapsos activos (Tabla II.I) corresponden a espectros con contribuciones energéticas ubicadas en una ancha banda de frecuencia, a diferencia de los períodos menos energéticos. Por otra parte, si se comparan los gráficos correspondientes a Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata entre sí, se observa que en el correspondiente a Pinamar (Fig. IV.1.b) la banda de frecuencia excitada es más ancha que la de las otras dos estaciones, abarcando todo el rango estudiado.

En las figuras IV.2 a IV.8 se presentan los espectros correspondientes a los lapsos más intensos detectados en el año para las tres estaciones mencionadas. En el eje de abscisas secundario se indica el período asociado a los picos espectrales. Es de destacar la variabilidad en la intensidad y en las posiciones de los picos espectrales que se observan al comparar espectros simultáneos correspondientes a las distintas estaciones.

## IV.1.1. Descripción espectral de los lapsos activos

En la Figura IV.2 se observan los espectros correspondientes

a la situación más energética. En la misma se aprecia que, para Mar de Ajó y Pinamar, los picos espectrales más intensos tienen períodos asociados mayores que 50 minutos, en cambio, para Mar del Plata, se ubican en frecuencias más altas, entre 35 y 50 minutos. Respecto de la energía total, Mar de Ajó y Pinamar presentan valores similares ( $69.99$  y  $77.30$   $\text{cm}^2$ , respectivamente) y Mar del Plata un valor ligeramente menor ( $54.32$   $\text{cm}^2$ ).

Respecto a la posicionada en segundo lugar (Fig. IV.3) la estación en donde se registra el nivel energético más alto es Pinamar ( $41.3$   $\text{cm}^2$ ), siguiéndole Mar de Ajó ( $36.57$   $\text{cm}^2$ ) y Mar del Plata ( $17.91$   $\text{cm}^2$ ). En Mar de Ajó y Mar del Plata la energía espectral se concentra en bajas frecuencias (alrededor de 82 y 73 minutos, respectivamente) y, en Pinamar, en 53 minutos.

El tercer lapso activo (con energía regional ligeramente inferior que el segundo lapso, Tabla II.I) presentan para Mar de Ajó y Pinamar dos agudos e intensos picos espectrales en 85 y 82 minutos; respectivamente (Fig. IV.4). En cambio, en Mar del Plata, el pico ubicado en 85 minutos aparece reducido casi cinco veces y la energía total es la mitad respecto de los dos anteriores (Tabla II.I).

En la Figura IV.5 se observan los espectros correspondientes a la cuarta situación más energética. La energía total en los tres sitios es similar:  $32.98$   $\text{cm}^2$  en Mar de Ajó,  $29.56$   $\text{cm}^2$  en Pinamar y  $21.82$   $\text{cm}^2$  en Mar del Plata. Por otro lado, la estructura espectral también es similar en las tres estaciones, con los máximos espectrales más intensos ubicados entre 70 y 80 minutos.

Para el quinto lapso más energético (Fig. IV.6) se observa que la energía en Pinamar ( $45.54$   $\text{cm}^2$ ) es notablemente superior que en Mar de Ajó ( $15.40$   $\text{cm}^2$ ) y en Mar del Plata ( $5.24$   $\text{cm}^2$ ). En altas frecuencias, períodos inferiores a media hora, se observan para Pinamar contribuciones energéticas comparables a los picos ubicados en bajas frecuencias.

Con respecto a la sexta situación (Fig. IV.7) el lugar en donde se detecta la mayor actividad es Mar del Plata ( $32.75$   $\text{cm}^2$ ) siguiéndole Pinamar ( $16.19$   $\text{cm}^2$ ) y Mar de Ajó ( $15.16$   $\text{cm}^2$ ). En Mar de Ajó y en Mar del Plata los máximos picos espectrales se observan en 76 y 60 minutos, respectivamente. En Pinamar se aprecia un débil pico espectral ubicado en 55 minutos.

La última situación más energética analizada (Fig. IV.8) muestra espectros similares entre sí para las estaciones Mar de Ajó y Pinamar, con contribuciones espectrales en muy bajas

frecuencias (períodos superiores a 100 minutos) con energía total similar  $25.28 \text{ cm}^2$  y  $29.68 \text{ cm}^2$ , respectivamente. En cambio, para Mar del Plata, el espectro se nota menos energético ( $8.82 \text{ cm}^2$ ) presentando débiles picos en 102 y entre 50 y 60 minutos.

En términos generales, puede observarse que la estación en donde se registra la actividad más intensa es Pinamar, y la más débil, Mar del Plata (Tabla II.I). Por otro lado, los espectros correspondientes a Mar de Ajó y Pinamar se muestran similares entre sí, con los picos espectrales más intensos con períodos asociados superiores a 50 minutos, y con una disminución de la energía hacia frecuencias más altas. En cambio, los espectros correspondientes a Mar del Plata tienen picos espectrales menos intensos, ubicándose también en bajas frecuencias (similar a Mar de Ajó y Pinamar), notándose, además, otros picos con intensidades comparables en frecuencias más altas, con períodos asociados de aproximadamente media hora (Fig. IV.2.c, IV.3.c, IV.4.c, IV.6.c y IV.7.c).

Un rasgo notable, es la variabilidad en la energía total y en la estructura espectral que se aprecia en cada sitio y en cada situación. Probablemente, dicha variabilidad esté asociada a la intensidad, permanencia y dirección del forzante atmosférico que actuó en cada una de ellas.

Debe notarse que en las situaciones correspondientes a las calmas (Fig. III.2) los espectros sólo presentan pequeñas contribuciones energéticas en bajas frecuencias, con valores nulos en el resto de la banda de frecuencias en estudio. Esto, en cierta manera, se opone a la teoría que expresa que en los lapsos de fuerte actividad se multiplica el nivel espectral de los períodos de calma por un factor constante (Vara y col., 1982).

#### IV.1.2. Evolución espectral para un período de actividad

En las Figuras IV.9 a IV.11 se muestra la evolución espectral para un lapso activo, de OLP, para Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Para este análisis se presentan seis espectros consecutivos los cuales abarcan un período de aproximadamente una semana (desde el 21/03/82 hasta el 28/03/82). El motivo por el cual se escogió dicha situación es que, previa y posteriormente al lapso de intensa actividad la energía total en cada una de las estaciones presentaba valores cercanos a cero, correspondiendo

a períodos de calma.

En la Figura IV.9.a se aprecia una insinuación energética en muy baja frecuencia. Luego, la energía espectral abarca una porción más ancha del espectro, alcanzando períodos tan bajos como 34 minutos (Fig. IV.9.b). La situación de máxima actividad se observa en la Figura IV.9.c, en la cual las contribuciones energéticas se distribuyen entre 20 y 114 minutos. Más tarde, la energía espectral total disminuye paulatinamente (Fig. IV.9.d) llegando a tomar valores casi nulos (Fig. IV.9.e y IV.9.f).

En la Figura IV.10 se presenta la evolución espectral correspondiente a Pinamar. El primer espectro (Fig. IV.10.a) corresponde a una situación previa al comienzo del período activo, con un valor de energía total nulo. Luego, la energía comienza a manifestarse en la banda ubicada entre 33 y 89 minutos, alcanzando un valor de  $7.1 \text{ cm}^2$  (Fig. IV.10.b). Más tarde, el espectro alcanza su máximo desarrollo, observándose contribuciones entre 13 y 108 minutos, con un máximo de energía total de  $44.3 \text{ cm}^2$ . A partir de este momento, los picos de energía comienzan a atenuarse, principalmente en altas frecuencias (Fig. IV.10.d), de los cuales algunos de ellos se debilitan hasta anularse completamente (Fig. IV.10.e y IV.10.f).

Por último, en la Figura IV.11 se presenta la evolución espectral correspondiente al mismo lapso activo, para la localidad de Mar del Plata. Al igual que en las otras dos estaciones, previo al período de manifestación de OLP, la energía total es prácticamente nula (Fig. IV.11.a). La Figura IV.11.b muestra la situación en la cual la energía asociada a las OLP comienza a manifestarse, notándose contribuciones espectrales entre 85 y 108 minutos. Más tarde (Fig. IV.11.c) la energía se incrementa en períodos comprendidos entre 50 y 98 minutos, y para 30 y 17 minutos aproximadamente, alcanzando un valor máximo de  $29.5 \text{ cm}^2$ . Luego de alcanzar dicho máximo, se observa una disminución de la misma ( $4.6 \text{ cm}^2$ ) ubicándose en la banda entre 34 y 102 minutos (Fig. IV.11.d). Posteriormente, la energía sigue disminuyendo progresivamente alcanzando valores que no superan los  $0.1 \text{ cm}^2$  (Fig. IV.11.e y IV.11.f).

Un rasgo común para las localidades de Mar de Ajó y Pinamar es que, cuando comienza a manifestarse el fenómeno, la energía espectral lo hace en frecuencias medias y bajas (períodos superiores a la media hora, Fig. IV.9.b y IV.10.b), en cambio, en Mar del Plata, la energía aparece en frecuencias bajas (períodos mayores que una hora, Fig. IV.11.b). Cuando se alcanza

el mayor desarrollo espectral los tres sitios presentan contribuciones energéticas en todo el rango de frecuencias de estudio (Fig. IV.9.c, IV.10.c y IV.11.c). Más tarde, cuando la actividad comienza a debilitarse, en primer lugar se atenúan las perturbaciones de alta frecuencia (períodos inferiores a la media hora, Fig. IV.9.d, IV.10.d y IV.11.d) y, finalmente, desaparece la energía en todo el rango de frecuencias. En consecuencia, una característica común que se observa en la costa bonaerense es que las débiles perturbaciones de alta frecuencia sólo se manifiestan en el momento de mayor actividad del fenómeno y, en cambio, las ondas de mayor período están presentes antes, durante y después de dicho momento.

Es importante señalar la gran similitud que resulta al comparar la evolución espectral, respecto de la energía total, para las tres localidades estudiadas. Una característica común que surge es que en todos los sitios la energía total se incrementa desde valores casi nulos hasta máximos, y luego éstos decrecen paulatinamente hasta valores prácticamente nulos. Por otro lado, como ya se viera en las Figuras II.6 y IV.1, a través de este análisis queda nuevamente manifestada la transitoriedad y regionalidad del fenómeno.

#### **IV.2. Función coherencia y diferencia de fase entre pares de estaciones**

Para realizar una comparación objetiva, en lo que respecta a la distribución de la energía espectral en la banda de frecuencias de interés entre pares de señales correspondientes a distintas estaciones mareológicas, se utilizan las funciones coherencia y diferencia de fase.

En las figuras IV.12.a a IV.18.a se presentan dichas funciones obtenidas entre las señales correspondientes a Mar de Ajó y Pinamar, para cada una de las siete situaciones caracterizadas por intensa actividad de OLP. Un rasgo común que surge de la comparación de tales figuras es que los picos de coherencia (mayores que 0.6) se ubican en la banda de períodos comprendida entre 10 y 100 minutos, no apareciendo picos con períodos asociados superiores a 100 minutos. Por otro lado, se detectan intensos picos (superiores a 0.8) en 11 minutos (primer lapso, Fig. IV.12.a) en 71 minutos (segundo lapso activo, Fig. IV.13.a) y en 14 minutos (quinto lapso activo, Fig. IV.16.a).

Las funciones coherencia y diferencia de fase, para dichos lapsos de actividad, entre Pinamar y Mar del Plata se muestran en las figuras IV.12.b a IV.18.b. A diferencia de las funciones estimadas entre Mar de Ajó y Pinamar, en este caso aparece un pico de coherencia de casi 0.8 en 108 minutos (primer lapso activo, Fig. IV.12.b), indicando en este caso que, en bajas frecuencias, las OLP de Pinamar presentan mayor similitud con las de Mar del Plata que con las de Mar de Ajó. Los máximos de coherencia más intensos (superiores a 0.8) se ubican en 27 minutos (segundo lapso activo, Fig. IV.13.b), 30 minutos (tercera situación de actividad, Fig. IV.14.b), 36 minutos (cuarto período seleccionado, Fig. IV.15.b), 11 minutos (sexto lapso activo, Fig. IV.17.b) y 20 minutos (séptima situación de actividad).

En las Figuras IV.12.c a IV.18.c se presentan dichas funciones para los lapsos de actividad seleccionados, estimadas para las estaciones Mar de Ajó y Mar del Plata. Aquí también se observa un pico de coherencia en bajas frecuencias, 108 minutos, en el cuarto lapso activo (Fig. IV.15.c). En la primera situación de actividad (Fig. IV.12.c) se observan tres intensos picos (superiores a 0.7) en 16, 21 y 31 minutos, en la cuarta (Fig. IV.15.c), dos picos en 12 y en 24 minutos, y en la quinta (Fig. IV.16.c), un intenso pico en 79 minutos.

Del análisis global de todas las situaciones estudiadas se concluye que, en términos generales, pueden encontrarse picos de coherencia distribuidos en toda la banda de frecuencias analizada. Si la información que brinda la Figura III.3 se aplica a las distintas funciones coherencia estimadas, puede concluirse que los corrimientos en períodos de las diferentes ondas que se manifiestan en los tres sitios costeros estudiados no superan los  $\pm 4$  minutos.

Por otro lado, de la comparación entre las funciones coherencia y los espectros estimados surge que los picos de la porción más energética del espectro (períodos comprendidos entre 30 y 90 minutos) están, en general, presentes simultáneamente en las tres estaciones. Los picos espectrales presentes en una estación y no en otras pueden ser resultado de la topografía propia de cada sitio particular.

Con respecto a las funciones diferencias de fase estimadas, la gran variabilidad observada indica que la longitud de onda de la perturbación es mucho menor que la distancia entre los pares de estaciones y, en consecuencia, las OLP medidas en un sitio están desfasadas respecto de otro. Esto podría indicar que estas

ondas se propagan en la plataforma como ondas de borde con longitudes menores que la distancia entre las estaciones.

Los altos valores de coherencia estimados entre las estaciones Mar de Ajó y Mar del Plata, separadas entre sí aproximadamente 170 kilómetros, muestran claramente la naturaleza regional del fenómeno. Sin embargo, debe notarse que en el primer estudio espectral relativo a las OLP en la costa bonaerense (Inman y col., 1962), basado en registros mareológicos obtenidos en las estaciones Mar del Plata (puerto y mar libre) y Quequén, separadas 124 kilómetros, las funciones coherencia estimadas indican que el fenómeno ondulatorio en las dos localidades no están relacionados entre sí, al menos, mediante algún mecanismo simple. La causa de esto es que en Quequén las mediciones se efectuaron en el interior del puerto y, consecuentemente, éste actúa como filtro para las perturbaciones más largas; además, dado que el puerto constituye un recinto semicerrado, tiene asociado modos normales o naturales de resonancia, cuyos períodos responden a la geometría y dimensiones del mismo. Por estas razones, no se presenta un análisis de las OLP en Quequén.

#### IV.3 Análisis estadístico

Por otro lado, sobre las series de datos filtrados se calcularon las alturas entre el seno y la cresta (o viceversa) consecutivos, suponiendo para ello que el registro estaba compuesto por ondas individuales, siguiendo un procedimiento similar al empleado por Wang y col. (1987). La altura máxima detectada en Mar de Ajó fue de 41.4 cm (24/11/82 20:48), en Pinamar de 53.1 cm (16/1/82 18:44) y en Mar del Plata de 47.0 cm (9/9/82 19:44). Además, para cada semionda detectada se estimó el correspondiente semiperíodo, siendo éste el intervalo de tiempo entre los dos extremos mencionados. Para este análisis sólo se consideraron alturas superiores a 5 centímetros y semiperíodos comprendidos entre 10 y 110 minutos. En la Figura IV.19 se muestran las distribuciones conjuntas de semiperíodos y alturas para las tres estaciones. De la comparación surge una gran similitud entre las correspondientes a Mar de Ajó y Mar del Plata, apareciendo la mayor concentración de datos en semiperíodos menores que 45 minutos y alturas inferiores a 20 centímetros, en cambio, para Pinamar, en semiperíodos menores que 75 minutos y alturas inferiores a 27.5 centímetros. En la Tabla VII.I, la cual será discutida en detalle en el capítulo VII, se

presentan a las alturas máximas y semiperíodos asociados correspondientes a cada uno de los lapsos activos de OLP.

Por otro lado, sobre cada una de las series de niveles del mar filtrados, correspondientes a dichos lapsos activos, se realizó un test de hipótesis gaussiana el cual resultó verdadero con un nivel de significación de 0.05. Los desvíos standard obtenidos se muestran en la Tabla VII.I y los valores medios son prácticamente nulos (inferiores a 1 cm).

#### IV.4. Discusión

Queda establecido que cuando el fenómeno es energéticamente intenso, se manifiesta en gran parte de la plataforma continental bonaerense (Fig. II.6). En estas situaciones el espectro de energía presenta mayor desarrollo en frecuencia (Fig. IV.1) y, en cambio, en períodos de calma, la energía no supera el nivel del ruido (Fig. III.2).

A través de la distribución de energía obtenida a lo largo del año y mediante el análisis de la función coherencia estimada entre pares de estaciones, se concluye que cuando las ondas se manifiestan intensamente lo hacen simultáneamente en las tres estaciones mencionadas, quedando así establecida la naturaleza regional del fenómeno. Esta simultaneidad fortifica la hipótesis de existencia de algún mecanismo generador con características globales que actúa sobre gran parte de la región.

Sin embargo, en base al análisis espectral realizado surge que el fenómeno presenta algunas características locales propias indicando que la topografía juega un papel relevante en este proceso.

Por otra parte, para obtener una visión más completa de este fenómeno ondulatorio es necesario introducir algunas consideraciones teóricas. Para ello, se supone una plataforma continental idealizada, la cual, se muestra en la figura IV.20, que consiste en una zona de ancho  $A$  y pendiente  $s'$ , ambas constantes, y un talud continental de ancho  $B$  y pendiente  $s$ , también constantes. Además se supone que tanto la costa como las isobatas son rectas y paralelas y que dicha configuración se prolonga infinitamente a lo largo de la costa. De dicha situación surge la figura IV.21 (Munk, 1962; Snodgrass y col., 1962) la cual, en el espacio frecuencia - componente del número de onda paralelo a la costa, muestra las distintas ondas que pueden encontrarse en dicha plataforma continental idealizada. El sector

comprendido entre la ordenada y la diagonal corresponde a las ondas de plataforma ("continuo" o "modos libres"). Los valores ubicados sobre la ordenada corresponde a la incidencia normal ( $k = 0$ ). Las intersecciones entre las líneas de máximo y la ordenada corresponden a las frecuencias de resonancia. Para incidencia oblicua, dichas frecuencias se incrementan ligeramente. Más a la derecha se encuentran las situaciones correspondientes a incidencia oblicua, para las cuales, en aguas profundas, las ondas se propagan paralelamente a la costa, estando las crestas orientadas normalmente respecto de la misma. Entre la incidencia oblicua y la normal se encuentra un caso crítico tal que, hacia la derecha del mismo (es decir, hacia el lado de incidencia oblicua) la amplitud de la onda en la costa es menor que en aguas profundas, mientras que hacia la izquierda (o sea, hacia el lado de la incidencia normal) las amplitudes de las ondas se amplifican hacia la costa. Esta parte del diagrama se denomina "continuo" porque para cada punto del mismo es posible hallar una solución a la ecuación de ondas, la cual corresponde a una combinación entre la frecuencia y el ángulo de incidencia. La otra parte del diagrama corresponde a la parte discreta del espectro: los "modos normales", o "autovalores", u "ondas de borde" o "modos atrapados". En esta región del diagrama sólo pueden darse combinaciones de  $f$  y  $k$  a lo largo de las diferentes curvas que se presentan, las cuales corresponden a los modos fundamentales o sus armónicas. El espectro discreto se caracteriza porque, en aguas profundas, la amplitud de la onda disminuye a medida que aumenta la distancia a la costa y, prácticamente se anula a una distancia de una longitud de onda del borde exterior del talud. Para la armónica  $j$ -ésima, existen  $j$  líneas nodales, es decir, sobre una sección transversal de la plataforma hay  $j$  puntos con valores de amplitud nulos.

La primera discusión acerca de las ondas de borde corresponde a Stokes (Lamb, 1932) quien obtuvo la solución para el modo fundamental. Posteriormente (Ursell, 1952) extendió la solución encontrada por Stokes a las distintas armónicas y, además, probó su existencia mediante diversas experiencias de laboratorio. Más tarde Reid (1958) demostró que el efecto de la fuerza de Coriolis es significativo cuando el período de la onda se aproxima a las 12 horas y, en este caso, la solución tiende a la de una onda de borde de Kelvin, la cual depende esencialmente de la rotación terrestre.

Es importante señalar que de la observación del espectro de

energía es imposible determinar qué parte corresponde al espectro continuo o discreto. Sin embargo, el espectro cruzado entre pares de estaciones ubicadas a lo largo de la costa podría, en principio, resolver el problema. Por ejemplo, para el caso de La Jolla y Oceanside, ubicadas sobre la costa sur de la península de California (separadas 38 kilómetros) se observa que los registros están en fase y son coherentes para las perturbaciones con períodos mayores que 17 minutos (Munk y col., 1959). Esto favorece la hipótesis de ondas de plataforma ya que, para el caso de las ondas de borde, es esperable encontrar alguna diferencia de fase. Por otra parte, otros autores (Munk y col., 1956; Greenspan, 1956) indican que el pasaje de una perturbación de la presión atmosférica sobre una región marítima costera originan ondas de borde forzadas.

Retomando la Figura IV.21 debe aclararse que si bien la región está altamente idealizada, sirve para ilustrar, en una primera aproximación, la forma en que se clasifican las ondas largas, es decir, en modos libres y atrapados. Para el caso de una plataforma continental real la irregularidad de la costa y de la batimetría provocaría la dispersión de energía, ocasionando intercambio entre los modos atrapados y los libres. En consecuencia, cuando se analizan los espectros de energía correspondientes a un sitio particular, la contribución relativa de la parte discreta o continua de los mismos, en general, no puede estimarse con exactitud.

Para el caso de la plataforma continental bonaerense, el hecho que la intensa actividad de OLP esté asociada al pasaje de frentes por la zona marítima de influencia (II.2), y que en tales casos las funciones diferencia de fase, obtenidas entre pares de estaciones, dan perturbaciones desfasadas (IV.2) indicaría que este fenómeno transitorio podría clasificarse como ondas de borde forzadas.

## CAPITULO V

## MECANISMOS GENERADORES DE ONDAS DE LARGO PERIODO

## V.1 Introducción

En términos generales, las ondas de largo período en plataformas continentales pueden ser generadas por forzantes de origen meteorológico (Cartwright y Young, 1974; Wilson, 1954), sísmico (Defant, 1961; Wilson, 1972; Wu, 1981) u oceánico (Giese y Chapman, 1993).

Respecto de los posibles mecanismos generadores de OLP de origen meteorológico, éstos están siempre asociados a perturbaciones en el campo de viento o en el de la presión atmosférica, o a alguna combinación de ambas. Por ejemplo, los cambios repentinos de la presión asociada al pasaje de una perturbación atmosférica (por ejemplo, una línea de inestabilidad), es un posible mecanismo generador de OLP. Por otro lado, la presencia de pequeñas fluctuaciones de la presión, detectables con microbarógrafos, como ser ondas de gravedad de escasa amplitud y con períodos similares a los modos naturales de las ondas de borde de plataforma, es otro mecanismo generador de OLP. También, los cambios repentinos de la intensidad y dirección del viento asociados al pasaje de un frente, pueden ser un mecanismo tan eficaz en la generación de OLP como el producido por una perturbación móvil de la presión.

Con referencia a los posibles mecanismos de origen sísmico, éstos están vinculados a perturbaciones localizadas en el fondo oceánico. Por ejemplo, los grandes tsunamis son atribuidos a la ocurrencia de repentinos movimientos tectónicos del fondo oceánico (generalmente cercanos a las costas del océano Pacífico) producidos sobre una vasta zona (de cientos a miles de kilómetros cuadrados) asociados a violentos terremotos submarinos, los cuales causan un desplazamiento vertical del fondo del mar de decenas de metros. Otros mecanismos, también de origen sísmico, están ligados a procesos volcánicos o de subsidencia submarina.

Por otro lado, Giese y col. (1982), Chapman (1984) y Chapman y Giese (1990) proponen un mecanismo de origen oceánico por el cual las OLP se generan por la incidencia de ondas internas provenientes del océano sobre la plataforma continental. Hasta ese momento se creía que la transferencia energética sólo podía

darse desde las ondas de superficie hacia las ondas internas, y no en el sentido opuesto. Sin embargo, dichos autores demuestran que, en principio, tal proceso puede darse en ambos sentidos. Utilizando un modelo teórico con batimetría idealizada (fig. V.1) demuestran que el choque de ondas internas, generadas en el océano, contra el talud continental pueden originar en la plataforma OLP de gran amplitud. Posteriormente, Giese y Hollander (1987) estudiaron las OLP registradas en Puerto Princesa, en la isla Palauán en las Filipinas, y demuestran que la actividad de OLP está desfasada en casi tres días con el ciclo de sicigia y cuadratura de la marea en el mar Sulú. Los autores hallaron que dicho desfase es coincidente con el tiempo que tardaría en formarse una onda solitaria interna generada por la marea y atravesar el mar de Sulú desde el SE. Más tarde, Giese y col. (1990) encontraron que las OLP registradas en Puerto Rico son excitadas por el arribo de ondas internas creadas por fuertes corrientes de marea, al sudeste del Mar Caribe, en proximidades de Trinidad, una semana antes que se detecten en Puerto Rico.

Respecto de la generación de OLP en la costa bonaerense, sólo se dispone de dos estudios. En el primero de ellos Balay (1955) propone que el origen de ellas se debe a causas puramente meteorológicas. Dicho autor analiza cuatro situaciones particulares y sintetiza las características comunes de dichos casos las cuales se resumen a continuación. Previamente a la detección de la actividad de OLP, se observa una masa de aire frío entrante por el sur de la Argentina que se extiende hacia el NE, desplazando el aire más caliente que cubre el territorio, la cual origina la formación de un extenso frente frío. El rasgo fundamental de dicho frente es que del lado caliente del mismo el viento tiene una componente del N, y del lado frío, del S. En consecuencia, antes del pasaje del frente, los vientos predominantes sobre la costa sur de la provincia de Buenos Aires (de los sectores N y NW) empujarán las aguas costeras hacia mar afuera, originando un desnivel en la superficie del agua sobre una vasta extensión del mar, el cual responde al equilibrio dinámico entre el esfuerzo del viento y la gravedad. Por otro lado, también el pasaje del frente frío tiene asociado un desnivel de las aguas, debido a la acción dinámica de la distribución de los gradientes béricos. Esta última perturbación producirá una oscilación que se superpondrá a la anterior, la cual ya habrá iniciado su regresión hacia la costa, por lo que la onda resultante aumentará considerablemente la amplitud de su

oscilación. Dicha onda, al alcanzar la costa, se reflejará elevando bruscamente el nivel del mar, el cual descenderá luego rápidamente para desarrollar su ciclo de oscilación hasta que, por la natural disipación de la energía debida a la acción de la fricción, provoque el paulatino decrecimiento de la amplitud y el lento aumento de su periodicidad hasta desaparecer.

Por otra parte, Dragani (1988) analiza la posibilidad de generación de ondas de largo período causada por la ocurrencia de terremotos submarinos. En dicho trabajo se utilizaron los datos de alturas del nivel del agua medidos en Pinamar, con un instrumento digital Interocean, y se estimaron los correspondientes espectros de energía. Por otro lado, de todos los sismos ocurridos durante el período de mediciones registrados en la estación La Plata, se seleccionaron aquellos terremotos submarinos tales que el camino oceánico existente entre el epicentro y Pinamar estuviese libre de archipiélagos o continentes. Se supuso que de existir alguna vinculación entre ambos fenómenos debería notarse algún incremento de la energía espectral total algunas horas después de la ocurrencia de algún terremoto submarino. De once lapsos activos determinados, sólo seis podrían estar probablemente vinculados a los terremotos submarinos ocurridos en los distintos océanos (cuatro en el Atlántico Sur, uno en el Atlántico Norte y uno en el Pacífico Sur). El hecho que se hayan detectado terremotos submarinos con características similares a los probablemente vinculados a la actividad de OLP sin que se registre actividad posterior de éstas últimas, y que se hayan registrado cinco lapsos de activos de OLP sin que previamente se registre algún terremoto submarino debilita la hipótesis de existencia de algún mecanismo generador de ondas de largo período de origen sísmico.

En la Carta batimétrica del Atlántico Sudoccidental (SHN, 1976) puede observarse que, tanto fuera como dentro de la plataforma continental bonaerense, la topografía del fondo y la geografía de la región no presentan indicios que permitan suponer la existencia de intensas corrientes de marea. Por otro lado, la escasa información de corrientes disponible es consistente con lo expresado anteriormente. Además, las secciones verticales de temperatura potencial del agua de mar (Fig. V.2), al E de la plataforma continental bonaerense, a través de la zona de confluencia Brazil-Malvinas, muestran que generalmente la termoclina permanente (que separa al Agua Subtropical de la Subantártica) está separada del talud continental por agua de la

corriente de Malvinas (Piola y Bianchi, 1992; Bianchi y col. 1993). En consecuencia, debido a las dos razones enunciadas precedentemente resulta que el mecanismo generador propuesto por Giese y Chapman (1993) es muy poco probable que ocurra en la región marítima que se estudia en el presente trabajo.

Por otro lado, en la Figura II.7 se observa que las situaciones caracterizadas por altos niveles energéticos correspondientes a las OLP medidas en Pinamar ocurren siempre en momentos en donde la presión atmosférica es mínima. Esto es consistente con la situación sinóptica de la atmósfera en superficie (Fig. II.8 a II.14) ya que dichos casos están asociados a pasajes de frentes por la zona marítima de influencia. Por otra parte, la situación sinóptica correspondiente al período de calma de OLP (Fig. II.15) no muestra el pasaje de frentes trasladándose a lo largo de la plataforma continental bonaerense. En consecuencia, estas premisas fortifican aún más la hipótesis de que el forzante de OLP en la plataforma continental bonaerense sea de origen meteorológico.

## V.2. Mecanismos generadores de origen meteorológico.

### V.2.1. Perturbaciones móviles de la presión atmosférica.

Uno de los primeros estudios de los efectos de la presión atmosférica sobre la superficie del agua corresponde a Proudman (1953). Mediante un planteo teórico simplificado dicho autor obtiene la respuesta de la superficie libre, en un canal ante un forzante idealizado, de una perturbación de la presión la cual se propaga con velocidad constante ( $U_f = \text{cte}$ ). En el caso particular en que  $U_f = 0$  (es decir, la perturbación está en reposo) se obtiene una solución que corresponde al equilibrio estático entre la superficie libre y la fuerza bórica. Para el caso en que  $U_f < (gh)^{1/2}$ , en donde  $g$  es la aceleración debida a la gravedad y  $h$  la profundidad del canal, la perturbación de la superficie del agua tiene el mismo signo que la correspondiente a la del equilibrio estático pero tiene mayor magnitud; cuando  $U_f = (gh)^{1/2}$ , el desnivel se torna aún más grande (resonancia). En cambio, para  $U_f > (gh)^{1/2}$  la perturbación del agua tiene signo opuesto al correspondiente al estado de equilibrio estático, y

a medida que el cociente  $U_F/(gh)^{1/2}$  aumenta, la respuesta en la superficie del océano es más pequeña. En el lago Michigan, a lo largo de la costa de Chicago, el 26 de junio de 1954, se registró un repentino aumento del nivel del agua cuando una línea de inestabilidad se trasladó de oeste a este, con una velocidad de propagación similar a  $(gh_M)^{1/2}$ , siendo  $h_M$  una profundidad representativa de dicho lago (Harris, 1955). La perturbación mencionada del nivel del agua fue explicada mediante la teoría de Proudman por varios autores.

Posteriormente, Greenspan (1956) presenta un desarrollo analítico con el cual estudia las ondas generadas por una perturbación de la presión atmosférica de forma circular que se propaga paralela a la línea de costa recta. Dicho autor concluye que las ondas oceánicas resultantes consisten en un número infinito de ondas de borde.

Más tarde, Buchwald y Szoeké (1973) estudian la respuesta de la superficie del agua de una plataforma continental idealizada (de profundidad y ancho constante, y con un borde que simula al talud, cuya profundidad es superior a la de la plataforma) ante una perturbación de la presión atmosférica plana que se propaga con velocidad constante a lo largo de una costa rectilínea. Considerando una perturbación de forma sinusoidal dichos autores demuestran que la resonancia se alcanza para velocidades de propagación comprendidas entre la velocidad de las ondas largas en la plataforma y en la región oceánica, con la condición que el número de onda de la perturbación corresponda al de alguno de los modos de las ondas de borde. Además, estudian analíticamente los efectos producidos por el pasaje de una perturbación de la presión atmosférica modelada con una función escalón. De la misma manera que para el caso del forzante sinusoidal indicado precedentemente, si la velocidad de la perturbación está comprendida entre la velocidad de las ondas largas en la plataforma y en la región oceánica, entonces se produce la excitación de los modos atrapados, las cuales pueden tener amplitudes bastante grandes comparadas con el cambio de la presión atmosférica. Este trabajo fue inspirado por un interesante registro de ondas largas en Bahía Jervis, aproximadamente a 180 kilómetros al sur de Sydney, Australia, registrado el 15 de mayo de 1968. En dicha situación se observó un frente trasladándose hacia el norte, a una velocidad aproximada de 45 km/h, tal que, luego del paso del mismo, se registraron intensos vientos provenientes del sur, con

velocidades medias de 35 nudos.' Debido a que las ondas largas perduraron aproximadamente un día después del pasaje del frente, los autores concluyen que la perturbación de la presión atmosférica no es el único mecanismo capaz de generar estas oscilaciones y, por otro lado, la perturbación b́arica podría ser, comparativamente, de menor importancia que los otros.

#### V.2.2. Ondas de gravedad en la atmósfera

Wilson (1954) observó en Table Bay, Ciudad del Cabo, Sudáfrica, que las ondas de largo período costeras son excitadas por ondas de gravedad en la atmósfera (OGA), cuando el viento es proveniente del mar abierto. Una característica notable es que, en las distintas ocasiones en que se detectaron OGA éstas se mostraron similares, con períodos aproximados de 130, 82, 66, 36 y 15 minutos. Tales periodicidades en las fluctuaciones b́aricas también fueron detectadas en Puerto Elizabeth, localizado a 800 kilómetros al oeste de Ciudad del Cabo, por lo cual dicho autor sugiere que ambas provienen de un mismo sistema atmosférico. Wilson concluye que la fuerte actividad de OLP en Puerto Elizabeth y en Ciudad del Cabo podría deberse al hecho que algunos de los períodos naturales de oscilación de ambos lugares son próximos a los de las fluctuaciones de la presión atmosférica. En base a las distintas observaciones realizadas resulta que, una condición necesaria para la generación de OLP, es que las OGA provengan del mar abierto (en este caso, del NW). En cambio, cuando éstas provienen desde tierra (o sea, del SE), en general, no excitan ondas de largo período. Las OGA provenientes del NW parecen estar relacionadas a la interferencia entre dos depresiones frontales.

Por otro lado, Munk y col. (1956) señalan que el 6 de enero de 1954 se registró un aumento repentino del nivel del mar en Scripps, San Diego. Dicha situación estuvo asociada a una caída de la presión atmosférica de 2 hPa, con un incremento en la velocidad del viento de 3 a 14 nudos. Posteriormente al incremento del nivel del agua se registraron oscilaciones de la presión y el viento, con período aproximado de 8 minutos, las cuales fueron atribuidas a OGA sobre la capa de inversión.

Otro ejemplo de generación de ondas de largo período causada por OGA fue presentado por Donn y McGuinness (1960). Ellos detectaron ondas oceánicas, con períodos comprendidos entre 4 y

10 minutos y de gran amplitud, las cuales se manifestaban en la plataforma continental, frente a las costas de New Jersey. En esta oportunidad, las perturbaciones atmosféricas fueron producidas por ondas generadas por encima de la discontinuidad frontal. Estas ondas atmosféricas se propagan con una velocidad similar a la de las ondas libres en la plataforma. El origen de las OLP registradas en esta región son explicadas mediante un mecanismo de acople resonante entre las ondas atmosféricas y oceánicas, producido por la propagación de las perturbaciones meteorológicas.

Por otro lado, en las islas Baleares (en la parte occidental del Mar Mediterráneo) es frecuente observar oscilaciones del nivel del mar de gran amplitud. Estas perturbaciones tienen un período aproximado de 10 minutos y una amplitud característica de 1 metro. El análisis entre registros analógicos de microbarógrafos, simultáneos a la ocurrencia de dicho fenómeno, muestra la presencia de fluctuaciones de corto período (menores de 30 minutos). Las condiciones meteorológicas en la escala sinóptica, en las situaciones en que se manifestaba actividad oceánica, estaban asociadas a una débil circulación ciclónica en superficie y a una fuerte baroclinicidad, con aire caliente sobre el Mediterráneo y frío por encima de la península Ibérica. Más tarde, Tintoré y col. (1988) mediante un estudio teórico concluyen que, en el puerto de Ciutadella, las oscilaciones del agua son inducidas por el acople resonante entre OGA, ondas de borde atrapadas costeras y los modos normales de oscilación del puerto. Ellos notaron que la velocidad de las ondas en el agua (33 m/seg) son bastantes parecidas a la velocidad de las perturbaciones atmosféricas (40 m/seg). Luego, Monserrat y col. (1991,a) estimaron la función coherencia entre los niveles del agua y la presión atmosférica en Ciutadella, y confirmaron que las perturbaciones registradas con períodos aproximados de 10 minutos están asociadas a OGA de períodos similares. En cambio, las fluctuaciones de la presión con períodos superiores (aproximadamente 50 minutos y con amplitudes de hasta 3 hPa) están relacionadas con oscilaciones del agua de apenas unos pocos centímetros. Monserrat y col. (1991,b) analizan espectralmente estas últimas ondas de gravedad mencionadas, y de dicho estudio resulta que su actividad puede perdurar durante varias horas. Los autores describen algunas de las características de dichas ondas, pero, sin embargo, no logran esclarecer el origen de las mismas. Más tarde, con el objeto de obtener una descripción más completa

de las OGA, Monserrat y Thorpe (1992) estudian las series temporales de presión, obtenidas con un arreglo de microbarógrafos en las islas Baleares. Mediante dichos registros ellos obtuvieron la longitud de onda, velocidad de fase y dirección de propagación de las ondas de gravedad en dicha región. Además, los autores demostraron que dichas ondas no presentan variaciones significativas de la velocidad de fase en función de la frecuencia, por lo cual concluyen que se tratan de ondas no dispersivas. Posteriormente, Gomis y col. (1993) utilizando un modelo teórico (en el cual se considera aguas poco profundas y fondo plano) y comparando con toda la información disponible demuestran que el acople directo entre las OGA con los modos naturales de resonancia en Ciutadella es poco factible, sin embargo, es altamente probable que una onda oceánica de origen atmosférico, experimentalmente comprobada por Garcies y col. (1996), actúe como mecanismo generador de OLP en dicho lugar.

### V.2.3. Pasaje de frentes

Cartwright y Young (1974) estudiaron las OLP registradas en la plataforma continental al oeste de las islas Shetland, ubicadas al NE de Escocia. Ellos analizaron un registro mareológico continuo de 4 meses de duración, y encontraron que los lapsos activos estaban asociados a pasajes de frentes, con velocidades aproximadas de 50 km/h, la cual corresponde a la velocidad natural de una onda larga para una profundidad de 20 m. Dichos autores señalan que, aunque un gran área de la plataforma continental está caracterizada por profundidades superiores a la señalada, el pasaje del frente puede excitar las OLP en la región costera. Por otro lado indicaron que dicha perturbación atmosférica provee la principal fuente de energía para las OLP observadas. En V.2.1 queda manifestado que los estudios atinentes a la generación de OLP en aguas costeras están vastamente desarrollados para el caso de perturbaciones móviles de la presión atmosférica. Sin embargo, Cartwright y Young concluyen que un frente está más fuertemente asociado a una discontinuidad espacial en la intensidad y dirección del viento que a una de la presión atmosférica. Si bien ellos no profundizaron acerca del mecanismo de generación planteado, suponen que el efecto de dicha discontinuidad móvil en el campo de viento puede tener un efecto similar al de una perturbación

de la presión atmosférica propagándose sobre el área marítima de influencia.

En el mecanismo generador propuesto por Balay (V.1) se atribuye el origen de las OLP al efecto combinado de una onda generada por el efecto de vientos persistente del sector N (los cuales causarían un desnivel del agua en la región costera) con el de una onda bórica asociada al pasaje del frente frío. Sin embargo, los efectos del viento sobre la plataforma continental de Louisiana-Texas fueron analizados por Chuang y Wiseman (1983) los cuales concluyen que los vientos transversales a la costa se correlacionan bien con ondas en la superficie del agua con períodos de 3-4 días. Por otro lado, Vara (1974) en un estudio de ondas en la plataforma continental argentina con períodos superiores a los de la marea astronómica concluye que dichas perturbaciones pueden estar probablemente asociadas al pasaje de sistemas atmosféricos. En consecuencia, si bien el pasaje de frentes está vinculado de alguna manera a la generación de OLP (en los siete casos estudiados aparecen por la zona marítima de influencia) la hipótesis propuesta por Balay, en principio, no explicaría la existencia de OLP, cuyos períodos son de aproximadamente 1 hora.

### V.3. Discusión

Si se analiza lo expresado precedentemente en forma conjunta con la información meteorológica disponible, resulta altamente probable que el mecanismo generador de OLP esté asociado a los pasajes frontales o, dicho de otra manera, a la discontinuidad espacial que se manifiesta en el campo de vientos. Sin embargo, como se verá en el capítulo VIII, existe mucha bibliografía que sugiere la presencia de OGA asociada a pasajes frontales, con lo cual no se las debe descartar como probable mecanismo generador de OLP.

Si bien para el año estudiado (1982) no se dispone de registros de presión atmosférica en superficie medida con microbarógrafos, a partir de 1984 comenzó a medirse la presión con dicho instrumento en Faro Punta Médanos y Faro el Rincón (Fig. II.16). Con respecto a la medición del nivel del mar, desde 1984 en adelante, sólo funcionó la estación mareológica Mar del Plata. En consecuencia, en el capítulo IX se realiza un estudio comparativo entre la ocurrencia de la actividad de las

OLP en Mar del Plata y de las OGA en Punta Médanos, entre los años 1984 y 1986. Por otro lado, se seleccionó un lapso de intensa actividad de OLP y OGA, y se estimaron los espectros de energía y las funciones coherencia y diferencia de fase espectral. Dicho estudio brinda un concreto panorama de las OGA en la zona costera bonaerense y, además, permite analizar la posible vinculación entre ellas y la ocurrencia de OLP.

Por otra parte, en los mapas sinópticos correspondientes a las situaciones asociadas a los siete lapsos activos analizados (Figs. II.8 a II.14) no se indica la presencia de líneas de inestabilidad, por lo cual este forzante queda descartado como posible mecanismo generador de OLP.

Resumiendo, hasta el momento se puede asegurar que las OLP están asociadas (directa o indirectamente) a los pasajes frontales, sin embargo, aún no puede determinarse convenientemente el mecanismo generador de las mismas. Si bien se citaron algunos modelos teóricos de generación de ondas de borde en plataforma, ellos están fuertemente limitados en lo que concierne a las características batimétricas y geográficas de los recintos en donde los mismos son aplicados (es decir, se consideran fondos planos horizontales o con pendientes constantes con costas rectilíneas) y, por otro lado, utilizan simplificaciones de las ecuaciones fundamentales como ser la linealización de los términos advectivos y de la fricción de fondo. Además dichos modelos analíticos emplean forzantes muy idealizados los cuales, a veces, se apartan considerablemente de la situación real.

En consecuencia, con el objeto de evaluar los efectos de cada uno de los forzantes indicados (frentes y OGA) sobre las aguas de la plataforma continental bonaerense, en el capítulo VI se describe un modelo matemático que permite incluir batimetría irregular y geografía con gran aproximación a la situación real.

Respecto al diseño de los posibles forzantes generadores de OLP, en el capítulo VII se realiza un detallado análisis de la situación meteorológica durante cada uno de los siete casos de intensa actividad seleccionados. Este estudio es fundamental ya que a través del mismo puede obtenerse, entre otras cosas, valores representativos de la velocidad del viento y de los gradientes béricos correspondientes a las situaciones caracterizadas por pasajes frontales.

Con referencia a la parametrización de las OGA, en el capítulo VIII se realiza un estudio descriptivo de las mismas y

de su relación con la situación sinóptica en superficie y en altura y, en el capítulo IX, se hace un análisis particular de las OGA en la costa marítima bonaerense, utilizando para ello registros de presión atmosférica medidos con microbarógrafos en los Faros Punta Médanos y El Rincón.

Por último, cabría preguntarse si las OLP presentes en la costa bonaerense podrían ser generadas por olas. Una breve descripción de las ondas largas generadas por olas, comúnmente conocidas como batidos de rompiente ("surf beats") se ofrece a continuación. Munk (1962) las describe como una interacción no lineal entre las olas ordinarias y las de muy baja frecuencia, provenientes de zonas de tormentas lejanas, y que se presentan normalmente en aguas poco profundas cercanas a la costa. La frecuencia típica de estas oscilaciones es un ciclo por minuto, observándose generalmente en el rango de períodos comprendidos entre 30 y 200 segundos (Bowen y Guza, 1978). Respecto de las amplitudes esperables de estas perturbaciones, en términos generales, éstas son aproximadamente el 10% de las amplitudes de las olas incidentes. Particularmente, Balay (1955) señala en Mar del Plata la presencia de oscilaciones con períodos de 2 a 5 minutos y amplitudes de 6 a 10 cm las cuales son coincidentes con la presencia de fuertes trenes de olas con irregular amplitud. Considerando que los datos del nivel del agua utilizados en el presente trabajo se registraron en estaciones mareográficas emplazadas en o muy próximas a la zona de rompiente (la estación Mar de Ajó estaba a 166 m de la costa donde la profundidad era de 3 m, en Pinamar estaba a 126 m de la costa con profundidad 4 m y, en Mar del Plata está a 165 m con profundidad 4 m, aproximadamente) es probable que los batidos de rompiente estén presentes en los registros mareológicos. Sin embargo, dado que los registros digitalizados se filtraron con un pasabanda con período de corte extremo de 9.6 minutos, los batidos de rompiente se ubican en una banda de muy alta frecuencia la cual no es analizada en el presente trabajo.

## CAPITULO VI

## DESCRIPCION DEL MODELO NUMERICO UTILIZADO

## VI.1. El modelo numérico

El desarrollo del modelo puede verse en Caviglia y Dragani (1996), y el mismo fue utilizado para modelar las corrientes y los niveles del agua en Golfo Nuevo (Dragani y col., 1994), la plataforma continental aledaña a la Isla Grande de Tierra del Fuego (D'Onofrio y col., 1995a, b) y el estrecho de Gerlache, Antártida (Mazio y Caviglia, 1997). Este modelo es bidimensional y utiliza las ecuaciones de conservación de masa y de cantidad de movimiento verticalmente integradas:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (h+\eta) U + \frac{\partial}{\partial y} (h+\eta) V = 0 \quad (\text{VI.1})$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{(\tau_{sx} - \tau_{bx})}{\rho (h+\eta)} + A_H \nabla^2 U \quad (\text{VI.2})$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{(\tau_{sy} - \tau_{by})}{\rho (h+\eta)} + A_H \nabla^2 V \quad (\text{VI.3})$$

en donde  $t$  es el tiempo,  $U$  y  $V$  las velocidades medias promediadas en profundidad en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente,  $g$  ( $980 \text{ cm/s}^2$ ) la aceleración debida a la gravedad,  $\eta$  la perturbación de la superficie libre respecto del nivel medio del mar,  $h$  la profundidad medida desde el fondo al nivel medio,  $f$  ( $= -2(7.292 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}) \sin(37^\circ) = -8.777 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) el parámetro de Coriolis,  $\rho$  (constante) la densidad del agua de mar,  $P_a$  la presión atmosférica,  $\tau_{sx}$  y  $\tau_{sy}$  las componentes  $x$  e  $y$  de las tensiones superficiales del viento,  $\tau_{bx}$  y  $\tau_{by}$  las componentes  $x$  e  $y$  de los esfuerzos de fondo,  $A_H$  el coeficiente de mezcla turbulenta (constante) y  $\nabla^2$  el operador Laplaciano horizontal. Dado que no se consideran los gradientes horizontales de la densidad del agua de mar debidos a las variaciones

presentes en los campos de temperatura y de salinidad, se adopta un valor constante para la misma de  $1.025 \text{ gcm}^{-3}$ .

Las expresiones para las componentes x e y de las tensiones del viento en superficie están dadas por:

$$\tau_{sx} = \rho_a C_{da} |V_{10}| V_{10x} \quad \tau_{sy} = \rho_a C_{da} |V_{10}| V_{10y} \quad (\text{VI.4})$$

donde  $|V_{10}|$  es la intensidad del viento a 10 metros por encima de la superficie del mar,  $V_{10x}$  y  $V_{10y}$  son las componentes x e y del viento,  $\rho_a$  ( $10^{-3} \text{ g/cm}^3$ ) es la densidad del aire, y  $C_{da}$  es el coeficiente de arrastre (WAMDI, 1988) el cual está dado por:

$$C_{da} = \begin{cases} 0.0012875 & |V_{10}| < 7.5 \text{ m/s} \\ 0.0008 + 0.000065 |V_{10}| & |V_{10}| \geq 7.5 \text{ m/s} \end{cases} \quad (\text{VI.5})$$

Los esfuerzos de fondo se determinan mediante la utilización de una expresión cuadrática de la velocidad media:

$$\tau_{bx} = \rho k U \sqrt{U^2 + V^2} \quad (\text{VI.6})$$

$$\tau_{by} = \rho k V \sqrt{U^2 + V^2} \quad (\text{VI.7})$$

en donde  $k$  es un coeficiente adimensional de fricción de fondo, cuyo valor está comprendido entre 0.0025 y 0.0075.

El esquema numérico adoptado describe las componentes de la velocidad, la perturbación de la superficie libre y la profundidad del agua referida al nivel medio, en diferentes nodos del reticulado ("staggered") los cuales están dispuestos como se indica en la Figura VI.1.

Para resolver el sistema de ecuaciones en derivadas parciales se utilizó el algoritmo ADI ("alternating-direction implicit") (Douglas y Gunn, 1964). Este algoritmo es vastamente conocido por presentar la ventaja de resolver el sistema de

ecuaciones de un esquema implícito sin recurrir a la inversión de matrices. Sin embargo, este método no es incondicionalmente estable cuando se lo aplica a un sistema como el indicado (ecs. VI.1 a VI.3), en un dominio de integración con batimetría irregular y contornos geográficos con gran aproximación a los reales. En consecuencia, surge una limitación en el paso temporal utilizado para que quede asegurada la estabilidad numérica. En general, el cómputo se torna inestable con números de Courant,  $C_r$ , mayores que 3-5 (Weare, 1979),

$$C_r = \Delta t \sqrt{g h_{\max}} \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2}} \quad (\text{VI.8})$$

en donde  $\Delta t$  es el paso temporal,  $\Delta x$  y  $\Delta y$  son los pasos de integración espaciales en las direcciones  $x$  e  $y$ , respectivamente y  $h_{\max}$  la profundidad máxima del dominio de integración.

## VI.2. Ecuaciones en diferencias finitas

Antes de reemplazar las derivadas parciales por las expresiones apropiadas en diferencias finitas, se utiliza la ecuación de continuidad para eliminar los términos que contienen  $\partial U/\partial x$  en la ecuación (VI.2) y  $\partial V/\partial y$  en la ecuación (VI.3):

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{U}{d} \frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{U^2}{d} \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{UV}{d} \frac{\partial d}{\partial y} - U \frac{\partial V}{\partial y} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = \\ = - \left[ g - \frac{U^2}{d} \right] \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{(\tau_{sx} - \tau_{bx})}{\rho (h + \eta)} + A_H \nabla^2 U \end{aligned} \quad (\text{VI.9})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} - \frac{V}{d} \frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{V^2}{d} \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{UV}{d} \frac{\partial d}{\partial x} - V \frac{\partial U}{\partial x} + U \frac{\partial V}{\partial x} + fU = \\ = - \left[ g - \frac{V^2}{d} \right] \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{(\tau_{sy} - \tau_{by})}{\rho(h+\eta)} + A_H \nabla^2 V \quad (\text{VI.10}) \end{aligned}$$

Las expresiones en diferencias finitas correspondientes a las ecuaciones diferenciales VI.1, VI.9 y VI.10 son expresadas en forma ADI, desdoblado cada paso temporal en dos etapas. En la primera, es decir, entre los instantes  $n\Delta t$  y  $(n+\frac{1}{2})\Delta t$ , los términos que involucran a  $U$  y  $\eta$  de las ecuaciones VI.1 y VI.9 son expresados implícitamente en la dirección  $x$ , mientras los términos que involucran a  $V$  son expresados explícitamente. Una vez que los valores de  $U$  y  $\eta$  son computados en todo el recinto la ecuación VI.3 es expresada implícitamente en la dirección  $y$  y  $V$  es determinado, en dicho paso temporal, utilizando los valores de  $U$  y  $\eta$  previamente computado. En el siguiente paso temporal, entre los instantes  $(n+\frac{1}{2})\Delta t$  y  $(n+1)\Delta t$ , el procedimiento se revierte tal que  $V$  y  $\eta$  son computados de las ecuaciones VI.1 y VI.10, los cuales son expresados implícitamente en la dirección  $y$ , con todos los términos que involucran a  $U$  expresados explícitamente. Utilizando los valores de  $V$  y  $\eta$  computados, los nuevos valores de  $U$  son determinados de la ecuación VI.2 expresada implícitamente en la dirección  $x$ .

Las ecuaciones son discretizadas de tal manera que la de continuidad es evaluada en los nodos de  $\eta$  y las ecuaciones VI.9 y VI.10 en los de  $U$  y  $V$ , respectivamente.

En dicha modelación el recinto de interés se encuentra dentro de una matriz rectangular de  $N_1 \times N_2$ , siendo  $N_1$  y  $N_2$  la cantidad de nodos en las direcciones  $x$  e  $y$ , respectivamente. En cada nodo del dominio de integración  $(x,y)$  denotado por los subíndices  $i, j$ , en donde  $x = (i-1)\Delta x$  y  $y = (j-1)\Delta y$ , las ecuaciones VI.1 y VI.9 son expresadas implícitamente en la dirección  $x$ , utilizando la siguiente notación:

$$f_{i,j}^n = f((i-1)\Delta x, (j-1)\Delta y, n\Delta t) \quad (\text{VI.11})$$

$$f^{n+\mu/2} = \mu f_{i,j}^{n+1/2} + (1-\mu) f_{i,j}^n \quad (\text{VI.12})$$

$$\bar{f}^x = \frac{1}{2} (f_{i+1,j} + f_{i-1,j}) \quad \bar{f}^y = \frac{1}{2} (f_{i,j-1} + f_{i,j+1}) \quad (\text{VI.13})$$

$$\bar{\bar{f}} = \frac{1}{4} (f_{i+1,j+1} + f_{i-1,j+1} + f_{i-1,j-1} + f_{i+1,j-1}) \quad (\text{VI.14})$$

$$\eta^{n+1/2} = \eta^n - \frac{\Delta t}{4\Delta x} [(\bar{h}^v + \bar{\eta}^x) U]_x^{n+\mu/2} - \frac{\Delta t}{4\Delta y} [(\bar{h}^x + \bar{\eta}^y) V]_y^n \quad (\text{VI.15})$$

en  $i, j$ ,

$$\begin{aligned} U^{n+1/2} = U^n + \frac{U^{n+\mu/2}}{(\bar{h}^y + (\bar{\eta}^x)^n)} & \left[ [(\bar{\eta}^x)^{n+1/2} - (\bar{\eta}^x)^n] + \frac{\Delta t}{4\Delta x} U^{n+\mu/2} \frac{\bar{h}^x}{x} \right. \\ & \left. + \frac{\Delta t}{4\Delta y} (\bar{v})^n (h_y + (\bar{\eta}^y)^n) \right] + \frac{\Delta t}{4\Delta y} \left[ U^{n+\mu/2} (\bar{v})^n_y - [(\bar{v}) (\bar{u})^n_y] \right] + \\ & + \frac{\Delta t}{2} f(\bar{v})^n - \frac{\Delta t}{4\Delta x} \left[ g - \frac{(U^2)^{n+\mu/2}}{(\bar{h}^v + (\bar{\eta}^x)^n)} \right] \eta_x^{n+\mu/2} - \frac{1}{\rho} \frac{\Delta t}{4\Delta x} (P_a)_x + \\ & + \frac{(\tau_{sx} - \tau_{bx}^{n+\mu/2})}{\rho (\bar{h}^y + (\bar{\eta}^x)^n)} + \frac{\Delta t}{8\Delta x^2} A_H U_{xx}^n + \frac{\Delta t}{8\Delta y^2} A_H U_{yy}^n \end{aligned} \quad (\text{VI.16})$$

en  $i+1, j$ .

Esta discretización es centrada en el espacio, y el coeficiente  $\mu$  puede tomar en teoría cualquier valor comprendido entre 0 y 1. Los valores de  $\mu > 1/2$  permiten altos números de Courant pero, en la práctica, los valores cercanos a 1 tornan inestable el cómputo; aquí, el valor adoptado es de 0.666.

Por otra parte, debe notarse que las ecuaciones VI.15 y VI.16 forman un sistema de ecuaciones algebraicas no lineales. Con el objeto de evitar esquemas iterativos, los cuales poseen un alto costo computacional, se procedió a linealizar tales ecuaciones reduciendo dicho sistema a uno de ecuaciones algebraicas lineales. En consecuencia, cada término  $Q$  que involucra a alguna función de  $U^{n+1/2}$  y/o  $\eta^{n+1/2}$  es linealizado mediante una expansión local de Taylor de primer orden:

$$Q^{n+1} \approx Q^n + B^n (U^{n+1} - U^n) + C^n (\eta^{n+1} - \eta^n) \quad (\text{VI.17})$$

en donde  $B^n = [\partial Q / \partial U]^n$  y  $C^n = [\partial Q / \partial \eta]^n$ . Por otra parte, en cada paso temporal, la profundidad total se expresa como  $d^n = h + \eta^n$ .

Cuando se aplica esta linealización a las ecuaciones VI.15 y VI.16, se obtiene un sistema de ecuaciones algebraicas lineal dado por:

$$\eta_{i,j}^{n+1/2} + G_{1,i,j}^n U_{i+1,j}^{n+1/2} + G_{2,i,j}^n U_{i,j}^{n+1/2} = G_{3,i,j}^n \quad (\text{VI.18})$$

$$G_{4,i+1,j}^n U_{i+1,j}^{n+1/2} + G_{5,i+1,j}^n \eta_{i,j}^{n+1/2} + G_{6,i+1,j}^n \eta_{i+2,j}^{n+1/2} = G_{7,i+1,j}^n \quad (\text{VI.19})$$

en donde los valores de  $G^n$  se calculan en los nodos indicados con variables computadas en el paso temporal  $n$ .

Las ecuaciones VI.18 y VI.19 conforman un sistema de ecuaciones algebraicas tridiagonal, el cual es resuelto en cada paso temporal mediante el algoritmo de barrido hacia adelante y sustitución hacia atrás ("a forward sweep and a backward substitution").

Una vez que los valores de  $U^{n+1/2}$  y  $\eta^{n+1/2}$  son calculados en todo el dominio computacional los valores de  $V^{n+1/2}$  se determinan mediante la ecuación VI.3, la cual es expresada implícitamente en la dirección  $y$ , de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
V^{n+1/2} = & V^n - \frac{\Delta t}{4\Delta x} \bar{U}^{n+\mu/2} \left( \bar{V}^x \right)_x^n - \frac{\Delta t}{4\Delta y} [V(\bar{V}^y)_y]^{n+\mu/2} - \frac{\Delta t}{2} f \bar{U}^{n+\mu/2} - \\
& - \frac{\Delta t}{4\Delta y} g \eta_y^{n+\mu/2} - \frac{1}{\rho} \frac{\Delta t}{4\Delta y} (P_a)_y + \frac{(\tau_{sy} - \tau_{by}^{n+\mu/2})}{\rho (\bar{h} + (\bar{\eta})^n)} + \\
& + \frac{\Delta t}{8\Delta x^2} A_H V_{xx}^n + \frac{\Delta t}{8\Delta y^2} A_H V_{yy}^{n+\mu/2} \tag{VI.20}
\end{aligned}$$

en  $i, j$ .

Aplicando la linealización mencionada a cada uno de los términos que involucran funciones no lineales de  $V^{n+\mu/2}$ , se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones algebraicas tridiagonal:

$$F_{1,i,j}^n V_{i,j-2}^{n+1/2} + F_{2,i,j}^n V_{i,j}^{n+1/2} + F_{3,i,j}^n V_{i,j+2}^{n+1/2} = F_{4,i,j}^n \tag{VI.21}$$

en donde los valores de  $F^n$  se calculan en los nodos indicados con variables computadas en el paso temporal  $n$ .

Una vez que los valores de  $V^{n+\mu/2}$  son computados, el tiempo se incrementa de  $(n+1/2)\Delta t$  a  $(n+1)\Delta t$ , y el procedimiento es revertido. Las ecuaciones VI.1, VI.10 y VI.2 son discretizadas de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
\eta^{n+1} = & \eta^{n+1/2} - \frac{\Delta t}{4\Delta x} [(\bar{h}^y + \bar{\eta}^x) U]_x^{n+1/2} - \\
& - \frac{\Delta t}{4\Delta y} [(\bar{h}^x + \bar{\eta}^y) V]_y^{n+(\mu+1)/2} \tag{VI.22}
\end{aligned}$$

en  $i, j$ ,

$$\begin{aligned}
V^{n+1} = & V^{n+1/2} + \frac{V^{n+(\mu+1)/2}}{(\bar{h} + (\bar{\eta})^{n+1/2})} \left[ [(\bar{\eta})^{n+1} - (\bar{\eta})^{n+1/2}] + \right. \\
& \left. + \frac{\Delta t}{4\Delta y} V^{n+(\mu+1)/2} \left( \frac{\bar{y}}{\bar{h}} \right)_y + \frac{\Delta t}{4\Delta x} (\bar{U})^{n+1/2} \left( h_x + \left( \frac{\bar{y}}{\bar{\eta}} \right)_x^{n+1/2} \right) \right] + \\
& + \frac{\Delta t}{4\Delta x} \left[ V^{n+(\mu+1)/2} \left( \frac{\bar{y}}{\bar{U}} \right)_x^{n+1/2} - [(\bar{U}) \left( \frac{\bar{y}}{\bar{V}} \right)_x]^{n+1/2} \right] + \frac{\Delta t}{2} f(\bar{U})^{n+1/2} - \\
& - \frac{\Delta t}{4\Delta y} \left[ g - \frac{(V^2)^{n+(\mu+1)/2}}{(\bar{h} + (\bar{\eta})^{n+1/2})} \right] \eta_y^{n+(\mu+1)/2} - \frac{1}{\rho} \frac{\Delta t}{4\Delta y} (P_a)_y + \\
& + \frac{(\tau_{sy} - \tau_{by}^{n+(\mu+1)/2})}{\rho (\bar{h} + (\bar{\eta})^{n+1/2})} + \frac{\Delta t}{8\Delta x^2} A_H V_{xx}^{n+1/2} + \frac{\Delta t}{8\Delta y^2} A_H V_{yy}^{n+1/2} \quad (VI.23)
\end{aligned}$$

en  $i, j + 1,$

$$\begin{aligned}
U^{n+1} = & U^{n+1/2} - \frac{\Delta t}{4\Delta x} [U \left( \frac{\bar{y}}{\bar{U}} \right)_x]^{n+(\mu+1)/2} - \frac{\Delta t}{4\Delta y} V^{n+(\mu+1)/2} \left( \frac{\bar{y}}{\bar{U}} \right)_y^{n+1/2} + \\
& + \frac{\bar{V}^{n+(\mu+1)/2}}{f} \frac{\Delta t}{2} - \frac{\Delta t}{4\Delta x} g \eta_x^{n+(\mu+1)/2} - \frac{1}{\rho} \frac{\Delta t}{4\Delta x} (P_a)_x + \\
& + \frac{(\tau_{sx} - \tau_{bx}^{n+(\mu+1)/2})}{\rho (\bar{h} + (\bar{\eta})^{n+1/2})} + \frac{\Delta t}{8\Delta x^2} A_H U_{xx}^{n+(\mu+1)/2} + \frac{\Delta t}{8\Delta y^2} A_H U_{yy}^{n+1/2} \quad (VI.24)
\end{aligned}$$

en  $i, j,$

en donde la notación empleada en las ecuaciones anteriores está dada por:

$$f_{i,j}^{n+(\mu+1)/2} = \mu f_{i,j}^{n+1} + (1-\mu) f_{i,j}^{n+1/2} \quad (VI.25)$$

### VI.3 El dominio del modelo

La región estudiada (Figura VI.2.a) se extiende en latitud desde 33.5° S hasta 40.5° S, y en longitud desde 51° W hasta 63° W, en consecuencia, las dimensiones de la misma son de 780 km en la dirección N-S y de 1065 km en la E-W, aproximadamente.

La batimetría de la zona se obtuvo de la digitalización electrónica de las Cartas Náuticas H-1 (SHN, 1986a), H-2 (SHN, 1993) y 50 (SHN, 1986b), obteniéndose de esta manera un total de 2422 datos de profundidad. Dado que dichas profundidades se distribuyen irregularmente en la zona de interés, el valor correspondiente a cada nodo se obtuvo promediando los cinco datos más cercanos al mismo, de la siguiente manera:

$$h(i, j) = \frac{\sum_{k=1}^5 h(x, y) / r_k^2}{\sum_{k=1}^5 1 / r_k^2} \quad (\text{VI.26})$$

en donde  $h(x, y)$  es un valor de profundidad correspondiente a un punto cercano al nodo  $(i, j)$  y,  $r_k$  la distancia comprendida entre los dos puntos mencionados precedentemente. Finalmente, resultó una matriz de 215×158 nodos con un  $\Delta x$  de 4986.15 m y un  $\Delta y$  de 4999.68 m en donde la batimetría, resultante tiene un valor mínimo de 0.8 m, ubicado en el curso superior del Río de la Plata, y uno máximo de 5444 m en el sector SE del dominio.

En la Figura VI.2.a se puede observar la batimetría de la zona en la cual se destacan tres regiones claramente diferenciadas: la plataforma continental, que se extiende desde la costa hasta la isobata de 200 metros y está caracterizada por presentar gradientes de profundidad pequeños, el talud continental, zona relativamente angosta adyacente a la plataforma el cual presenta gradientes de profundidad máximos, y el océano profundo, extendiéndose al E del pie del talud con profundidades que superan holgadamente los 2000 metros.

Debe destacarse que, en la plataforma continental interior, entre Punta Médanos y Mar Chiquita, existen bancos alineados con alturas de varios metros. La separación de los mismos está comprendida entre 3 y 13 km y su longitud varía entre 10 y 35 km.

Estas formas sedimentarias se encuentran hasta los 20 m de profundidad y sobre ellas es frecuente detectar poblaciones de formas de fondo menores (dunas subacuáticas y óndulas). Estos bancos tienen una orientación general N-S, los cuales forman un ángulo de 20 a 35° (abierto hacia el S) con la línea de costa, cuya dirección general es NE-SW. Mayores detalles relativos a las características geométricas y morfológicas de estos bancos son dados por Parker y col. (1982) y por Schmidt y Camerlengo (1991) y, una caracterización general de la topografía submarina de la zona puede verse en Parker y col. (1997).

Esta batimetría ondulante podría ser, parcialmente responsable de la variabilidad en la estructura espectral que se aprecia en cada sitio y en cada situación estudiada, conjuntamente con la intensidad, permanencia y dirección del forzante atmosférico que actuó en cada caso (ver, IV.1.1).

Al tener la modelación numérica implementada una discretización espacial de casi 5 km, la región de los bancos descripta resulta altamente suavizada. Sin embargo, dado que el objetivo principal de este trabajo es el estudio del proceso físico generador de OLP, el efecto de estos bancos no ha sido tenido en cuenta. Un estudio posterior deberá realizarse para evaluar la modificación a los resultados obtenidos provocada por su presencia.

Si para la modelación numérica se considerara la batimetría real (Fig. VI.2.a) con una profundidad máxima de 5444 m, debería utilizarse un  $\Delta t$  pequeño para que el número de Courant resultante no supere la cota indicada, ya que si no el esquema numérico se tornaría inestable. En consecuencia, con el objeto de minimizar al número de Courant, se optó por utilizar una batimetría modificada la cual se muestra en la Figura VI.2.b, en donde se ajustó la profundidad máxima a 1000 metros. Si bien dicha batimetría presenta diferencias apreciables con la real debe destacarse que la zona de plataforma (que es donde se manifiesta el fenómeno de OLP) permanece inalterada y, por otro lado, con la modificación adoptada permanecen perfectamente distinguibles la zona del talud y la del océano profundo. Consecuentemente, con la batimetría modificada se disminuye considerablemente el costo computacional pudiéndose emplear un incremento temporal  $\Delta t$  de 60 segundos.

#### VI.4 Condiciones iniciales y de contorno

Las condiciones iniciales consideradas corresponden a la de reposo o aguas quietas (es decir,  $U$ ,  $V$  y  $\eta$  nulos en todo el dominio de integración). Sin embargo, el modelo acepta como condiciones iniciales valores de velocidades y de elevaciones de la superficie libre distintos de cero, los cuales deben estar balanceados dinámicamente.

En los nodos ubicados sobre los contornos cerrados (costas) se adoptó la condición de borde en la cual la componente normal de la corriente es nula. Para flujos inducidos por forzantes atmosféricos las variables en los bordes abiertos (la superficie libre y la componente de la velocidad paralela a los mismos) son calculados utilizando una condición de radiación explícita dada por Orlanski (1976):

$$\psi_B^{n+1/2} = \frac{[\psi_B^{n-1/2} (1 - \varepsilon) + 2 \varepsilon \psi_{B+1}^n]}{(1 + \varepsilon)} \quad (\text{VI.27})$$

en donde  $\psi = \eta$ ,  $U$  o  $V$ , el subíndice  $B$  indica que la variable corresponde al borde abierto y  $B+1$  que corresponde a un nodo ubicado  $2 \Delta x$  al S del contorno abierto  $N$  o al N del borde  $S$ , y  $\varepsilon$  es un coeficiente adimensional cuyo valor está dado por:

$$\varepsilon = \begin{cases} 1. & \text{si } C_L \geq 1. \\ C_L & \text{si } 0. < C_L < 1. \\ 0. & \text{si } C_L \leq 0. \end{cases} \quad (\text{VI.28})$$

y  $C_L$  es otro coeficiente adimensional que se calcula de la siguiente manera:

$$C_L = \frac{\psi_{B+1}^{n-1} - \psi_{B+1}^n}{\psi_{B+1}^n + \psi_{B+1}^{n-1} - 2 \psi_{B+2}^{n-1/2}} \quad (\text{VI.29})$$

Por otro lado, el modelo incluye el término de mezcla horizontal turbulenta, cuyo efecto es filtrar el crecimiento espurio de ondas cortas. Si no se dispone de datos puede suponerse que su valor está dado por  $[U] \times [\Delta x]$  (Molinari, 1986). Sin embargo, para evitar la inclusión de valores excesivos de  $A_H$  se incorporó la posibilidad de utilizar un filtro espacial de nueve puntos (Shapiro, 1970), el cual puede operar en todo el dominio de cómputo o solamente en algún área prefijada, como ser, por ejemplo, en el entorno de algún borde abierto (O'Connor, 1991). El filtrado consiste en la aplicación periódica de un operador que promedia espacialmente las velocidades y los desplazamientos de la superficie libre, cada un número determinado de pasos temporales, utilizando un factor de peso, como se indica a continuación:

$$\begin{aligned} \bar{\psi}_{i,j} = & \psi_{i,j} + \frac{S}{2} (1-S) (\psi_{i+2,j} + \psi_{i-2,j} + \psi_{i,j+2} + \psi_{i,j-2} - 4\psi_{i,j}) + \\ & + \frac{S^2}{4} (\psi_{i-2,j+2} + \psi_{i+2,j+2} + \psi_{i+2,j-2} + \psi_{i-2,j-2} - 4\psi_{i,j}) \end{aligned} \quad (\text{VI.30})$$

en donde  $\bar{\psi}$  es el valor promediado de la variable  $\psi$  la cual puede ser  $U$ ,  $V$ , o  $\eta$ , y  $S$  es el factor de peso el cual está comprendido entre 0 y  $\frac{1}{2}$ .

## VI.5. Validación del modelo

Dado que en el presente trabajo se estudia la generación de ondas de borde forzadas por mecanismos de origen meteorológico deben considerarse dos aspectos fundamentales: que la resolución espacial del dominio de integración sea tal que permita la existencia de ondas de borde y que la condición de borde abierto adoptada permita que dichas ondas puedan escapar del dominio de interés (es decir, que el borde abierto sea transparente a estas ondas). Una manera de evaluar simultáneamente ambos aspectos es mediante un experimento en el cual se adopta como condición inicial una sobreelevación del nivel del agua, transversal a la plataforma continental, cuya amplitud decrece linealmente desde

la costa hacia el talud. Establecida dicha condición inicial, el sistema restablece la condición de equilibrio mediante la generación de ondas las cuales se propagarán hacia ambas direcciones de la plataforma, escapándose del recinto a través de los bordes abiertos, debiendo producir en los mismos reflexiones mínimas. Dicha experiencia es recomendada por Chapman (1985) el cual en su trabajo la denomina relajación barotrópica. Dicho autor evalúa el comportamiento de las ondas reflejadas mediante el cómputo de la energía total (cinética más potencial) en una franja del dominio la cual contiene a la perturbación inicial de la superficie libre. Por lo tanto, en el presente estudio se realizó una experiencia similar a la de Chapman con el objeto de evaluar ambos aspectos mencionados precedentemente y, por esa razón, también se la denomina relajación barotrópica. Para ello se utilizó una condición inicial en la cual el nivel del agua presenta una sobreelevación de 0.80 m en Pinamar la cual disminuye linealmente hacia el talud continental (Fig. VI.3.a). En dicha experiencia no se consideró pérdida de energía por fricción en el fondo ni mezcla turbulenta, ni tampoco se aplicó el filtrado espacial mencionado. Dicho valor de energía total se calcula de la siguiente manera:

$$E_T = \frac{1}{2} \Sigma (hU^2 + hV^2 + g\eta^2) \quad (\text{VI.31})$$

en la franja limitada con líneas punteadas, la cual se indica en la Figura VI.3.a. En la Figura VI.3.b se muestra la evolución de la energía total durante las 30 primeras horas de simulación. En la misma se observa un crecimiento gradual de la energía de 0. a 20. unidades, durante las primeras 6 horas, que es el tiempo transcurrido en alcanzarse la condición inicial dada en la Fig. VI.3.a, partiendo de un estado de reposo con niveles del agua y velocidades de la corriente nulos. Luego, el nivel del agua permanece estacionario durante 2 horas resultando, en consecuencia, un valor de energía constante entre las horas 6 y 8. A partir de dicho instante se deja que el sistema evolucione libremente, observándose un decrecimiento gradual de la energía en la zona indicada, entre las horas 8 y 15, llegando a 2 unidades. Finalmente, la energía total permanece aproximadamente constante hasta la hora 30. En consecuencia, resulta que la

condición de borde abierto adoptada es apropiada, ya que la energía total en la zona de interés muestra una disminución de aproximadamente el 90% del máximo alcanzado. Por otro lado, en la Figura VI.3.c, VI.3.d y VI.3.e se muestran los espectros de energía obtenidos con los resultados del modelo, para las estaciones Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. En el de Mar de Ajó se observan tres picos espectrales, ubicándose el más intenso en 102 minutos, y los otros en 79 y 71 minutos. En cambio, en Pinamar, el más energético se ubica en 71 minutos, y los otros, más débiles, en 82, 60 y 55 minutos. Por otro lado, el de Mar del Plata presenta el pico más intenso en 50 minutos, y a los restantes en 85, 64 y 47 minutos. De la observación de los espectros indicados se concluye que el modelo implementado reproduce satisfactoriamente las ondas de borde en la plataforma continental bonaerense, las cuales tienen períodos que, en términos generales, superan los 45 minutos. Sin embargo, debe notarse que en los espectros correspondientes a los siete lapsos activos seleccionados (Figs. IV.2 a IV.8) aparecen, además, contribuciones energéticas con períodos inferiores a los aquí obtenidos, los cuales se ubican en la banda comprendida entre 15 y 45 minutos.

En las Figuras VI.3.f, VI.3.g y VI.3.h, se presentan las imágenes instantáneas de la superficie libre correspondientes a una, dos y tres horas después del instante inicial dado en la Figura VI.3.a. En las mismas se nota que la perturbación se propaga tanto hacia el norte como hacia el sur de la posición inicial. Además, se observa que la perturbación que se propaga hacia el norte lo hace más lentamente que la que se dirige hacia el sur, lo cual es compatible con la configuración batimétrica mostrada en las Figuras VI.2.a o VI.2.b. Por otro lado, se advierte que la respuesta oceánica queda confinada a la zona de plataforma, no apareciendo perturbaciones en la zona del talud ni en la del océano profundo, lo cual confirma que la adopción de la batimetría modificada (Fig. VI.2.b) es razonable.

## VI.6 Los forzantes meteorológicos

Por lo antedicho se observa que la perturbación del nivel del agua dada en la Figura VI.3.a origina ondas de borde las cuales se ubican espectralmente en las bajas frecuencias de la banda que se estudia en el presente trabajo. En consecuencia,

cualquier forzante atmosférico que logre perturbar de manera similar la superficie del agua, es decir, en una región espacialmente estrecha en la plataforma continental, podrá generar eficientemente OLP. En los capítulos anteriores, basado en las situaciones sinópticas correspondientes y en los antecedentes bibliográficos disponibles, se concluye que existen dos mecanismos capaces de generarlas, en donde uno de ellos (la discontinuidad en el campo de viento asociada a los pasajes frontales) posiblemente perturben la superficie del mar de alguna manera similar a la indicada precedentemente. Respecto de las OGA, estas actuarían sobre el mar de una manera diferente, es decir, transfiriendo energía de la atmósfera al océano en la misma banda de frecuencias.

Resumiendo, hasta aquí quedan dos preguntas por dilucidar. La primera, si los dos mecanismos generadores planteados existen en la zona marítima que se estudia en el presente trabajo. Obviamente, la presencia de frentes queda vastamente establecida ya que aparecen en los siete lapsos de actividad detectados y, en lo concerniente a la existencia de OGA en la región costera bonaerense, la misma se discutirá en el capítulo IX. El segundo interrogante pendiente es, una vez establecidos y parametrizados los hipotéticos forzantes (lo cual se realiza en el capítulo X), determinar si las perturbaciones del mar producidas por cada uno de ellos están dentro de la banda de frecuencia estudiadas y, además, cómo se modifica la respuesta oceánica ante pequeñas variaciones en el forzante como ser, por ejemplo, la dirección de avance y la velocidad para el caso de frentes, y la amplitud, período, dirección y velocidad de propagación para las OGA. Para ello, en el capítulo XI se presentan una serie de simulaciones numéricas realizadas con el modelo descripto precedentemente, con el objeto de clarificar el último interrogante planteado.

## CAPÍTULO VII

### RELACION ENTRE LAS ONDAS DE LARGO PERIODO Y LOS PASAJES FRONTALES EN LA COSTA BONAERENSE

#### VII.1. Introducción

En el capítulo V se describieron en términos generales los mecanismos generadores de OLP, concluyéndose que en la zona de interés éstas son causadas por algún forzante de origen atmosférico. El objetivo de este capítulo es estudiar cómo se generaron las OLP en los distintos lapsos activos seleccionados, analizando para ello los datos meteorológicos y oceanográficos en forma conjunta.

Para tal estudio se consideran algunas de las conclusiones que surgieron de los capítulos anteriores de este trabajo, que a continuación se sintetizan. En IV.4 quedó establecido que el fenómeno se manifiesta regionalmente, es decir, cuando hay intensa actividad la energía total en la banda espectral estudiada se incrementa notablemente en Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Sin embargo, aún debe determinarse si la actividad de OLP comienza simultáneamente en las tres estaciones, si se manifiesta de Sur a Norte, o viceversa. Por otro lado, en II.2 fue señalado con especial énfasis que en los mapas sinópticos correspondientes a cada uno de los eventos seleccionados se observa sugestivamente el pasaje de frentes por la región marítima de influencia (Figs. II.8 a II.14). Por otra parte, en II.7 se indicó que todos los casos de actividad de OLP coinciden con valores mínimos de la presión atmosférica en superficie (Fig. V.7).

Las conclusiones señaladas indican que el mecanismo generador de OLP está seguramente vinculado a uno de interacción océano-atmósfera pero, hasta el momento, el mismo no está convenientemente dilucidado.

#### VII.2. Clasificación de los lapsos activos

Rabinovich y Monserrat (1996) sugieren la conveniencia de clasificar los diferentes eventos de actividad oceánica en distintos tipos, mediante un análisis visual de los registros del

nivel del mar, ya que cada uno podría estar relacionado a una condición de generación particular. Dichos autores señalan tres tipos posibles:

**A. Tipo impulsivo** - Se caracteriza por una(s) fuerte(s) oscilación(es) inicial(es), y luego un rápido o lento decaimiento de las alturas de las OLP.

**B. Tipo resonante** - Las OLP comienzan con una amplificación gradual de las oscilaciones consecutivas hasta alcanzar un máximo, luego, puede ocurrir un período de oscilaciones estables y, posteriormente, una reducción gradual de las alturas.

**C. Tipo complejo** - Presentan pocas oscilaciones, abruptas y consecutivas, caracterizadas por una gradual amplificación y reducción de las alturas.

Debe destacarse que en general los registros del nivel del mar no aparecen con características asociadas puramente a alguno de los tipos indicados, sin embargo, el aspecto global permite que pueda ser clasificado en alguno de los tres tipos, aunque a veces, dicha clasificación tiene cierto grado de subjetividad.

### VII.3. Descripción de los eventos de mayor intensidad de OLP

Se estudia en forma conjunta, para cada lapso activo, las características oceanográficas y meteorológicas del fenómeno. Desde el punto de vista oceanográfico se analiza la energía regional total y particular (Tabla II.I), la duración del período activo (obtenida mediante la inspección visual de cada uno de los registros mareológicos), la simultaneidad o no de las oscilaciones entre estaciones, las alturas máximas y semiperíodos asociados y el tipo de registro (Tabla VII.I). Por otra parte, se estudia la información meteorológica disponible, es decir, los registros (horarios) de la presión atmosférica y del viento correspondientes a la estación Mar del Plata, y las cartas

sinópticas de superficie (trihorarias) asociadas a cada situación de intensa actividad. El objetivo de esto es tratar de extraer las características comunes a los siete eventos, a fin de disponer de un patrón general que provea una explicación para la generación de OLP en los diferentes casos analizados.

### VII.3.1. Primer lapso activo

Este se caracteriza por presentar el máximo valor de energía regional total para la zona de estudio ( $201.61 \text{ cm}^2$ ), siendo los valores totales en cada estación mareológica bastante similares (Tabla II.I). Las alturas máximas registradas y los semiperíodos asociados son 41.4 cm y 16 minutos para Mar de Ajó, 42.1 cm y 20 minutos para Pinamar, y 47.0 cm y 12 minutos para Mar del Plata (Tabla VII.I). Respecto de la evolución temporal de la superficie libre, en las tres estaciones estudiadas el tipo correspondiente es el B, ya que antes de producirse las máximas oscilaciones se aprecia un crecimiento gradual de las alturas. La duración aproximada de este evento es 20 horas lo cual puede apreciarse en la Figura VII.1. Mediante un análisis comparativo entre las tres estaciones puede concluirse que la actividad comienza al Sur de la zona de estudio, ocurriendo las primeras oscilaciones en Mar del Plata, luego en Pinamar y finalmente en Mar de Ajó. En la Figura VII.1 se observa que las primeras seis horas están caracterizadas por un valor prácticamente constante de la presión atmosférica (entre 1013.3 y 1012.7 hPa) y por una intensidad del viento nula. Los mapas sinópticos correspondientes a dicho período muestran una zona frontal que avanza progresivamente hacia el NE entre Bahía Blanca y Quequén (Fig. II.8.c y II.8.d) cuya orientación cambia de WNW-ESE a NNW-SSE. El inicio de la actividad oceánica en Mar del Plata coincide con un descenso de la presión atmosférica de 1.4 hPa entre las 5 y 6 horas del día 9 de septiembre, y con la ocurrencia de vientos con direcciones NE/N e intensidades comprendidas entre 5 y 12 nudos (en las Figs. VII.1 a VII.7 la dirección desde donde viene el viento está dada por la orientación del segmento desde el eje hacia su extremo, en las figuras correspondientes a la presión atmosférica se incluyen los símbolos meteorológicos extraídos de las libretas de la estación Mar del Plata y, a lo largo del eje de abscisas aparecen letras dentro de círculos las cuales indican la situación sinóptica correspondiente -Figs. II.8 a II.14-).

Durante el período de actividad de OLP la presión atmosférica presenta ascensos y descensos abruptos, siendo el más notable el producido el 10/9 el cual, entre las 4 y las 5, decae 2.7 hPa. Respecto al viento, éste es predominantemente del N/NE, con intensidades inferiores a los 15 nudos, aunque durante el período de fluctuaciones de la presión se verifican ráfagas del NE con intensidades de 24 nudos, y del WNW de hasta 36 nudos. Además, entre las 12 horas del 9/9 y las 6 horas del 10/9 se registran tormentas eléctricas y lluvias intermitentes. La situación sinóptica correspondiente al período de variaciones de la presión se muestra en la Figura II.8.e, en la que se observa, por delante de la zona frontal mencionada, otro asociado a una baja ubicada sobre la provincia de Buenos Aires. Es llamativo el aspecto del campo de presiones superficiales, sobre todo si se observa la fuerte curvatura y agudo ángulo formado por la isobara de 1008 hPa sobre el frente. De las cartas sinópticas puede verificarse que la duración de este nuevo sistema frontal es inferior a las seis horas. Debe notarse que las primeras perturbaciones del nivel del mar en Mar del Plata se manifiestan antes de que el frente llegue a dicha localidad, por lo cual puede concluirse que la actividad de OLP, en este lapso, es prefrontal. Luego del período de máxima actividad oceánica la zona frontal se estaciona ubicándose ligeramente al S de Mar del Plata, luego retrocede hasta posicionarse entre Quequén y Mar del Plata (Fig. II.8.f) y, posteriormente, avanza hacia el NE abandonando la zona de estudio (Fig. II.8.g).

### VII.3.2. Segundo lapso activo

El valor de energía regional total para este lapso es de 95.84 cm<sup>2</sup>, es decir, menos de la mitad que la del lapso anterior. En esta situación la energía total presenta valores similares en Mar de Ajó (36.57 cm<sup>2</sup>) y Pinamar (41.36 cm<sup>2</sup>), y un valor menor a la mitad en Mar del Plata (Tabla II.I). Las alturas máximas registradas con los semiperíodos asociados son 40.2 cm y 80 minutos para Mar de Ajó, 48.8 cm y 28 minutos para Pinamar, y 35.4 cm y 44 minutos para Mar del Plata (Tabla VII.I). Con respecto a la evolución de la superficie libre, el tipo correspondiente es el C, ya que las oscilaciones más intensas se alternan con alturas de OLP más bajas. La duración aproximada de este evento es de 12 horas lo cual se observa en la Figura VII.2.

Al igual que en el caso anterior, puede concluirse que la actividad comienza al Sur de la zona de estudio, ya que las oscilaciones intensas se detectan primeramente en Mar del Plata, luego en Pinamar y finalmente en Mar de Ajó. Además, cuando la actividad de OLP comienza a manifestarse en Mar del Plata la zona frontal se halla al S de dicha localidad (Fig. II.9.c). Cuando el frente llega a Mar del Plata (Fig. II.9.d) se manifiesta un incremento significativo de las alturas de OLP. Al igual que en el primer caso, puede concluirse que la actividad oceánica en Mar del Plata es prefrontal. Entre el 1° de febrero a las 20 horas y el día 2 a las 7 horas la presión atmosférica disminuye de 1005.0 a 997.3 hPa. En dicho período el viento es débil, con intensidades que no superan los 10 nudos, con direcciones predominantes del N/NE. La ocurrencia de las alturas mayores de OLP en Mar del Plata coincide con una notable disminución de la presión de 1.5 hPa y con una rotación muy marcada del viento pasando de 12 nudos del NNE a 10 del W, y con la ocurrencia de tormentas eléctricas y lluvias intermitentes. Luego de 6 horas rota hacia el SW/WSW con intensidades de hasta 20 nudos. Finalmente, el frente continúa avanzando hacia el NE como se observa en las Figuras II.9.e, f y g.

### VII.3.3. Tercer lapso activo

En este lapso, el valor de energía regional total para la zona de interés es de 93.88 cm<sup>2</sup>, muy parecido al correspondiente al segundo lapso activo. Sin embargo, a diferencia de éste, aquí la energía total es similar entre Mar de Ajó y Mar del Plata, y apreciablemente superior en Pinamar (Tabla II.I). Las alturas máximas registradas con los semiperíodos asociados son 23.4 cm y 68 minutos para Mar de Ajó, 35.7 cm y 12 minutos para Pinamar, y 36.9 cm y 8 minutos para Mar del Plata (Tabla VII.I). En este caso, la variación temporal del nivel del mar puede clasificarse dentro del tipo C, al igual que el segundo lapso activo. La duración aproximada de este evento es superior a la de los dos lapsos anteriores, siendo aquí de 38 horas. Mediante la comparación entre las tres estaciones puede concluirse que la actividad comienza al Sur de la zona de estudio. El 23/3 a las 21:00 se encuentra un centro de baja presión y un sistema frontal asociado, ubicado ligeramente al W de Bahía Blanca (Fig. II.10.d). La presión atmosférica desciende gradualmente llegando

a un mínimo valor de 1002.1 hPa, 7 horas más tarde; por otro lado, en la región se registran vientos con intensidades que alcanzan los 22 nudos y direcciones N/NNW, con ráfagas del N de hasta 33 nudos. Simultáneamente a dicho mínimo de la presión atmosférica comienza la actividad de OLP primero en Mar del Plata, luego en Pinamar y finalmente en Mar de Ajó (Fig. VII.3). La zona frontal progresa hacia el NE (Fig. II.10.e), la presión atmosférica aumenta hasta 1004.4 hPa tal que, luego de alcanzar dicho máximo comienza a disminuir hasta alcanzar nuevamente un mínimo de 1001.7 hPa. El viento, hasta ese momento, continúa con las características mencionadas precedentemente. Dicho mínimo de la presión coincide con el pasaje frontal por Mar del Plata y, además, con un significativo cambio de la dirección del viento el cual es definitivamente del SSW. A partir de ese momento la presión comienza a crecer, el viento aumenta ligeramente su intensidad alcanzando 20 nudos, la actividad de OLP se aplaca y la zona frontal continúa su camino hacia el NE. Debe notarse que la discontinuidad espacial en el campo de viento queda significativamente representada en la Figura II.10.f, en donde en la parte fría del sistema (Mar del Plata) es de 15 nudos con dirección SSW y en la caliente (Villa Gesell) de 20 nudos hacia el S.

#### VII.3.4. Cuarto lapso activo

En este lapso, el valor de energía regional total para la zona de interés ( $84.36 \text{ cm}^2$ ) es un poco más bajo que el correspondiente al anterior. Respecto de la energía total para cada estación, Mar de Ajó y Pinamar tienen valores similares ( $32.98$  y  $29.56 \text{ cm}^2$ , respectivamente) y en cambio Mar del Plata presenta uno más bajo ( $21.82 \text{ cm}^2$ , Tabla II.I). Las alturas máximas registradas y semiperíodos asociados son 36.5 cm y 40 minutos para Mar de Ajó, 48.4 cm y 32 minutos para Pinamar, y 40.0 cm y 20 minutos para Mar del Plata, respectivamente (Tabla VII.I). En este caso, al igual que el segundo y tercer lapso, la variación del nivel del mar puede clasificarse dentro del tipo C. Si bien en la Tabla VII.I se indica para este evento una duración de 50 horas, debe considerarse que la misma corresponde a Mar de Ajó, siendo menor en Mar del Plata y Pinamar (aproximadamente 30 horas). En este lapso la actividad de OLP comienza casi simultáneamente en Mar de Ajó y Pinamar, y es

levemente posterior en Mar del Plata. La situación sinóptica correspondiente (Fig. II.11.b) muestra, a diferencia de los casos anteriores, una zona frontal trasladándose desde el N hacia el S, por la región marítima en estudio. La misma se detiene tres horas en proximidades de Punta Rasa, tal que, finalmente el frente se cierra ciclónicamente sobre la baja, y el sistema se desplaza hacia el E (Figura II.11.c y d). Aquí el viento, durante el período de intensa actividad de OLP, tiene una marcada componente S (del SE rotando al SW) con intensidades que pueden alcanzar los 15 nudos, salvo al final, en donde rota definitivamente al W/WNW con intensidades de hasta 12 nudos. Cuando se inicia la actividad de OLP se registran ráfagas del E de 24 nudos (a las 2 horas del 28/8), algunas tormentas eléctricas y precipitaciones moderadas. La presión atmosférica tiene un valor comprendido entre 1005 y 1006 hPa durante las primeras 9 horas indicadas en la Figura VII.4. A partir de este instante se verifica una apreciable disminución de 2.8 hPa en 1 hora, alcanzando un valor mínimo de 1002.0 hPa, a partir del cual comienza a aumentar hasta llegar aproximadamente a 1005 hPa, valor que se mantiene casi constante durante 9 horas, para luego aumentar rápidamente hasta 1008.8 hPa. Debe destacarse que el comienzo del período en donde se registran las mayores alturas de OLP ocurre antes de la abrupta caída de la presión atmosférica indicada.

#### VII.3.5. Quinto lapso activo

Para este lapso, el valor de energía regional total es 66.18 cm<sup>2</sup>, apreciándose en la Tabla II.I que en las estaciones las energías totales son muy diferentes: 5.24 cm<sup>2</sup> en Mar del Plata, 15.40 cm<sup>2</sup> en Mar de Ajó y 45.54 cm<sup>2</sup> en Pinamar. Respecto a las alturas máximas registradas y a los semiperíodos asociados, en Mar de Ajó los valores son 21.7 cm y 52 minutos, en Pinamar 53.1 cm y 16 minutos y en Mar del Plata 18.3 cm y 36 minutos (Tabla VII.I). Respecto de la evolución de la superficie libre, este lapso presenta características particulares. En la Figura VII.5 se observa, para la estación Mar de Ajó, que las alturas se incrementan gradualmente hasta un máximo tal que, luego de un período de aproximadamente 4 horas comienzan a disminuir gradualmente. Dadas estas características éste puede clasificarse dentro del tipo B. En cambio Pinamar presenta un crecimiento

abrupto del nivel del agua tal que a partir del mismo las alturas decaen rápidamente; por estas razones dicho evento puede ser agrupado dentro del tipo A. Respecto de Mar del Plata, el nivel del agua presenta características similares a las mencionadas para Mar de Ajó por lo cual también es clasificada como tipo B. Como puede apreciarse en la Figura VII.5 la duración aproximada de este evento es de 8 horas. Como se muestra en la Figura II.12.c, en la región estudiada se observa una zona frontal en las proximidades de Bahía Blanca, la cual se translada hacia el NE. En la Figura VII.5 se ve que durante las primeras horas el viento tiene dirección N y presenta intensidades variables entre 5 y 20 nudos, con ráfagas de 32 nudos del NNW. Respecto de la presión atmosférica en superficie, la misma disminuye gradualmente de 1009.3 hPa hasta 1004.0 hPa. La zona frontal pasa por Mar del Plata entre las 21:00 y las 24:00 horas del día 10 de diciembre (Fig. II.12.d), notándose en dicho instante un incremento significativo de la presión atmosférica que pasa en dos horas de 1004.1 a 1008.1 hPa, el viento rota del NNE hacia el WSW, en Mar del Plata se detectan tormentas eléctricas y lluvias intermitentes y ráfagas de hasta 25 nudos de WSW. Debe destacarse que la actividad de OLP se manifiesta primero en Mar del Plata, luego en Pinamar y por último en Mar de Ajó y, que las alturas más importantes coinciden aproximadamente con el paso frontal por Mar del Plata. Finalmente, el frente se dirige hacia el NE (Figs. II.12.e y f), la presión comienza a incrementarse y el viento tiene direcciones SSE/S con intensidades de hasta 14 nudos.

#### VII.3.6. Sexto lapso activo

Como se ve en la Tabla II.I, para este lapso el valor de energía regional total es de 64.10 cm<sup>2</sup>, es decir, muy parecido a la situación anterior. En este evento la energía total presenta valores similares en Mar de Ajó (15.16 cm<sup>2</sup>) y Pinamar (16.19 cm<sup>2</sup>), y un valor de aproximadamente el doble en Mar del Plata (32.75 cm<sup>2</sup>). Respecto de las alturas máximas registradas y a los semiperíodos asociados para Mar de Ajó los valores son de 19.7 cm y 40 minutos, para Pinamar de 22.4 cm y 12 minutos, y para Mar del Plata 24.5 cm y 12 minutos (Tabla VII.I). Con respecto a la evolución temporal del nivel del mar, el tipo correspondiente es el C, ya que las mayores alturas se alternan con las más bajas.

Como se observa en la Figura VII.6 la duración aproximada de este lapso es de 24 horas, pero, sin embargo, se aprecia una mayor duración en Mar de Ajó que en Pinamar, y en esta última estación más que en Mar del Plata (al igual que en la cuarta situación). Además, como también se observó en la cuarta situación analizada, la actividad de OLP comienza casi simultáneamente en las tres estaciones. Unas pocas horas antes que comience a manifestarse la actividad de OLP en la región se observa la presencia de una zona frontal entrando desde el Norte, y propagándose hacia el S (Figs. II.13.b y c). La presión atmosférica decrece de 1005.6 a 997.3 hPa en 12 horas y el viento presenta direcciones variables rotando en dicho intervalo de tiempo del E hacia el W, pasando por el N, e intensidades que en general disminuyen de 20 a 2 nudos, con ráfagas del E que pueden alcanzar los 25 nudos. Durante este lapso se registran algunas tormentas eléctricas y lluvias intermitentes. A las 21:00 horas (Fig. II.13.d) comienza a manifestarse en la provincia de Buenos Aires un centro de baja presión. La zona frontal ubicada sobre el continente comienza a rotar hacia el E, la cual se indica ahora como frente frío; la porción del frente ubicada sobre el océano, en cambio, permanece casi estacionaria, desplazándose muy lentamente hacia el S. Unas horas después que comience la actividad de OLP en Mar del Plata la presión atmosférica en dicha estación pasa de 997.3 hPa a 999.0 hPa en una hora, y decae nuevamente a 997.3 hPa a la hora siguiente (Fig. VII.6). Los dos mínimos indicados podrían estar asociados a la pequeña baja ubicada en la zona costera entre Mar del Plata y Punta Médanos, vinculada al sistema frontal descrito precedentemente (Fig. II.13.e). A partir de ese momento, la presión se incrementa llegando a 1011.0 hPa hacia el final del período analizado y el viento en Mar del Plata pasa del WNW al SW, para finalmente adquirir la dirección NW, con intensidades entre 10 y 20 nudos, indicándose ráfagas de hasta 28 nudos. Por último, el centro ciclónico y el sistema frontal se desplazan hacia el SE (Fig. II.13.f).

### VII.3.7. Séptimo lapso activo

En este lapso, el valor de energía regional total para la zona de interés es  $63.78 \text{ cm}^2$ , muy parecido al correspondiente al sexto lapso (Tabla II.I). Respecto de la energía total para cada estación, Mar de Ajó y Pinamar tienen valores similares (25.28

y 29.68 cm<sup>2</sup>, respectivamente) y en cambio Mar del Plata presenta uno notablemente inferior 8.82 cm<sup>2</sup>. Las alturas máximas registradas y semiperíodos asociados son 21.3 cm y 92 minutos para Mar de Ajó, 39.1 cm y 40 minutos para Pinamar, y 20.7 cm y 40 minutos para Mar del Plata, respectivamente (Tabla VII.I). En este caso, si bien la actividad oceánica comienza gradualmente en las tres estaciones, es muy notable la marcada oscilación que se detectan en los tres registros, con una amplitud muy superior a las que se midieron antes y después de la misma. Por lo cual, considerando esto último, la evolución temporal de la superficie libre puede clasificarse dentro del tipo B. Como se muestra en la Tabla VII.I la duración correspondiente a este evento es de unas 18 horas. En este lapso, al igual que en el primero, segundo, tercero y quinto, la actividad de OLP se manifiesta de S a N, siendo muy notoria esta característica aquí debido a la intensa oscilación mencionada, la cual ocurre primeramente en Mar del Plata, luego en Pinamar y finalmente en Mar de Ajó. Los mapas sinópticos para este caso muestran una zona frontal propagándose hacia el NNE (Figs. II.14.b, c y d). Entre las 7 y las 16 horas del 20/12, la presión atmosférica presenta algunas oscilaciones con variaciones horarias de hasta 1.3 hPa, disminuyendo luego gradualmente hasta 1010.1 hPa. Simultáneamente a las oscilaciones de la presión, el viento presenta una alternancia en las direcciones entre la NW y la NE, con intensidades inferiores a los 10 nudos; más tarde, luego de soplar algunas horas del S/SE se orienta del ESE con intensidades inferiores a los 10 nudos (Fig. VII.7). Una hora antes de la aparición de la perturbación en Mar del Plata la presión atmosférica en dicha localidad se incrementa de 1010.1 a 1014.4 hPa en dos horas, el viento pasa de 8 nudos en la dirección ESE a 20 nudos en la S, y se detectan algunas tormentas eléctricas y lluvias intermitentes. El frente se estaciona durante unas pocas horas en proximidades de Punta Médanos (Fig. II.14.e), luego retrocede hasta Quequén, sin producir variaciones significativas en la presión y el viento.

#### VII.4. Características meteorológicas y oceanográficas comunes a los lapsos activos de OLP

El análisis de las características comunes detectadas en los lapsos activos de OLP es de fundamental importancia cuando se desea inferir el mecanismo generador de este fenómeno, dado que

se trata de estudiar siete casos particulares (con sus características oceánicas y atmosféricas propias) tratando de extraer objetivamente los rasgos comunes a todos ellos.

Una primera observación que surge de la clasificación de los lapsos activos (en A, B o C) es la gran diferencia que presentan los registros de OLP entre sí indicando, probablemente, que la manifestación del forzante a determinar también presentaría gran variabilidad entre las diversas situaciones estudiadas.

Por otro lado, un rasgo evidente, el cual fue señalado precedentemente, es la ocurrencia de actividad de OLP y la presencia sugestiva de frentes en la zona marítima de influencia. Con referencia a ésto debe destacarse que en los casos estudiados la ocurrencia de OLP es prefrontal en la mayoría de ellos pudiendo ser, sin embargo, cercanamente simultánea al pasaje frontal en alguno de los casos. Por otro lado, es indudable que de alguna manera los pasajes frontales están vinculados a la generación de OLP ya que en los cinco casos correspondientes a las zonas frontales provenientes del S (I, II, III, V y VII) la actividad oceánica se manifiesta de Sur a Norte y, en contraposición, en los otros dos casos (IV y VI) es prácticamente simultánea en las tres estaciones.

Por otro lado, como se mencionó precedentemente, debe destacarse que en ninguna de las situaciones seleccionadas se detectó la presencia de líneas de inestabilidad.

En consecuencia, descartadas las líneas de inestabilidad resultan como posibles forzantes las discontinuidades móviles en el campo de vientos (asociadas al pasaje frontal) y las ondas de gravedad atmosféricas. Con respecto a estas últimas, un rasgo muy llamativo que se da, con mayor o menor grado, en todas las situaciones estudiadas son las abruptas fluctuaciones de la presión atmosférica (de hasta 2.8 hPa en 1 hora, lapso IV), acompañadas a veces por viento rafagoso.

Si bien hasta ahora se trabajó con datos horarios de presión, con lo cual sólo se pueden apreciar ondas con períodos superiores a las dos horas, llegado a esta instancia en la presente investigación se hace inevitable trabajar con registros simultáneos de microbarógrafo y de nivel del mar emplazados en la zona marítima de interés, pero, para el año 1982 no se dispone de dichos datos meteorológicos. El Servicio Meteorológico Nacional dispone de tal información para la estación Faro Punta Médanos y Faro El Rincón (Fig. II.16) desde 1984 pero, lamentablemente, a partir de dicho año sólo operó la estación

mareológica Mar del Plata. En consecuencia, en el capítulo IX, mediante la inspección visual de los registros analógicos del nivel del mar para los años 1984, 1985 y 1986 se detectarán los lapsos activos de OLP en Mar del Plata y se analizará la posible vinculación con la actividad de OGA en Punta Médanos. Sin embargo, antes de presentar los resultados obtenidos en dicho estudio, en el siguiente capítulo se realizará una breve descripción general de las OGA y de su relación con el estado sinóptico de la troposfera en superficie y en altura.

## CAPITULO VIII

## ONDAS DE GRAVEDAD EN LA ATMOSFERA

## VIII.1. Introducción

En V.2.2, se citaron varios trabajos en los cuales la generación de OLP a través de las OGA, en diversos sitios del océano, quedó claramente probada. Luego, en VII.4 cuando se discutieron conjuntamente los datos oceanográficos y meteorológicos, correspondientes a los lapsos activos de OLP, se concluyó que la presencia de OGA durante dichos períodos resultaba altamente probable. Dicha idea motivó un estudio comparativo entre tres años de registros de presión atmosférica en superficie, obtenidos con un microbarógrafo ubicado en Punta Médanos, con los correspondientes a la marea, medida en Mar del Plata. Debe destacarse que dichos sitios distan entre sí 150 km, aproximadamente. De tal estudio (el cual se presenta en el capítulo siguiente) surgieron algunos parámetros característicos de las OGA para la zona de estudio, como ser, la amplitud, el período y la duración de los lapsos de actividad, pues el conocimiento de los mismos resulta de vital interés, especialmente, cuando se desea introducir a las OGA como forzante en un modelo de generación de OLP (como se verá en los capítulos X y XI).

En consecuencia, el objetivo del presente capítulo es, principalmente, dar una descripción general de las OGA y, por otro lado, estimar algunos aspectos relevantes de las mismas, como ser, la velocidad y dirección de propagación, área de influencia y relación con los diversos estados sinópticos. Dicha información, será inferida a través de resultados obtenidos en investigaciones realizadas en diversos sitios (fundamentalmente en los Estados Unidos de Norte América). Por lo tanto, se presentan las principales conclusiones disponibles, referentes a las OGA, obtenidas para algunas situaciones que presentaban condiciones sinópticas semejantes a las registradas durante los lapsos activos de OLP, es decir, caracterizadas por la presencia de frentes.

En lo que atañe a la física y demás características generales de las OGA, como ser, el papel que juegan en la atmósfera, la transferencia de energía espectral o el transporte

de energía y de cantidad de movimiento, los cuales son de fundamental importancia en los fenómenos atmosféricos de mesoescala, no son tratados en el presente capítulo, y pueden verse con mayor detalle, por ejemplo, en Hooke (1986).

## VIII.2 Características generales

### VIII.2.1 Mecanismos generadores

En términos generales, las OGA pueden ser generadas de dos maneras distintas: por inestabilidad de corte o por algún forzante externo (Hooke, 1986).

En el primer caso, la energía del flujo es convertida en energía de las ondas. Aunque el estado atmosférico corresponda a uno estáticamente estable, la cortante vertical del viento puede presentar una diferencia en la energía cinética a través de la zona de corte lo suficientemente grande, tal que, la parcela de aire, una vez que es desplazada verticalmente, puede extraer cierta cantidad de energía cinética disponible y acelerarse más allá de su posición de equilibrio. Para clasificar los flujos con cortante en estables o inestables se utiliza un criterio basado en el número de Richardson, cuya expresión está dada por:

$$Ri \equiv \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \frac{1}{\left(\frac{dV}{dz}\right)^2} \quad (\text{VIII.1})$$

en donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\theta$  la temperatura potencial,  $V$  la intensidad del viento y  $z$  la coordenada vertical. Dicho criterio establece que un requisito para que un flujo sea inestable es que  $Ri$  sea menor que 0.25.

Por otra parte, Lindzén y Tung (1976) demostraron que un "canal" efectivo para la propagación de OGA puede formarse por una capa de aire estable próxima a la superficie, cubierta por una capa inestable en la cual la intensidad del viento en algún punto de la misma es igual o muy parecida a la velocidad de las ondas.

Respecto a la generación de OGA producida por forzantes externos, ellos pueden ser térmicos o dinámicos, o alguna combinación de ambos. Por ejemplo, el flujo de aire sobre terrenos montañosos puede forzar verticalmente a la parcela de aire e iniciar el movimiento ondulatorio. Por otro lado, el aire que fluye sobre áreas que presentan calentamientos diferenciales puede inducir patrones de circulación similares. De la misma manera, el flujo de aire alrededor o sobre una nube del tipo cumuliforme puede generar OGA en una masa de aire vecina establemente estratificada.

### VIII.2.2 Descripción espectral de los fenómenos de mesoescala

De la misma manera que el espectro de energía del nivel del mar presenta un mínimo entre la banda de frecuencias correspondiente a las olas y a la marea (con períodos comprendidos entre 20 minutos y 2 horas, Fig. II.2), en la banda de fenómenos mesometeorológicos las oscilaciones intensas de las variables (incluyendo, por ejemplo, las perturbaciones en tormentas y las OGA con amplitudes grandes) son relativamente raras, por lo tanto, también existe usualmente un amplio y pronunciado mínimo de energía (Necco, 1980).

En uno de los primeros estudios espectrales referentes a escalares atmosféricos (Gossard, 1960) se investigó el espectro de energía de la presión atmosférica en superficie para San Diego, California, en el rango comprendido entre 0.2 segundos y 1 semana. Dicho autor concluye que las contribuciones en la banda de frecuencias medias (para períodos mayores que 1 minuto e inferiores a la hora) corresponden a la actividad convectiva y a las OGA en la baja troposfera.

Más tarde Herron y col. (1969) analizaron la variabilidad temporal de los espectros de las fluctuaciones de la presión, en proximidades de New York, en la banda de frecuencias de mesoescala. Ellos obtuvieron que los mayores niveles de energía corresponden a perturbaciones béricas asociadas a sistemas frontales y, los niveles de energía más bajos estaban vinculados a la actividad de la corriente en chorro. Dichos autores hallaron que los intensos valores de energía ocurren durante lapsos relativamente cortos (aproximadamente de 10 horas) pero notaron que un bajo nivel de energía espectral (fondo o "background") estaba siempre presente.

La generación de OGA mediante la corriente en chorro fue estudiada posteriormente por Mastrantonio y col. (1976) a través de un modelo matemático resuelto numéricamente. Dichos autores notaron la existencia de una estructura modal tal que, algunas ondas podrían propagar energía y cantidad de movimiento más allá de la región principal de generación jugando así un papel preponderante en la dinámica de mesoescala.

### VIII.2.3 Relación entre las ondas de gravedad y los fenómenos sinópticos

Bosart y Cussen (1973) estudiaron un muy notable caso de propagación de OGA sobre la región SE de los Estados Unidos de Norte América. Dichas ondas se desarrollaron al N de un sistema frontal cuasiestacionario (en la región correspondiente al aire frío), ubicado a lo largo de la costa N del Golfo de México, aparentemente como respuesta a la actividad convectiva asociada a una débil perturbación ciclónica sobre el frente. Los autores observaron que las OGA mantuvieron su identidad durante aproximadamente 14 horas, mientras se propagaban hacia el ESE (a 13 m/seg) con una dirección aproximadamente paralela a la orientación del frente cuasiestacionario, pero con sentido opuesto al del flujo del E registrado en los niveles bajos. Es de destacar que, durante el pasaje de estas ondas, en los registros de presión atmosférica se observaron bruscos descensos los cuales excedían los 7 hPa/h. De los registros barométricos pudo extraerse que los períodos asociados a estas oscilaciones estaban comprendidos entre 1 y 2 horas. Por otro lado, acompañando a la caída de la presión mencionada se registraron vientos fuertes y rafagosos, soplando perpendicularmente a las isobaras y dirigidos hacia las bajas presiones. En este caso, el medio de propagación de las OGA parece ser la inversión presente en niveles bajos representada por la entrada del aire tropical sobre el aire frío, al N del frente cuasiestacionario, a lo largo de la costa del Golfo de México. Los autores de este estudio dejan claramente expresado que el caso aquí analizado (considerando la situación sinóptica dada) sea probablemente el ejemplo de propagación de OGA más severo, registrado en la región estudiada durante los últimos años. Si se comparan las situaciones sinópticas correspondientes al cuarto y sexto caso de actividad de OLP discutidas en II.2.4, Fig. II.11 y II.2.6,

Fig. II.13, respectivamente, puede apreciarse gran similitud con la correspondiente al caso previamente descrito (Bosart y Cussen, 1973). En los tres casos mencionados el rasgo común es la presencia de un frente cuasiestacionario en el cual, al cabo de algunas horas, se manifiesta una isobara cerrada la cual da origen a un centro de baja presión, con la posterior aparición del sector caliente en el sistema.

Posteriormente, Gedzelman y Rilling (1978) estudiaron las ondas de gravedad atmosféricas en Palisades (New York) y su relación con patrones sinópticos y con sondeos aerológicos. Ellos establecen que, aunque no se disponga de una teoría que provea una explicación completa referente a la conducta de dichas ondas, en muchas de las ocasiones en las que se registran, ellas parecen ser generadas por inestabilidad de corte del viento en los niveles superiores de la troposfera y, por otro lado, que las amplitudes se incrementan significativamente con un aumento de la estabilidad estática en las capas bajas. Una característica, que fue vastamente comprobada a través de las observaciones, es que la velocidad y dirección de propagación de las ondas se compara mejor con la intensidad y dirección de los vientos en altura, en el nivel correspondiente a  $Ri$  mínimo. Esta correspondencia provee una de las mejores evidencias experimentales que sostienen la teoría de generación de ondas de gravedad mediante inestabilidad dinámica del perfil del viento en altura. Otra característica que resulta de los datos de campo es que las ondas observadas por Gedzelman y Rilling son no dispersivas, notando que el paquete de ondas se mueve a la misma velocidad, aunque presenten un ancho espectro de frecuencias. Como fuera mencionado previamente, queda establecido que la actividad de las OGA está directamente asociadas a la cortante vertical del viento en los niveles superiores y que es mejorada cuando las capas bajas presentan una fuerte estabilidad estática. Esta situación constituye una exacta descripción de la atmósfera cuando una superficie frontal está presente en altura. En consecuencia, el incremento de la actividad de estas ondas es frecuentemente una señal que indica la aproximación de un frente caliente, o el pasaje de uno frío. Una descripción de la secuencia típica de la actividad de ondas de gravedad cuando se produce el pasaje de un centro ciclónico por Lamont puede resumirse de la siguiente manera. En primer lugar, cuando en la región predomina el viento N, proveniente del anticiclón de Canadá, la actividad de las ondas es insignificante. A medida que

el centro de baja (con su frente caliente asociado) se aproxima, se detecta en los registros un incremento en la amplitud de las ondas. Dichas amplitudes permanecen altas hasta que se produce la llegada del frente. Si luego del pasaje frontal se produce un intenso calentamiento se verifica un marcado decrecimiento en las amplitudes de las ondas. Luego, cuando pasa el frente frío se observan ondas de gravedad con amplitudes muy grandes y períodos comprendidos entre 3 y 6 horas. En general, la actividad de las ondas de gravedad es muy intensa por detrás de frentes fríos que se mueven lentamente y que presentan fuertes contrastes térmicos. En contraposición, las amplitudes son mucho menores detrás de frentes rápidos y secos. Unas pocas horas después del pasaje frontal, en general, la actividad de las ondas desaparece.

En un trabajo posterior, Stobie y col. (1983) analizaron una serie de tormentas severas ocurridas en la parte central norte de los Estados Unidos de Norte América, cuya distribución espacial y movimiento estaban bien correlacionados con las ondas de gravedad observadas. La situación sinóptica en superficie estaba caracterizada por un frente frío ubicado sobre el territorio, con una orientación aproximada SW-NE. En dicha ocasión se registraron (durante 10 horas) ondas de gravedad con amplitudes de 1.5 hPa, períodos de 2.5 horas, longitudes de onda de 265 km y velocidades de propagación de 29.4 m/seg. Otra característica determinada es que las ondas estaban presentes en una banda de 300 km de ancho, extendida a lo largo del eje de la corriente en chorro, ubicada sobre el lado anticiclónico de la misma. De esta manera, las ondas estaban confinadas en una región marcada por una significativa estabilidad estática en la troposfera baja y por una marcada cortante vertical en altura.

Uccellini y Koch (1987) estudiaron trece casos en los cuales se detectaron perturbaciones ondulatorias de mesoescala (caracterizadas, en los registros barométricos, o por una singular depresión aislada o por paquetes de ondas con períodos comprendidos entre 1 y 4 horas, longitudes de onda entre 50 y 500 km y amplitudes de la presión superficial entre 0.2 y 7 hPa) con el objeto de determinar las características sinópticas comunes presentes y establecer la posible fuente de energía de las mismas. En todos los casos dichos autores observaron una vaguada en los niveles superiores y un centro ciclónico en superficie aproximándose desde el oeste. Además, notaron una fuerte inversión térmica en la troposfera inferior (sobre el lado frío del frente) y una corriente en chorro propagándose hacia el eje

de la cuña en la troposfera superior. En general el área de la actividad ondulatoria estaba limitada por el eje de la corriente en chorro, el frente en superficie, un eje de inflexión (entre los ejes de la cuña y la vaguada), y el eje de la cuña. Los autores suponen que, dado que las OGA se manifiestan en una región estrechamente ligada a la corriente en chorro propagándose hacia la dirección del eje de cuña en la troposfera superior, la fuente de energía necesaria para iniciar y mantener dicho fenómeno ondulatorio podría estar relacionada a un proceso de ajuste geostrofico asociado a la corriente en chorro de la alta troposfera.

Más tarde, DeMaria y col. (1989) en otro estudio de campo de perturbaciones de mesoescala, mediante el análisis de registros de presión en superficie, determinaron cuatro lapsos activos de OGA con longitudes de onda comprendidas entre 20 y 400 km, velocidades de fase entre 20 y 40 m/seg y variaciones de presión entre 0.5 y 3.5 hPa. En tres de los lapsos activos determinados se registraron inversiones en niveles bajos de la troposfera. En el caso en que no se registró tal inversión, las amplitudes de las ondas decrecieron rápidamente a medida que las perturbaciones se movían hacia el E. En cambio, en el caso en que la actividad de OGA perduró durante más tiempo (al menos 8 horas) se registraron las mayores amplitudes, el sondeo presentó un nivel crítico (en el cual la intensidad del viento iguala a la velocidad de propagación de las ondas) y otro nivel en el cual  $Ri$  era menor que 0.25. La situación sinóptica imperante durante dicho estudio se mostró muy similar a la descrita por Uccellini y Koch (1987), la cual se resumió sucintamente en el párrafo anterior.

Powers y Reed (1993), realizaron una simulación numérica de una situación caracterizada por OGA de gran amplitud, ocurrida en la región central de los Estados Unidos de Norte América. En primer lugar, mediante análisis espectral, dichos autores establecen los parámetros característicos de las ondas registradas durante dicho evento. Ellos determinan que las oscilaciones más conspicuas presentaban longitudes de onda comprendidas entre 100 y 160 km, amplitudes entre 1 y 4 hPa, velocidades de propagación de aproximadamente 30 m/seg (llegando en algún caso hasta 40 m/seg), las cuales fueron registradas en la región durante al menos 6 horas. Con respecto a la situación sinóptica correspondiente a dicho evento, la misma también presenta gran similitud a la descrita por Uccellini y Koch

(1987).

Ramamurthy y col. (1993) realizaron un estudio comparativo entre dos eventos en los cuales se registraron OGA con grandes amplitudes. En dichas ocasiones las ondas se caracterizaron por perdurar mucho tiempo, manteniendo su identidad a lo largo de 1000 km (distancia varias veces superior a su longitud de onda), registrándose fluctuaciones de la presión de hasta 10 hPa. Las características sinópticas en superficie fueron en ambos casos disímiles. Mientras que en un caso la situación en superficie estaba dominada por un centro ciclónico muy profundo, en el otro, podía apreciarse una vaguada. En cambio, la circulación de la troposfera superior mostraba características similares. En ambos casos podía observarse el eje de vaguada inmediatamente corriente arriba del área de generación de OGA y una corriente en chorro propagándose hacia el eje de la cuña. Los sondeos aerológicos en ambos casos fueron notablemente similares, mostrando una inversión en superficie y, por encima de ésta, una profunda capa con estabilidad muy cercana a la neutral, presentando además niveles críticos (con  $Ri$  mínimos) y, en consecuencia, favoreciendo la formación de un "canal" de propagación bien definido lo cual contribuyó al mantenimiento de las OGA a lo largo de grandes distancias.

### VIII.3. Resumen de las características de las OGA y su relación con el estado sinóptico.

La mayoría de los estudios citados precedentemente coinciden en que la región en donde se manifiesta la actividad de OGA está limitada por el eje de la corriente en chorro, el frente en superficie, un eje de inflexión (entre los ejes de la cuña y la vaguada), y el eje de la cuña. Es decir, están confinadas a una región con marcada estabilidad estática en la troposfera baja y una significativa cortante vertical en altura.

Por otro lado, la actividad de OGA se manifiesta con mayor intensidad por detrás de frentes fríos lentos, perdurando luego del pasaje del mismo durante unas pocas horas.

En términos generales puede decirse que la dirección de propagación de las OGA es aproximadamente paralela a la de la corriente en chorro y que la velocidad de las mismas está comprendida entre 20 y 40 m/s.

Otra característica de interés es que, si bien las OGA se

manifiestan en condiciones sinópticas de superficie muy variadas, en general, la circulación de la troposfera en altura muestra una gran similitud entre diferentes casos analizados.

## CAPITULO IX

RELACION ENTRE LAS ONDAS DE LARGO PERIODO Y LAS ONDAS DE GRAVEDAD  
ATMOSFERICAS EN LA COSTA BONAERENSE ARGENTINA

## IX.1. Datos utilizados

En la región de interés se midió la presión atmosférica en superficie con microbarógrafos en Faro Punta Médanos (entre 1984 y 1992). Por otra parte, más hacia el S, también se midió la presión con dicho instrumento en Faro El Rincón (entre 1984 y 1990). La distancia comprendida entre ambos sitios es de 485 km y la ubicación de los mismos puede verse en la Figura II.16. Debe destacarse que en ambas estaciones el registro de la presión presenta brechas de duración variable (entre una semana y ocho meses) y, en algunos casos, el trazo del estilo sobre la faja de papel se torna ilegible.

Por otra parte, se dispone de los mapas de altura (250 hPa) los cuales serán utilizados para obtener la ubicación de la corriente en chorro y el área de influencia de las OGA.

La información obtenida correspondiente a los registros de microbarógrafos y a los mapas de altura fue brindada por el Servicio Meteorológico Nacional (Fuerza Aérea Argentina).

## IX.2. Comparación entre la actividad de OGA y de OLP

Se analizaron tres años de registros analógicos del nivel del mar, obtenidos en la estación mareológica Mar del Plata (Fig. I.1) entre los años 1984 y 1986. Dichos registros se obtuvieron según la metodología explicada en II.1.1.

Mediante la inspección visual de las fajas de marea se seleccionaron todos los lapsos en los cuales se detectaron OLP con alturas máximas iguales o superiores a 20 cm y duraciones iguales o mayores a las 6 horas. En los tres años analizados resultaron 41 lapsos en los cuales las perturbaciones asociadas a las OLP presentaban alturas y períodos que superaban ambas cotas.

De los 41 eventos de actividad de OLP obtenidos sólo se dispone de registros de microbarógrafos para 14 de ellos, debido a que muchos caen en períodos en los cuales no se poseen las

fajas correspondientes, o las mismas son ilegibles. En la Tabla IX.I se presenta, para cada uno de los 14 casos mencionados, las fechas y horas iniciales de la actividad de las OLP y de las OGA, y las duraciones y amplitudes máximas estimadas. Además, se indica si se detectaron frentes en superficie y la corriente en chorro en altura, en la región marítima de interés.

De la tabla IX.I surge que, de los 14 casos de actividad de OLP, en 12 se detectó actividad de OGA, y sólo en dos casos (los caratulados como 10 y 14) no se detectó. En dicha tabla puede observarse que la duración del período en el cual se manifiesta la actividad de OGA es muy variable (al igual que el de las OLP) con duraciones comprendidas entre 4 y 56 horas, para las OGA, y entre 6 y 43 horas, para las OLP. Respecto de las alturas máximas observadas (aquí se define como altura, tanto para OLP como para OGA, a la diferencia entre un máximo y mínimo consecutivo, o viceversa) las mismas están comprendidas entre 20 y 91 cm, para las OLP, y entre 0.5 y 5 hPa, para OGA. En todos los casos en que se detecta simultáneamente actividad de OLP y de OGA se observó la presencia de frentes y sólo en uno (el 12) no se observó a la corriente en chorro en la región costera estudiada, sino al S de la provincia de Buenos Aires.

Resumiendo, de la Tabla IX.I se concluye que, de todos los casos presentados, caracterizados por intensa actividad de OLP, en el 86% de ellos se detecta actividad de OGA. En consecuencia, debido a la alta correlación hallada, parecería que dicho fenómeno ondulatorio está íntimamente vinculado al mecanismo generador de OLP. Sin embargo, para confirmar dicha hipótesis es necesario profundizar aún más en el estudio de las OGA, especialmente en su estructura espectral. Para ello se escogieron los registros de microbarógrafos, para Faro Punta Médanos y Faro El Rincón, y de marea, para la estación Mar del Plata, correspondientes al caso caratulado como 8, dado que en él se presenta la mayor amplitud de OGA.

Debe quedar claramente establecido que aquí no se realiza un estudio general acerca de las OGA en la zona costera bonaerense, sino que sólo se pretende investigar, por un lado, si la energía espectral de las OGA se ubica en la misma banda frecuencial que la de las OLP y, por otra parte, realizar algunas comparaciones espectrales (mediante la función coherencia) entre los registros de microbarógrafo de los dos sitios mencionados precedentemente para establecer, en primer lugar, si las OGA se manifiestan regionalmente y, por otro lado, comparar la

estructura espectral de las OGA de Punta Médanos con la de las OLP de Mar del Plata.

### IX.3. Análisis de un lapso de intensa actividad de OGA y OLP

Para este análisis se utilizan tres días de registros de microbarógrafos correspondientes a Faro Punta Médanos y Faro El Rincón, entre el 12 y el 15 de octubre de 1985. La presión atmosférica en superficie fue registrada en fajas semanales en las cuales un día de registro equivale a 5.6 cm sobre el papel y 1 hPa a 0.2 cm. Antes de la digitalización de dicho registro, éste fue ampliado proporcionalmente al 300%, resultando una longitud de 50.4 cm para la faja que contenía a los tres días mencionados y una escala para la presión de 1 hPa cada 0.6 cm. Los registros de presión se discretizaron con un digitalizador electrónico (Altek, 1979) disponible en el Centro Argentino de Datos Oceanográficos (CEADO - CONICET), obteniéndose un dato cada 0.0304 cm medido sobre la curva. Los datos digitalizados resultantes se interpolaron linealmente obteniéndose uno cada 0.0467 cm en la dirección del eje temporal, equivalente a una muestra cada 4 minutos. En consecuencia, cada registro analógico fue discretizado en 1080 datos. Finalmente, los dos registros digitales resultantes fueron sometidos a un riguroso control con el objeto de asegurar la calidad de los datos digitalizados. En la Figura IX.1 se muestran los registros correspondientes a las estaciones Faro Punta Médanos y Faro El Rincón, observándose oscilaciones muy intensas superpuestas a otras más débiles y, por otro lado, que la actividad de OGA comienza primeramente en El Rincón.

En la Figura IX.2.a y IX.3.a se muestran a los registros de presión, filtrados con el mismo pasabanda descrito en II.1.2, para Punta Médanos y El Rincón, respectivamente. Dicho de otra manera, en estas últimas figuras se muestra a las perturbaciones de la presión atmosférica en la banda de frecuencias correspondientes a las OLP. En las Figuras IX.2.b y IX.3.b se presentan a los espectros correspondientes a los registros mencionados precedentemente. Para el caso de Punta Médanos se observan dos intensos picos ubicados en 137 y 60 minutos, y picos secundarios ubicados en 39, 48, 79, 89 y 108 minutos. Además, en altas frecuencias pueden observarse contribuciones energéticas ínfimas. Para el espectro de El Rincón, el pico más energético

se ubica en 120 minutos, apreciándose un decrecimiento gradual en la energía de los picos hacia las más altas frecuencias, los cuales se ubican en 38, 44, 49, 54, 62, 76 y 93 minutos. Respecto de la energía espectral total, Punta Médanos ( $30.0 \text{ Pa}^2$ ) presenta un valor ligeramente superior a El Rincón ( $27.8 \text{ Pa}^2$ ).

En la Figura IX.4 se observa el registro del nivel del mar (con marea filtrada) en la estación Mar del Plata y al espectro de energía correspondiente, el cual muestra una gran cantidad de picos distribuidos en una ancha banda de frecuencias (con períodos comprendidos entre 11 y 128 minutos), con una máxima concentración de energía entre 50 y 80 minutos. La energía espectral total para este caso es de  $46.1 \text{ cm}^2$  la cual, si se compara con los siete lapsos activos correspondientes a 1982 (Tabla II.I), éste se ubicaría en segundo lugar, lo cual indica que la actividad de OLP en este lapso es considerablemente significativa.

En la Figura IX.4 también se muestran los registros de presión y viento en superficie (datos horarios), correspondientes a la estación Mar del Plata. En la misma se observan apreciables fluctuaciones de la presión (en una hora disminuye de  $1009.4$  a  $1006.6$  hPa y, una hora más tarde, aumenta hasta  $1010.2$  hPa). Además se observan tormentas eléctricas, lluvias intermitentes y ráfagas de hasta 43 nudos del NE. Debe notarse aquí la gran similitud entre la descripción de este caso con las correspondientes a las de las siete situaciones de intensa actividad del año 1982, expuestas en VII.3.1 a VII.3.7.

Dado que en el capítulo VIII se presentaron muchas evidencias de actividad de OGA vinculadas a pasajes frontales y a la corriente en chorro de la troposfera superior, en la Figura IX.5 se presenta el análisis de  $250 \text{ hPa}$  correspondiente al 14 de octubre de 1985 a las 00:00 (Z). En la misma se muestra a la corriente en chorro fluyendo hacia el SE, ubicada ligeramente al S de Bahía Blanca. En dicha figura se incluye la posición del frente en superficie el cual se encuentra en proximidades de Punta Médanos y está orientado paralelamente a la corriente en chorro.

En la Figura IX.6 se presentan las posiciones sucesivas (cada 12 horas) del frente en superficie y de la corriente en chorro para la situación estudiada comenzando el día 13 de octubre de 1985 a las 12:00 (Z). En la misma se aprecia al frente trasladándose con velocidad aproximadamente constante hacia el E y a la corriente en chorro cambiando de dirección (del NNW al

WNW) y, en menor grado, de posición (moviéndose hacia el NE). Dicho de otra manera, si se toma como referencia a la línea de costa, en un día y medio el frente en superficie se desplaza unos 800 km, desde Bahía Blanca hasta el N de la República Oriental del Uruguay y, en cambio, la corriente en chorro se mueve desde el S de Faro El Rincón (proximidades de Faro Río Negro) hasta ligeramente al E de Bahía Blanca (200 km).

#### IX.4. Mapas de altura correspondientes a las situaciones de intensa actividad de OLP de 1982.

Como se explicó en II.2.1 a II.2.7 en las siete situaciones caracterizadas por intensa actividad de OLP para el año 1982 se registraron pasajes de frentes por la zona marítima de interés. En dichos casos (Figs II.8 a II.14), se observaron rasgos particulares distintivos los cuales establecían diferencias apreciables entre los diversos eventos. Sin embargo, los análisis de 250 hPa para los casos I, III, IV, V y VI de actividad de OLP (Figs. IX.7 a IX.11, respectivamente) muestran características similares entre las distintas situaciones. En cuatro de ellos la corriente en chorro se ubicó ligeramente al S de Bahía Blanca y, en la sexta situación, sobre el cabo San Antonio. Para el segundo caso no se dispone del análisis de 250 hPa y, para el séptimo, la corriente en chorro estaba posicionada fuera de la zona estudiada (al S de la provincia de Buenos Aires).

Dicha similitud en el estado troposférico superior entre las distintas situaciones se condice con los resultados obtenidos por Ramamurthy y col. (1993), quienes estudiaron dos casos de intensa actividad de OGA señalando que si bien las situaciones sinópticas en superficie eran disímiles, la circulación de la troposfera superior mostraba características similares.

Por otro lado, los análisis de 250 hPa correspondientes a la situación de calma (entre el 22/2 y el 5/3/82) muestran a la corriente en chorro ubicada al S de la zona de estudio, aproximadamente sobre el golfo San Jorge.

#### IX.5. Comparación espectral entre las OLP de Mar del Plata y las OGA de Punta Médanos

En la Figura IX.12 se presenta la función coherencia y diferencia de fase espectral entre la presión atmosférica en

superficie, medida con microbarógrafo en Faro Punta Médanos (Fig. IX.2.a), y los niveles instantáneos del mar, registrados en la estación mareológica Mar del Plata (Fig. IX.4), distantes entre sí 130 km. Ambas funciones se obtuvieron siguiendo la metodología expresada en III.2. La función coherencia estimada muestra picos con valores significativamente distintos de cero (con un 95% de confianza) en 82, 60, 44 y 32 minutos, y una gran cantidad de picos significativos en frecuencias más altas (con períodos comprendidos entre 11 y 30 minutos). La gran variabilidad observada en la función diferencia de fase espectral puede ser explicada si se considera que se están comparando dos señales de distinta naturaleza (una atmosférica y la otra oceánica), medidas en sitios distantes y, fundamentalmente, que la señal atmosférica puede propagarse con mayor libertad que la oceánica, la cual se debe adaptar a las irregularidades del contorno costero y de la batimetría.

Finalmente, en la Figura IX.13 se presenta la función coherencia y diferencia de fase espectral entre los registros de la presión atmosférica en superficie, medida con microbarógrafo en Faro Punta Médanos (Fig. IX.2.a) y en Faro El Rincón (Fig. IX.3.a), distantes entre sí 485 km. La función coherencia estimada muestra gran cantidad de picos significativos entre 85 y 12 minutos, con un máximo que supera el valor de 0.7 ubicado en 19 minutos. Esto sin duda evidencia que las OGA en ambos sitios obedecen a un mecanismo de generación regional que abarca gran parte de la plataforma continental bonaerense. Para este caso, la alta variabilidad que se observa en la función diferencia de fase espectral puede atribuirse al hecho que las OGA, en la banda frecuencial que aquí se estudia, tienen longitudes de onda que a lo sumo alcanzan los 300 km, siendo esta distancia notablemente menor a la existente entre ambos sitios en donde se registraron los datos.

#### **IX.6. Las OGA como forzante de OLP en la costa bonaerense**

De los resultados obtenidos en el presente capítulo surge que las OGA pueden ser consideradas como forzantes de OLP en la costa bonaerense argentina. Básicamente son tres los hechos que sostienen lo expresado precedentemente.

En primer lugar, que de los catorce lapsos activos de OLP en Mar del Plata se hayan registrado doce casos de actividad de

OGA en Punta Médanos, confirma de alguna manera la vinculación entre ambos fenómenos.

En segundo término, los espectros de OGA, tanto para Punta Médanos como para el Rincón, muestran contribuciones energéticas importantes en la misma banda de frecuencias que las OLP. Por otro lado, la función coherencia estimada entre las OLP de Mar del Plata y las OGA de Punta Médanos muestran, además, que los picos de energía de ambos fenómenos se ubican en frecuencias similares.

Por último, el estado sinóptico de la atmósfera en superficie y la circulación en altura es compatible con la de todos los ejemplos citados en el capítulo anterior, es decir, la presencia de frentes en superficie y de la corriente en chorro en los niveles superiores de la troposfera.

En consecuencia, toda la información expresada en el capítulo anterior y los resultados obtenidos en el presente serán utilizados en el siguiente capítulo para desarrollar un forzante atmosférico que simule la actividad de las OGA en la plataforma continental bonaerense. En el capítulo XII, dicho forzante será implementado en el modelo matemático descrito en el capítulo VI con el objeto de estudiar si es capaz de generar OLP en la región costera de interés.

## CAPITULO X

## LOS FORZANTES ATMOSFERICOS

## X.1. Introducción

Como se discutió en V.1, Balay (1955) fue el primero en sugerir que los pasajes de frentes fríos por la costa bonaerense podrían estar relacionados con la generación de OLP. No obstante, en principio, el mecanismo que propone Balay aparentemente no podría generar perturbaciones oceánicas en la banda de energía considerada (entre 20 minutos y 2 horas). Sin embargo, como se expresó en V.3.2, Cartwright y Young (1975) suponen que la discontinuidad presente en el campo de vientos ante un pasaje frontal podría ser un forzante muy efectivo en la generación de OLP. En consecuencia, surge la necesidad de evaluar, mediante un modelo matemático adaptado a la zona marítima de interés (cap. VI), la efectividad de tal mecanismo para la generación de OLP. Para ello, en este capítulo se desarrolla un forzante analítico simple el cual representa las características generales de la atmósfera en superficie durante un pasaje frontal.

Por otro lado, como se presentó en el capítulo V, la generación de OLP asociadas a la presencia de OGA está vastamente comprobada, ver por ejemplo, Wilson (1954), Munk y col. (1956), Donn y McGuinness (1960), Tintoré y col. (1988), Gomis y col. (1993), entre otros. Además, como fuera discutido en el capítulo VIII, la presencia de OGA asociadas a los sistemas frontales está también ampliamente reconocida. Todas estas ideas motivaron la realización del capítulo anterior, en el cual se analizaron registros de marea y de presión, comprobándose fehacientemente la presencia de OGA durante lapsos activos de OLP en la zona costera bonaerense. Consecuentemente, aquí también surge la necesidad de estudiar, mediante dicho modelo matemático, la eficiencia de las OGA como generador de OLP. Por lo tanto, considerando todo lo expresado en los capítulos VIII y IX, respecto a la periodicidad, amplitudes, velocidades de propagación y duraciones esperables de las OGA en la zona de interés, en este capítulo también se desarrolla un forzante representativo de la actividad de las OGA en la zona marítima de influencia.

## X.2. Representación del campo bórico y de viento en superficie asociados al pasaje de un frente

Aquí se presenta la metodología empleada para la representación del campo bórico y de viento en superficie asociados a un pasaje frontal por la región de interés. Para ello se considerará un sistema de baja presión, cuyo centro se ubica al S del paralelo  $40^{\circ}\text{S}$ , el cual se desplaza hacia el E. Asociado al mismo se incluye un frente frío el cual, además de desplazarse hacia el E tiene la posibilidad de rotar (ciclónicamente) alrededor de dicho centro. Si bien la intersección entre la superficie frontal y la superficie terrestre (la cual, de ahora en más, será referida como frente) es en general curvilínea, si se tiene en cuenta la extensión espacial del dominio en cuestión, la misma puede ser considerada, en una primera aproximación, como una recta.

Respecto del campo bórico en superficie asociado a un frente, las isobaras están caracterizadas por un marcado torcimiento ("kink") justo en la posición donde la misma interseca al frente. Dicho torcimiento tiene la particularidad de que el vértice formado siempre apunta hacia las altas presiones, y nunca hacia las bajas. En consecuencia, los frentes tienen asociado un mínimo valor de presión el cual queda representado en los registros de los barógrafos también por un cambio abrupto en la traza ("kink") coincidente con el pasaje frontal. Otra condición que debe cumplirse siempre es la continuidad de la presión a través del frente. Por otro lado, además de la discontinuidad en el campo de vientos, mencionada en X.1, en todo frente debe cumplirse que la cortante horizontal del viento geostrófico debe ser ciclónica. Además, debe satisfacerse la condición cinemática que establece que las componentes del viento normales en ambos lados de la superficie frontal deben ser iguales entre sí, e iguales a la velocidad de desplazamiento de dicha superficie. Mayores detalles relativos a la estructura típica de un frente pueden verse, por ejemplo, en Petterssen (1956).

A veces, como se indica en Necco (1980), un determinado flujo observado en algún nivel de la atmósfera puede ser representado por la combinación o suma de flujos elementales. Dicho autor indica que un centro ciclónico extratropical, ubicado en niveles bajos e inmerso en la corriente de los oestes, puede ser obtenido mediante la combinación de tres campos simples: una

translación, una rotación y un sumidero. Siguiendo este razonamiento se representará el campo bórico y de vientos en superficie, asociado a un pasaje frontal por la zona de interés, mediante la combinación de tres campos simples.

### X.2.1. Primer campo: flujo básico

El primero de ellos, está formado por un campo de presiones con isobaras rectilíneas y paralelas entre sí, que tuercen su orientación abruptamente sobre la línea frontal. Para la construcción de dicho campo debe fijarse de antemano el ángulo que forman las isobaras (tanto las del sector caliente como las del frío) y el frente respecto al borde S del recinto de interés. La generación del campo de presiones se realizó mediante la siguiente función:

$$p(r) = p_0 + p_1 (1 - e^{-\frac{r}{a}}) \quad (X.1)$$

en donde  $p$  es el valor de la presión atmosférica en superficie,  $p_0$  y  $p_1$  son valores de presión constantes,  $r$  (en cm) es la distancia entre el punto en el cual se desea calcular  $p$  y la recta paralela a las isobaras que pasa por el punto determinado por la intersección entre el frente y el borde S del dominio de integración, y  $a$  es una constante que regula la separación entre isobaras. El valor de dicha constante para el sector caliente es fijada de antemano y, sobre el frío, es calculada convenientemente, considerando las orientaciones del frente y de las isobaras, a fin de conservar la continuidad del campo bórico a través del frente. Una vez establecido el campo bórico debe determinarse el campo de vientos asociado. Para obtenerlo se recurre al equilibrio geostrófico, el cual es una estimación simple, pero muy buena, del viento correspondiente a la atmósfera libre. Sin embargo, en las cercanías de la superficie terrestre dicho balance es perturbado por la fricción. Dicho efecto hace que el viento cruce las isobaras, desde las altas presiones hacia las bajas, y produce una disminución de la intensidad en los niveles más bajos. Sobre el agua, en términos generales, la

intensidad del viento es un 60-75% de la correspondiente a la atmósfera libre, y el viento cruza las isobaras con un ángulo aproximado de 10-20° (C.E.R.C., 1977). Por lo tanto, con la siguiente expresión, dada por:

$$\vec{U}_g = \frac{1}{\rho_a f} \vec{\nabla}_n p \quad (X.2)$$

en la cual  $\vec{U}_g$  es el viento geostrófico,  $\vec{\nabla}_n p$  es el gradiente horizontal de la presión atmosférica,  $\rho_a$  la densidad del aire y  $f$  el parámetro de Coriolis, se obtiene un campo geostrófico, tal que, si dichas intensidades se multiplican, por ejemplo, por 0.6, resulta una estimación razonable para el campo de vientos a 10 metros de la superficie. Con referencia al efecto correspondiente al cruce de isobaras, éste será discutido en X.2.3.

En la Figura X.1 se presenta el campo bórico y de vientos obtenidos, con  $p_0 = 990$  hPa,  $p_1 = 20$  hPa y  $a = 20$  ( $\times 6.6 \cdot 10^6$  cm), pudiéndose apreciar los principales requerimientos mencionados relativos a un frente, es decir, el torcimiento ("kink") de las isobaras sobre la línea frontal con el vértice apuntando hacia las altas presiones, la continuidad del campo bórico a través del frente y la línea de discontinuidad del campo de vientos dejando al flujo con componente N del lado caliente y con S del frío. Para cumplir con la condición cinemática, en un entorno del frente ( $\pm 10$  km de la línea frontal) se impone que las componentes del viento normales al mismo sean iguales entre sí, e iguales a la velocidad de desplazamiento del frente. Dicho campo se desplaza hacia el E (con una velocidad constante o variable) permitiendo una rotación ciclónica del frente alrededor del centro de baja presión.

En un estudio, de escala subsinóptica realizado en la Florida, Fernandez-Partagas y Mooers (1975) también obtienen que con el pasaje de frentes fríos se produce un marcado cambio en la dirección del viento (del NW al SE). Sin embargo, dichos autores, indican que el campo de viento (relativo al pasaje frontal) es prácticamente estacionario por detrás de una línea ubicada aproximadamente a unos 90 km del frente (en el sector frío) y por delante de una ubicada a unos 50 km (sobre el sector caliente). En cambio, como se discutió previamente, aquí se

supone que el campo de viento es estacionario, relativo al movimiento del frente, siendo éste la línea que marca la discontinuidad, fundamentalmente, en la dirección del viento.

### X.2.2. Segundo campo: rotación

El segundo campo que se considera es el correspondiente a una rotación ciclónica alrededor de un centro de baja presión. El mismo puede ser representado por la siguiente expresión:

$$p(r') = p_2 \left( e^{-\frac{r'}{b}} \right) \quad (X.3)$$

en la cual  $r'$  (en cm) es la distancia entre el punto en donde se calcula  $p(r')$  y el correspondiente al centro de la baja,  $p_2$  es un valor de constante de presión y  $b$  una constante. En este caso, el viento también es calculado utilizando las expresiones correspondientes al equilibrio geostrófico (ec. X.2). En la Figura X.2 se presenta al campo de presiones y vientos asociados a dicha baja, con  $p_2 = -3$  hPa y  $b = 2.5 (\times 6.6 \cdot 10^6 \text{ cm})$ . Como se observa en dicha figura, en este caso particular el centro de la baja está ubicado al S del borde inferior del recinto, sin embargo dicho punto podría estar posicionado indistintamente tanto dentro del dominio como sobre el contorno.

### X.2.3. Tercer campo: sumidero

La tercera y última componente que se considera es la correspondiente a un sumidero, es decir, un campo con simetría radial caracterizado por un flujo orientado hacia el centro del mismo. Este campo es el que dará el efecto del cruce de isobaras, indicado en X.2.1. La expresión matemática para el mismo está dada por:

$$p(\xi) = p_3 \frac{(\pi - \xi)}{\pi} \quad (X.4)$$

en donde  $p_3$  es un valor constante de presión y  $\xi$  el ángulo que forma la recta, que pasa por el punto en el cual se calcula  $p(\xi)$  y el centro del sumidero, con el borde S del recinto. Mayores detalles sobre la representación analítica de rotaciones o de sumideros puede verse, por ejemplo, en Lorenzelli y Trejo (1988). De la misma manera que en los dos casos anteriores, aquí también se utiliza el equilibrio geostrófico para el cálculo del viento. En la Figura X.3 se muestra el campo bórico y de vientos correspondiente a un sumidero, con  $p_3 = 2$  hPa. Al igual que en el caso anterior, el centro del mismo está ubicado al S del contorno inferior del dominio.

#### X.2.4. Campo resultante

El campo de presión y de viento definitivo, es decir, el que incluye los tres efectos mencionados precedentemente, se obtiene de la siguiente manera. En primer lugar, se suma el campo bórico correspondiente al flujo básico (X.2.1) con el de la rotación (X.2.2). Luego, sobre el resultante, se calcula el campo de vientos geostróficos. De esta manera se obtiene uno que contiene todas las características generales de la atmósfera en superficie asociadas al frente (descriptas en X.2), excepto el efecto del cruce del viento a través de las isobaras. Entonces, al campo de viento resultante se le suma el campo de vientos correspondiente al sumidero (X.2.3) produciendo así el efecto mencionado del cruce de isobaras. Finalmente, a las intensidades del viento resultantes se las multiplica, por ejemplo, por 0.6, obteniéndose así el viento correspondiente al nivel de 10 metros.

Es necesario remarcar que los efectos principales del forzante, es decir, los que se desean evaluar como posibles generadores de OLP, son fundamentalmente aportados por el primer campo (flujo básico, X.2.1). Es decir, el mismo provee la discontinuidad del campo de vientos y el mínimo de presión asociado al frente. Respecto del segundo campo (X.2.2), éste produce la curvatura de las isobaras y refuerza la circulación ciclónica en las proximidades del centro de baja presión. Por último, el tercero (X.2.3), tiene como objeto aportar un mayor realismo a la situación, incluyendo el efecto del cruce del viento a través de las isobaras.

En la Figura X.4 se presenta el campo bórico y de viento en

el cual se incluyen los tres efectos mencionados precedentemente.

### X.3. Representación de la actividad de ondas de gravedad atmosféricas

Para la implementación de un forzante que represente la actividad de las OGA en la plataforma continental bonaerense se utilizan las ideas principales enunciadas en el capítulo VIII y los resultados obtenidos en el capítulo IX.

Siguiendo a Stobie y col. (1983) aquí se propone una simple expresión matemática para la variación de la presión en superficie producida por las OGA, la cual está dada de la siguiente manera:

$$p(x, y, t) = \sum_{i=1}^n p_{A_i} \cos(k_{x_i} x + k_{y_i} y - \omega_i t) \quad (X.5)$$

en donde  $n$  es la cantidad de ondas a incluir en la sumatoria,  $x$  e  $y$  las coordenadas espaciales y  $t$  la temporal,  $p_{A_i}$  la amplitud (hPa),  $k_{x_i}$  y  $k_{y_i}$  los números de ondas en las direcciones  $x$  e  $y$ , respectivamente ( $k_{x_i} = k_i \cos(\alpha_F)$  y  $k_{y_i} = k_i \sin(\alpha_F)$ ,  $k_i = 2\pi/L_i$ , siendo  $L_i$  la longitud de onda y  $\alpha_F$  el ángulo que forma la dirección de propagación de las ondas con el borde S del dominio de integración) y  $\omega_i$  la frecuencia angular ( $= 2\pi/T_i$ , siendo  $T_i$  el período de la onda).

En el estudio citado precedentemente (Stobie y col., 1983) los autores disponían de datos provenientes de una densa red de estaciones meteorológicas. En consecuencia, hallaron que  $p_{A_i}$  depende de la coordenada transversal a la dirección de propagación de las OGA. Sin embargo, dada la escasa cantidad de datos con los que aquí se dispone, se optó por considerar un valor constante para la amplitud.

Algunas investigaciones (citadas previamente en el capítulo VIII) señalan que las OGA pueden considerarse, a los fines prácticos, como un fenómeno ondulatorio no dispersivo. En consecuencia, puede suponerse que la velocidad de propagación o celeridad es constante, independiente de la frecuencia. Debido a que los diferentes autores estimaron las celeridades de las OGA observadas por ellos entre 20 y 40 m/seg, en el presente

estudio se adopta una velocidad de propagación comprendida entre ambos valores.

Para el cálculo de  $L_i$ , se utiliza la siguiente expresión dada por:

$$c = \frac{L_i}{T_i} \quad (\text{X.6})$$

en donde  $c$  es la celeridad de la onda.

Con respecto al período ( $T_i$ ) de las OGA, el espectro de la presión atmosférica en Faro Punta Médanos (Fig. IX.2.b) muestra la presencia de picos de energía distribuidos entre 40 y 130 minutos. Consecuentemente, los distintos valores que se utilizarán en las diferentes simulaciones numéricas pertenecerán a dicha banda.

Por otro lado, la amplitud máxima de las OGA registrada tanto en Punta Médanos como en Faro El Rincón es de 2.5 hPa, aproximadamente (Figs. IX.2.a y IX.3.a). En consecuencia, cuando en la ecuación X.5 se incluya dos o más ondas, se considerará que la suma de las amplitudes individuales ( $p_i$ ) sea próxima al valor mencionado.

Respecto a la duración de la actividad de OGA en la región de interés, la Tabla IX.I muestra valores comprendidos entre 4 y 56 horas.

Debido a que sólo se dispone de dos estaciones con microbarógrafos en la región marítima de interés, el área de manifestación de las OGA es de muy difícil determinación. Las diferentes investigaciones citadas en el capítulo VIII concuerdan en que, en general, dicha área está limitada por el eje de la corriente en chorro, el frente en superficie, un eje de inflexión (entre los ejes de la cuña y la vaguada), y el eje de la cuña. Con respecto a la dirección de propagación de las OGA, algunos estudios indican que la misma es aproximadamente igual a la de la corriente en chorro y, en consecuencia, es lo que será supuesto en el presente trabajo.

A los fines de esta modelación, se considera que las OGA se manifiestan en la franja comprendida entre el frente en superficie y la corriente en chorro (la cual es supuesta paralela al frente y ubicada al S de Bahía Blanca). Debe aclararse que el presente modelo permite la inclusión de un forzante de este tipo con la corriente en chorro en una posición fija o acompañando al

frente (con una velocidad de desplazamiento menor, como se discutió en IX.3, Fig. IX. 6) y con una dirección ligeramente diferente a la del frente, así como la delimitación de una franja mediante los ejes de cuña y de inflexión, en el sentido longitudinal, y por la corriente en chorro y el frente, en el transversal. Sin embargo, dado que no puede determinarse con precisión el área de manifestación de las OGA en la región, los refinamientos descriptos precedentemente parecerían excesivos, y su inclusión de difícil justificación. En consecuencia, y siguiendo el objetivo propuesto, en el siguiente capítulo se estudiará, en principio, si un tren de OGA (con características que se aproximen a una situación real) puede generar OLP en la región costera bonaerense y, en segundo lugar, cómo se modifica la respuesta oceánica ante variaciones en la velocidad y dirección de propagación de las OGA.

Finalmente, debe aclararse que este forzante incluye solamente el campo bórico asociado a las OGA y no el correspondiente al viento.

En el capítulo siguiente se presentan algunas figuras las cuales ilustran el campo de presión superficial asociado a un tren de OGA (Fig. XI.4), resultante de la aplicación del forzante aquí explicado.

## CAPITULO XI

## SIMULACIONES NUMERICAS

Como se discutió en los capítulos anteriores, del análisis conjunto de la información meteorológica y oceanográfica surge que sólo hay dos forzantes atmosféricos potenciales generadores de OLP en la zona costera bonaerense: los pasajes frontales y la actividad de OGA. Es decir, llegado a esta altura en la presente investigación, puede concluirse que cuando se manifiestan OLP se registran pasajes frontales y actividad de OGA en la región. Sin embargo la capacidad generadora de cada uno aún no ha sido estimada. Para tal efecto, en este capítulo se presentan los resultados obtenidos mediante las distintas simulaciones numéricas realizadas, las cuales tienen como objeto evaluar la capacidad que tiene cada uno de los forzantes mencionados para generar OLP.

## XI.1. Pasajes frontales

En X.2 se detalló la metodología utilizada para la construcción de un forzante analítico representativo del campo bórico y de viento asociado a un pasaje frontal. Considerando diferentes configuraciones para ambos campos se realizaron diversos experimentos numéricos (más de cien) de los cuales puede concluirse que en ninguno de ellos la generación de OLP fue exitosa. En dichas simulaciones se utilizaron diferentes velocidades de translación para el frente, campos bóricos con distintos gradientes espaciales y de viento con intensidades y direcciones variadas. En términos generales, el resultado común obtenido en las distintas simulaciones fue que el nivel del mar ante un pasaje frontal reacciona produciendo una perturbación con período generalmente mayor que el de la marea astronómica, conocida como onda de tormenta (ver, por ejemplo, Romero, 1994) sobre la cual aparecen otras fluctuaciones de menor amplitud, con períodos superiores a las 4 horas.

A modo de ejemplo y con el objeto de ilustrar lo antedicho se presentan los resultados obtenidos en una de las simulaciones numéricas realizadas. Para la misma se consideró un sistema de baja presión (cuyo centro estaba ubicado ligeramente al S de la

zona estudiada) y a un frente frío trasladándose con velocidad constante (30 km/h) hacia el E. En este caso, el frente además de trasladarse giraba levemente en forma ciclónica alrededor del centro de baja, con una velocidad angular de aproximadamente  $0.5^\circ$  por hora. El frente comienza a desplazarse desde el ángulo SW del recinto modelado y, por lo tanto, inicialmente toda la región está influida por la presión y el viento correspondiente al sector caliente del sistema. Durante las primeras 22 horas de modelación el frente permanece inmóvil en dicho lugar y los campos béricos y de viento comienzan a incrementarse linealmente desde valores nulos con el objeto de alcanzar una condición inicial dinámicamente balanceada. Transcurrido dicho lapso, el frente comienza a desplazarse hacia el E como se explicó precedentemente. En la Figura XI.1.a se muestra al forzante atmosférico luego de 36 horas de simulación. En la misma se observa al frente orientado aproximadamente en la dirección NNW/SSE. Por otro lado, sobre el sector caliente se aprecian vientos del NW y sobre el frío del SW. En la Figura XI.1.b se muestra una imagen instantánea de la superficie libre del mar, también correspondiente al instante mencionado. En la misma se observa una depresión en el nivel de las aguas que se acentúa hacia la costa, alcanzando valores mínimos (-50 cm) en la parte N de la Bahía Samborombón y en proximidades de Quequén. Fuera de la plataforma continental la depresión es menos significativa (-10 cm). De dicha figura puede concluirse que ante un pasaje frontal, las aguas de la plataforma continental responden principalmente al efecto del viento y, en menor grado, al de la presión atmosférica.

En la Figura XI.2 se muestra la evolución del nivel del mar ante dicho pasaje frontal, resultante de esta simulación numérica, en nodos del recinto modelado representativos de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Todos los gráficos tienen como origen temporal la hora 20 de dicha simulación, teniendo ésta una duración total de 60 horas. En las tres estaciones mencionadas el nivel del agua responde de manera similar, es decir, disminuyendo aproximadamente 50 cm respecto del nivel medio, ocurriendo el mínimo primero en Mar del Plata, luego en Pinamar y finalmente en Mar de Ajó. Por otro lado, en las tres figuras también se observan fluctuaciones del nivel del agua con períodos comprendidos entre 4 y 5 horas y con amplitudes que no superan los 10 cm. Dichas perturbaciones probablemente respondan al forzante bérico más que al de viento. Respecto a

esto último, la variación de la presión atmosférica en un nodo del recinto representativo de Mar del Plata muestra un mínimo valor (hora 24), coincidente con el pasaje frontal por dicho punto. El viento en superficie muestra un brusco cambio de dirección, del NW al SW, simultáneamente al pasaje del frente por el nodo previamente mencionado.

Resumiendo, la conclusión que puede extraerse de las diversas simulaciones realizadas es que los pasajes frontales por la plataforma continental bonaerense no generan OLP, sino perturbaciones oceánicas con períodos mayores que los asociados a ellas.

## XI.2. Actividad de OGA

Se realizaron muchas simulaciones numéricas con el forzante representativo de la actividad de las OGA (X.3), con el objeto de estudiar su efectividad en la generación de OLP. La conclusión que surge de dichas simulaciones es que las OGA se comportan como un forzante altamente eficaz en la generación de OLP, lo cual es consistente con la alta correlación hallada en la ocurrencia de ambos fenómenos y con la similitud que muestran los espectros de OGA y de OLP (capítulo IX).

Con el objeto de brindar un panorama general relativo a la respuesta de las aguas de la plataforma ante dicho forzante atmosférico, se realizaron algunas experiencias numéricas considerando un paquete de OGA no dispersivo compuesto por tres ondas puras con períodos de 120.47, 75.85 y 60.24 minutos (cuyas frecuencias coinciden exactamente con múltiplos de la fundamental, resultantes de utilizar un intervalo de muestreo de 4 minutos y 512 datos) y con amplitudes de 0.75 hPa. La duración de la actividad de las OGA para dichas simulaciones fue de aproximadamente 30 horas. En estas experiencias las OGA se manifiestan en toda el área extendida por detrás de un frente frío que se desplaza con una velocidad constante de 30 km/h, y se propagan en dirección paralela al mismo, aproximadamente hacia el SE. Dicho frente barre la zona de interés de manera similar a la explicada en XI.1.

En la Tabla XI.I se presentan los valores de energía regional total (correspondientes a la suma de las energías totales en los nodos representativos de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata) resultantes de doce experimentos numéricos,

caracterizados por trenes de OGA con celeridades comprendidas entre 20 y 40 m/s y direcciones de propagación entre 300° y 330°. La energía máxima obtenida fue de 81 cm<sup>2</sup>, para OGA propagándose desde 330° y con una celeridad de 30 m/seg, y la mínima (16.8 cm<sup>2</sup>) para 310° y 40 m/seg. En términos generales, la dirección para la cual se obtienen mayores niveles de energía es 330° y la celeridad 30 m/seg.

Del análisis comparativo de los resultados obtenidos surge que las OGA se comportan como un forzante altamente eficaz en lo que concierne a la generación de OLP, para una amplia variedad de celeridades y direcciones de propagación. Sin embargo, las notables diferencias halladas entre dos situaciones no muy disímiles (por ejemplo, entre la de mayor intensidad y la correspondiente a 320° y 40 m/seg, esta última con un 65% menos de energía que la primera) revela que la plataforma continental reacciona de manera diferente ante pequeñas variaciones del forzante atmosférico, indicando, posiblemente, que las condiciones de resonancia sólo pueden alcanzarse con un forzante capaz de excitar los modos naturales de la misma.

Por otro lado, se realizaron algunas simulaciones numéricas con forzantes atmosféricos contruidos mediante la superposición del representativo de pasajes frontales y del correspondiente a las OGA. De dichas experiencias surge que la actividad de OLP se aplaca considerablemente ante la presencia de intensos y persistentes vientos.

### XI.3. Simulación numérica de la situación de actividad de OLP del 12-14 de octubre de 1985.

Se analiza un caso en el cual se simula la generación de OLP forzadas con un paquete de OGA con características similares a las registradas en Punta Médanos entre el 12 y el 14 de octubre de 1985. En este caso se consideró un tren de OGA no dispersivo propagándose con dirección 330°, siendo ésta la dirección aproximada de la corriente en chorro correspondiente a dicha situación (Fig. IX.5). La celeridad de las OGA adoptada en la presente simulación fue de 30 m/seg. En la Figura XI.3.a se presenta la variación temporal de la presión atmosférica en superficie producida por dicho forzante en un nodo del recinto representativo de Pinamar, la cual se compara favorablemente con la presión atmosférica (filtrada), registrada en Punta Médanos

con microbarógrafo (Fig. IX.2.a). En esta ocasión el tren de OGA fue construido mediante la superposición de seis ondas puras con períodos 137, 89, 79, 60, 48 y 39 minutos, y con amplitudes, 0.95, 0.40, 0.40, 0.70, 0.20 y 0.20 hPa, respectivamente. El espectro correspondiente a dicho tren se muestra en la Figura XI.3.b. El mismo presenta una gran similitud, comparado con el de Punta Médanos (Fig. IX.2.b), fundamentalmente en las intensidades y posiciones de los picos espectrales. Además, debe destacarse la fuerte semejanza en lo que respecta a la energía total de ambos espectros: 30.0  $\text{cm}^2$  para el de Punta Médanos y 30.5  $\text{cm}^2$  para el simulado.

En la Figura XI.4 (columna izquierda) se muestran las imágenes instantáneas del forzante correspondientes a las horas 12, 24 y 36 de la simulación (la cual tuvo una duración total de 72 horas). En las mismas se observa un frente frío desplazándose con velocidad constante de 40 km/h. En esta experiencia se supone que el frente, la corriente en chorro (ubicada en el ángulo SW del recinto modelado) y la dirección de propagación de las OGA son paralelos. Por otro lado, se considera que la actividad de las OGA está confinada exclusivamente a la franja comprendida entre el frente y la corriente en chorro y, por otro lado, que la dirección de propagación de las OGA coincide con la de la corriente en chorro. Una vez que el frente abandona la región modelada, la actividad de las OGA cesa, y la superficie del mar puede oscilar libremente.

Las líneas normales al frente, que se observan por detrás del mismo, corresponden a las isobaras (hPa) asociadas al campo de presión producido por las OGA. Debe quedar claramente establecido que, tanto la zona de actividad, la dirección de propagación como la celeridad de las OGA resultan de estimaciones basadas en la información bibliográfica disponible, ya que en la región se carece de una red de estaciones con microbarógrafos suficientemente densa.

Sobre la columna derecha de la Figura XI.4 se observan las imágenes instantáneas del nivel del mar correspondientes a las horas 12, 24 y 36 de este experimento numérico. En dichas figuras las líneas punteadas representan al nivel medio (altura cero) las cuales separan las zonas del mar elevadas de las deprimidas, respecto del nivel mencionado. De las mismas surge que las oscilaciones más significativas ocurren sobre la plataforma continental, siendo prácticamente nulas fuera de la misma. Las débiles perturbaciones oceánicas que se propagan sobre la

plataforma continental (hacia el NE) adelantándose al forzante atmosférico (Fig. XI.4.b) probablemente sean producidas por el marcado gradiente bórico presente en la línea frontal. Otra característica que se observa es que, una vez pasado el forzante (Fig. XI.4.f), sobre la plataforma, las crestas y los valles se orientan aproximadamente normales a la costa, siendo ésto muy evidente sobre la costa sur bonaerense.

En la Figura XI.5 se presenta la evolución de los niveles instantáneos del mar para seis puntos de la zona modelada: Mar de Ajó (AJ), Pinamar (PI), Mar del Plata (MP), plataforma continental (PC), océano profundo (OP) y Río de la Plata (RP), cuyas posiciones se indican en la Fig. XI.4.a. La primera característica que surge de la comparación conjunta es que las perturbaciones más significativas se manifiestan cerca de la costa (aproximadamente 30 cm para Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata), decreciendo en la plataforma continental (10 cm) y siendo mínimas en el océano profundo (inferiores a 5 cm). Esta disminución en las amplitudes también fue observada por Shillington y Foreest (1986), en una modelación numérica en la que se estudia la propagación de ondas de borde en plataformas continentales. En el gráfico correspondiente al Río de la Plata puede observarse que también las oscilaciones son prácticamente nulas, lo cual es compatible con las mediciones disponibles.

Por otro lado, si se comparan los niveles instantáneos (filtrados) de Mar del Plata (Fig. IX.4) con los resultantes de la simulación numérica (Fig. XI.5) se observa, en general, una similitud notable entre ambos registros. Sin embargo, se aprecian algunas diferencias en las alturas máximas alcanzadas, siendo en Mar del Plata de 56 cm y en la simulación de 30 cm. No obstante, debe notarse que las alturas máximas se dan durante un breve lapso (entre las horas 3 y 9 de la Fig. IX.4) mientras que el resto del registro presenta alturas muy parecidas a las obtenidas mediante la simulación numérica.

Si se comparan los registros correspondientes a las tres estaciones costeras, puede verse que las perturbaciones oceánicas se manifiestan de S a N, apareciendo primero en Mar del Plata, luego en Pinamar y finalmente en Mar de Ajó. En este caso, dicha apreciación es altamente compatible con la dirección de avance del forzante utilizado.

En la Figura XI.6 se presentan los espectros de energía correspondientes a los niveles del mar resultantes de la modelación numérica para Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. La

primera característica que se observa es que, ante un forzante espacialmente homogéneo los tres puntos mencionados presentan diferencias tanto en la energía total como así también en la ubicación de los picos espectrales debido, probablemente, a la topografía del fondo y a la orientación de la costa respecto de la dirección de propagación del forzante. En Mar de Ajó los picos más intensos se ubican en 137 y 60 minutos, en Pinamar, en 79 y 60 minutos, y en Mar del Plata, en 137 y 60 minutos, siendo este último el pico espectral más intenso. Por otro lado, en los espectros correspondientes a los tres sitios también se observan débiles contribuciones energéticas, con períodos comprendidos entre 1 y 2 horas, y dos pequeños picos en frecuencias más altas.

Si se compara el espectro correspondiente a Mar del Plata (Fig. IX.4) con el resultante, de la simulación numérica para dicho punto, resulta que en ambos el pico más intenso se ubica en períodos similares (62 y 60 minutos, respectivamente). La principal diferencia entre ambos radica en la gran cantidad de picos en altas frecuencias (con períodos inferiores a 30 minutos), observados en el espectro de Mar del Plata, y no en el resultante de la simulación numérica. Sin embargo, debe considerarse que el forzante utilizado está compuesto por ondas puras con períodos superiores a los 39 minutos (cuyo espectro representa los rasgos principales del de Faro Punta Médanos, Fig. IX.2.b), no conteniendo contribuciones energéticas en frecuencias más altas. En lo que respecta a la energía total ambos espectros presentan valores muy similares,  $46.1 \text{ cm}^2$  para el de Mar del Plata y  $40.1 \text{ cm}^2$  para el de la simulación numérica.

#### XI.4. Resumen de las simulaciones numéricas realizadas

En primer lugar, debe destacarse que, a través de los diversos experimentos numéricos realizados, quedó claramente establecido que los pasajes frontales, por la zona marítima de influencia, no producen actividad de OLP mientras que, las OGA, se comportan como un forzante altamente eficaz.

En segundo término, las simulaciones numéricas indican que la generación de OLP es factible para una amplia variedad de situaciones (en lo que respecta a celeridades y direcciones de propagación de las OGA). Sin embargo, los resultados muestran que las respuestas oceánicas más energéticas se dan solamente ante algunas combinaciones específicas de celeridades y direcciones

de propagación de las OGA (Tabla XI.I).

Además, se simuló la situación de intensa actividad de OLP ocurrida entre el 12 y el 14 de octubre de 1985. Para esta experiencia se utilizó un forzante representativo de las OGA con características similares a las registradas en Faro Punta Médanos en dicha ocasión. Los niveles del agua obtenidos en un nodo del recinto modelado representativo de Mar del Plata muestra grandes similitudes con las mediciones lo cual indica que el forzante adoptado (el cual está altamente idealizado) puede ser considerado como representativo de aquel evento.

Por otro lado, los resultados obtenidos en las simulaciones numéricas realizadas muestran débiles fluctuaciones en aguas de la plataforma, Fig. XI.5. Ellas se condicen con las oscilaciones, con períodos inferiores a dos horas, que se observan en las mediciones directas de corrientes (Lanfredi y Capurro, 1971; Lanfredi, 1972) obtenidas en varias estaciones ubicadas a través de la plataforma continental, al E de Mar del Plata (ver, I.1). Sin embargo, debe dejarse claramente señalado que no se dispone de mediciones de niveles del mar "costa afuera", en aguas de la plataforma, que permitan estudiar las oscilaciones de la superficie del mar en la banda de frecuencias de las OLP. Es por esta razón que no se realiza un análisis más profundo de las OLP, en aguas de la plataforma continental.

Finalmente, las simulaciones numéricas muestran muy débiles oscilaciones en el Río de la Plata, durante los lapsos de fuerte actividad de OLP en la costa bonaerense (Fig. XI.5), lo cual es compatible con las mediciones disponibles. En la Figura XI.7 se presentan los niveles del mar filtrados correspondientes al evento de mayor intensidad del año 1982 para la costa bonaerense (Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata) y para Torre Oyarvide (Río de la Plata,  $35^{\circ} 06' S$ ,  $57^{\circ} 08' W$ ). En la misma se observan alturas de casi 50 cm en la costa bonaerense mientras que, en Torre Oyarvide, se manifiestan oscilaciones simultáneas que no superan los 10 cm. Se incluye, en dicha figura, las variaciones del nivel del mar en Puerto Madryn (Golfo Nuevo, Chubut) mostrando oscilaciones más regulares e inferiores a los 15 cm. En consecuencia, del análisis de la Figura XI.7 puede concluirse que la fuerte actividad de OLP se manifiesta en la costa bonaerense y no en aguas del Río de la Plata ni en las de la costa patagónica.

## CAPITULO XII

## CONCLUSIONES

El objetivo de esta tesis fue explicar el proceso físico generador de las ondas de largo período (OLP) en la región costera bonaerense. Aunque las OLP pueden ser producidas por forzantes de origen meteorológico, sísmico u oceánico, en el presente trabajo queda claramente demostrado que en esta región particular es de naturaleza atmosférica.

Para este estudio se utilizaron datos oceánicos y meteorológicos. Respecto de los primeros, los registros analógicos del nivel del mar, correspondientes a 1982, obtenidos en las estaciones mareográficas Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata, fueron digitalizados y filtrados convenientemente. En lo que respecta a los datos meteorológicos, se utilizaron datos horarios de la presión atmosférica y del viento en superficie registrados en las estaciones costeras disponibles, mapas sinópticos de superficie y de altura (250 hPa), y registros de presión medidos con microbarógrafos en los Faros Punta Médanos y El Rincón.

En consideración al objetivo planteado, en primer lugar, se seleccionaron los lapsos en los cuales la energía espectral asociada a las OLP, en cada estación, superara el valor de  $5 \text{ cm}^2$  y la energía total el de  $60 \text{ cm}^2$ . De esta manera resultaron siete lapsos activos en los cuales se centró el análisis y la discusión concerniente a la descripción temporal y espacial de las OLP.

Del estudio espectral realizado surge que, en las tres estaciones mareológicas, la energía de las OLP se incrementa desde valores casi nulos hasta máximos, y luego éstos decrecen nuevamente hasta casi cero, lo cual manifiesta la transitoriedad del fenómeno. Por otro lado, durante los lapsos activos, se observa que las débiles perturbaciones en alta frecuencia sólo ocurren en los momentos de mayor intensidad energética y, en cambio, las ondas con períodos mayores están presentes siempre. Con respecto a la variabilidad espectral entre estaciones, los picos espectrales presentes en un sitio y no en otros pueden ser resultado de la topografía del fondo propia de cada lugar o de la configuración geográfica respecto al forzante. Por otra parte, los relativamente altos niveles de coherencia estimados entre los registros del nivel del mar correspondientes a las estaciones Mar

de Ajó y Mar del Plata, separadas entre sí aproximadamente 170 kilómetros, muestran claramente la naturaleza regional de las OLP.

En los mapas sinópticos de superficie correspondientes a cada uno de los siete eventos seleccionados se observan sugestivamente pasajes de frentes por la región marítima de influencia y, además, en el registro horario de la presión atmosférica superficial, medida en Mar del Plata, se aprecia que dichos lapsos coinciden siempre con mínimos relativos. Por otro lado, el hecho de que la actividad de OLP estuviese siempre vinculada a grandes fluctuaciones horarias de la presión atmosférica y a fuertes ráfagas motivó la realización de un estudio en el cual se comparó la simultaneidad de la ocurrencia de la actividad de OLP en Mar del Plata y de las ondas de gravedad atmosféricas (OGA) en Faro Punta Médanos, entre los años 1984 y 1986. La alta correlación hallada entre ambos fenómenos ondulatorios indicó claramente que están estrechamente vinculados. Por otro lado, el hecho que los espectros de OGA, tanto para Punta Médanos como para El Rincón, mostraran contribuciones energéticas importantes en la misma banda de frecuencias que el correspondiente a un lapso de intensa actividad OLP registrado en Mar del Plata, fortificó la idea de que ambos fenómenos ondulatorios están ligados por una relación causa-efecto. Por otra parte, y reafirmando lo anteriormente expresado, la función coherencia estimada entre las OLP de Mar del Plata y las OGA de Punta Médanos indicaron que los picos de energía de ambos fenómenos se ubican en frecuencias muy próximas. Por último, el estado de la atmósfera en superficie y la circulación en altura, durante los lapsos activos de OLP, es similar a la de los casos citados en la bibliografía disponible en los cuales se detectaban OGA de gran amplitud y condiciones de óptima propagación. En dichos casos se verificaba la presencia de frentes en superficie y de la corriente en chorro en los niveles superiores de la troposfera.

Con el objeto de evaluar los efectos de estos potenciales forzantes generadores de OLP (es decir, los pasajes frontales y las OGA) sobre las aguas de la plataforma continental bonaerense, se desarrolló un modelo numérico bidimensional, basado en las ecuaciones de conservación de masa y de cantidad de movimiento (verticalmente integradas) el cual permite incluir batimetría irregular y geografía con gran aproximación a la situación real.

Para la implementación de ambos forzantes se desarrollaron

expresiones analíticas simples las cuales representaban las condiciones relevantes de la atmósfera en superficie, relativas al campo bórico y de viento, asociadas tanto a pasajes frontales como así también a la actividad de las OGA.

De las numerosas simulaciones numéricas realizadas surge que el efecto del campo bórico, de viento o la combinación de ambos, asociados al pasaje frontal, en ningún caso puede generar actividad de OLP en la zona costera bonaerense; en cambio, los distintos experimentos numéricos mostraron que las OGA se comportan como un forzante verdaderamente eficaz para la generación de OLP.

Finalmente, considerando la alta correlación hallada en el estudio comparativo entre la ocurrencia de actividad de OLP y de OGA en la región, la similitud encontrada en la estructura espectral de ambos fenómenos ondulatorios y, dado que las distintas simulaciones numéricas corroboran la eficacia de las OGA como mecanismo generador de OLP, se concluye que las ondas de largo período en la zona costera bonaerense son generadas por la actividad de ondas de gravedad atmosféricas en dicha región.



Dr. Carlos A. Mazio  
Codirector



Dr. Mario N. Nuñez  
Director



Lic. Walter C. Dragani  
Doctorando

## AGRADECIMIENTOS

Quisiera dejar aquí expresado el reconocimiento por la dedicación brindada en la supervisión de este trabajo, el estímulo constante y la posibilidad de contar con el equipamiento del CIMA, a mi Director de Tesis, Dr. Mario N. Nuñez. Asimismo, y especialmente, a mi Codirector de Tesis, Dr. Carlos A. Mazio, quien además de brindarse enteramente en la guía de este trabajo, contribuye diariamente, y desde hace más de diez años, a mi formación profesional.

Mi más sincero reconocimiento a todos los que cooperaron para que este trabajo pudiera ser concretado:

- al Departamento Oceanografía del Servicio de Hidrografía Naval el cual facilitó en gran medida que esta Tesis llegase a término,
- al Servicio Meteorológico Nacional por haber provisto la información necesaria y, especialmente, al personal del archivo por su gentileza,
- al Centro Argentino de Datos Oceanográficos por las facilidades prestadas para la utilización del digitalizador electrónico,
- a Silvia Antonietti por su esmerada dedicación en la digitalización de los registros mareológicos,
- a Graciela Demilio por brindarme gentilmente su apoyo computacional,
- a Bibiana Arraidou y a Silvia Damiani por su constante colaboración,
- a Jorge Speroni por brindarme permanentemente su valiosa ayuda,
- a Fernando Caviglia con quien compartí gratamente la tarea de desarrollar el modelo numérico utilizado,
- a Andrés Roubicek y a Sebastian Monserrat por el valioso material bibliográfico facilitado,

También, quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todos mis compañeros y amigos del Servicio de Hidrografía Naval y del Departamento Ciencias de la Atmósfera de la UBA.

Finalmente, mi más profunda gratitud hacia toda mi familia porque sin su permanente aliento esto no hubiera sido posible.

## TABLAS

Caso	Fecha y Hora central	Energ. total Mar de Ajó	Energ. total Pinamar	Energ. total M. del Plata	En. tot. Regional
i	09/09 17:24	69.99	77.30	54.32	201.61
ii	02/02 16:52	36.57	41.36	17.91	95.84
iii	24/03 11:32	20.01	44.36	29.51	93.88
iv	29/08 08:20	32.98	29.56	21.82	84.36
v	11/12 04:04	15.40	45.54	5.24	66.18
vi	13/05 06:12	15.16	16.19	32.75	64.10
vii	21/12 03:00	25.28	29.68	8.82	63.78

*Tabla II.I. Lapsos activos de ondas de largo período. Los valores de energía están dados en  $\text{cm}^2$ . La energía total regional se obtuvo mediante la suma de las energías totales correspondientes a Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata.*

Nro.	Fecha	Hora	Nro.	Fecha	Hora	Nro.	Fecha	Hora
1	3/01/82	20:04	46	8/03/82	20:04	91	11/05/82	20:04
2	5/01/82	6:12	47	10/03/82	6:12	92	13/05/82	6:12
3	6/01/82	16:20	48	11/03/82	16:20	93	14/05/82	16:20
4	8/01/82	2:28	49	13/03/82	2:28	94	16/05/82	2:28
5	9/01/82	12:36	50	14/03/82	12:36	95	17/05/82	12:36
6	10/01/82	22:44	51	15/03/82	22:44	96	18/05/82	22:44
7	12/01/82	8:52	52	17/03/82	8:52	97	20/05/82	8:52
8	13/01/82	19:00	53	18/03/82	19:00	98	21/05/82	19:00
9	15/01/82	5:08	54	20/03/82	5:08	99	23/05/82	5:08
10	16/01/82	15:16	55	21/03/82	15:16	100	24/05/82	15:16
11	18/01/82	1:24	56	23/03/82	1:24	101	26/05/82	1:24
12	19/01/82	11:32	57	24/03/82	11:32	102	27/05/82	11:32
13	20/01/82	21:40	58	25/03/82	21:40	103	28/05/82	21:40
14	22/01/82	7:48	59	27/03/82	7:48	104	30/05/82	7:48
15	23/01/82	17:56	60	28/03/82	17:56	105	31/05/82	17:56
16	25/01/82	4:04	61	30/03/82	4:04	106	2/06/82	4:04
17	26/01/82	14:12	62	31/03/82	14:12	107	3/06/82	14:12
18	28/01/82	0:20	63	2/04/82	0:20	108	5/06/82	0:20
19	29/01/82	10:28	64	3/04/82	10:28	109	6/06/82	10:28
20	30/01/82	20:36	65	4/04/82	20:36	110	7/06/82	20:36
21	1/02/82	6:44	66	6/04/82	6:44	111	9/06/82	6:44
22	2/02/82	16:52	67	7/04/82	16:52	112	10/06/82	16:52
23	4/02/82	3:00	68	9/04/82	3:00	113	12/06/82	3:00
24	5/02/82	13:08	69	10/04/82	13:08	114	13/06/82	13:08
25	6/02/82	23:16	70	11/04/82	23:16	115	14/06/82	23:16
26	8/02/82	9:24	71	13/04/82	9:24	116	16/06/82	9:24
27	9/02/82	19:32	72	14/04/82	19:32	117	17/06/82	19:32
28	11/02/82	5:40	73	16/04/82	5:40	118	19/06/82	5:40
29	12/02/82	15:48	74	17/04/82	15:48	119	20/06/82	15:48
30	14/02/82	1:56	75	19/04/82	1:56	120	22/06/82	1:56
31	15/02/82	12:04	76	20/04/82	12:04	121	23/06/82	12:04
32	16/02/82	22:12	77	21/04/82	22:12	122	24/06/82	22:12
33	18/02/82	8:20	78	23/04/82	8:20	123	26/06/82	8:20
34	19/02/82	18:28	79	24/04/82	18:28	124	27/06/82	18:28
35	21/02/82	4:36	80	26/04/82	4:36	125	29/06/82	4:36
36	22/02/82	14:44	81	27/04/82	14:44	126	30/06/82	14:44
37	24/02/82	0:52	82	29/04/82	0:52	127	2/07/82	0:52
38	25/02/82	11:00	83	30/04/82	11:00	128	3/07/82	11:00
39	26/02/82	21:08	84	1/05/82	21:08	129	4/07/82	21:08
40	28/02/82	7:16	85	3/05/82	7:16	130	6/07/82	7:16
41	1/03/82	17:24	86	4/05/82	17:24	131	7/07/82	17:24
42	3/03/82	3:32	87	6/05/82	3:32	132	9/07/82	3:32
43	4/03/82	13:40	88	7/05/82	13:40	133	10/07/82	13:40
44	5/03/82	23:48	89	8/05/82	23:48	134	11/07/82	23:48
45	7/03/82	9:56	90	10/05/82	9:56	135	13/07/82	9:56

**Tabla II.II. Fecha y hora central de los espectros, funciones coherencia y diferencia de fase obtenidas para Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata.**

Nro.	Fecha	Hora	Nro.	Fecha	Hora	Nro.	Fecha	Hora
136	14/07/82	20:04	176	9/09/82	17:24	216	5/11/82	14:44
137	16/07/82	6:12	177	11/09/82	3:32	217	7/11/82	0:52
138	17/07/82	16:20	178	12/09/82	13:40	218	8/11/82	11:00
139	19/07/82	2:28	179	13/09/82	23:48	219	9/11/82	21:08
140	20/07/82	12:36	180	15/09/82	9:56	220	11/11/82	7:16
141	21/07/82	22:44	181	16/09/82	20:04	221	12/11/82	17:24
142	23/07/82	8:52	182	18/09/82	6:12	222	14/11/82	3:32
143	24/07/82	19:00	183	19/09/82	16:20	223	15/11/82	13:40
144	26/07/82	5:08	184	21/09/82	2:28	224	16/11/82	23:48
145	27/07/82	15:16	185	22/09/82	12:36	225	18/11/82	9:56
146	29/07/82	1:24	186	23/09/82	22:44	226	19/11/82	20:04
147	30/07/82	11:32	187	25/09/82	8:52	227	21/11/82	6:12
148	31/07/82	21:40	188	26/09/82	19:00	228	22/11/82	16:20
149	2/08/82	7:48	189	28/09/82	5:08	229	24/11/82	2:28
150	3/08/82	17:56	190	29/09/82	15:16	230	25/11/82	12:36
151	5/08/82	4:04	191	1/10/82	1:24	231	26/11/82	22:44
152	6/08/82	14:12	192	2/10/82	11:32	232	28/11/82	8:52
153	8/08/82	0:20	193	3/10/82	21:40	233	29/11/82	19:00
154	9/08/82	10:28	194	5/10/82	7:48	234	1/12/82	5:08
155	10/08/82	20:36	195	6/10/82	17:56	235	2/12/82	15:16
156	12/08/82	6:44	196	8/10/82	4:04	236	4/12/82	1:24
157	13/08/82	16:52	197	9/10/82	14:12	237	5/12/82	11:32
158	15/08/82	3:00	198	11/10/82	0:20	238	6/12/82	21:40
159	16/08/82	13:08	199	12/10/82	10:28	239	8/12/82	7:48
160	17/08/82	23:16	200	13/10/82	20:36	240	9/12/82	17:56
161	19/08/82	9:24	201	15/10/82	6:44	241	11/12/82	4:04
162	20/08/82	19:32	202	16/10/82	16:52	242	12/12/82	14:12
163	22/08/82	5:40	203	18/10/82	3:00	243	14/12/82	0:20
164	23/08/82	15:48	204	19/10/82	13:08	244	15/12/82	10:28
165	25/08/82	1:56	205	20/10/82	23:16	245	16/12/82	20:36
166	26/08/82	12:04	206	22/10/82	9:24	246	18/12/82	6:44
167	27/08/82	22:12	207	23/10/82	19:32	247	19/12/82	16:52
168	29/08/82	8:20	208	25/10/82	5:40	248	21/12/82	3:00
169	30/08/82	18:28	209	26/10/82	15:48	249	22/12/82	13:08
170	1/09/82	4:36	210	28/10/82	1:56	250	23/12/82	23:16
171	2/09/82	14:44	211	29/10/82	12:04	251	25/12/82	9:24
172	4/09/82	0:52	212	30/10/82	22:12	252	26/12/82	19:32
173	5/09/82	11:00	213	1/11/82	8:20	253	28/12/82	5:40
174	6/09/82	21:08	214	2/11/82	18:28	254	29/12/82	15:48
175	8/09/82	7:16	215	4/11/82	4:36			

**Tabla II.II. Continuación.**

<i>Fecha y hora</i>	<i>F. El Rincón</i>	<i>Bahía Blanca</i>	<i>Necochea</i>	<i>Mar del Plata</i>	<i>V. Gesell</i>	<i>Pta. Médanos</i>	<i>Pta. Indio</i>
08/09/82 00	...	N 10	...	NNE 13	...	...	NNE 12
08/09/82 03	W 06	NW 03	...	N 11	...	...	NNE 10
08/09/82 06	...	CALMA	...	NNE 09	...	...	N 10
08/09/82 09	ENE 12	N 11	N 08	NNE 10	NNE 13	NNE 10	N 12
08/09/82 12	ENE 02	N 20	N 24	NNE 09	NNE 15	NNE 12	N 16
08/09/82 15	ENE 05	NW 10	N 05	ENE 10	NNE 13	...	NNE 14
08/09/82 18	ESE 09	CALMA	N 08	ENE 10	NE 10	...	NE 10
08/09/82 21	ESE 06	ENE 03	...	NE 06	...	NNE 04	NNE 10
09/09/82 00	...	NNE 20	...	CALMA	...	...	NNE 20
09/09/82 03	W 04	CALMA	...	CALMA	...	...	N 12
09/09/82 06	...	CALMA	...	NE 08	...	...	N 08
09/09/82 09	...	CALMA	S 02	NNE 10	NNE 13	NE 12	N 10
09/09/82 12	...	ENE 12	E 05	WSW 05	NNE 22	NE 12	NNE 14
09/09/82 15	...	S 05	N 13	ENE 12	CALMA	...	N 12
09/09/82 18	S 20	S 05	W 05	NE 15	E 13	...	NNE 10
09/09/82 21	S 10	SE 08	...	NNE 13	...	SW 10	N 10
10/09/82 00	...	SE 05	...	SSW 04	...	...	N 10
10/09/82 03	SSW 12	SE 05	...	NE 03	...	...	WSW 10
10/09/82 06	...	SE 13	...	NE 12	...	...	N 16
10/09/82 09	SSE 16	S 17	N 08	ENE 09	CALMA	...	SW 10
10/09/82 12	SSW 04	SW 16	N 02	ESE 09	E 14	NW 04	NE 12
10/09/82 15	S 10	S 07	S 13	CALMA	CALMA	...	NW 08
10/09/82 18	ENE 08	CALMA	SW 02	W 06	CALMA	...	W 08
10/09/82 21	...	CALMA	...	WSW 04	...	SW 06	CALMA

*Tabla II.III. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al lapso de mayor actividad.*

<i>Fecha y hora</i>	<i>F. El Rincón</i>	<i>Bahía Blanca</i>	<i>Necochea</i>	<i>Mar del Plata</i>	<i>V. Gesell</i>	<i>Pta. Médanos</i>	<i>Pta. Indio</i>
01/02/82 00	...	NE 05	...	NE 04	...	...	ENE 10
01/02/82 03	NE 10	N 16	...	CALMA	...	...	NNW 08
01/02/82 06	...	NNW 16	...	CALMA	...	...	NNW 04
01/02/82 09	N 10	N 19	NW 07	ENE 02	N 13	NE 06	NNE 10
01/02/82 12	N 10	NNW 21	NW 09	E 10	N 08	...	NE 08
01/02/82 15	NW 10	NNW 16	N 16	E 16	ENE 13	NE 10	NNE 10
01/02/82 18	SE 14	NW 26	N 18	ENE 16	NNE 13	...	E 14
01/02/82 21	...	N 18	...	NE 08	...	NE 12	ENE 12
02/02/82 00	...	ENE 16	...	NE 06	...	...	N 14
02/02/82 03	W 10	CALMA	...	NNE 04	...	...	N 15
02/02/82 06	...	NW 06	...	N 10	...	...	NNE 14
02/02/82 09	W 25	W 24	SW 02	W 10	N 24	NNE 16	N 22
02/02/82 12	W 10	W 27	NW 05	NNE 02	CALMA	...	SW 20
02/02/82 15	W 20	W 32	SW 30	WNW 06	WNW 13	NNW 02	NNW 12
02/02/82 18	WNW 28	W 20	SW 10	WSW 10	SW 20	...	WSW 10
02/02/82 21	SW 20	W 10	...	CALMA	...	S 06	CALMA
03/02/82 00	...	SW 20	...	N 06	...	...	CALMA
03/02/82 03	N 10	SW 27	...	NNW 10	...	...	SW 10
03/02/82 06	...	SW 20	...	W 09	...	...	CALMA
03/02/82 09	NNW 14	W 19	SW 14	W 18	WSW 15	SW 12	WSW 10
03/02/82 12	NW 20	SW 13	S 20	WSW 14	WSW 18	...	WSW 14
03/02/82 15	NW 28	SW 18	SW 18	W 10	W 15	SW 12	W 12
03/02/82 18	NW 18	SW 10	S 16	SW 12	SW 10	...	WSW 12
03/02/82 21	NW 05	CALMA	...	WSW 02	...	SW 02	SSW 10

*Tabla II.IV. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al segundo lapso activo.*

<i>Fecha y hora</i>	<i>F. El Rincón</i>	<i>Bahía Blanca</i>	<i>Necochea</i>	<i>Mar del Plata</i>	<i>V. Gesell</i>	<i>Pta. Médanos</i>	<i>Pta. Indio</i>
23/03/82 00	...	N 10	...	N 09	...	...	NNE 04
23/03/82 03	NE 10	N 10	...	NNW 06	...	...	N 04
23/03/82 06	...	CALMA	...	NW 06	...	...	CALMA
23/03/82 09	NE 12	NNE 05	CALMA	NW 06	NNW 10	N 12	N 08
23/03/82 12	NE 04	CALMA	W 01	NW 10	NNW 10	...	N 10
23/03/82 15	E 14	N 12	NE 02	ESE 05	N 06	N 12	NNE 10
23/03/82 18	N 15	N 03	S 10	E 02	N 08	...	ENE 06
23/03/82 21	NE 10	NE 02	...	NE 12	...	NNW 14	E 10
24/03/82 00	...	N 15	...	NNE 20	...	...	N 10
24/03/82 03	NE 10	WNW 15	...	NNE 14	...	...	N 10
24/03/82 06	...	SW 10	...	NNE 16	...	...	N 14
24/03/82 09	SE 10	SW 04	NW 06	NNE 20	NNE 20	NE 18	NNE 02
24/03/82 12	W 16	SSW 10	WNW 30	NNW 20	N 20	...	NNE 14
24/03/82 15	SW 10	SW 02	SW 26	NNW 17	NNW 18	NE 22	N 10
24/03/82 18	...	CALMA	S 18	SSW 12	N 19	...	CALMA
24/03/82 21	S 18	CALMA	...	SSW 13	...	E 12	E 02
25/03/82 00	...	CALMA	...	S 20	...	...	CALMA
25/03/82 03	SE 12	CALMA	...	S 22	...	...	CALMA
25/03/82 06	...	NE 12	...	SSE 26	...	...	CALMA
25/03/82 09	N 08	ENE 10	SE 16	S 28	SSE 18	SE 24	NNE 10
25/03/82 12	N 12	NE 07	ESE 24	S 10	SSE 30	...	NNE 14
25/03/82 15	...	ENE 05	ESE 22	S 10	SSE 35	SSE 28	NNE 10
25/03/82 18	...	S 05	ESE 20	S 19	S 18	...	S 12
25/03/82 21	SE 12	CALMA	...	S 23	...	SSE 40	S 30

**Tabla II.V. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al tercer lapso activo.**

<i>Fecha y hora</i>	<i>F. El Rincón</i>	<i>Bahía Blanca</i>	<i>Necochea</i>	<i>Mar del Plata</i>	<i>V. Gesell</i>	<i>Pta. Médanos</i>	<i>Pta. Indio</i>
28/08/82 00	...	E 10	...	ESE 10	...	...	NE 10
28/08/82 03	NE 10	NE 06	...	SSE 11	...	...	N 14
28/08/82 06	...	NE 06	...	SE 14	...	...	N 14
28/08/82 09	E 10	ENE 07	E 18	SE 06	E 05	E 08	N 12
28/08/82 12	NE 08	E 07	E 18	S 06	N 03	...	CALMA
28/08/82 15	NE 10	S 03	E 18	S 10	CALMA	S 10	CALMA
28/08/82 18	...	S 03	E 13	S 04	SW 08	...	S 16
28/08/82 21	...	CALMA	...	SW 06	...	S 22	SSE 08
29/08/82 00	...	S 05	...	SW 10	...	...	SSW 14
29/08/82 03	NW 20	SW 05	...	SW 12	...	...	S 10
29/08/82 06	...	CALMA	...	SW 10	...	...	S 12
29/08/82 09	NW 20	NNW 19	NW 02	W 06	SW 09	SW 14	S 14
29/08/82 12	NW 18	W 27	SW 18	W 10	SW 10	...	S 14
29/08/82 15	W 20	W 27	W 24	W 10	WNW 10	...	CALMA
29/08/82 18	SW 18	W 20	S 08	W 10	NW 08	...	CALMA
29/08/82 21	SW 18	SW 10	...	WSW 06	...	...	NNW 08
30/08/82 00	...	S 10	...	WNW 10	...	...	CALMA
30/08/82 03	W 07	SW 05	...	WNW 06	...	...	WSW 09
30/08/82 06	...	W 10	...	WSW 14	...	...	WSW 08
30/08/82 09	W 18	WNW 05	SW 13	W 10	WSW 18	SW 06	S 11
30/08/82 12	SSW 12	SW 13	SSW 24	SW 20	SW 20	...	SSE 12
30/08/82 15	SSE 12	S 10	S 24	SW 14	SSW 18	SW 06	SE 08
30/08/82 18	SSE 08	S 05	S 08	SW 10	SSW 13	...	ESE 04
30/08/82 21	E 12	E 05	...	W 02	...	SW 06	E 10

*Tabla II.VI. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al cuarto lapso activo.*

<i>Fecha y hora</i>	<i>F. El Rincón</i>	<i>Bahía Blanca</i>	<i>Necochea</i>	<i>Mar del Plata</i>	<i>V. Gesell</i>	<i>Pta. Médanos</i>	<i>Pta. Indio</i>
10/12/82 00	...	ESE 13	...	CALMA	...	...	N 10
10/12/82 03	E 18	...	...	CALMA	...	...	NNW 10
10/12/82 06	...	...	...	CALMA	...	...	NNW 10
10/12/82 09	ESE 14	WNW 20	NW 08	NNW 02	NNW 13	NW 10	NNW 12
10/12/82 12	S 12	S 20	NW 18	N 14	NW 16	...	NNW 12
10/12/82 15	S 24	S 22	NNW 24	N 19	N 14	NE 16	N 10
10/12/82 18	S 28	S 27	NW 13	N 11	NNE 18	...	NNE 10
10/12/82 21	S 24	SE 25	...	NNE 10	...	NE 12	NE 10
11/12/82 00	...	ESE 16	...	NW 05	...	...	NE 02
11/12/82 03	SSE 18	...	...	SW 08	...	...	CALMA
11/12/82 06	...	...	...	SW 08	...	...	CALMA
11/12/82 09	SSE 16	ESE 20	S 13	S 10	SW 20	S 22	SE 12
11/12/82 12	SE 09	SE 30	S 18	S 14	S 16	...	E 18
11/12/82 15	ESE 16	ESE 30	S 18	S 10	SSE 22	SE 25	SE 22
11/12/82 18	ESE 18	ESE 27	S 13	SSE 13	S 20	...	SSE 20
11/12/82 21	E 22	ESE 25	...	SE 14	...	ESE 22	ESE 20
12/12/82 00	...	E 16	...	SE 10	...	...	E 18
12/12/82 03	NE 14	...	...	SE 09	...	...	E 18
12/12/82 06	...	...	...	ESE 10	...	...	E 12
12/12/82 09	NE 16	NE 15	NE 08	ESE 14	ESE 16	E 14	E 12
12/12/82 12	E 18	NE 18	E 13	E 15	ESE 15	...	E 12
12/12/82 15	ENE 14	NE 12	E 18	E 23	E 20	E 18	E 14
12/12/82 18	ESE 19	NE 06	E 24	NE 18	ENE 19	...	E 14
12/12/82 21	ESE 18	ESE 05	...	ENE 12	...	ENE 22	ENE 18

*Tabla II.VII. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al quinto lapso activo.*

<i>Fecha y hora</i>	<i>F. El Rincón</i>	<i>Bahía Blanca</i>	<i>Necochea</i>	<i>Mar del Plata</i>	<i>V. Gesell</i>	<i>Pta. Médanos</i>	<i>Pta. Indio</i>
12/05/82 00	...	CALMA	...	CALMA	...	...	ENE 10
12/05/82 03	N 05	NE 05	...	CALMA	...	...	NE 14
12/05/82 06	...	N 16	...	CALMA	...	...	ENE 14
12/05/82 09	NE 02	S 03	ENE 04	E 10	ENE 06	NE 20	NE 12
12/05/82 12	NE 05	S 03	NNW 10	NE 10	NE 10	...	CALMA
12/05/82 15	NNE 05	CALMA	NE 16	E 12	NE 20	NE 20	E 06
12/05/82 18	...	CALMA	CALMA	NE 10	NE 20	...	N 10
12/05/82 21	...	CALMA	...	NNE 02	...	NE 18	NE 12
13/05/82 00	...	WNW 15	...	W 02	...	...	NNE 12
13/05/82 03	...	W 12	...	WNW 08	...	...	N 20
13/05/82 06	...	WNW 08	...	W 18	...	...	SW 18
13/05/82 09	E 06	W 19	WSW 12	WSW 16	SW 08	SW 14	S 04
13/05/82 12	W 20	W 20	WSW 22	W 20	WSW 14	...	WSW 10
13/05/82 15	WNW 18	W 22	SW 06	W 18	WSW 15	SW 12	WSW 14
13/05/82 18	WNW 18	W 15	WSW 04	WNW 06	W 05	...	WSW 10
13/05/82 21	NW 12	NW 10	...	W 08	...	W 10	WSW 10
14/05/82 00	...	W 10	...	WNW 10	...	...	WSW 04
14/05/82 03	NW 14	W 20	...	NNW 12	...	...	CALMA
14/05/82 06	...	W 16	...	NNW 10	...	...	WNW 06
14/05/82 09	NNW 12	W 15	W 15	WNW 05	WNW 10	SW 03	NW 10
14/05/82 12	W 13	SSW 20	W 15	W 10	WNW 15	...	W 10
14/05/82 15	W 10	W 16	W 15	WNW 20	WNW 19	SSW 06	W 10
14/05/82 18	NNW 02	W 02	W 05	W 06	W 08	...	W 06
14/05/82 21	CALMA	CALMA	...	W 06	...	...	CALMA

*Tabla II.VIII. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al sexto lapso activo.*

<i>Fecha y hora</i>	<i>F. El Rincón</i>	<i>Bahía Blanca</i>	<i>Necochea</i>	<i>Mar del Plata</i>	<i>V. Gesell</i>	<i>Pta. Médanos</i>	<i>Pta. Indio</i>
20/12/82 00	...	E 20	...	SW 01	...	...	CALMA
20/12/82 03	ENE 09	...	...	CALMA	...	...	N 04
20/12/82 06	...	...	...	WNW 10	...	...	NNW 10
20/12/82 09	NNW 18	NNW 15	NE 08	NE 08	ENE 07	ENE 08	NNW 14
20/12/82 12	NNW 14	NNW 11	S 05	W 05	NNE 08	...	NNW 12
20/12/82 15	SSE 20	WNW 16	SE 08	SE 08	SSE 03	ENE 15	NNW 10
20/12/82 18	SE 09	SE 15	SE 13	ESE 06	E 04	...	N 08
20/12/82 21	S 14	S 10	...	S 18	...	ENE 10	NNE 12
21/12/82 00	...	SE 10	...	SE 20	...	...	CALMA
21/12/82 03	...	...	...	SE 13	...	...	S 12
21/12/82 06	...	...	...	E 04	...	...	NNE 04
21/12/82 09	...	NE 08	NW 05	SSW 05	N 04	NNE 19	N 10
21/12/82 12	E 02	ENE 07	CALMA	ESE 08	SSW 08	...	WNW 10
21/12/82 15	E 05	NW 05	SE 18	SSE 10	SSW 10	NNE 15	NNE 08
21/12/82 18	E 10	E 03	E 18	SSE 10	ESE 05	...	NE 08
21/12/82 21	E 12	WSW 30	...	NE 04	...	...	NE 04
22/12/82 00	...	N 05	...	CALMA	...	...	NNE 02
22/12/82 03	...	...	...	CALMA	...	...	N 10
22/12/82 06	...	...	...	SW 04	...	...	CALMA
22/12/82 09	SSW 19	SW 06	N 08	WNW 05	S 08	N 08	WSW 05
22/12/82 12	SSW 18	S 15	NW 13	NE 08	NNE 09	...	SE 08
22/12/82 15	SSE 21	SE 14	S 08	ENE 06	CALMA	NNE 10	E 06
22/12/82 18	SSE 18	SE 14	S 13	ESE 05	E 08	...	NE 04
22/12/82 21	SSE 14	ESE 10	...	SW 10	...	NNE 08	CALMA

*Tabla II.IX. Intensidad (en nudos) y dirección del viento, medido en estaciones costeras, correspondiente al séptimo lapso activo.*

EVENTO				LOCALIDAD								
N°	fecha y hora inicial	durac. (hs)	tipo	MAR DE AJO			PINAMAR			MAR DEL PLATA		
				$H_{máx}$ (cm)	$\sigma$ (cm)	$T_{Hmáx}$ (min)	$H_{máx}$ (cm)	$\sigma$ (cm)	$T_{Hmáx}$ (min)	$H_{máx}$ (cm)	$\sigma$ (cm)	$T_{Hmáx}$ (min)
I	9/SEP 10	20	B	41.4	7.4	16	42.1	8.2	20	47.0	6.6	12
II	2/FEB 7	12	C	40.2	6.8	80	48.8	9.1	28	35.4	6.7	44
III	24/MAR 0	38	C	23.4	4.2	68	35.7	5.5	12	36.9	5.3	8
IV	28/AGO 3	50	C	36.5	5.9	40	48.4	5.9	32	40.0	5.3	20
V	10/DIC 23	8	B/A/B	21.7	4.5	52	53.1	6.7	16	18.3	3.3	36
VI	12/MAY 22	24	C	19.7	4.6	40	22.4	4.7	12	24.5	5.8	12
VII	20/DIC 21	18	B	21.3	5.8	92	39.1	6.5	40	20.7	4.3	40

*Tabla VII.1. Características estadísticas de los lapsos activos de las ondas de largo período registradas en la costa bonaerense en 1982.*

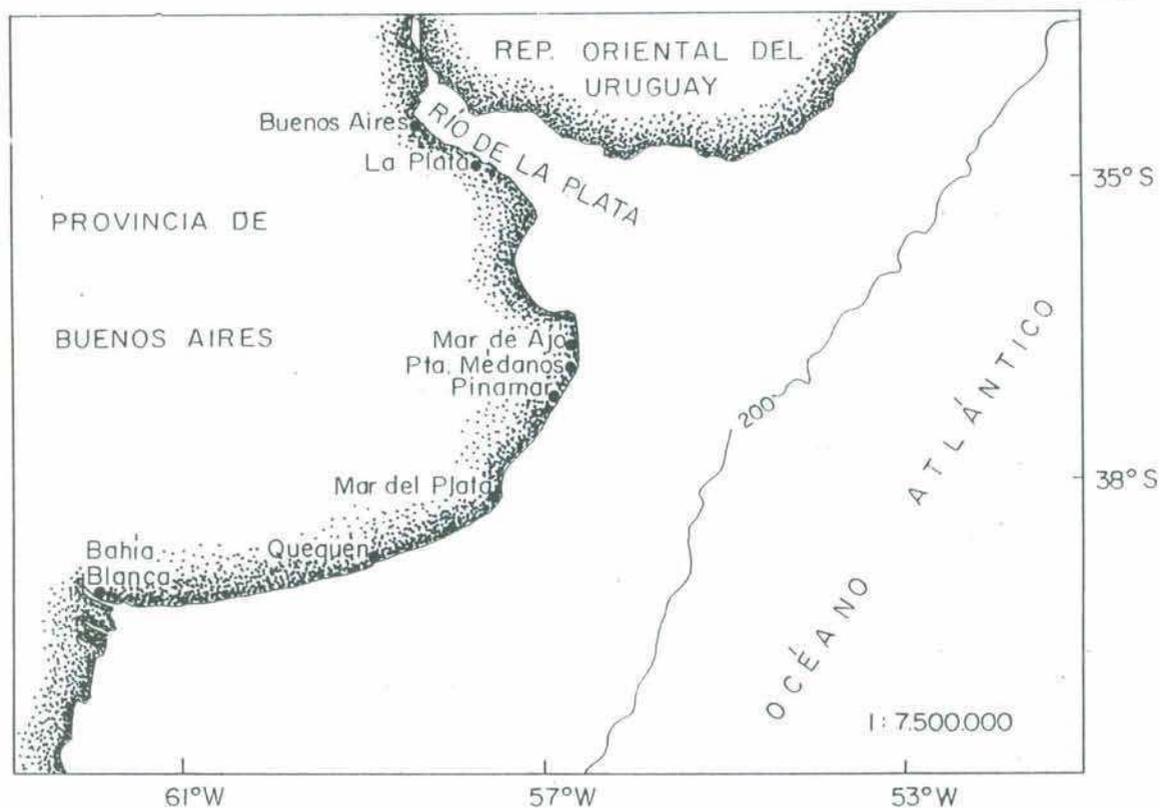
Nro.	OLP			OGA				
	Inicio	Duración (horas)	Altura máx. (cm)	Inicio	Duración (horas)	Altura máx. (hPa)	Pasaje de frentes	Presencia de corr. chorro
1	12/01/84 21:00	9	64	13/01/84 02:00	8	1.0	sí	sí
2	04/02/84 04:00	24	24	04/02/84 08:00	20	1.0	sí	sí
3	15/02/84 22:00	7	29	15/02/84 21:00	9	0.5	sí	sí
4	17/02/84 09:00	8	26	17/02/84 12:00	4	0.5	sí	sí
5	24/02/84 00:00	9	25	23/02/84 22:00	8	0.5	sí	sí
6	23/03/84 21:00	6	30	23/03/84 22:00	6	1.0	sí	sí
7	08/09/85 23:00	9	91	08/09/85 18:00	28	1.5	sí	sí
8	12/10/85 19:00	43	56	12/10/85 12:00	56	5.0	sí	sí
9	31/01/86 14:00	15	32	30/01/86 18:00	48	3.0	sí	(*)
10	06/05/86 06:00	6	32	No se detecta actividad de OGA			no	no
11	02/09/86 18:00	5	20	02/09/86 02:00	34	< 1.0	sí	sí
12	09/09/86 08:00	29	30	08/09/86 22:00	26	1.0	sí	no
13	12/09/86 08:00	12	72	12/09/86 18:00	22	2.0	sí	sí
14	25/10/86 03:00	17	30	No se detecta actividad de OGA			sí	no

*Tabla IX.I. Comparación entre la ocurrencia de actividad de ondas de largo período en Mar del Plata y de ondas de gravedad atmosféricas en Punta Médanos, para los años 1984, 1985 y 1986. (\*) No se dispone de mapas de altura.*

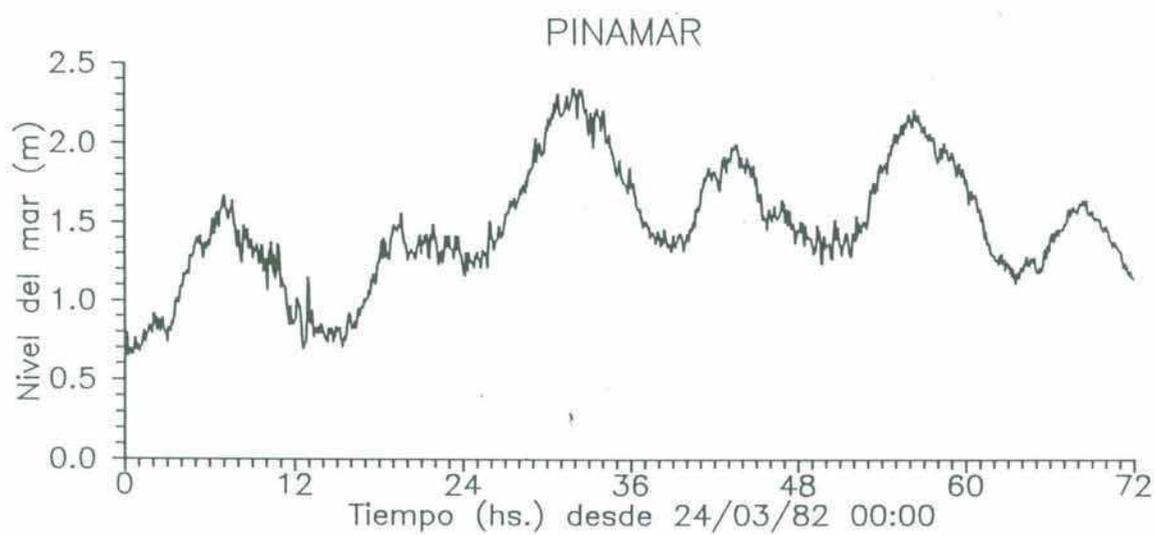
dir (°) c (m/s)	330	320	310	300
20	50.2	43.3	21.9	34.5
30	81.0	53.3	37.9	36.6
40	41.0	28.7	16.8	17.5

*Tabla XI.I. Energía regional total (suma de las correspondientes a Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata) resultante de las simulaciones numéricas de generación de OLP forzadas por OGA, con diferentes velocidades y direcciones de propagación. Los valores están dados en  $cm^2$ .*

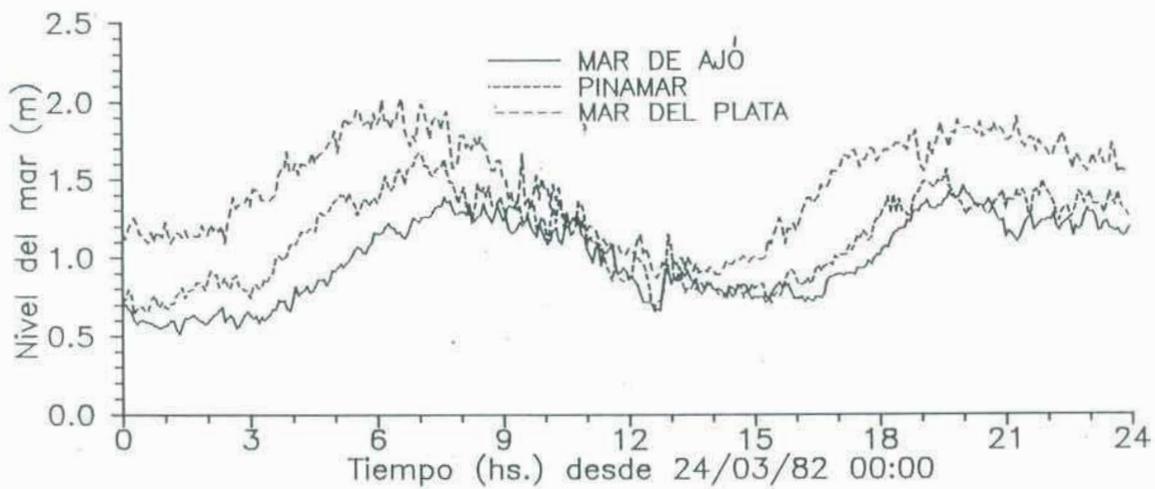
## FIGURAS



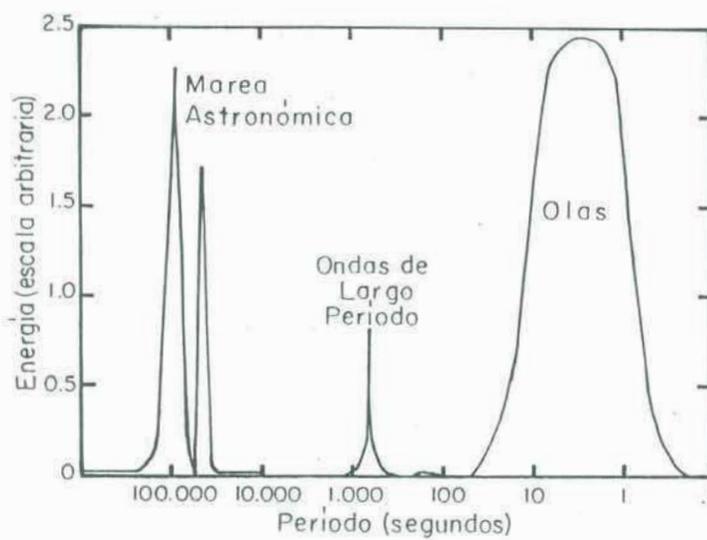
*Figura I.1. Carta de situación.*



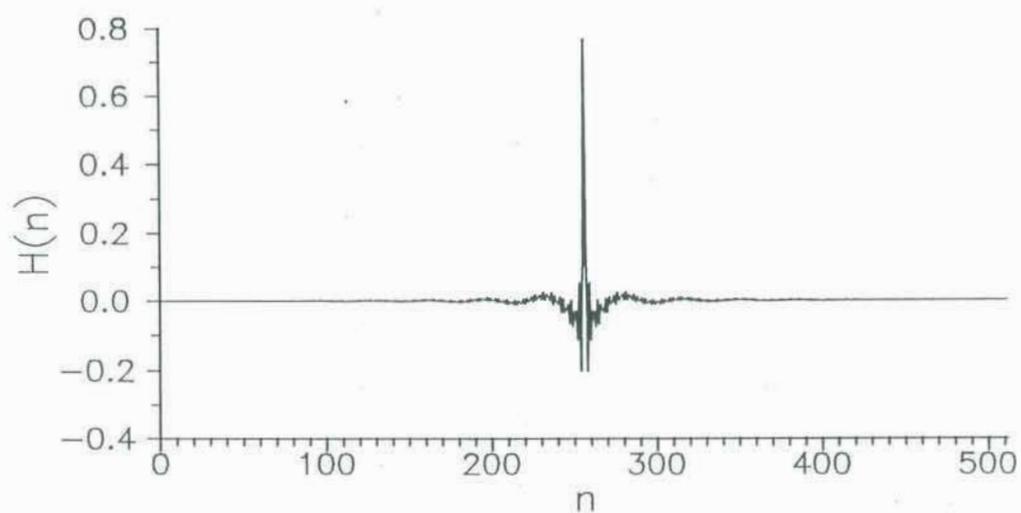
*Figura I.2. Registro del nivel del mar para Pinamar.*



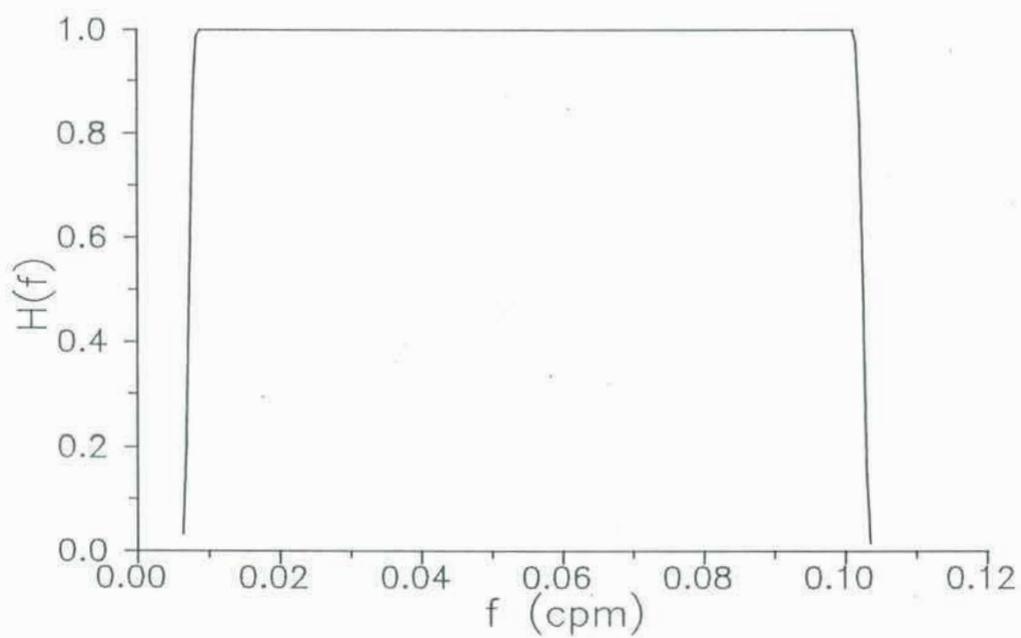
**Figura II.1.** Registros del nivel del mar para las localidades de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata.



**Figura II.2.** Espectro de energía teórico para una región oceánica costera.

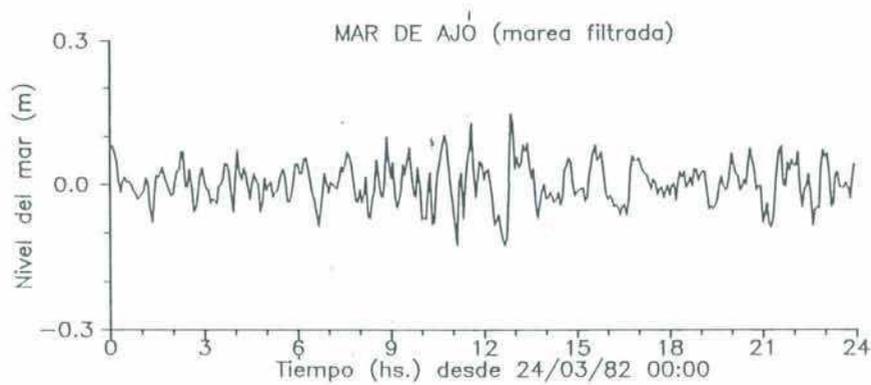


(a)

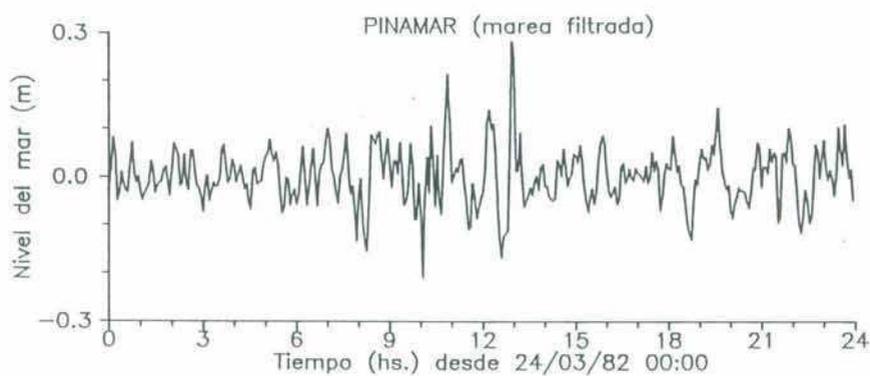


(b)

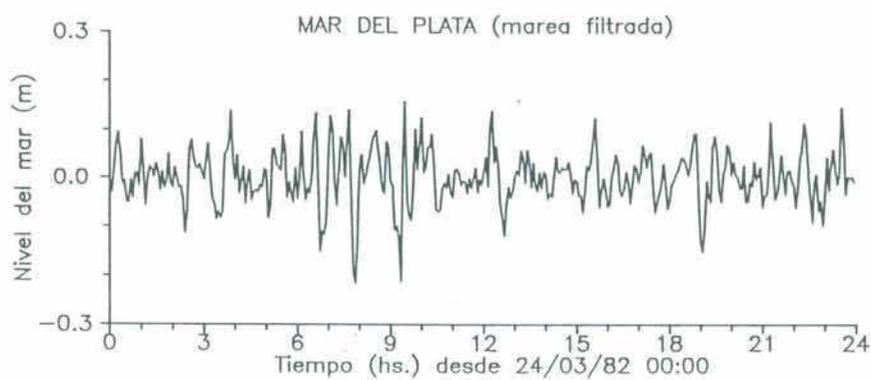
**Figura II.3. Representación temporal (a) y en frecuencia (b) del filtro de Kaiser-Bessel utilizado.**



(a)

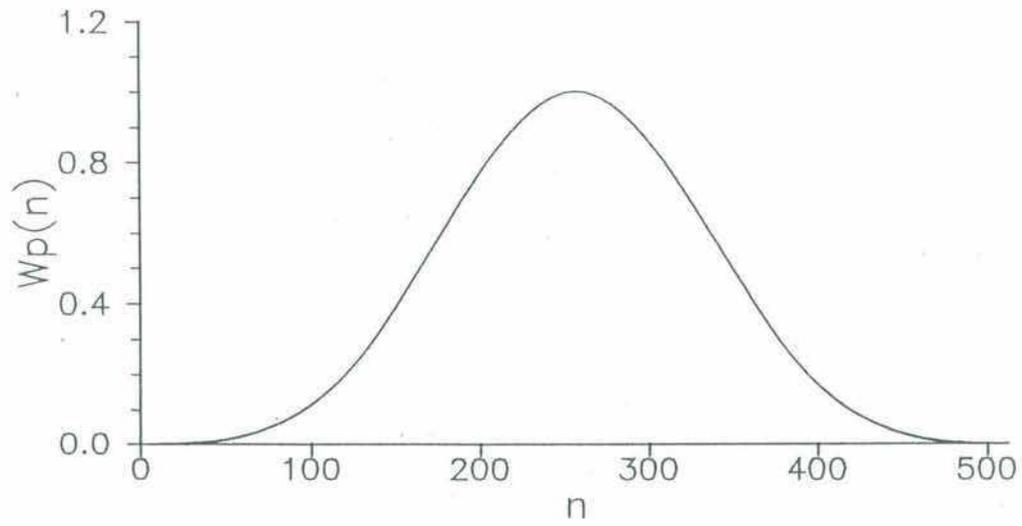


(b)

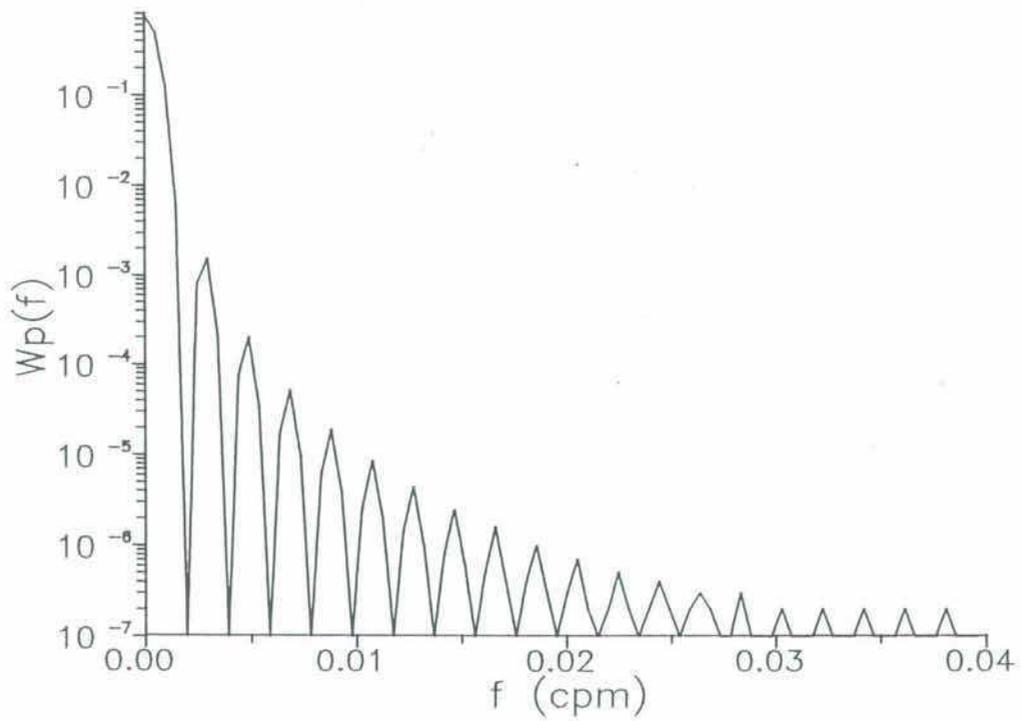


(c)

**Figura II.4. Registro del nivel del Mar con marea filtrada**  
**(a) Mar de Ajó, (b) Pinamar y (c) Mar del Plata.**

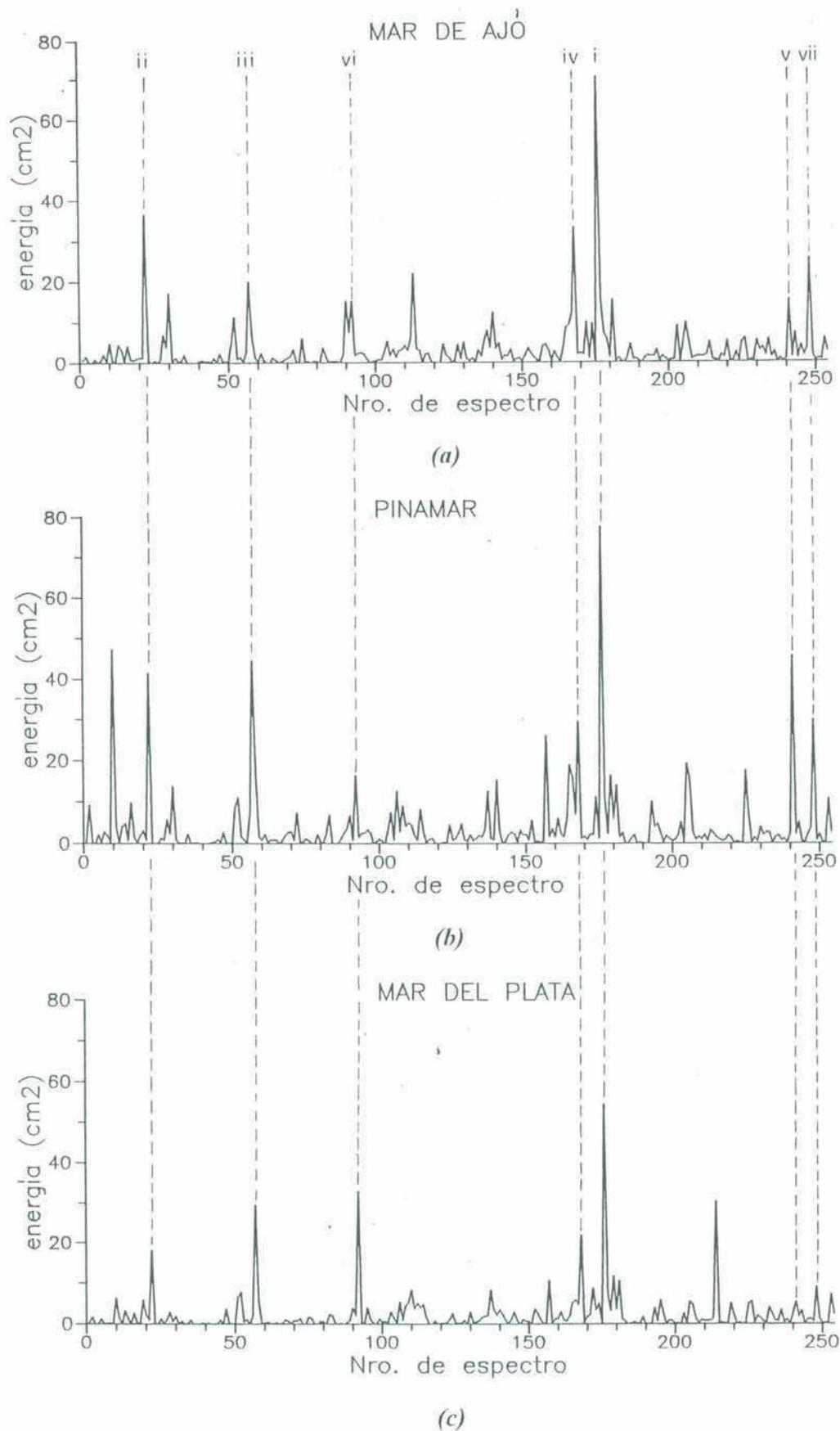


(a)

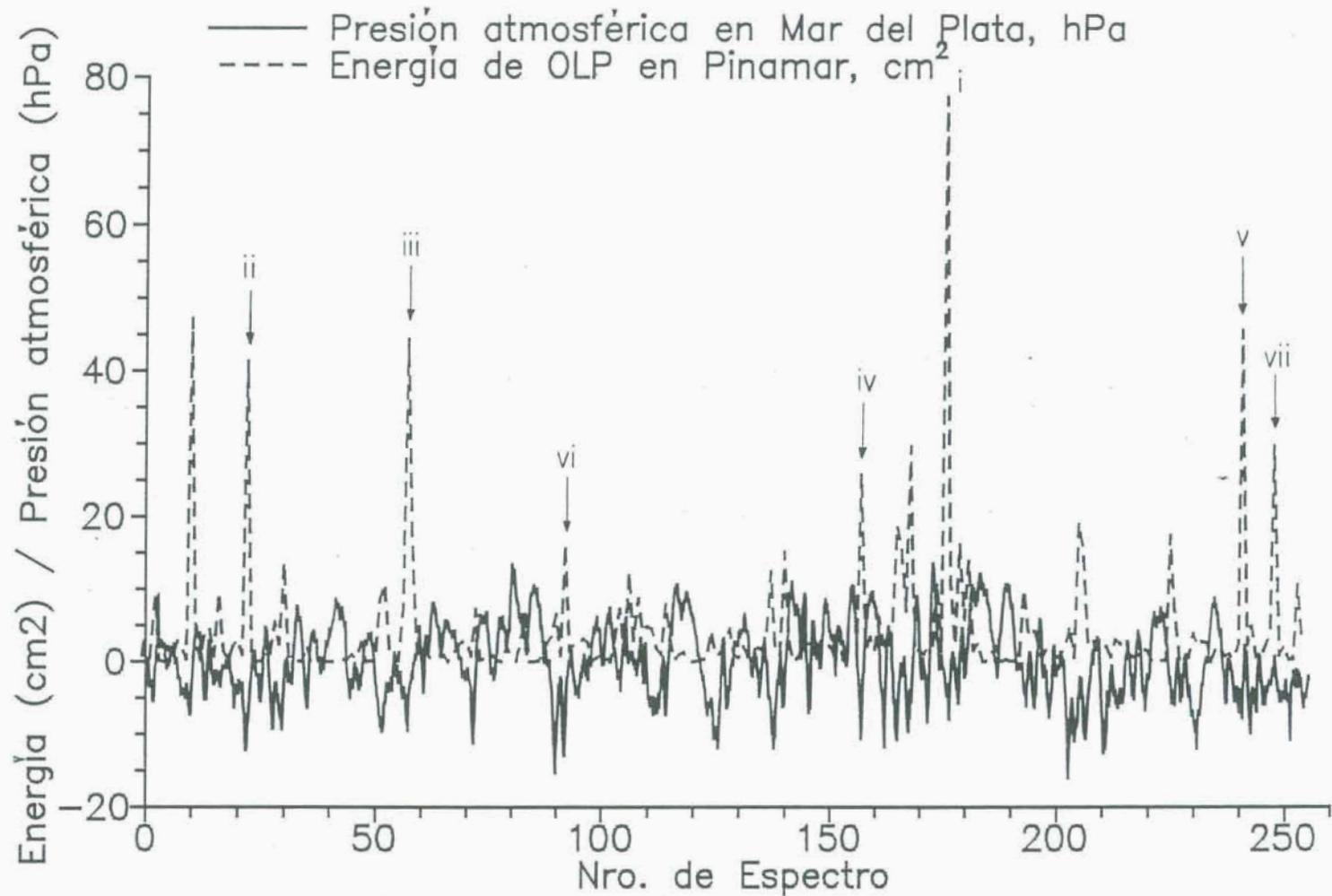


(b)

**Figura II.5. Representación temporal (a) y en frecuencia (b) de la ventana espectral de Parzen utilizada.**

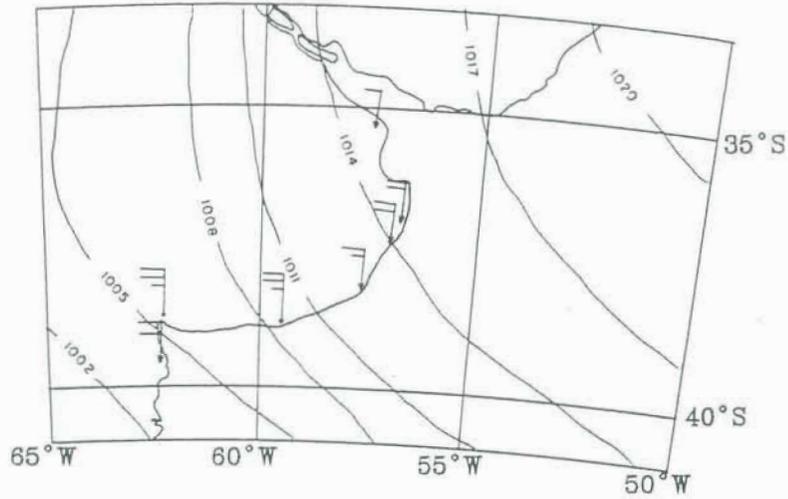


**Figura II.6.** Distribución temporal de la energía asociada a las ondas de largo período  
(a) Mar de Ajó, (b) Pinamar y (c) Mar del Plata.



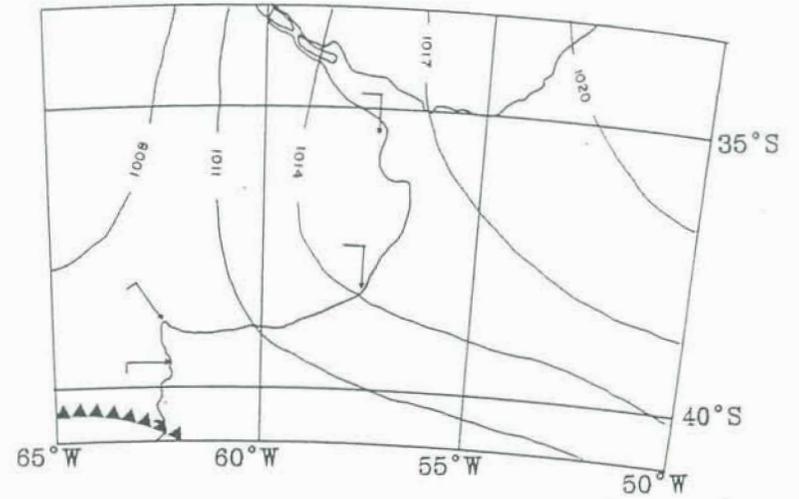
*Figura II.7. Comparación entre la energía asociada a las ondas de largo período en Pinamar y la presión atmosférica (en donde su valor medio anual ha sido restado) en Mar del Plata.*

Primer lapso activo \* 07/09/82 15:00



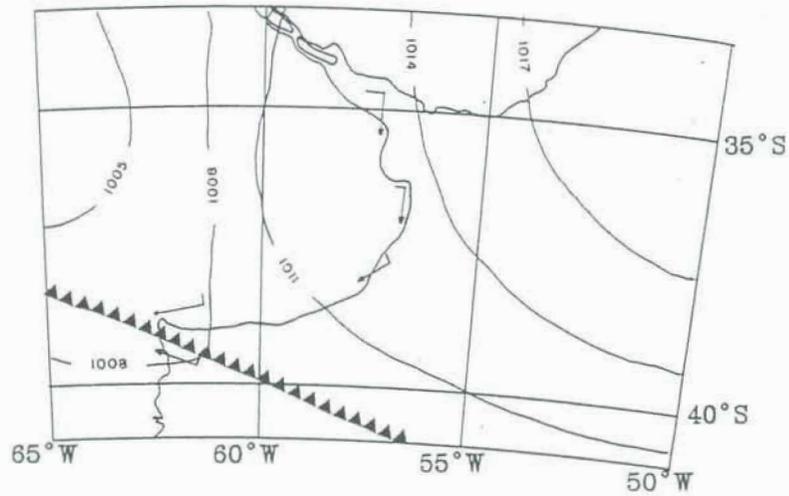
(a)

Primer lapso activo \* 08/09/82 03:00



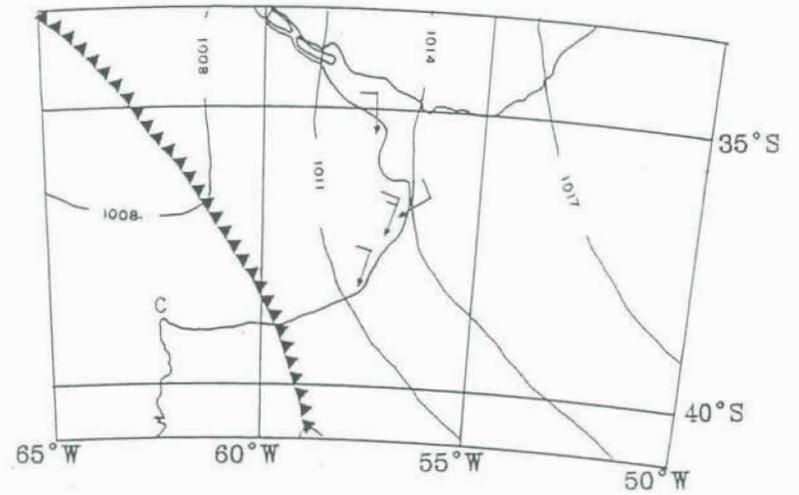
(b)

Primer lapso activo \* 08/09/82 21:00



(c)

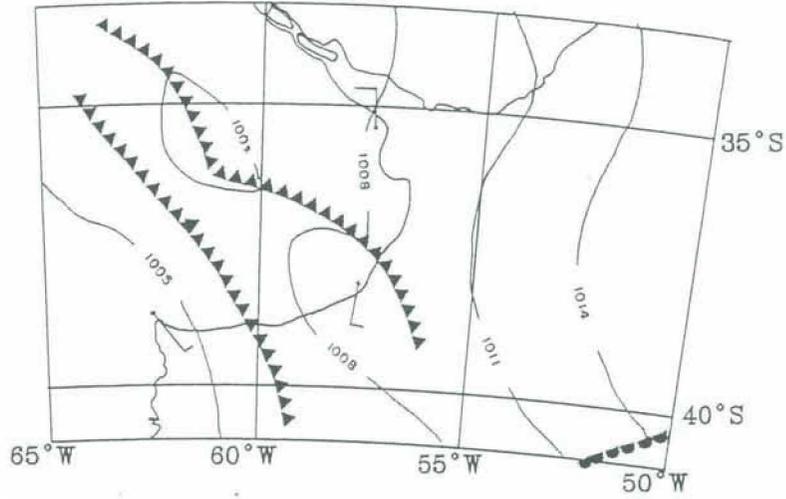
Primer lapso activo \* 09/09/82 09:00



(d)

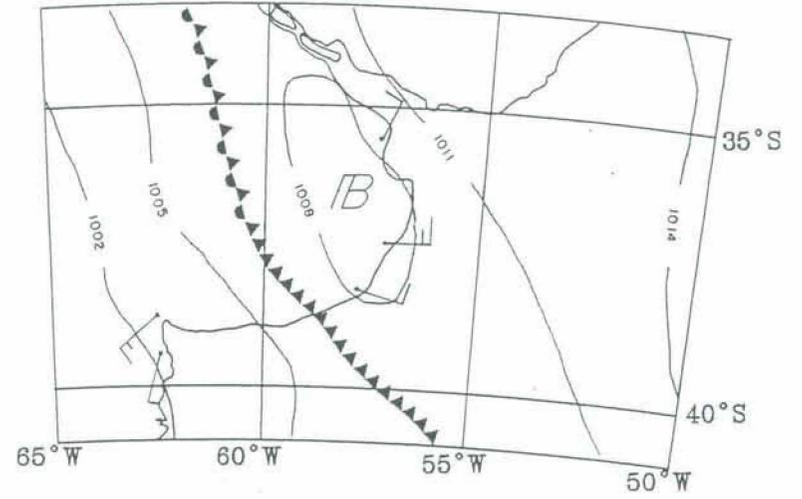
Figura II.8. Síntesis de la situación sinóptica para el primer lapso activo.

Primer lapso activo \* 10/09/82 00:00



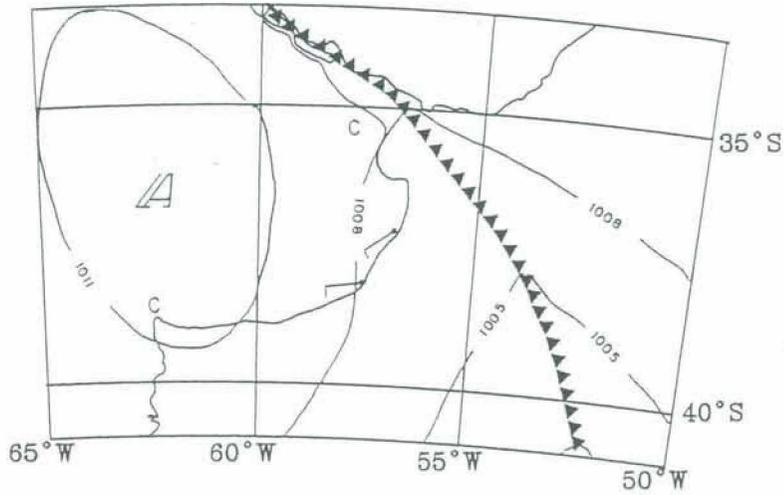
(e)

Primer lapso activo \* 10/09/82 12:00



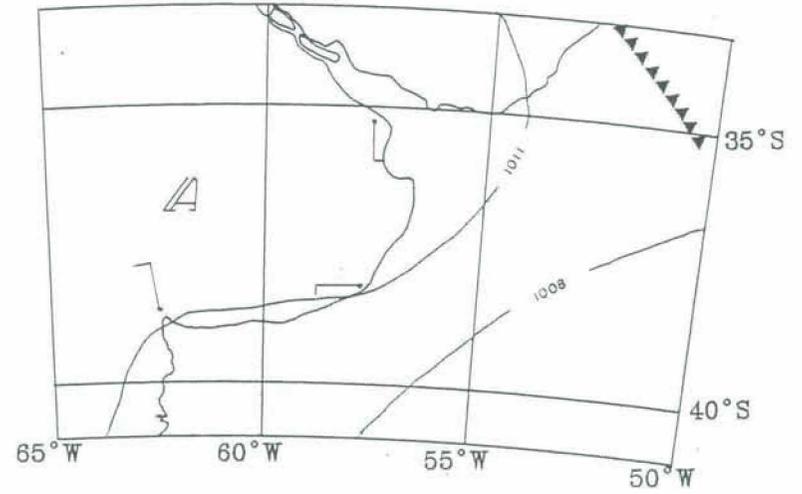
(f)

Primer lapso activo \* 10/09/82 21:00



(g)

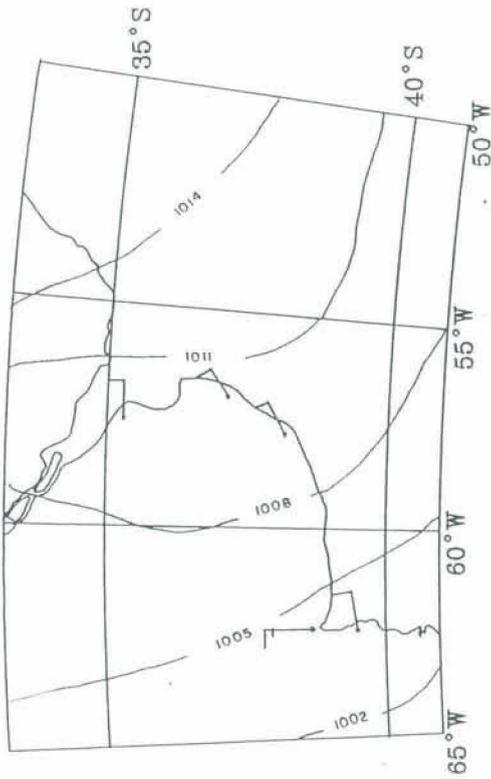
Primer lapso activo \* 11/09/82 06:00



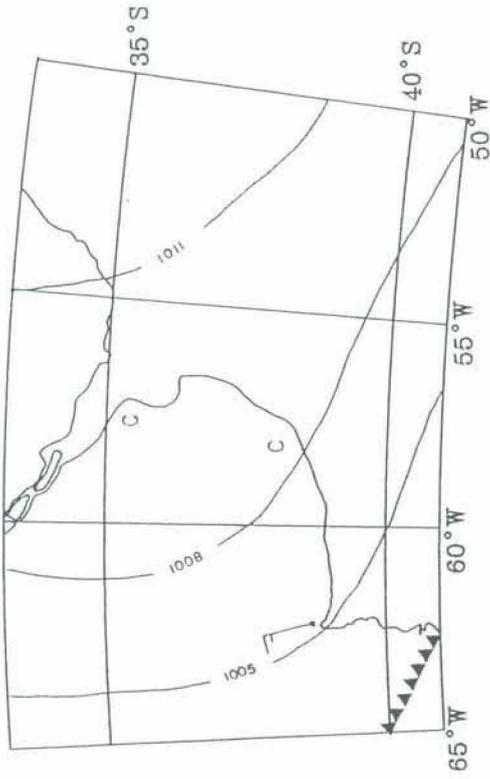
(h)

Figura II.8. Continuación.

Segundo lapso activo \* 31/01/82 21:00



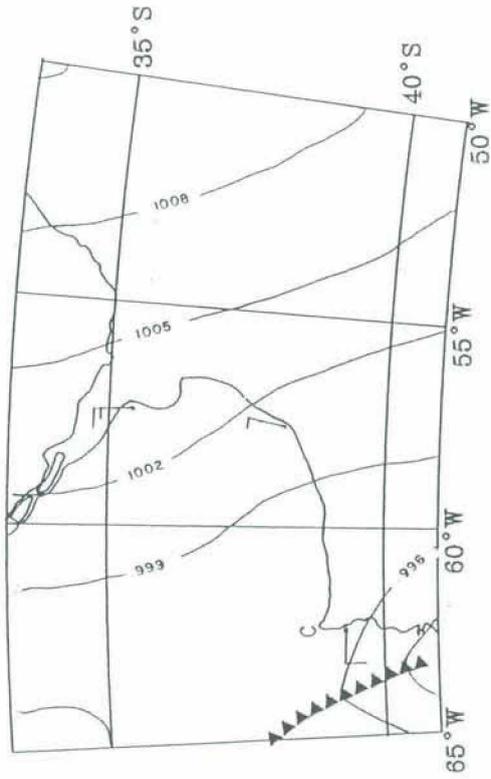
Segundo lapso activo \* 01/02/82 06:00



(a)

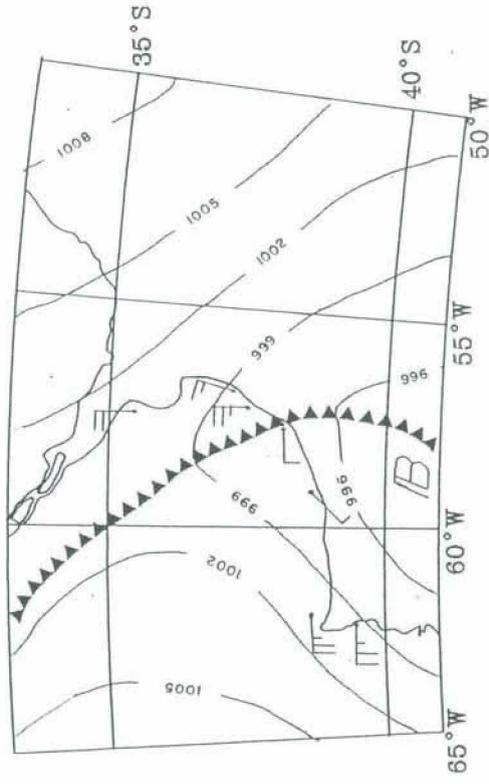
(b)

Segundo lapso activo \* 02/02/82 03:00



(c)

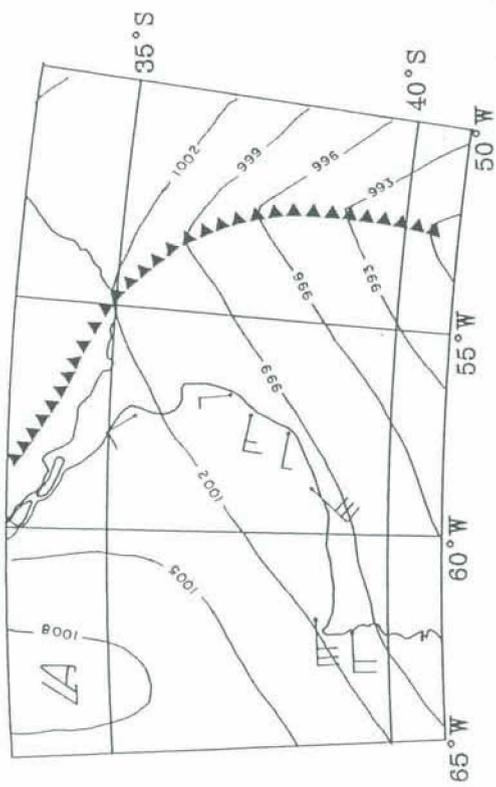
Segundo lapso activo \* 02/02/82 09:00



(d)

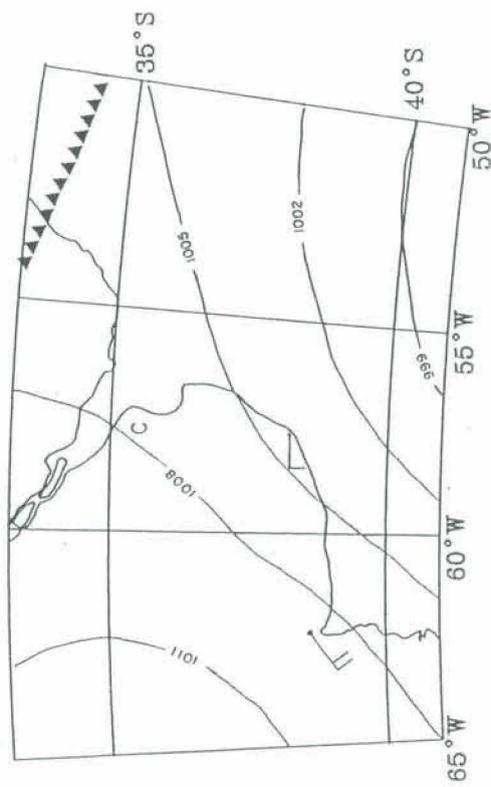
Figura II.9. Síntesis de la situación sinóptica para el segundo lapso activo.

Segundo lapso activo \* 02/02/82 15:00



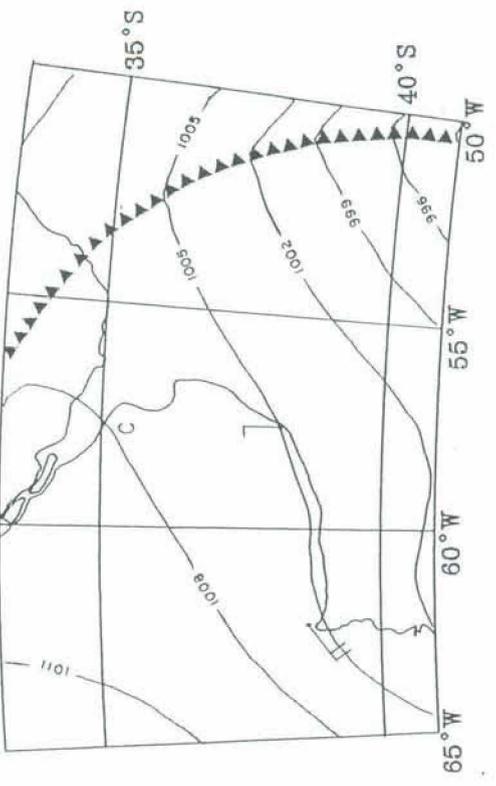
(e)

Segundo lapso activo \* 03/02/82 06:00



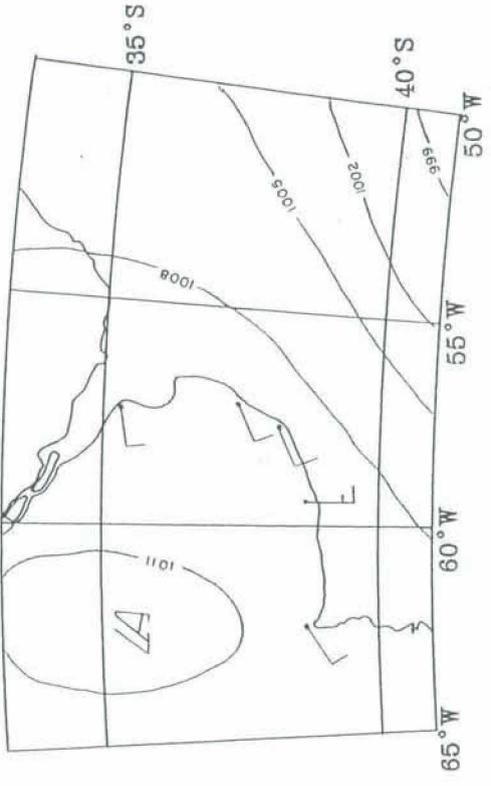
(g)

Segundo lapso activo \* 03/02/82 00:00



(f)

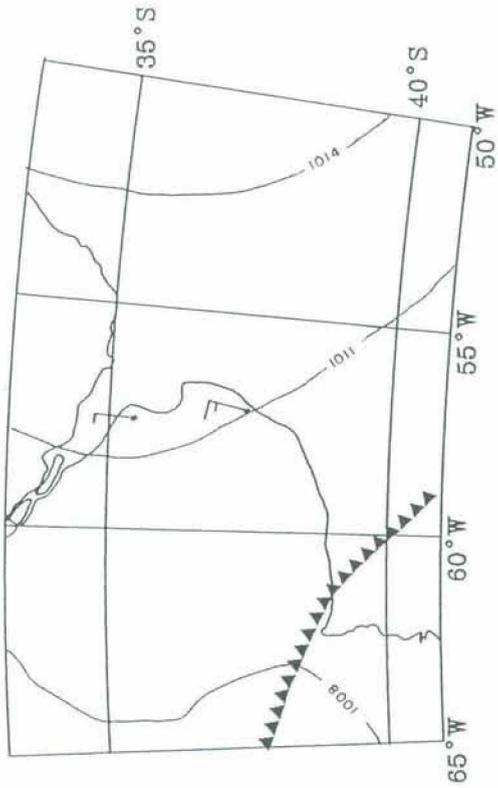
Segundo lapso activo \* 03/02/82 18:00



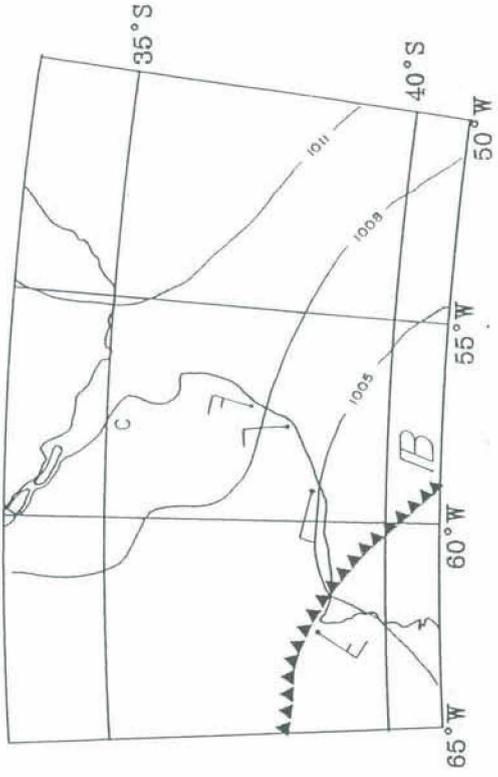
(h)

Figura II.9. Continuación.

Tercer lapso activo \* 21/03/82 18:00

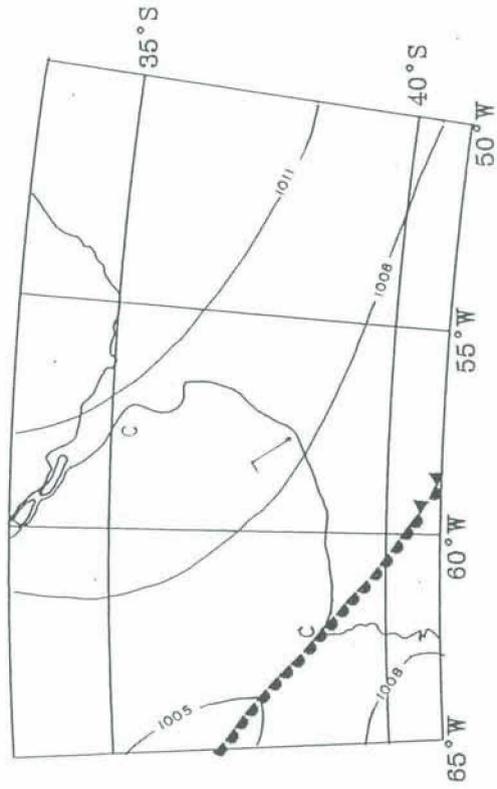


Tercer lapso activo \* 22/03/82 18:00



(a)

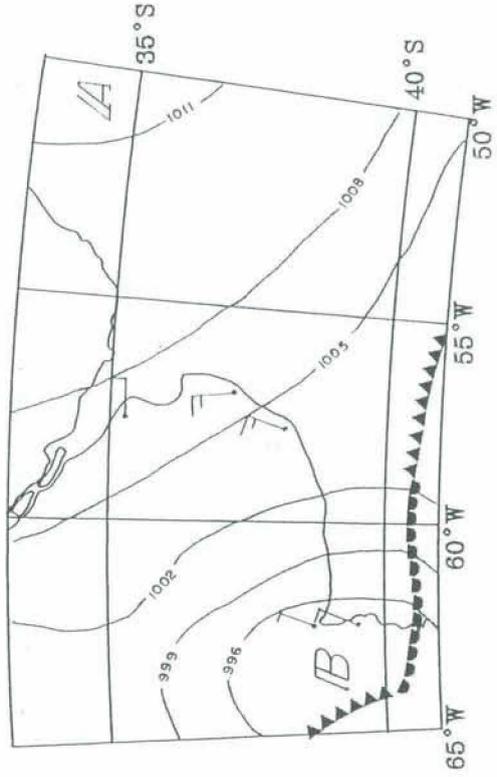
Tercer lapso activo \* 23/03/82 06:00



(c)

(b)

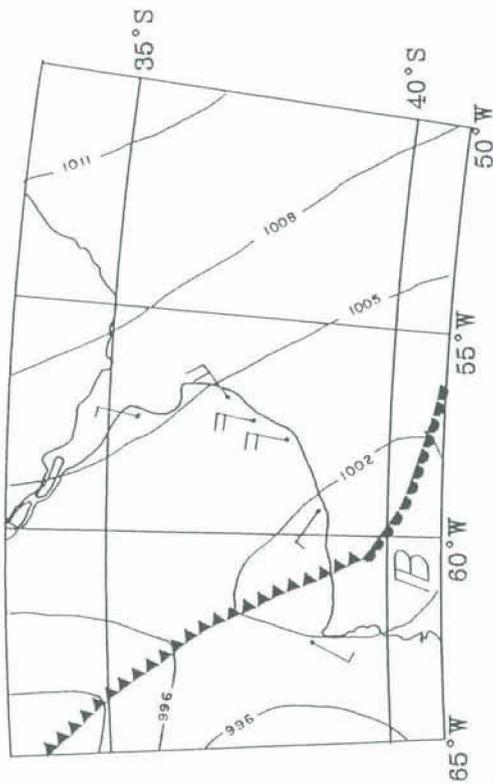
Tercer lapso activo \* 23/03/82 21:00



(d)

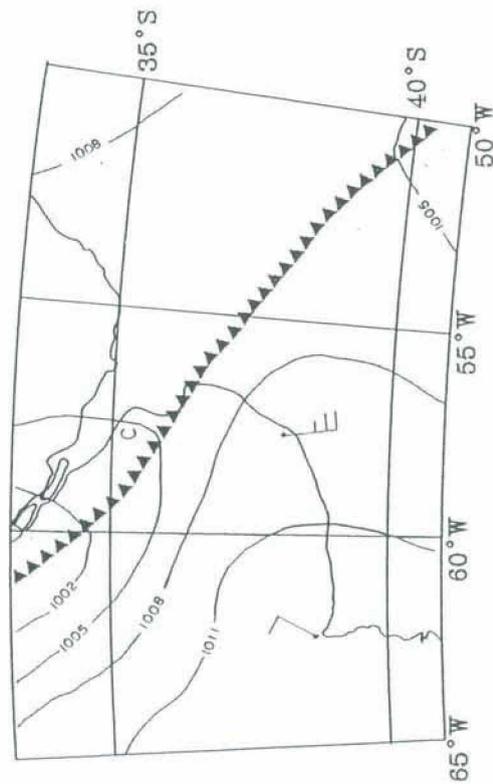
Figura II.10. Síntesis de la situación sinóptica para el tercer lapso activo.

Tercer lapso activo \* 24/03/82 09:00



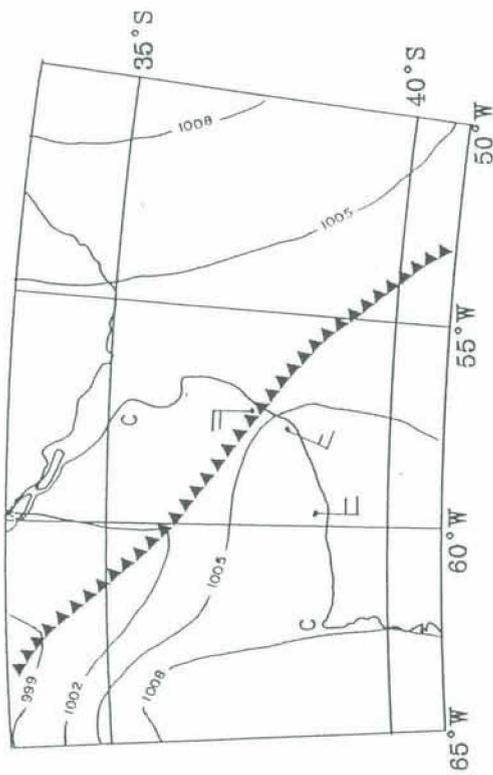
(e)

Tercer lapso activo \* 25/03/82 06:00



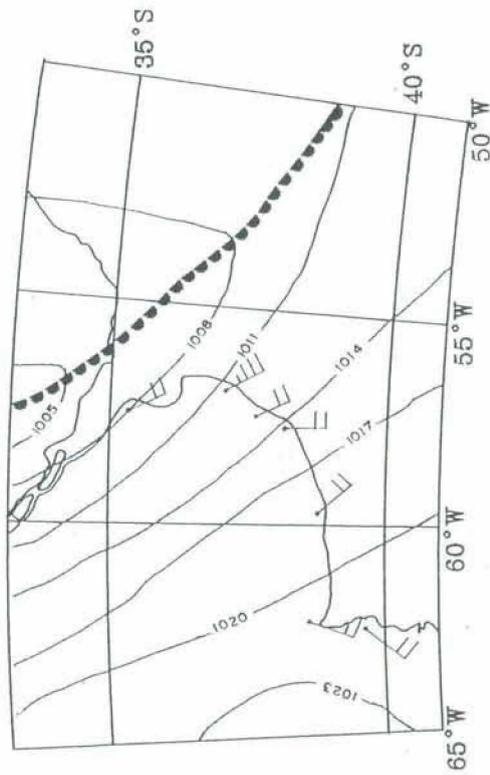
(g)

Tercer lapso activo \* 24/03/82 18:00



(f)

Tercer lapso activo \* 26/03/82 09:00



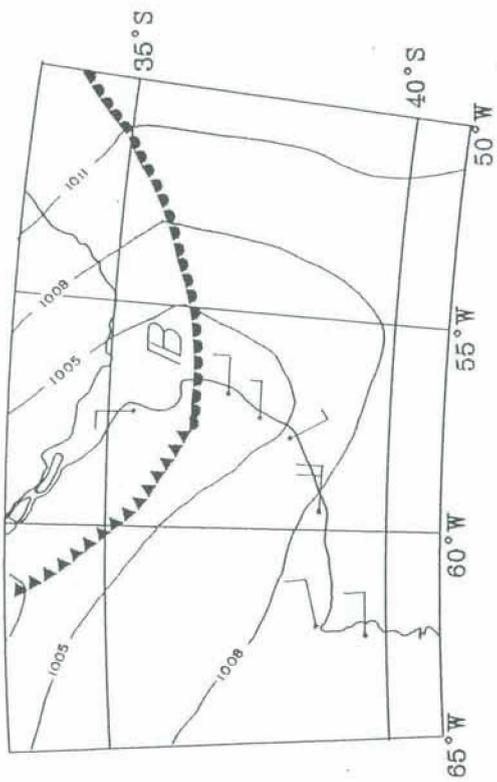
(h)

Figura II.10. Continuación.

Cuarto lapso activo \* 27/08/82 18:00

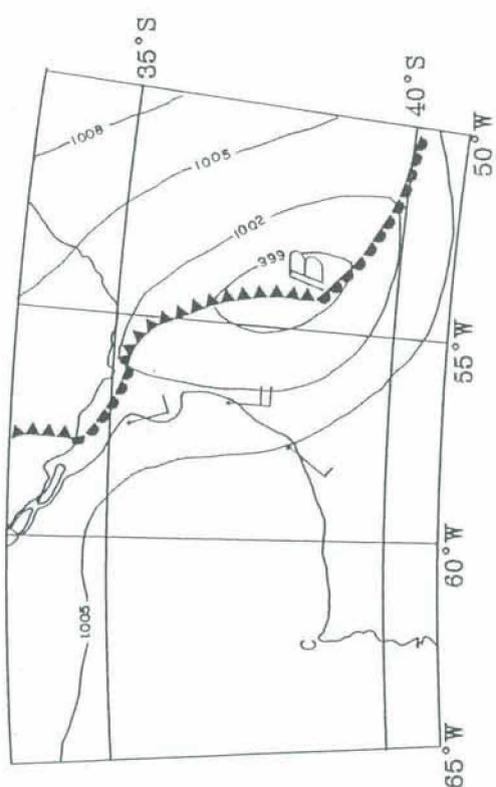


Cuarto lapso activo \* 28/08/82 09:00



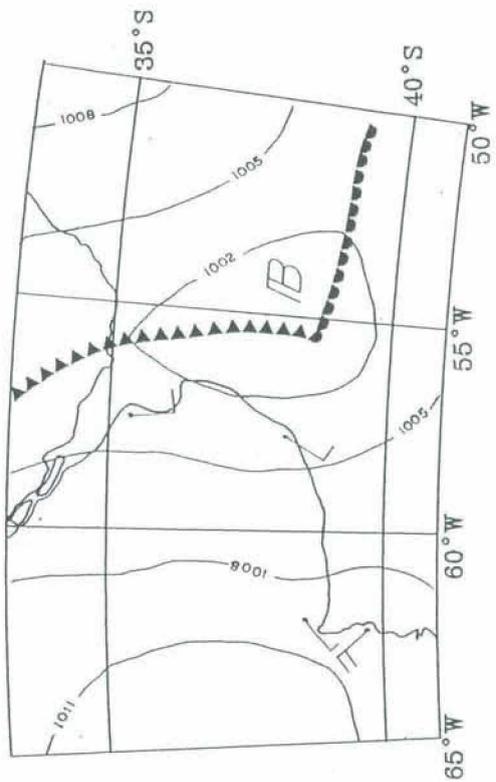
(a)

Cuarto lapso activo \* 28/08/82 21:00



(c)

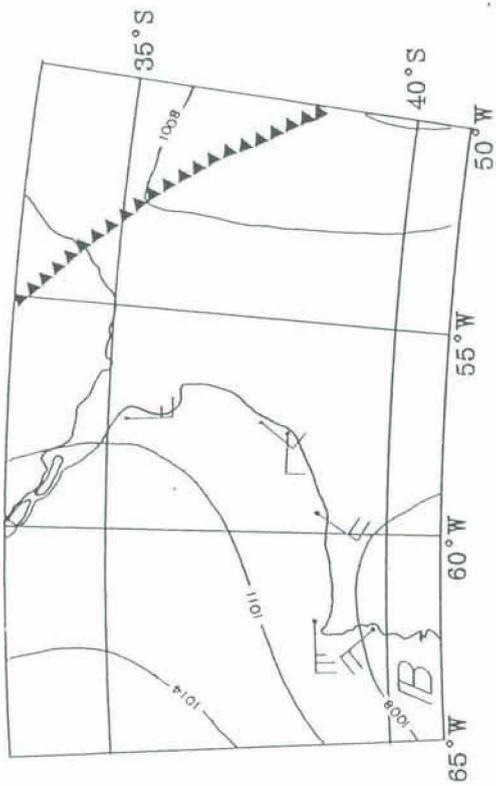
Cuarto lapso activo \* 29/08/82 03:00



(d)

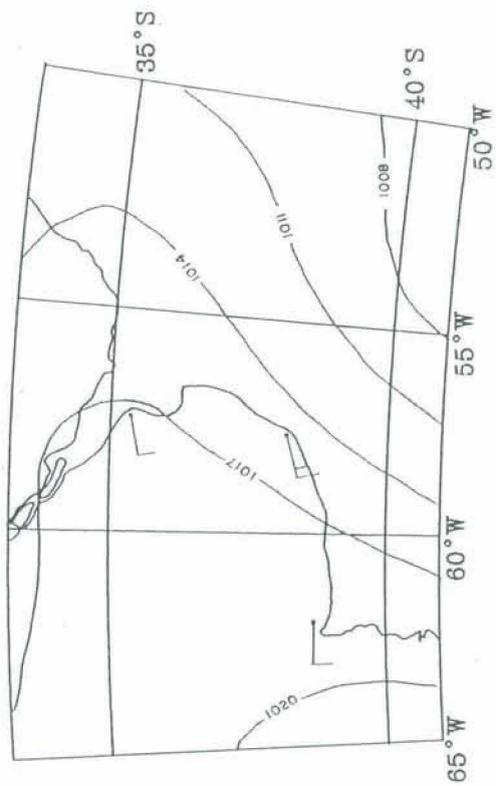
Figura II.11. Síntesis de la situación sinóptica para el cuarto lapso activo.

Cuarto lapso activo \* 29/08/82 12:00



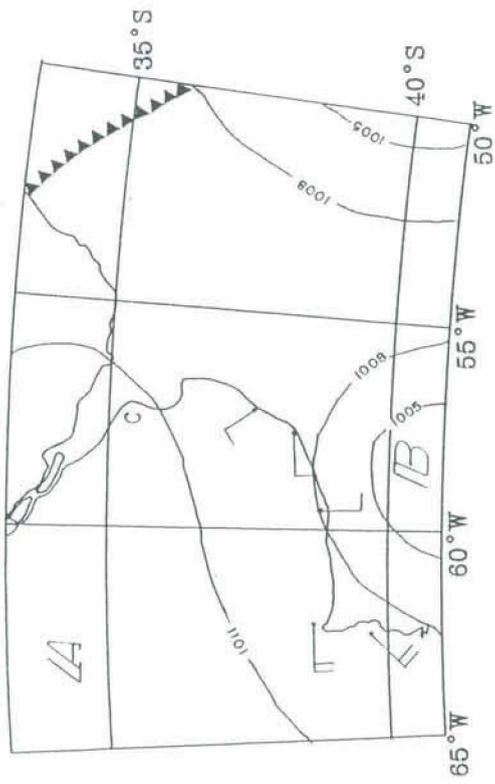
(e)

Cuarto lapso activo \* 30/08/82 06:00



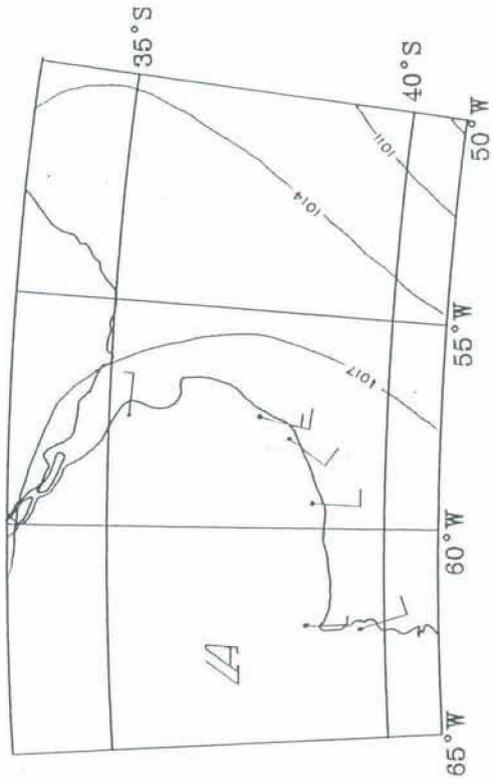
(g)

Cuarto lapso activo \* 29/08/82 18:00



(f)

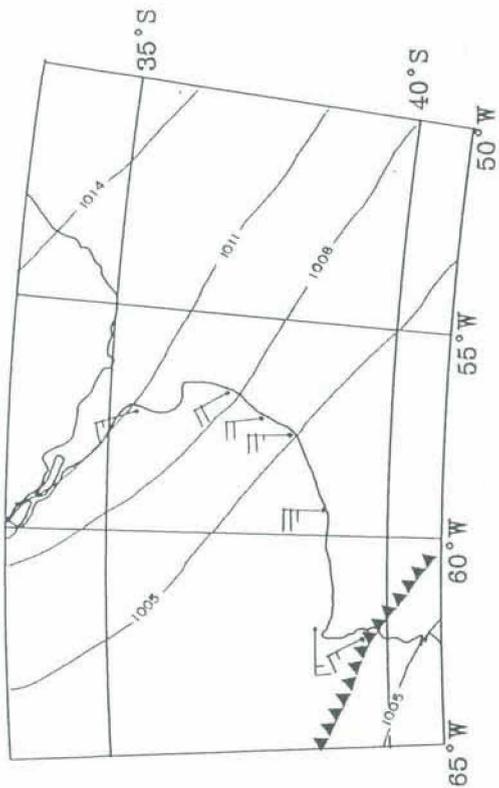
Cuarto lapso activo \* 30/08/82 18:00



(h)

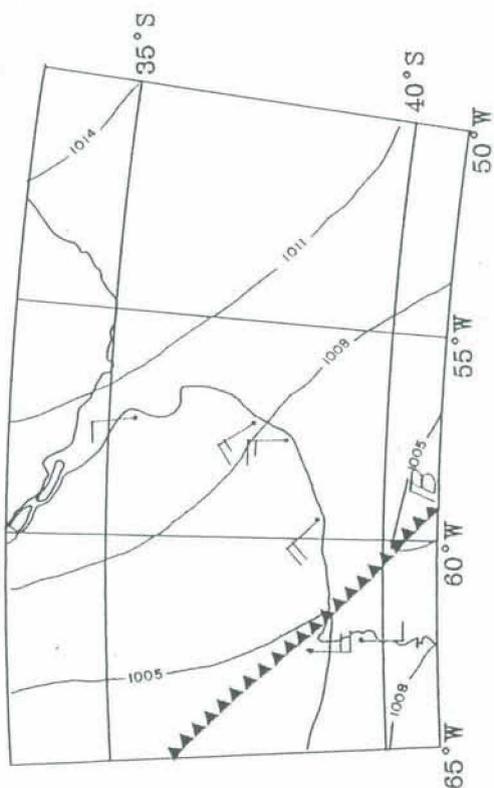
Figura II.11. Continuación.

Quinto lapso activo \* 09/12/82 15:00



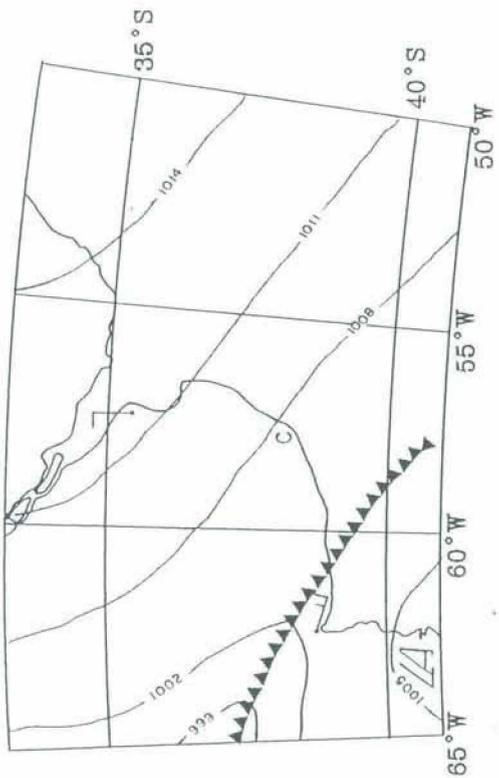
(a)

Quinto lapso activo \* 10/12/82 12:00



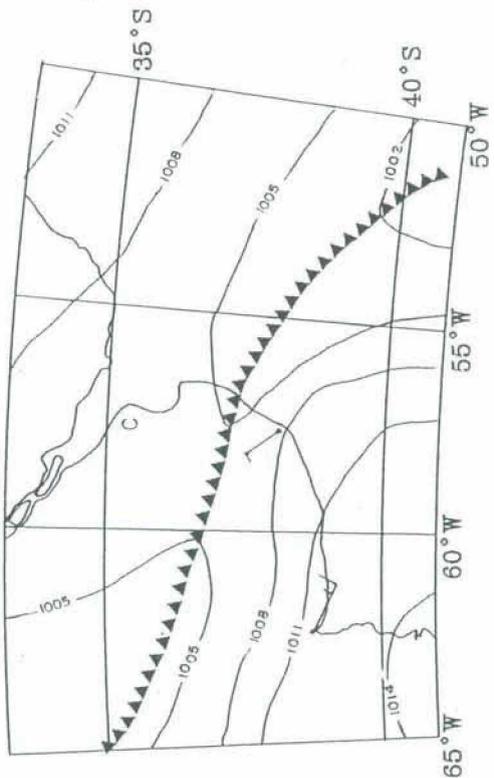
(c)

Quinto lapso activo \* 10/12/82 00:00



(b)

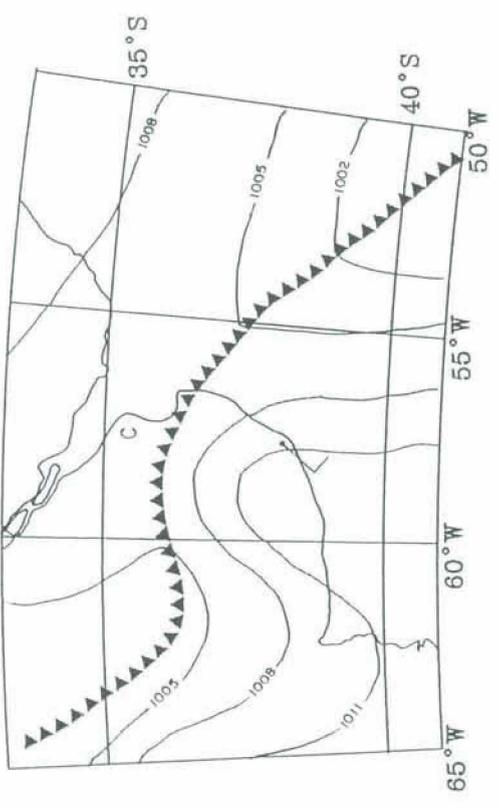
Quinto lapso activo \* 11/12/82 00:00



(d)

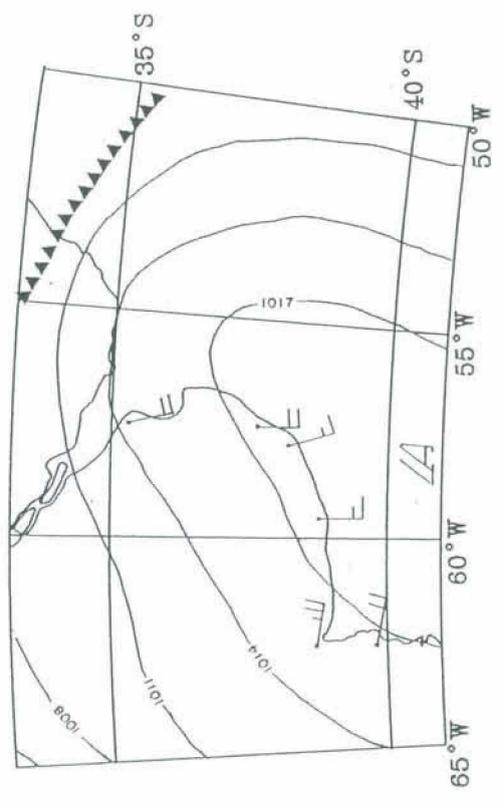
Figura II.12. Síntesis de la situación sinóptica para el quinto lapso activo.

Quinto lapso activo \* 11/12/82 03:00



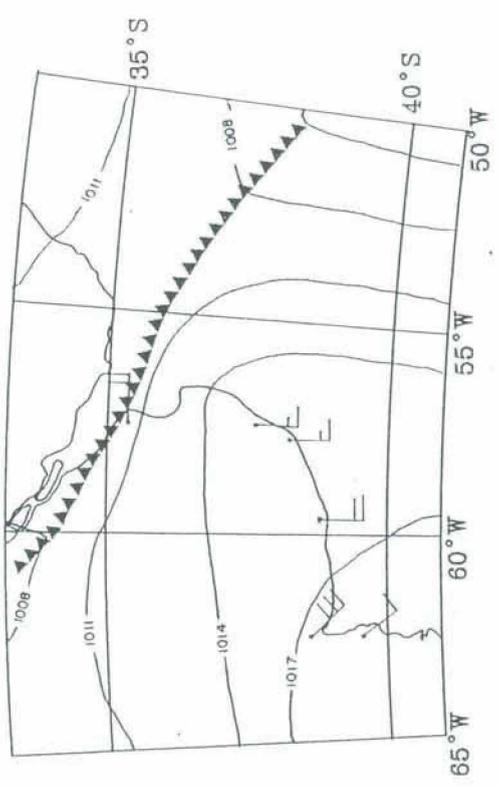
(e)

Quinto lapso activo \* 11/12/82 18:00



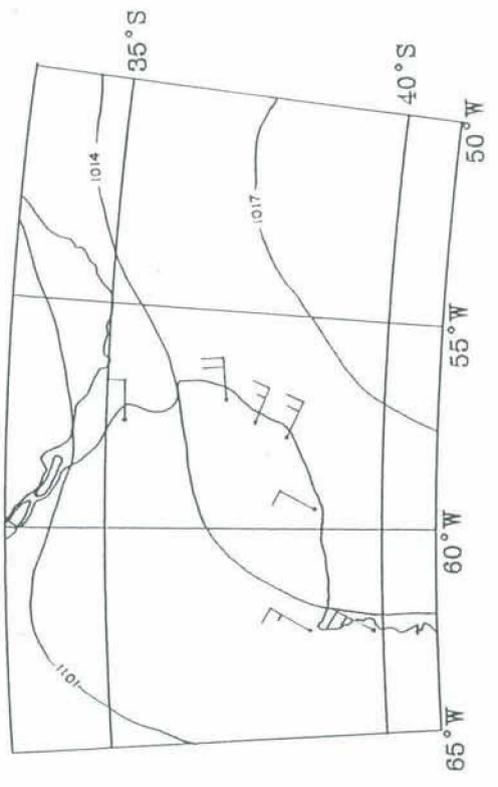
(g)

Quinto lapso activo \* 11/12/82 12:00



(f)

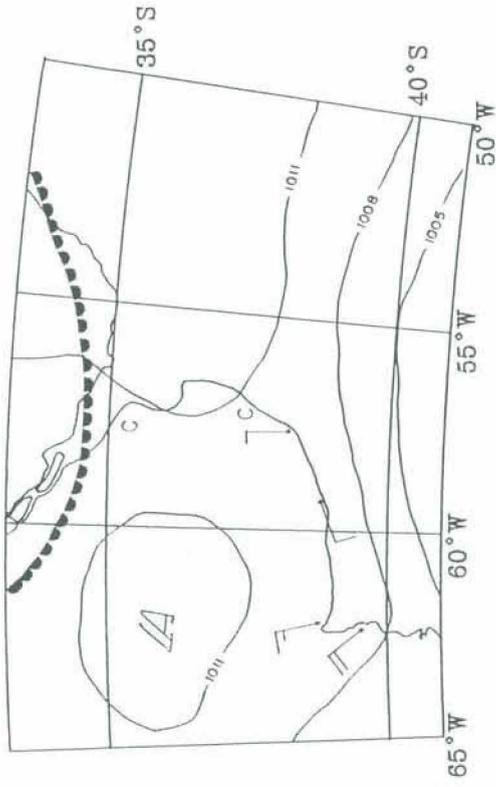
Quinto lapso activo \* 12/12/82 09:00



(h)

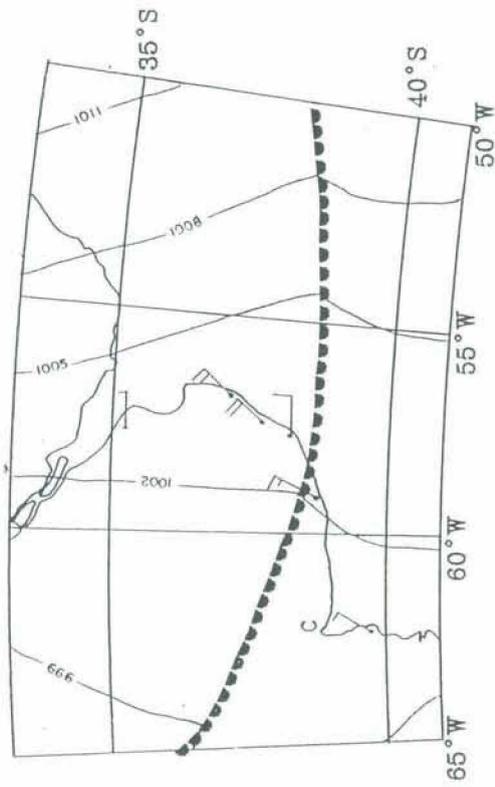
Figura II.12. Continuación.

Sexto lapso activo \* 11/05/82 12:00



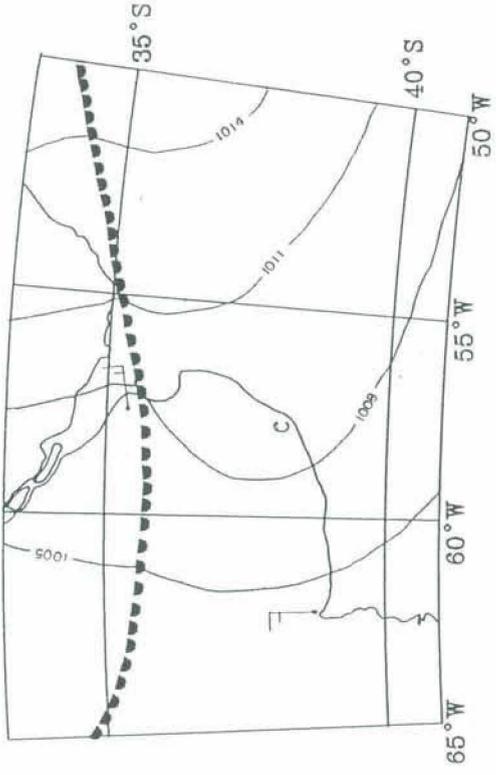
(a)

Sexto lapso activo \* 12/05/82 15:00



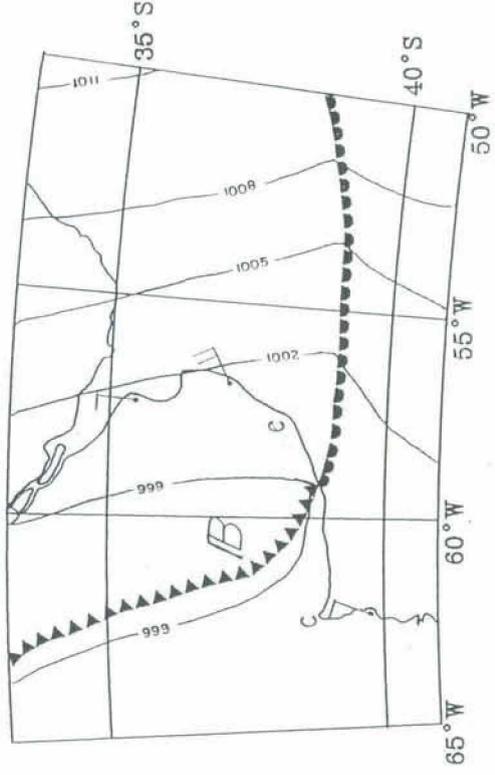
(b)

Sexto lapso activo \* 12/05/82 06:00



(c)

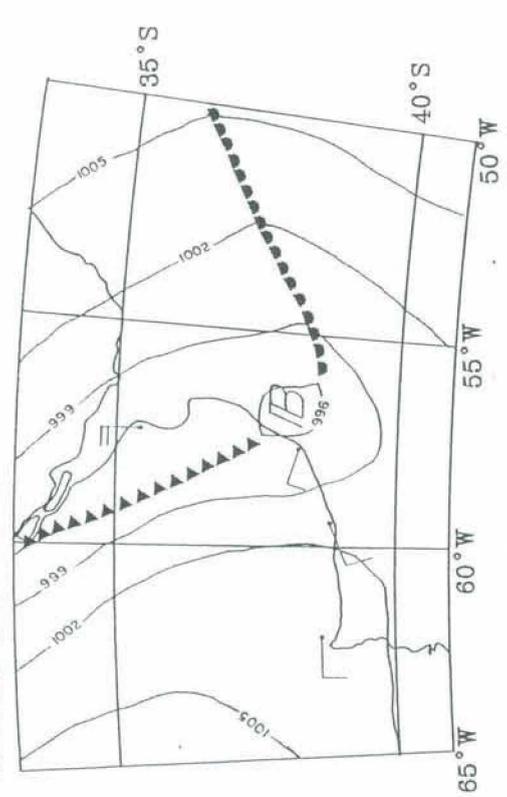
Sexto lapso activo \* 12/05/82 21:00



(d)

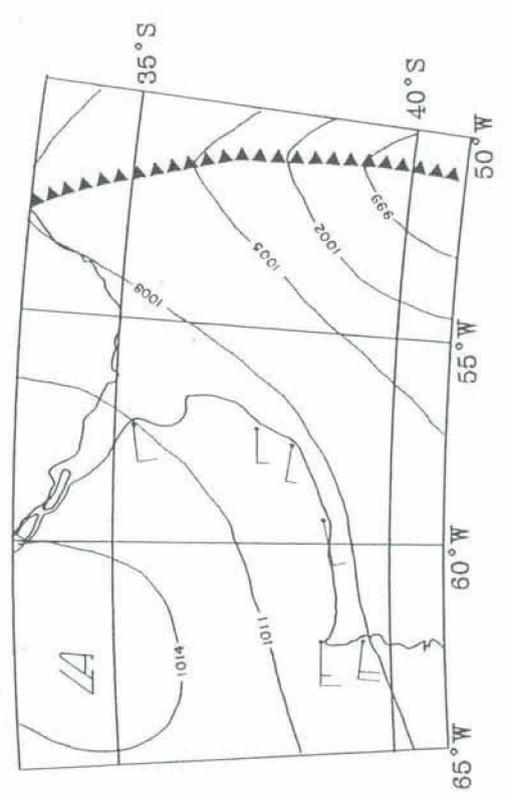
Figura II.13. Síntesis de la situación sinóptica para el sexto lapso activo.

Sexto lapso activo \* 13/05/82 03:00



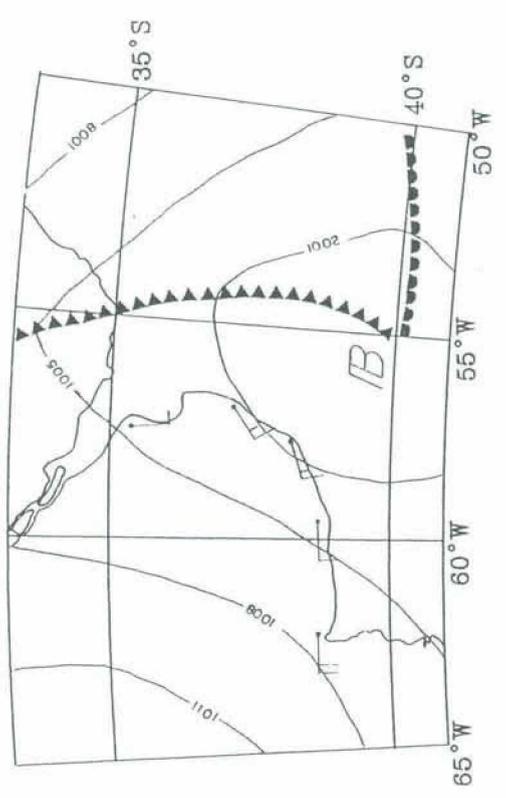
(e)

Sexto lapso activo \* 13/05/82 18:00



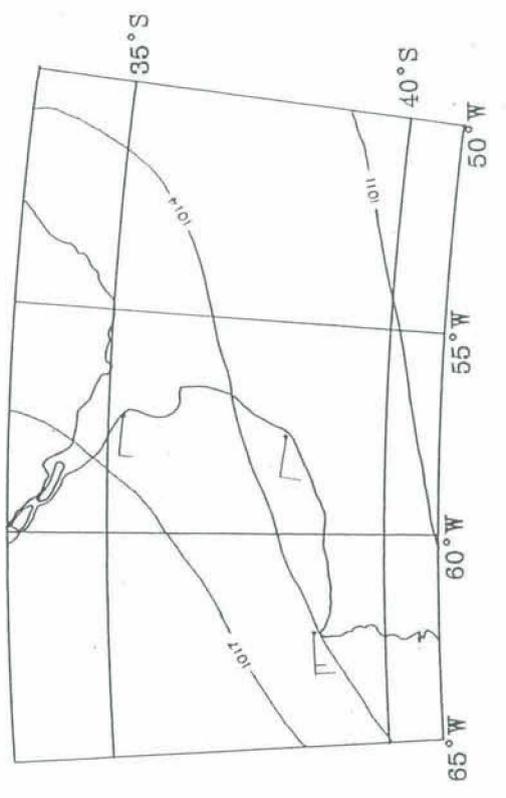
(g)

Sexto lapso activo \* 13/05/82 09:00



(f)

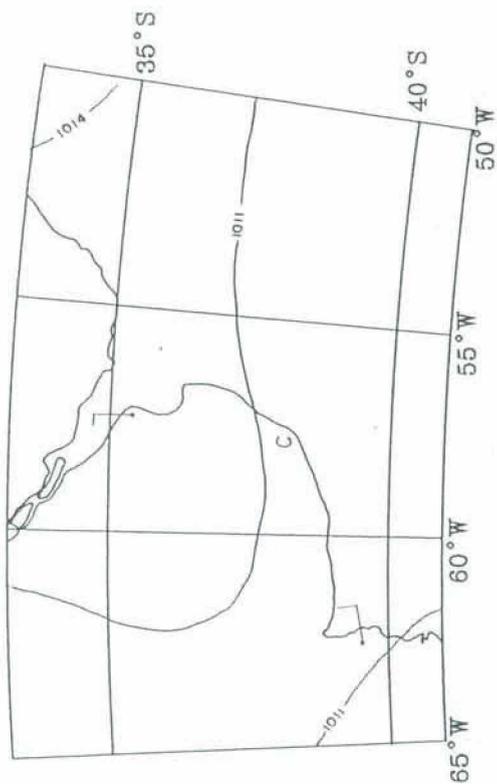
Sexto lapso activo \* 14/05/82 06:00



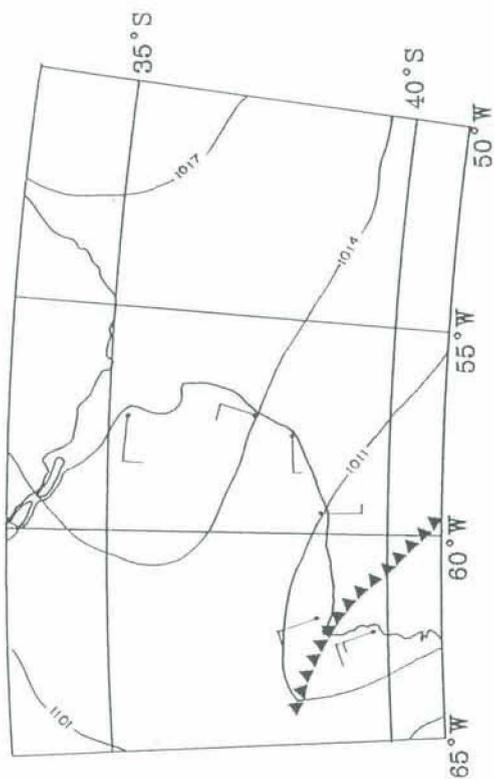
(h)

Figura II.13. Continuación.

Séptimo lapso activo \* 20/12/82 03:00



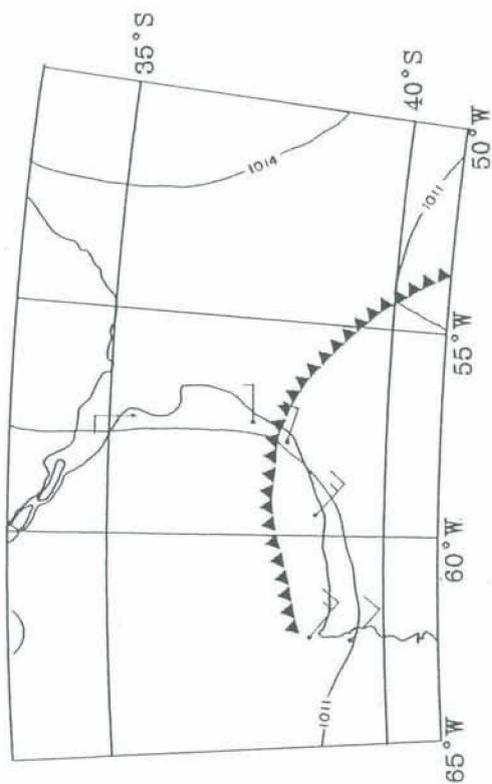
Séptimo lapso activo \* 20/12/82 12:00



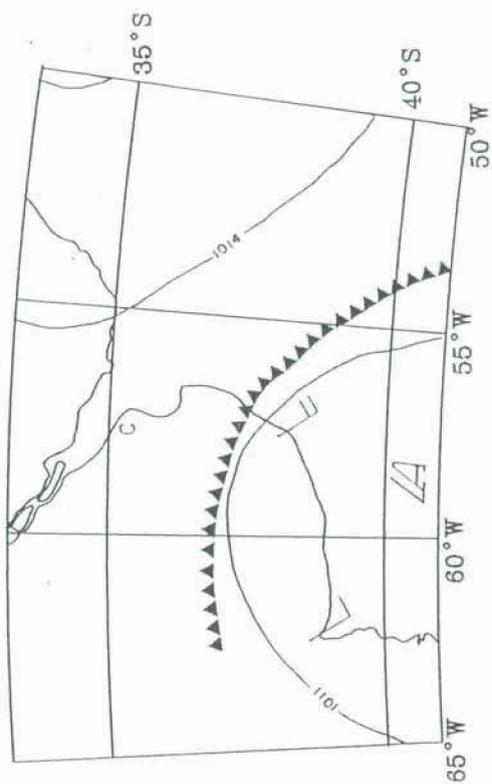
(a)

(b)

Séptimo lapso activo \* 20/12/82 18:00



Séptimo lapso activo \* 21/12/82 00:00

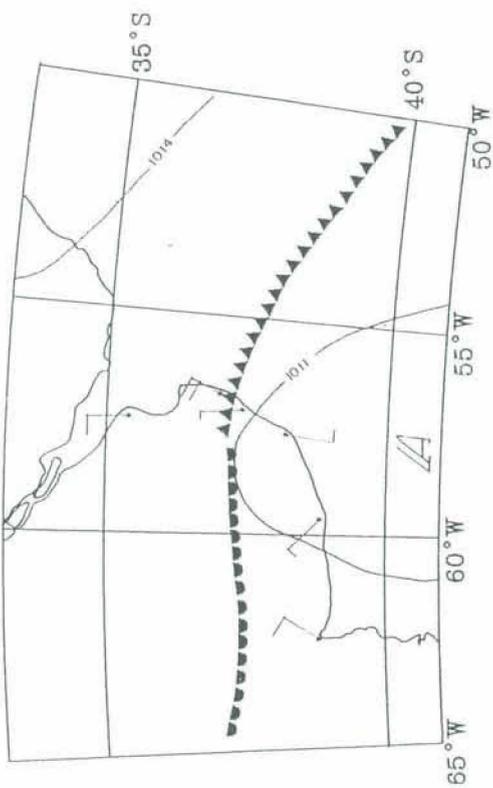


(c)

(d)

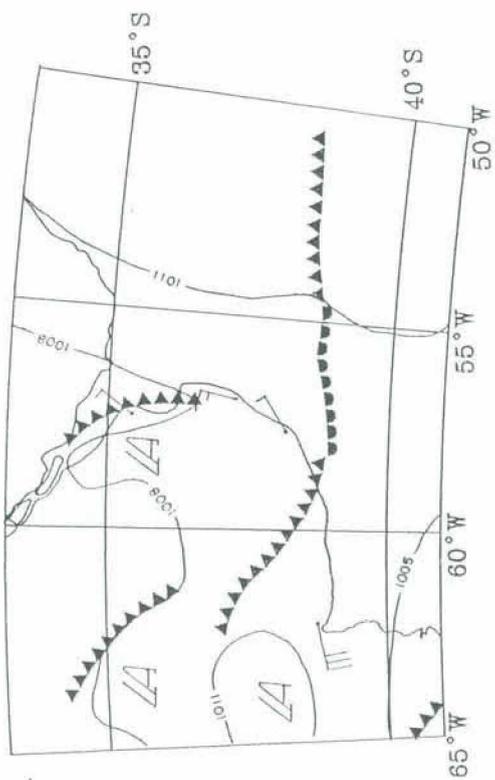
Figura II.14. Síntesis de la situación sinóptica para el séptimo lapso activo.

Séptimo lapso activo \* 21/12/82 09:00



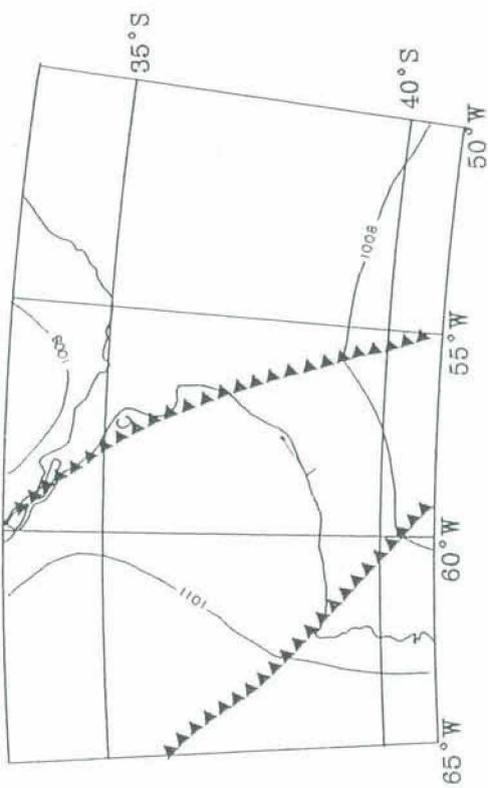
(e)

Séptimo lapso activo \* 21/12/82 21:00



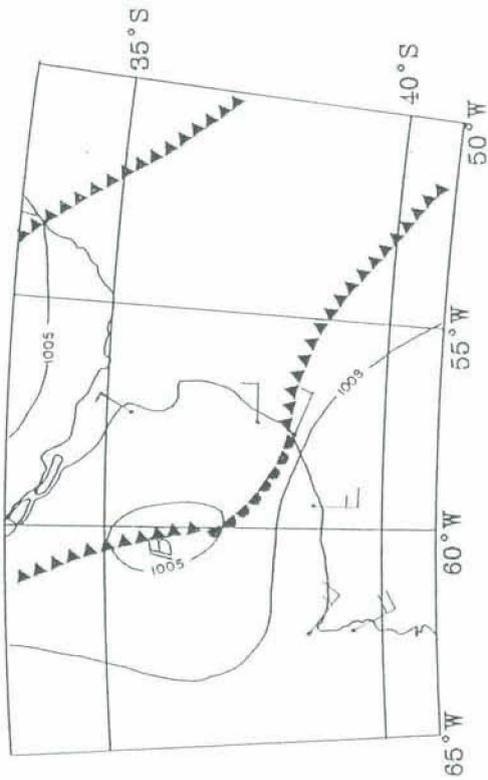
(f)

Séptimo lapso activo \* 22/12/82 06:00



(g)

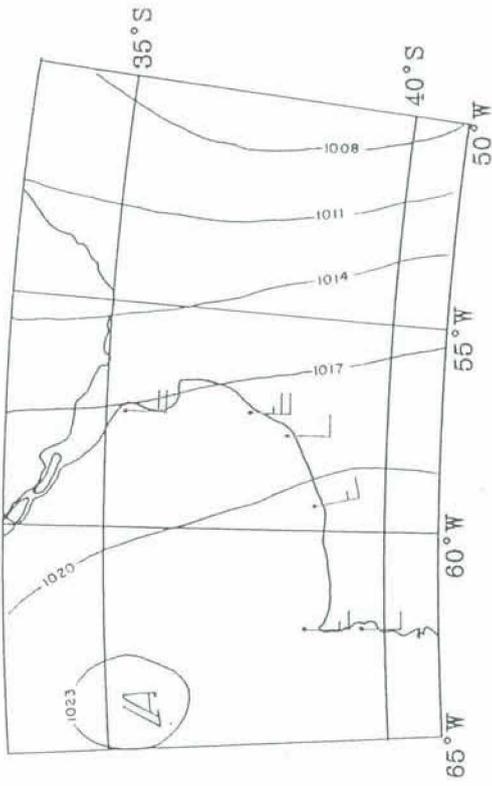
Séptimo lapso activo \* 22/12/82 18:00



(h)

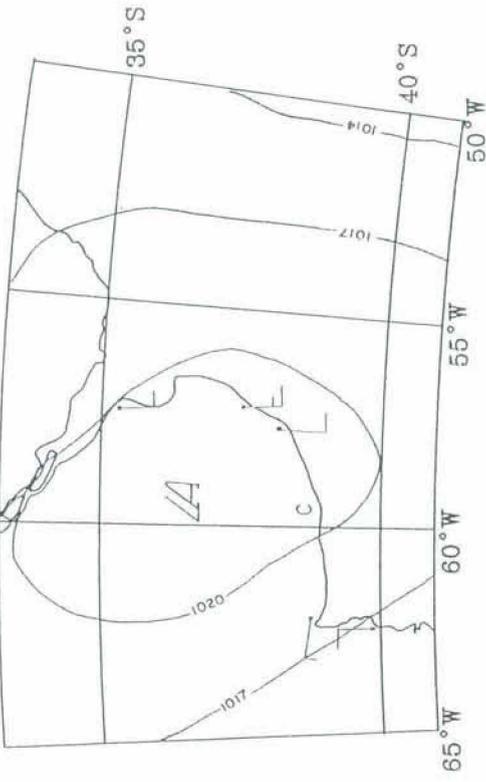
Figura II.14. Continuación.

Situación de calma \* 22/02/82 12:00



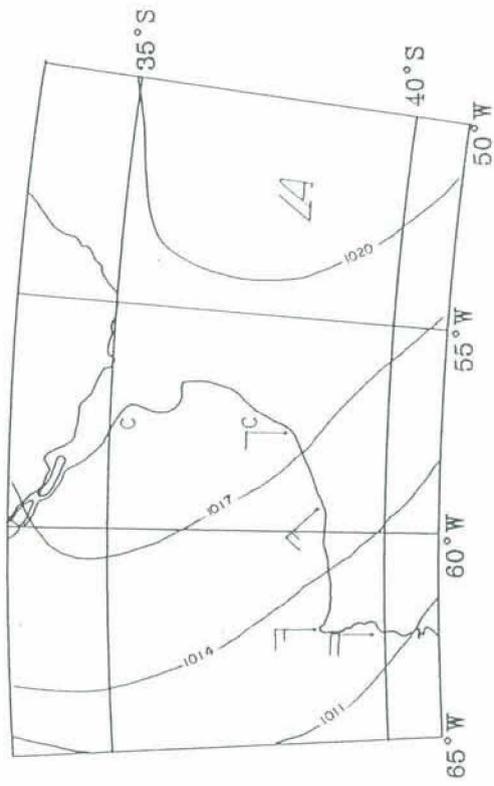
(a)

Situación de calma \* 23/02/82 12:00



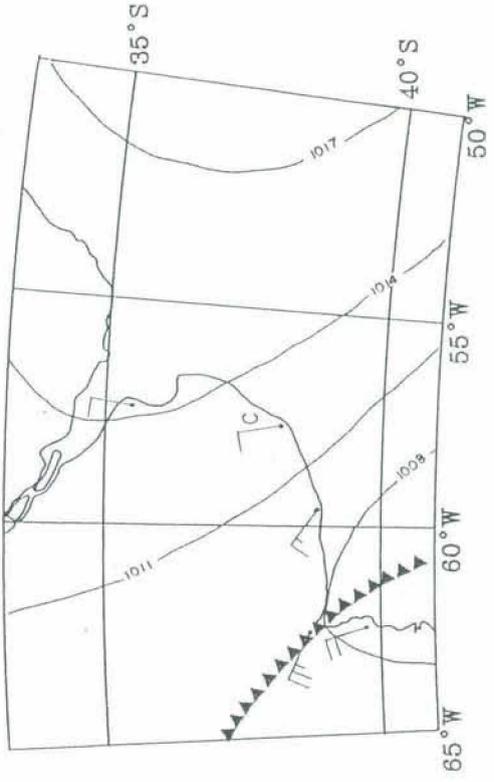
(b)

Situación de calma \* 24/02/82 12:00



(c)

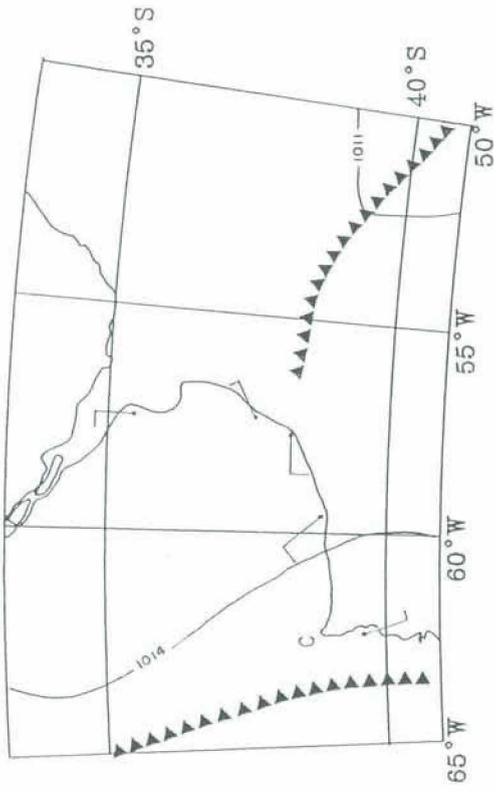
Situación de calma \* 25/02/82 12:00



(d)

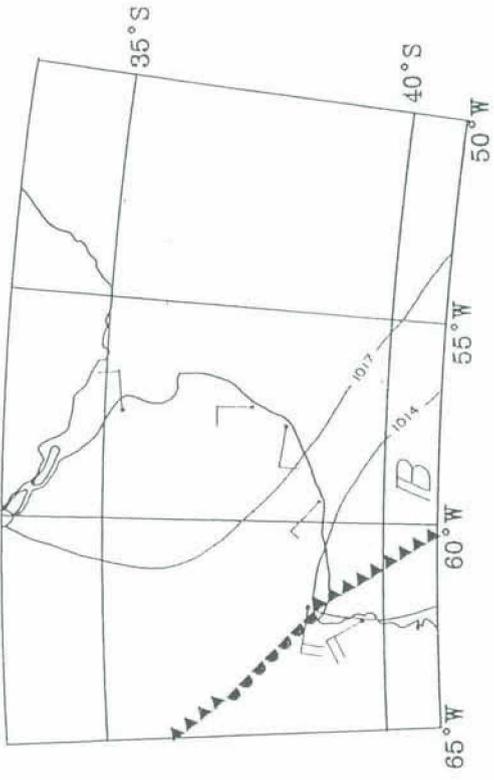
Figura II.15. Síntesis de la situación sinóptica para la situación de calma.

Situación de calma \* 26/02/82 12:00



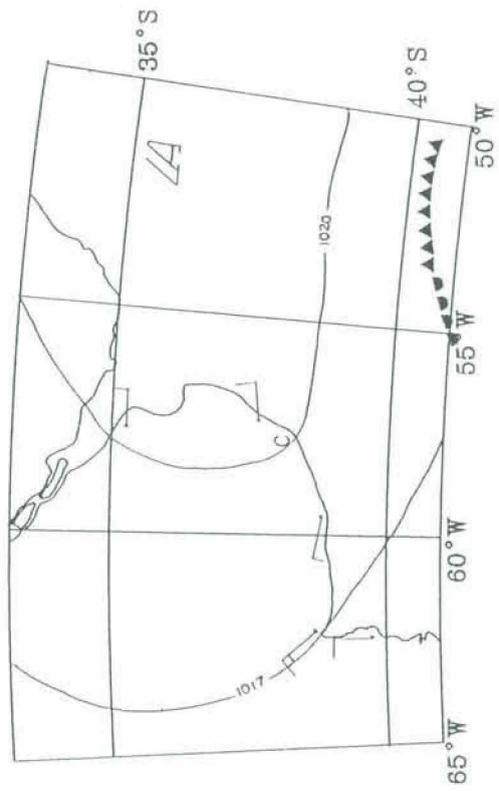
(e)

Situación de calma \* 27/02/82 12:00



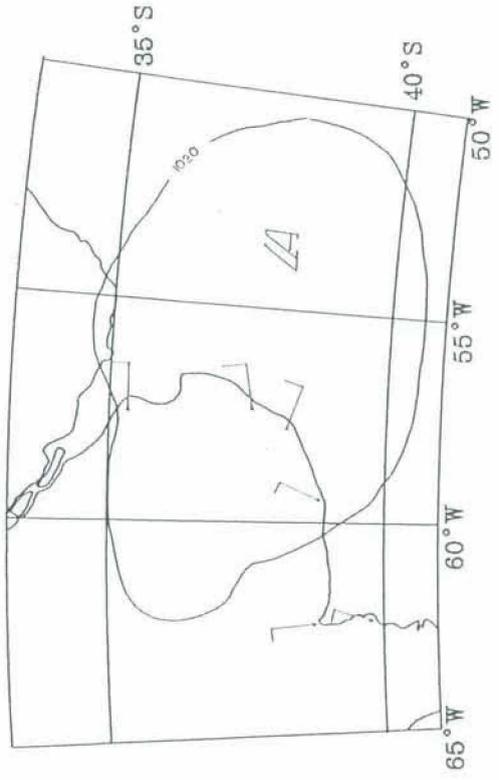
(f)

Situación de calma \* 28/02/82 12:00



(g)

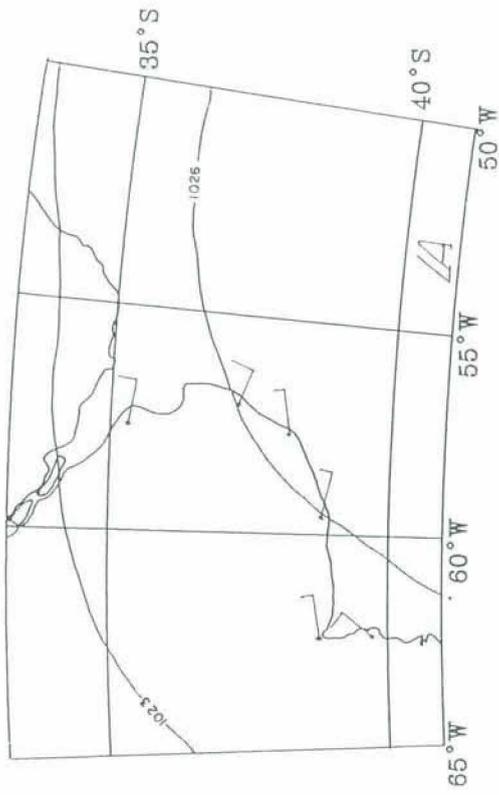
Situación de calma \* 01/03/82 12:00



(h)

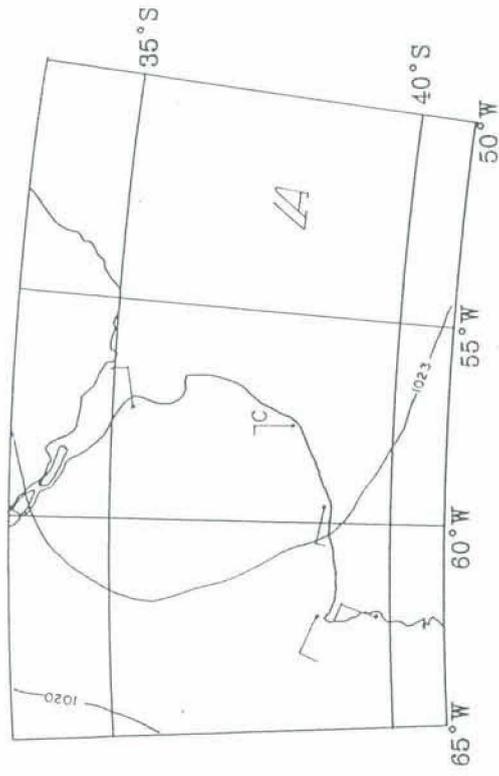
Figura II.15. Continuación.

Situación de calma \* 02/03/82 12:00



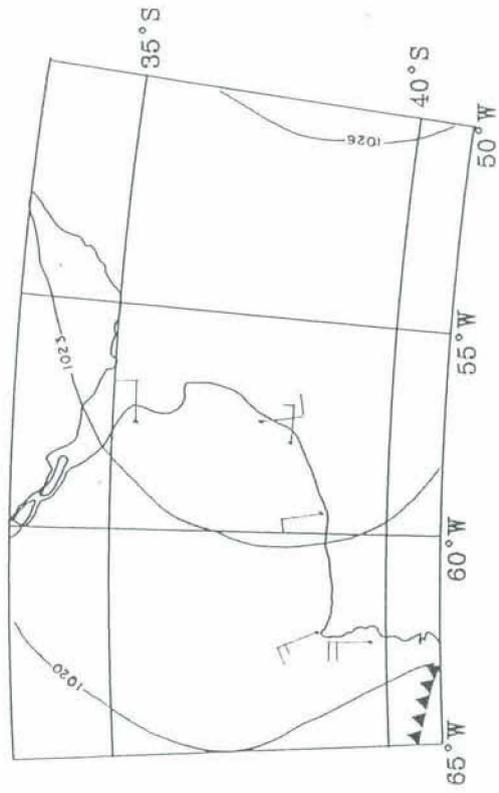
(i)

Situación de calma \* 03/03/82 12:00



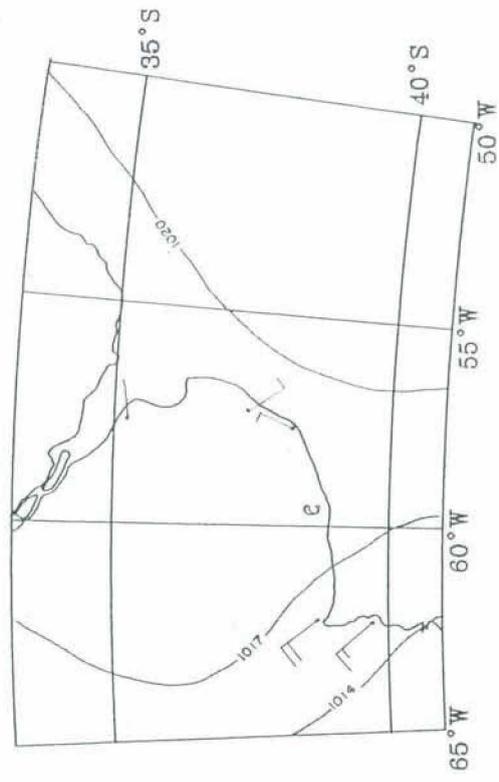
(j)

Situación de calma \* 04/03/82 12:00



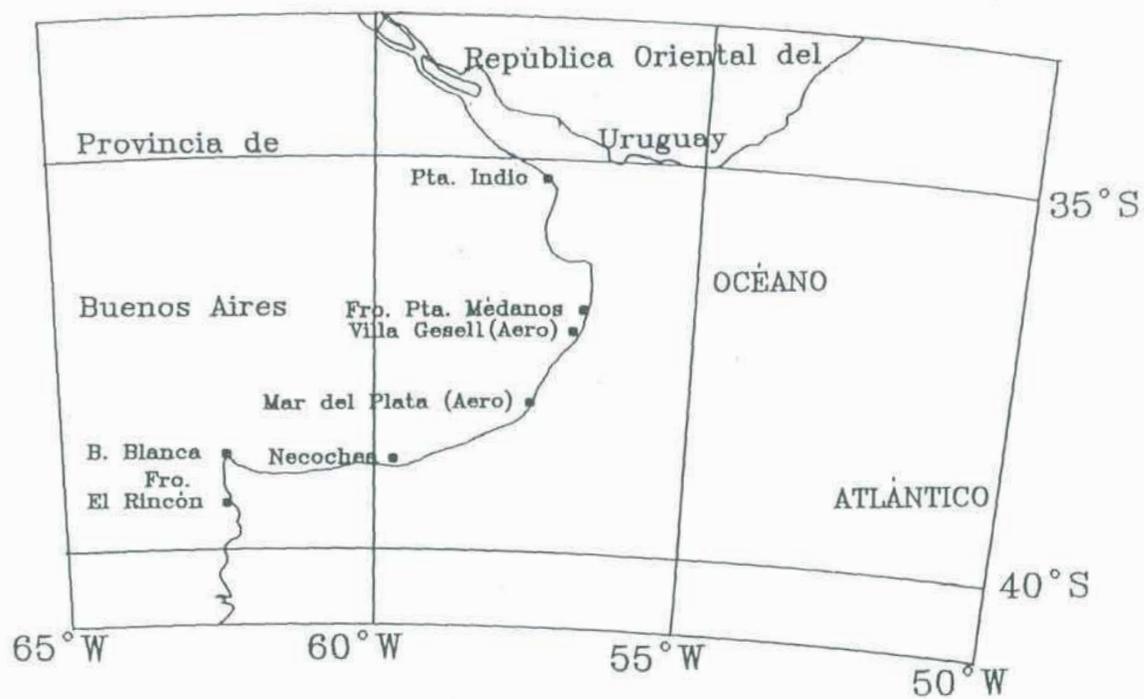
(k)

Situación de calma \* 05/03/82 12:00

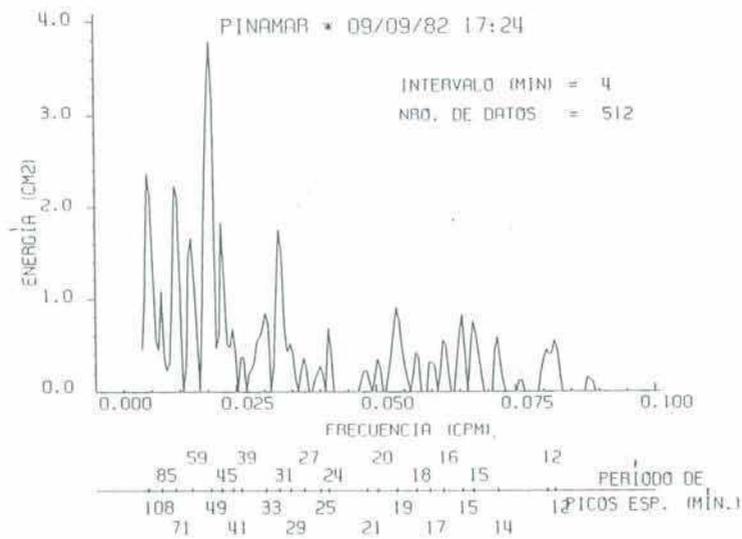


(l)

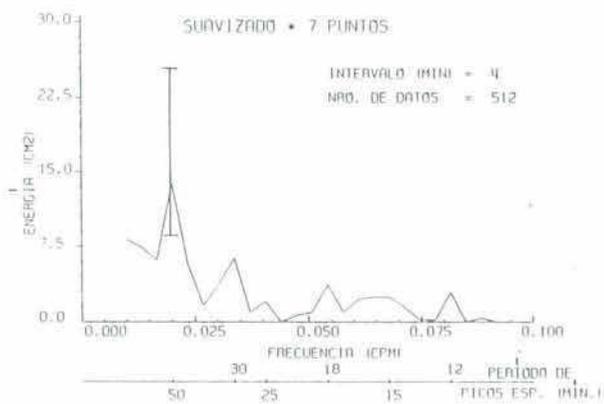
Figura II.15. Continuación.



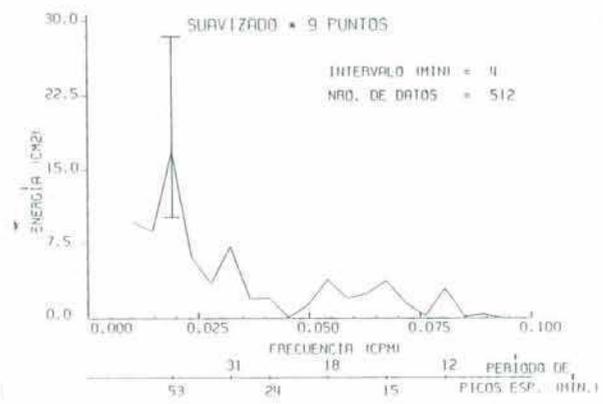
*Figura II.16. Estaciones meteorológicas costeras.*



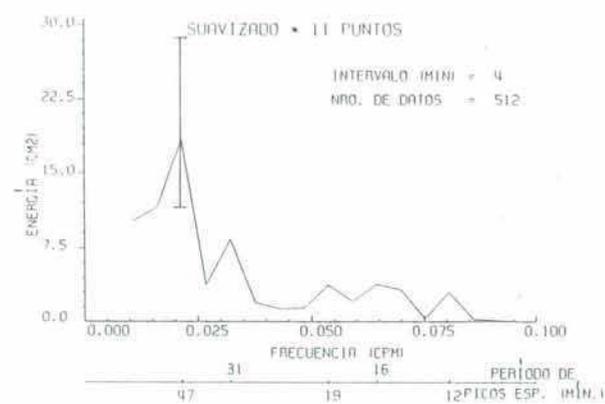
(a)



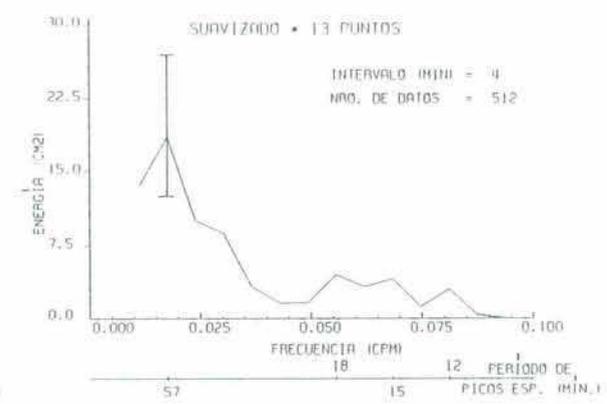
(b)



(c)

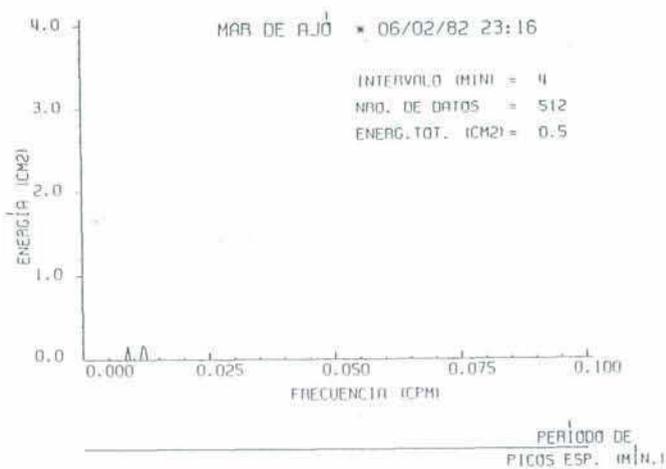


(d)

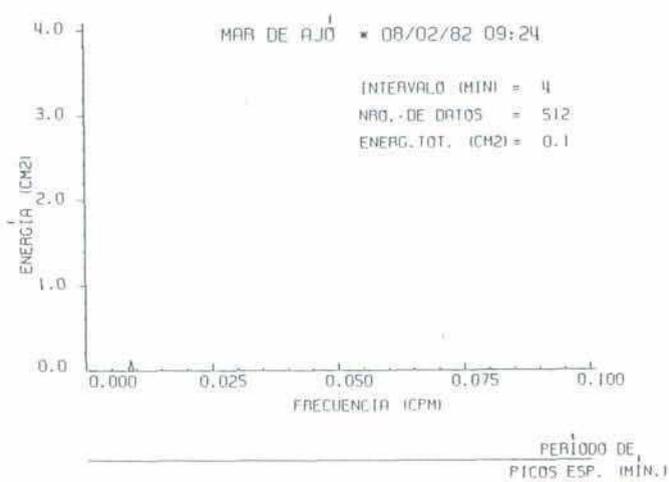


(e)

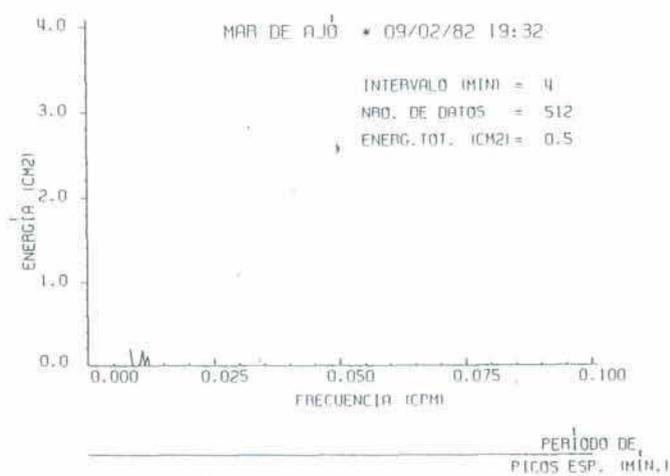
**Figura III.1. Espectro de energía correspondiente a Pinamar para la fecha indicada. Sin suavizar (a), suavizado con 7 puntos (b), con 9 (c), con 11 (d) y con 13 (e).**



(a)

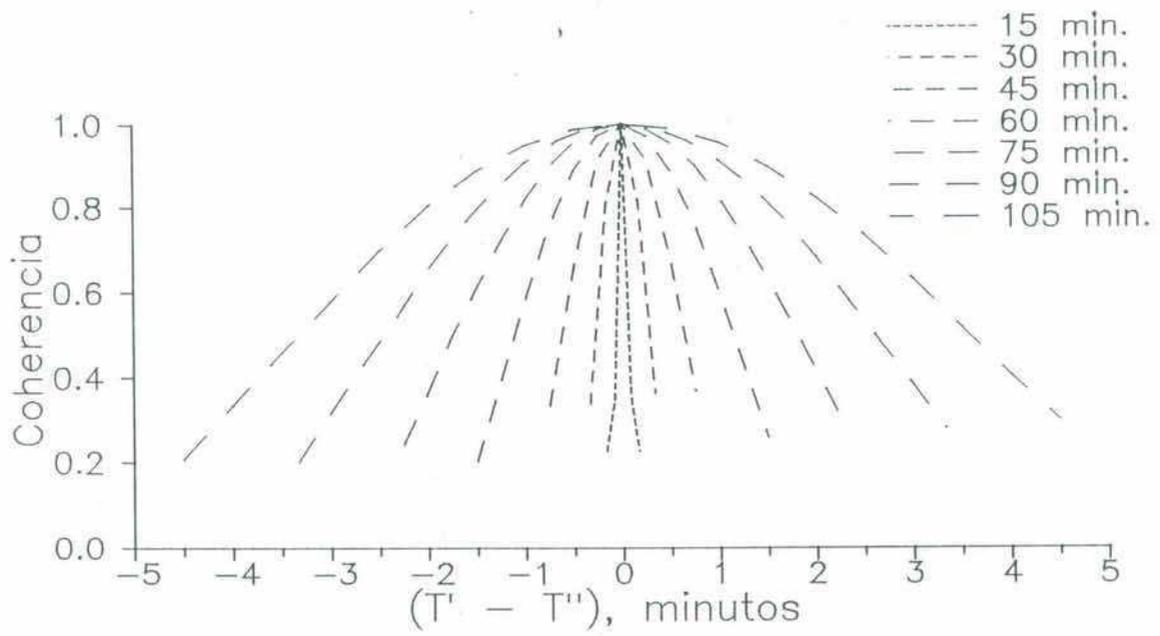


(b)

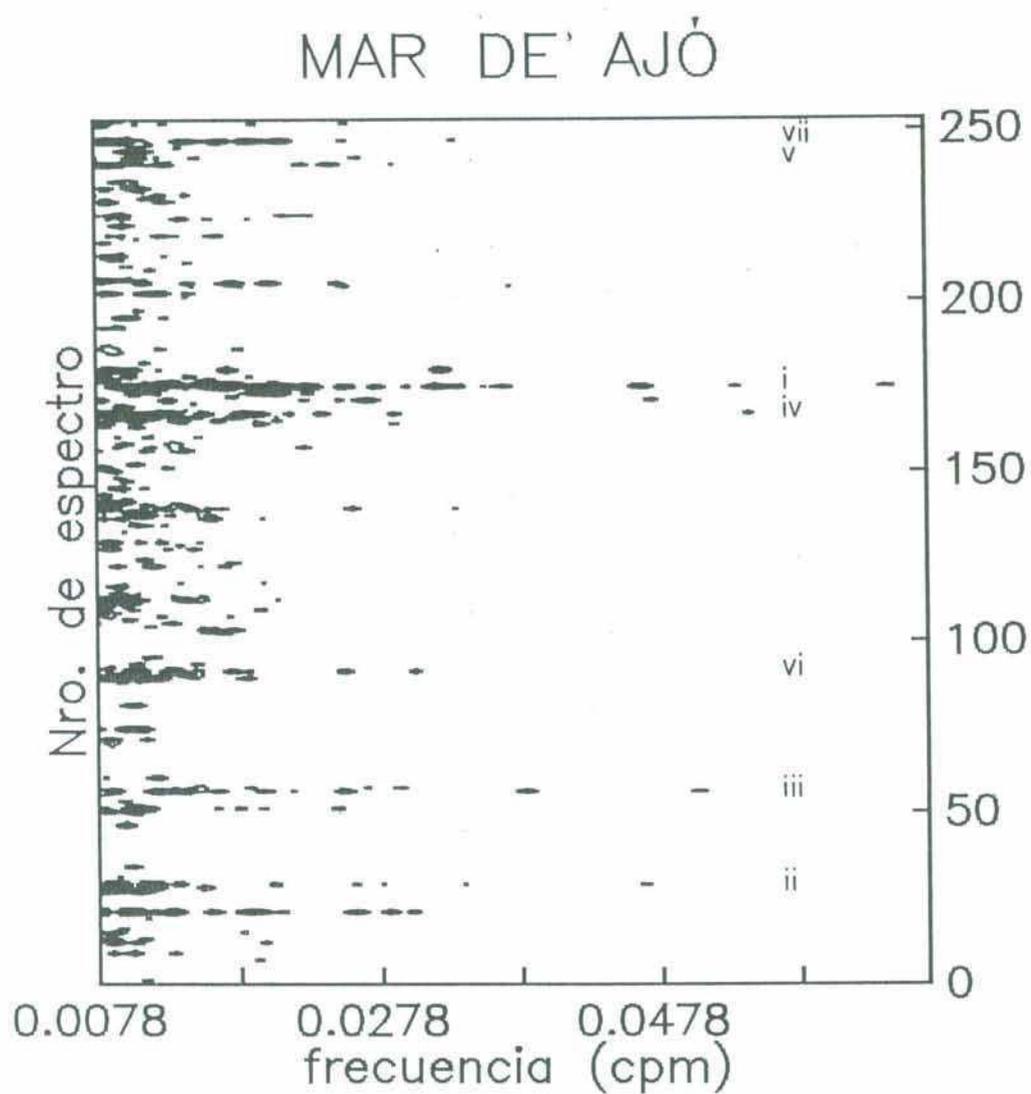


(c)

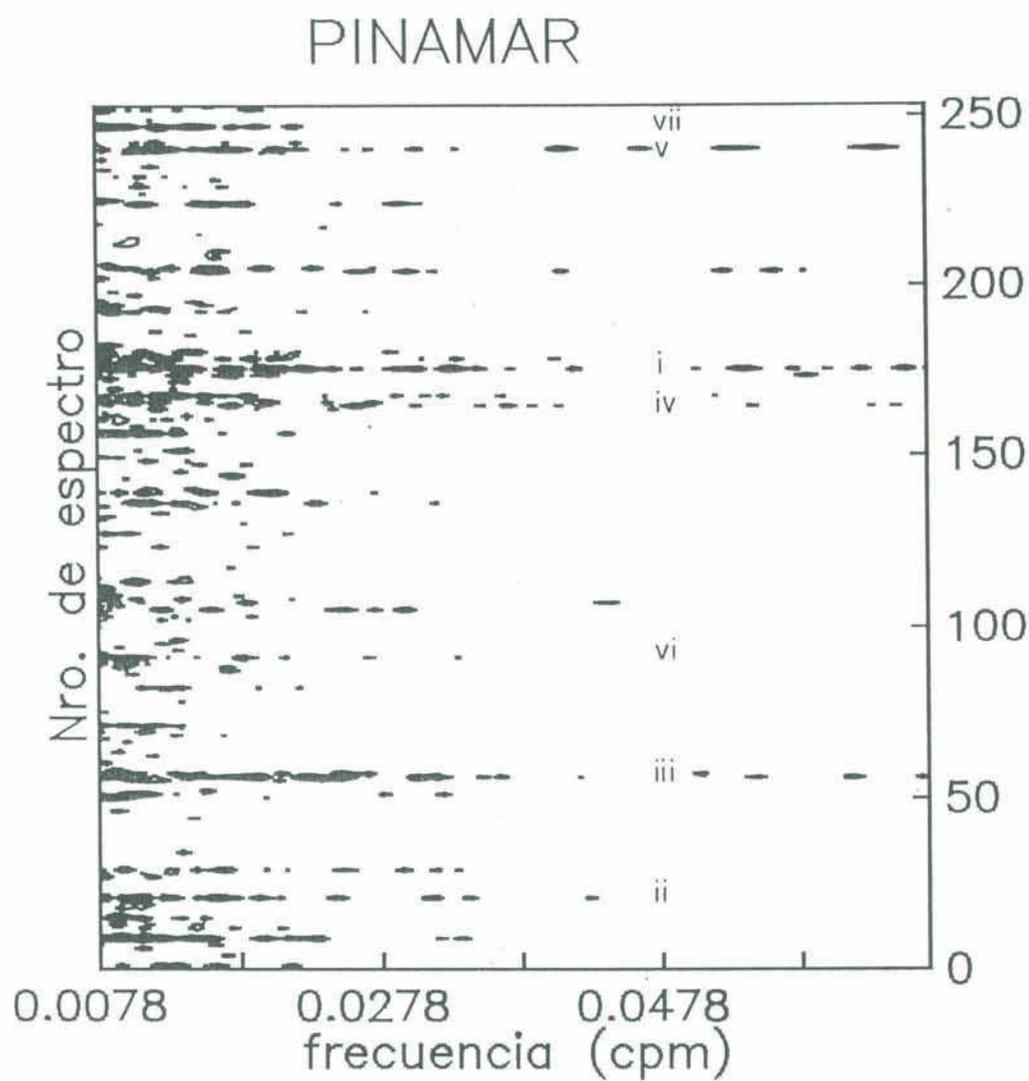
*Figura III.2. Espectros correspondientes a un período de calma.*



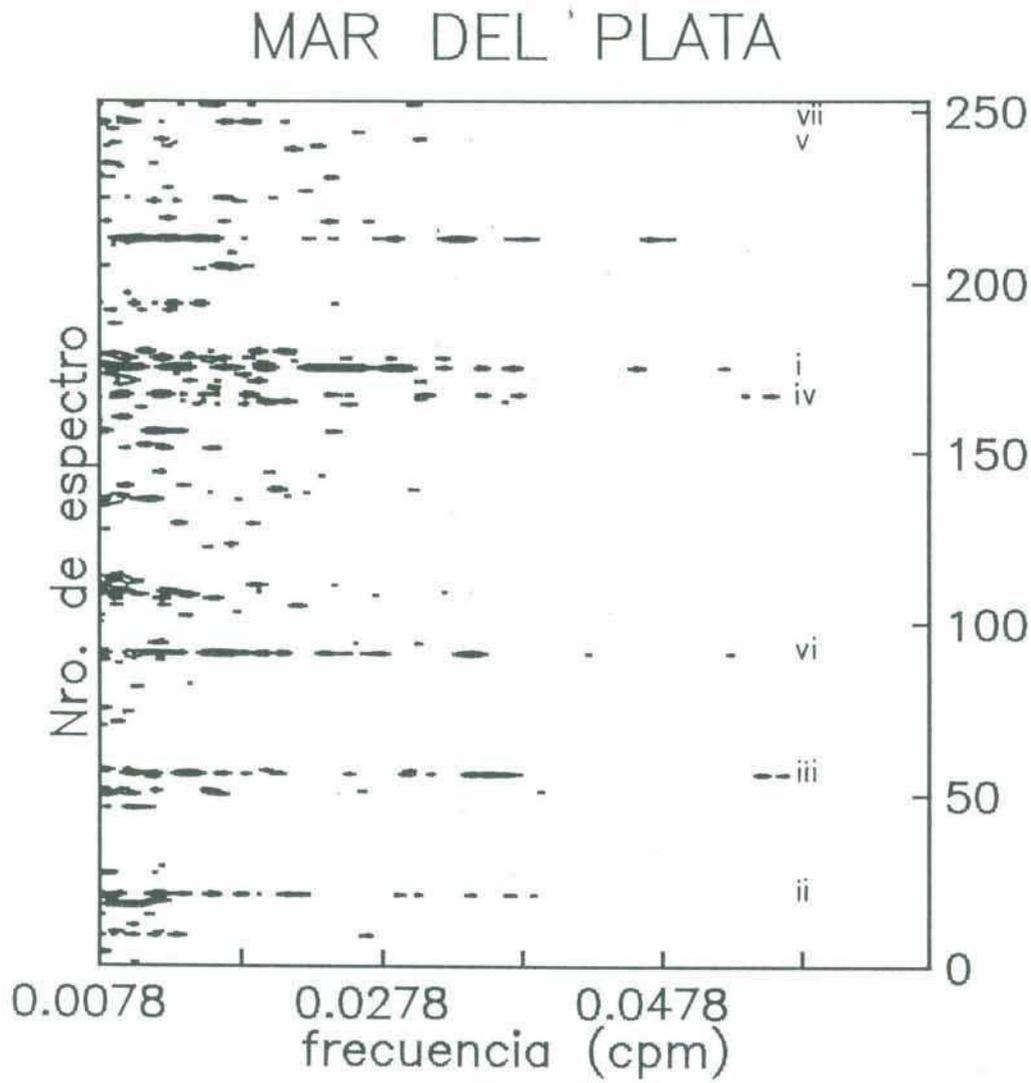
*Figura III.3. Coherencia correspondiente a pares de ondas sinusoidales puras con períodos ligeramente diferentes.*



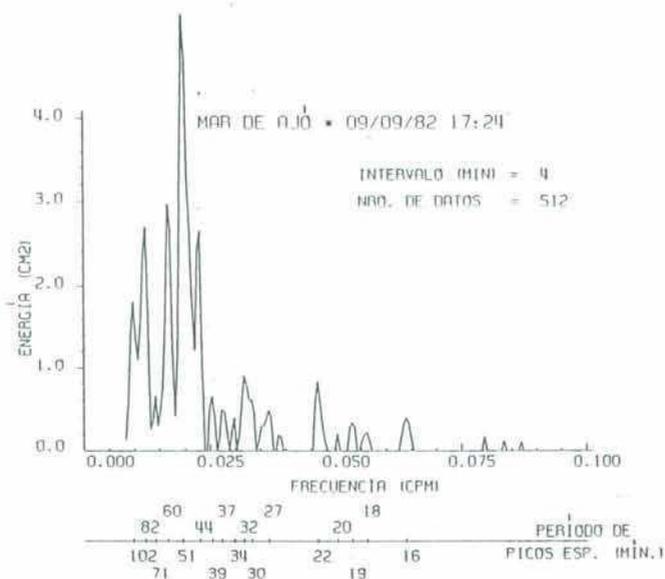
*Figura IV.1.a. Distribución frecuencia-temporal de la energía espectral correspondiente a las ondas de largo período, en Mar de Ajó, para 1982.*



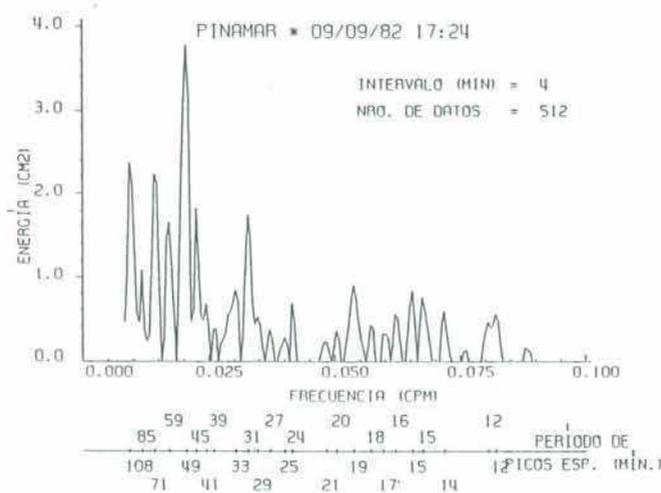
*Figura IV.1.b. Distribución frecuencia-temporal de la energía espectral correspondiente a las ondas de largo período, en Pinamar, para 1982.*



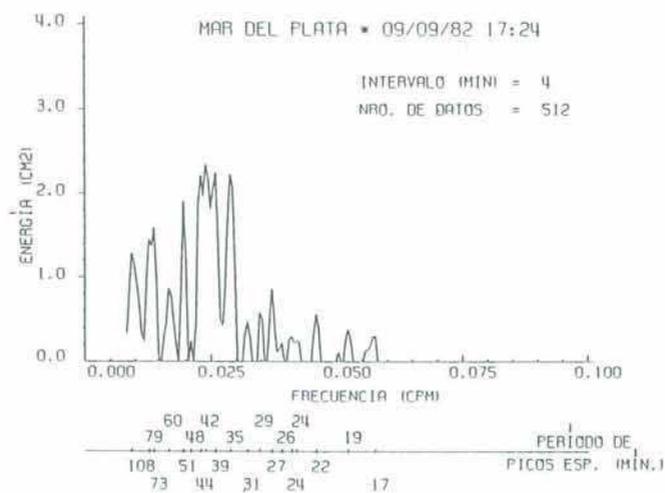
*Figura IV.1.c. Distribución frecuencia-temporal de la energía espectral correspondiente a las ondas de largo período, en Mar del Plata, para 1982.*



(a)

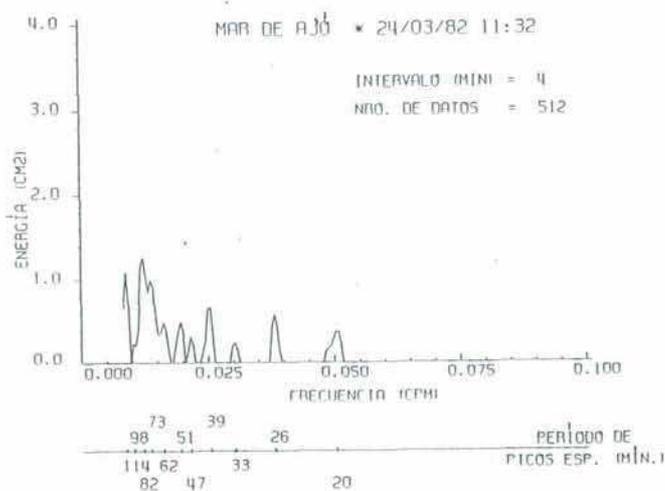


(b)

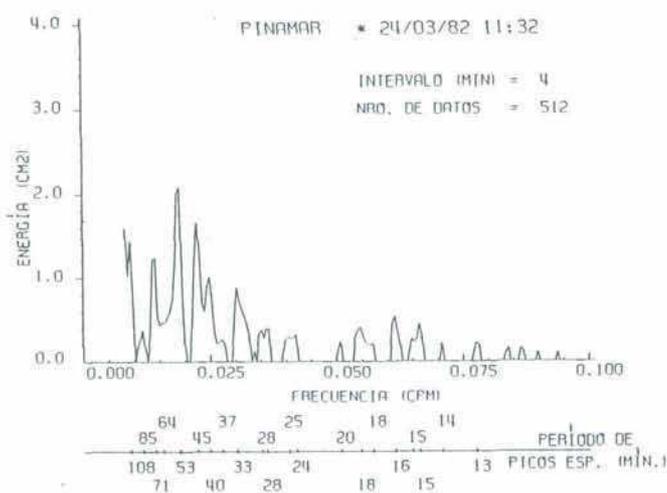


(c)

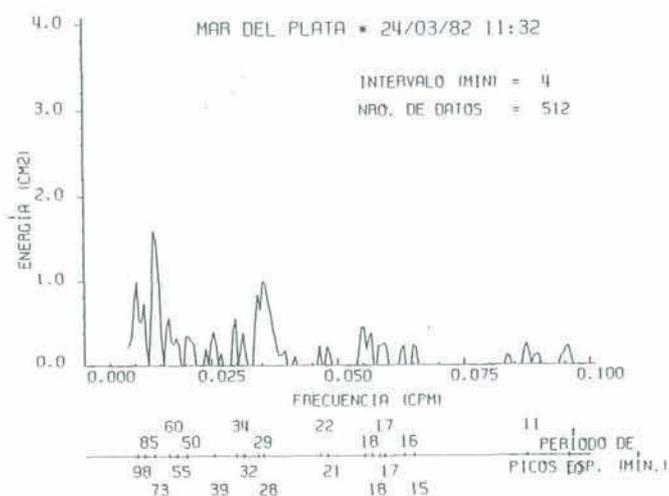
Figura IV.2. Espectros correspondientes a la primera situación más energética.



(a)



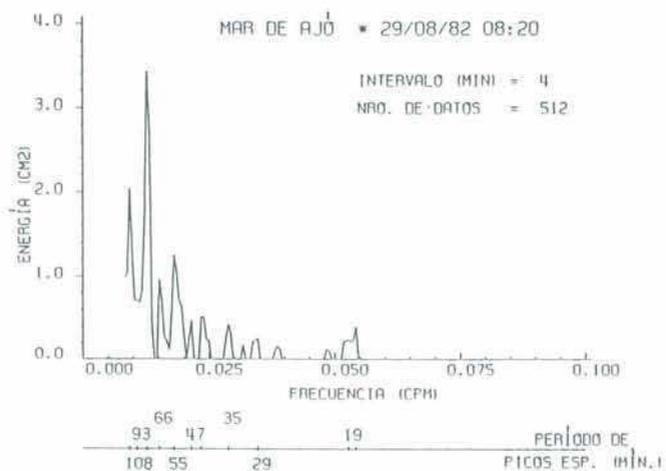
(b)



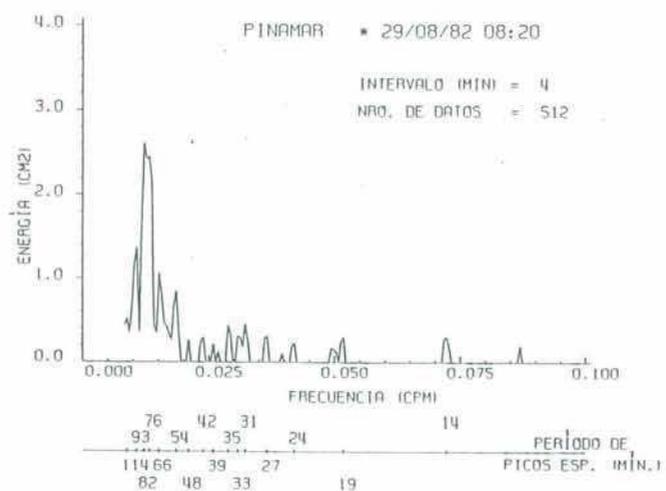
(c)

Figura IV.3. Espectros correspondientes a la segunda situación más energética.

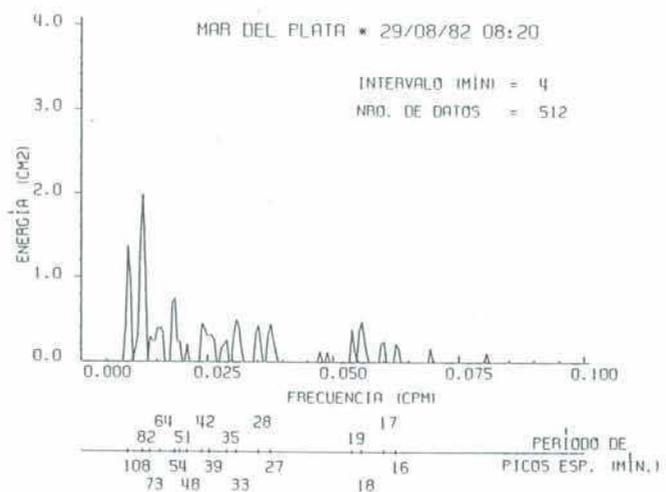




(a)

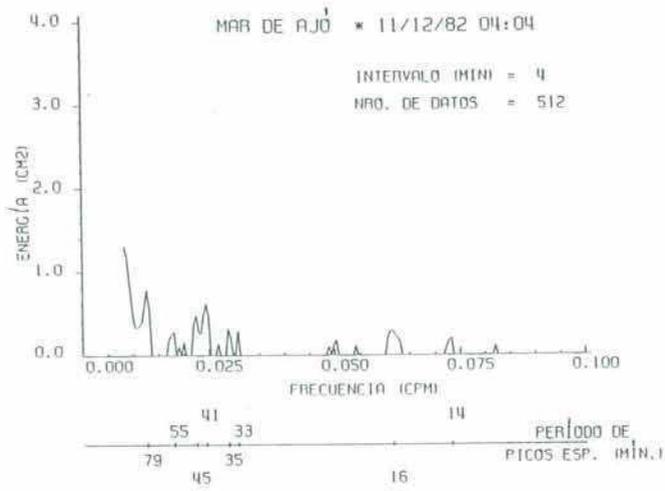


(b)

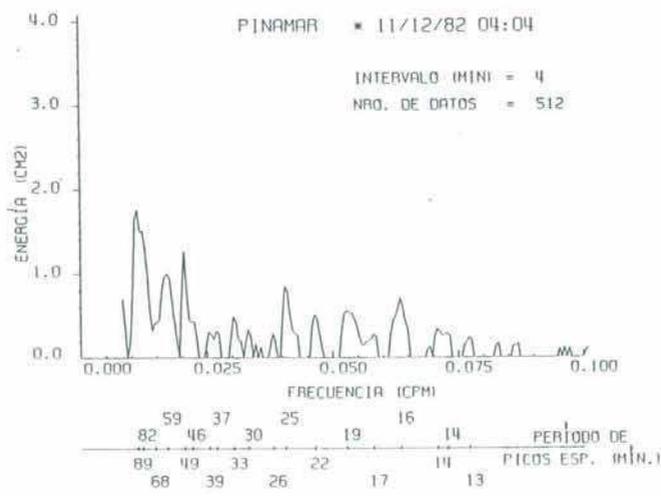


(c)

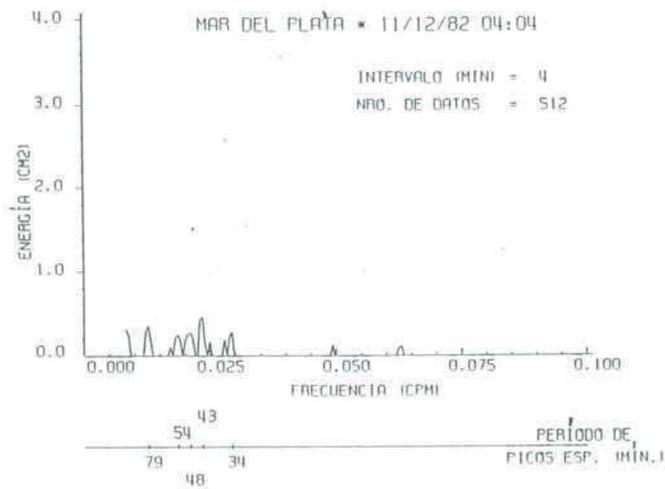
Figura IV.5. Espectros correspondientes a la cuarta situación más energética.



(a)

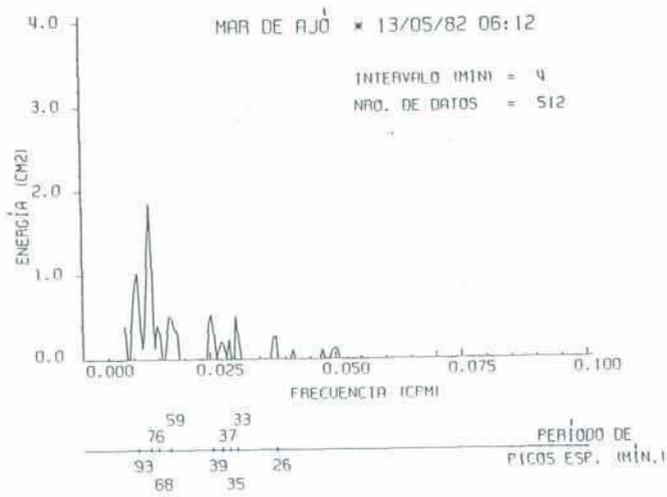


(b)

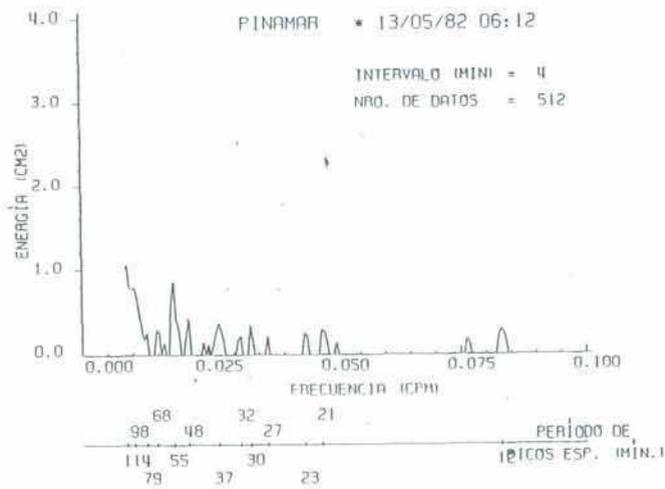


(c)

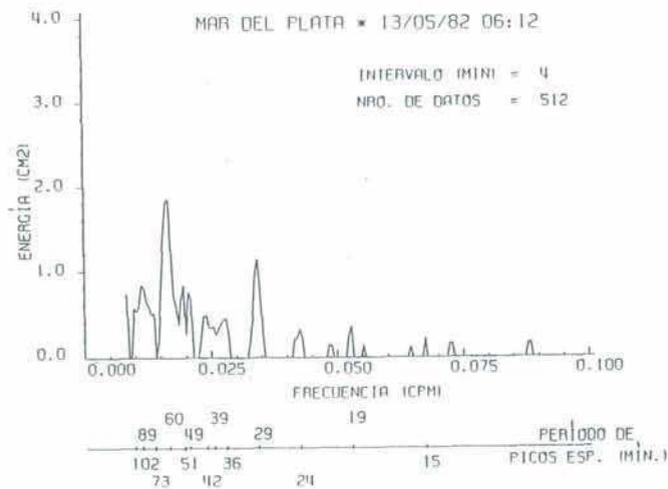
Figura IV.6. Espectros correspondientes a la quinta situación más energética.



(a)

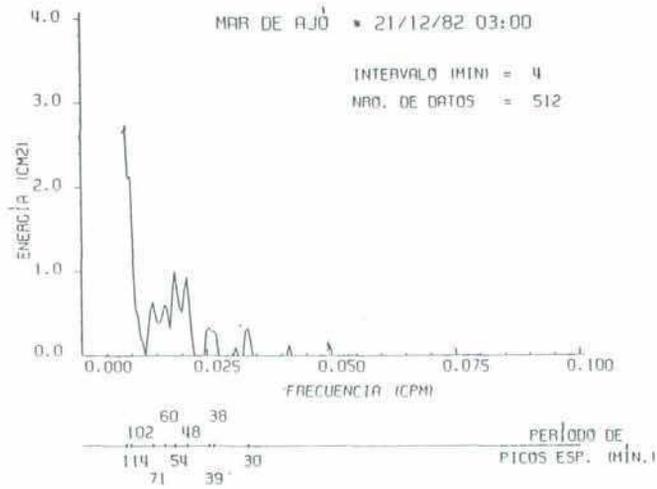


(b)

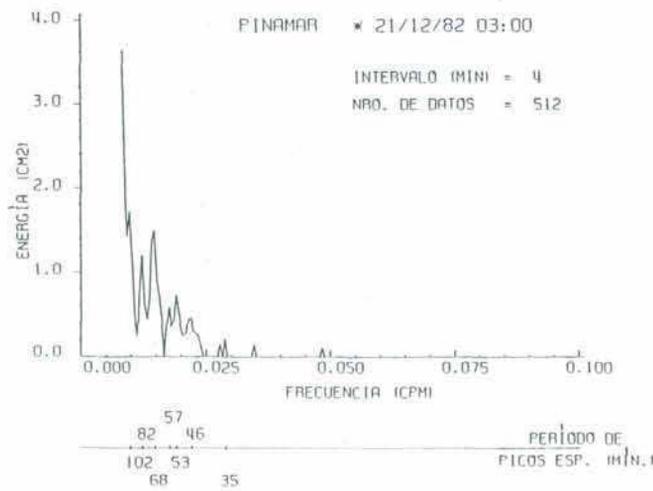


(c)

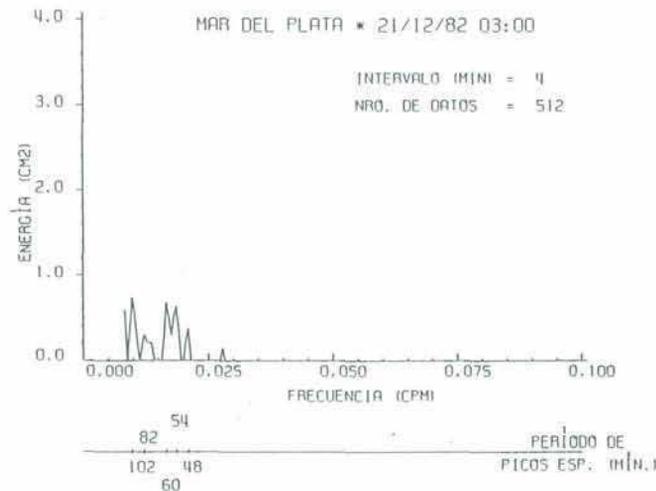
Figura IV.7. Espectros correspondientes a la sexta situación más energética.



(a)

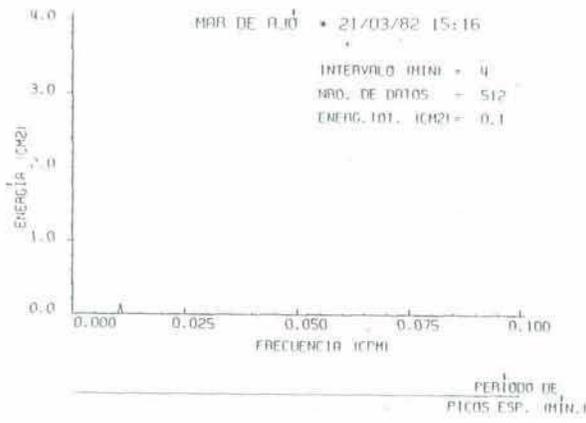


(b)

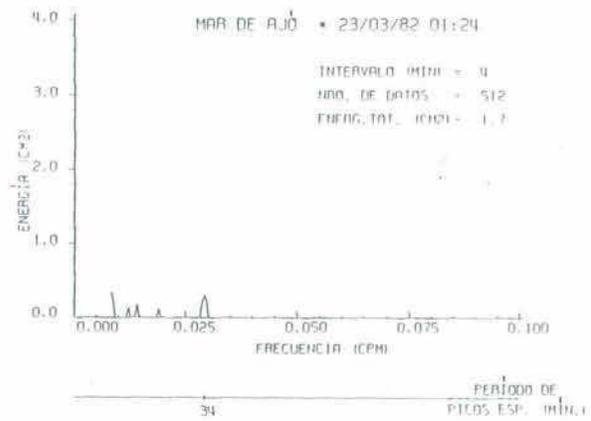


(c)

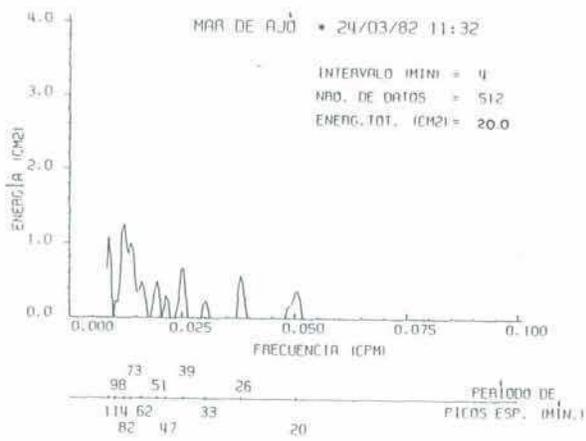
Figura IV.8. Espectros correspondientes a la séptima situación más energética.



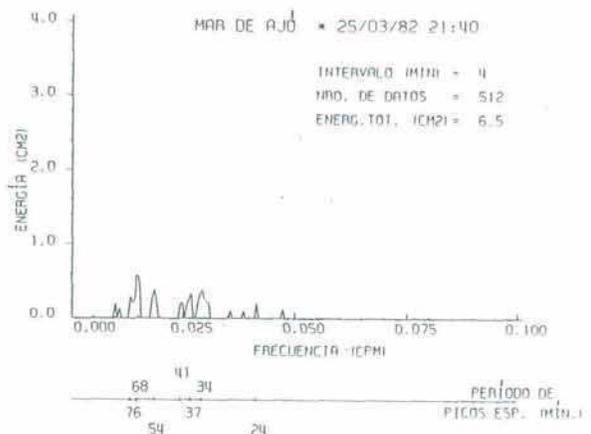
(a)



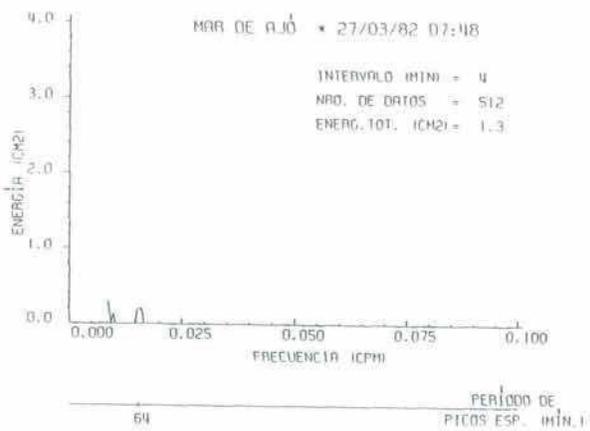
(b)



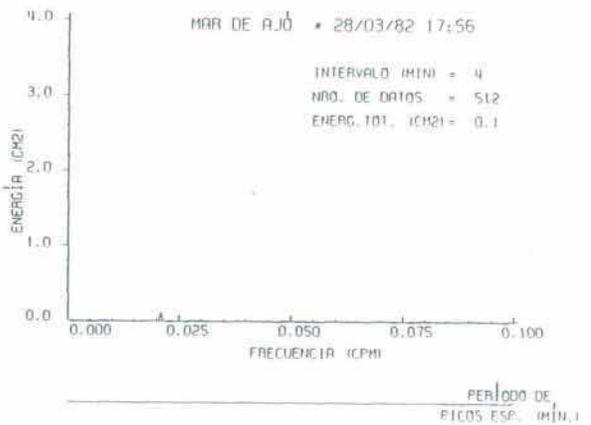
(c)



(d)

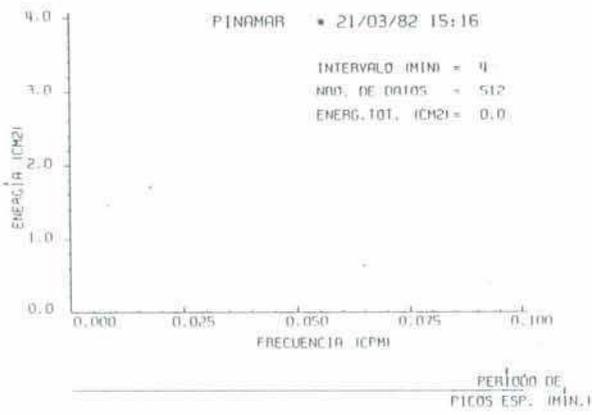


(e)

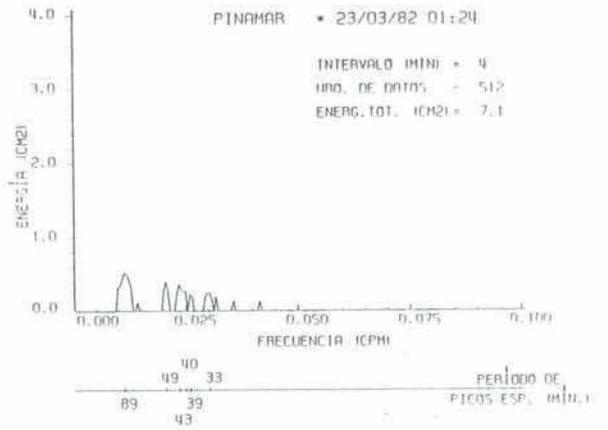


(f)

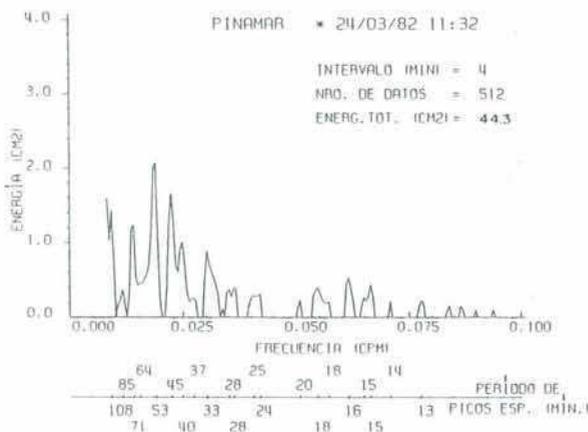
Figura IV.9. Evolución espectral para un lapso activo en Mar de Ajó.



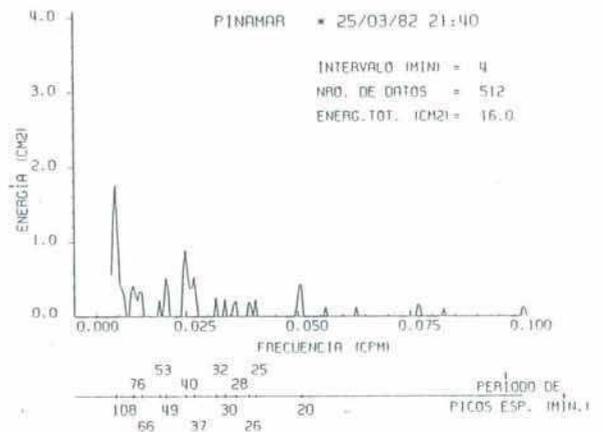
(a)



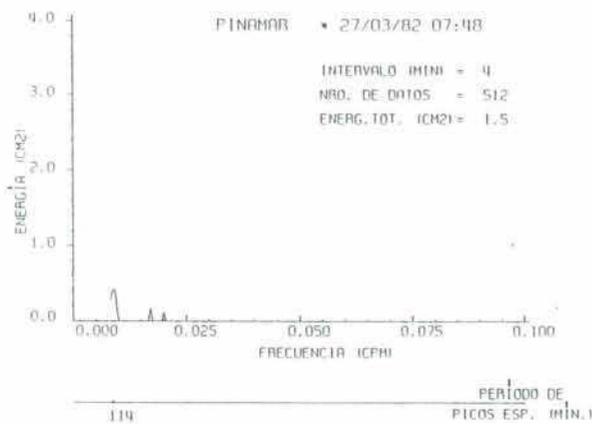
(b)



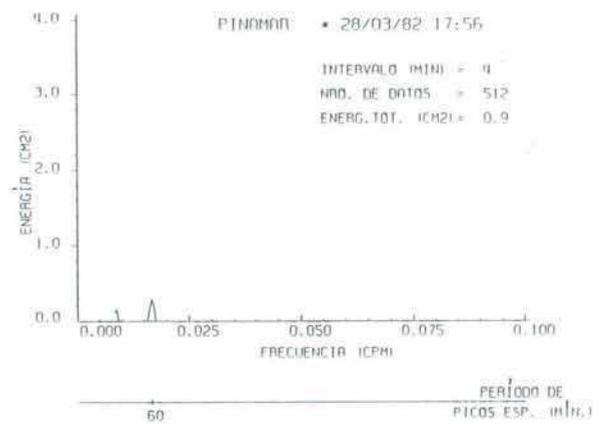
(c)



(d)

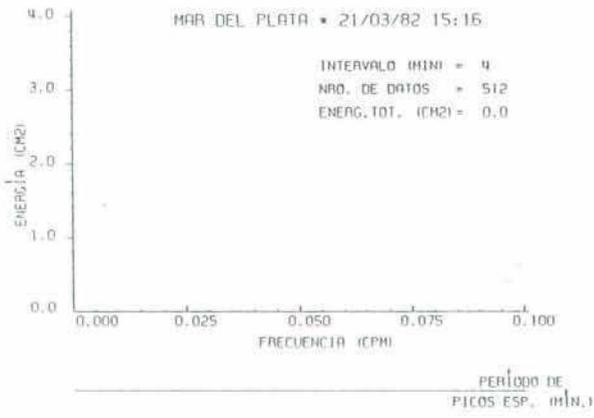


(e)

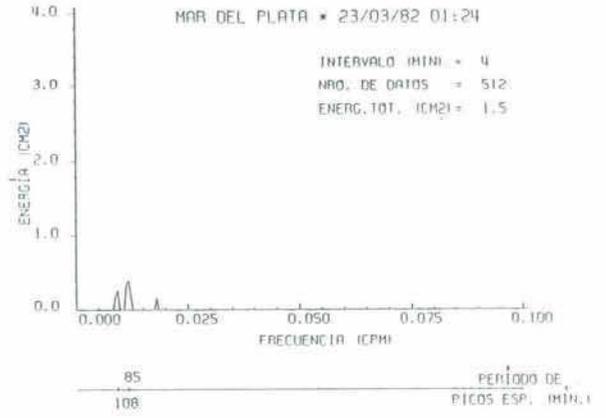


(f)

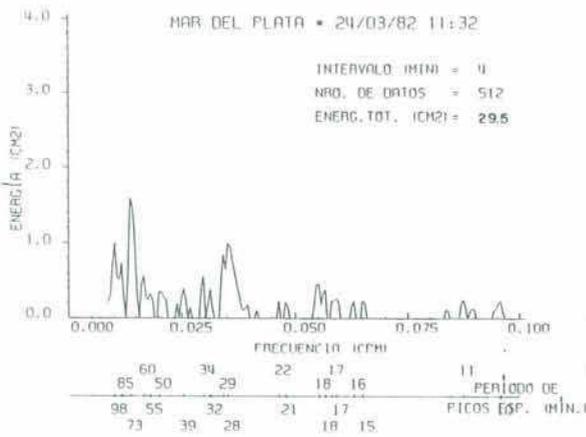
Figura IV.10. Evolución espectral para un lapso activo en Pinamar.



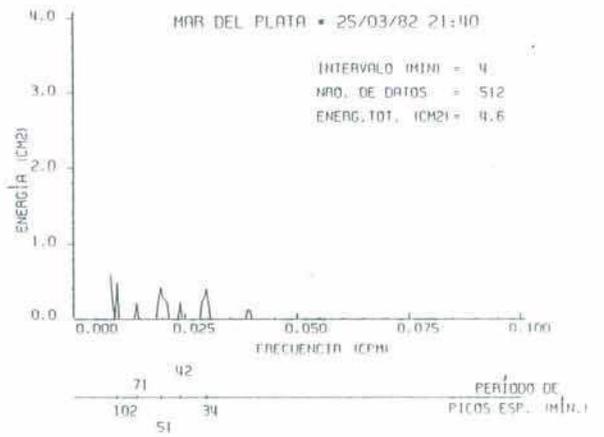
(a)



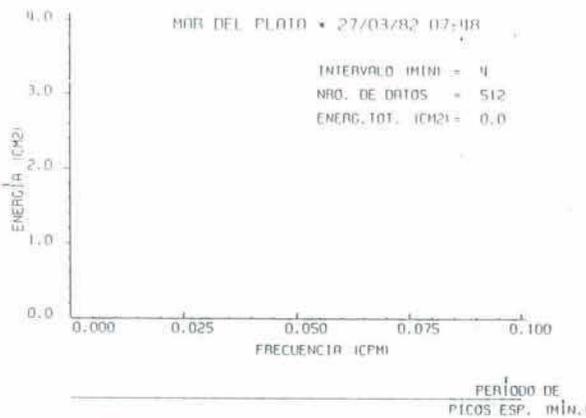
(b)



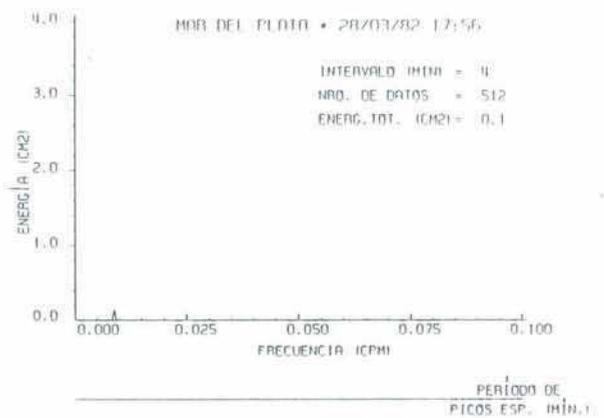
(c)



(d)



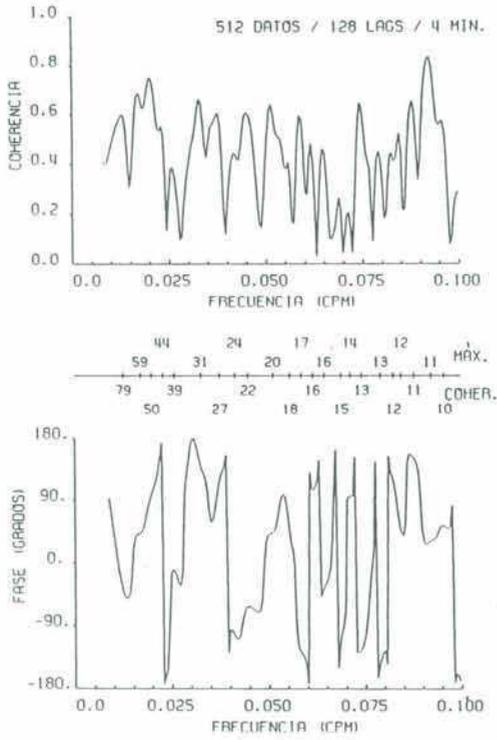
(e)



(f)

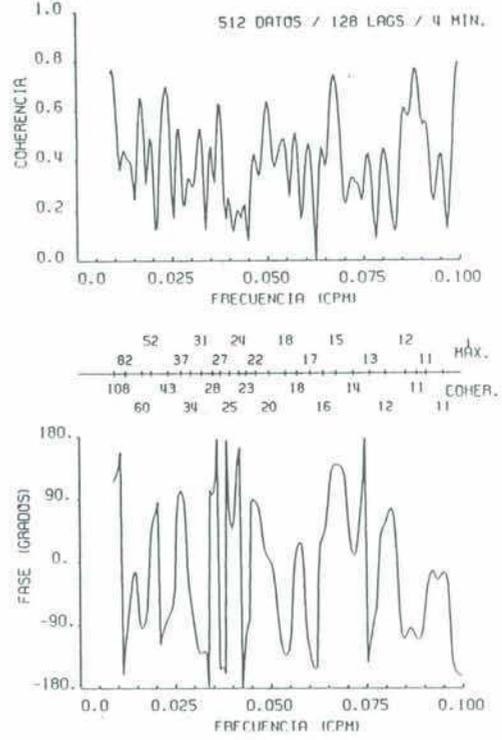
Figura IV.11. Evolución espectral para un lapso activo en Mar del Plata.

MAR DE AJÓ - PINAMAR \* 09/09/82 17:24



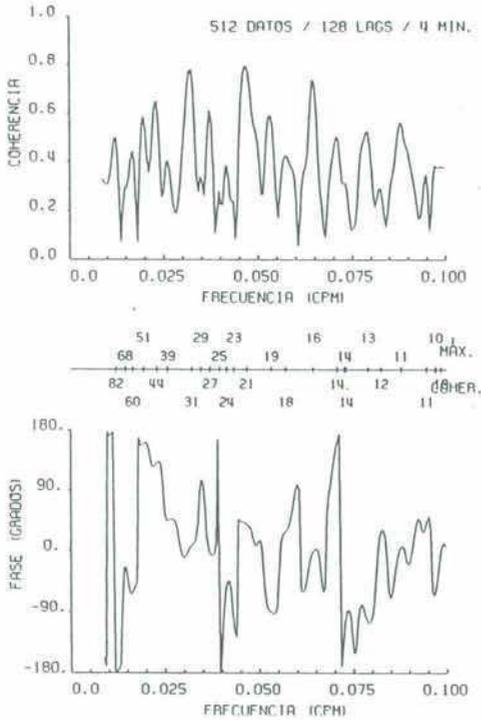
(a)

PINAMAR - MAR DEL PLATA \* 09/09/82 17:24



(b)

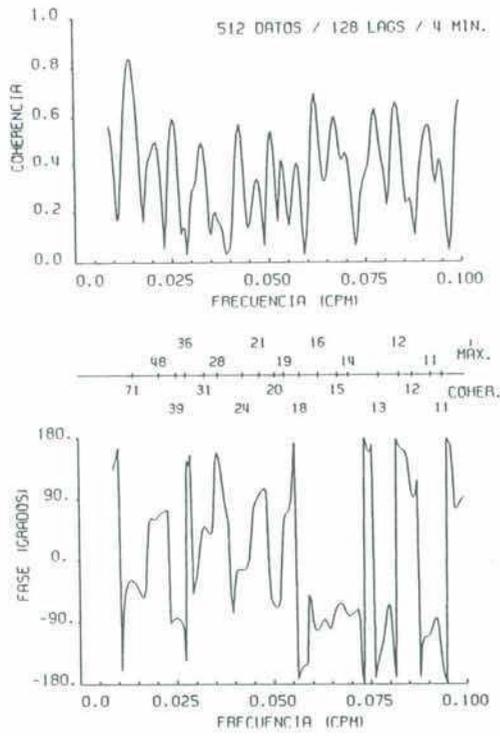
MAR DE AJÓ - MAR DEL PLATA \* 09/09/82 17:24



(c)

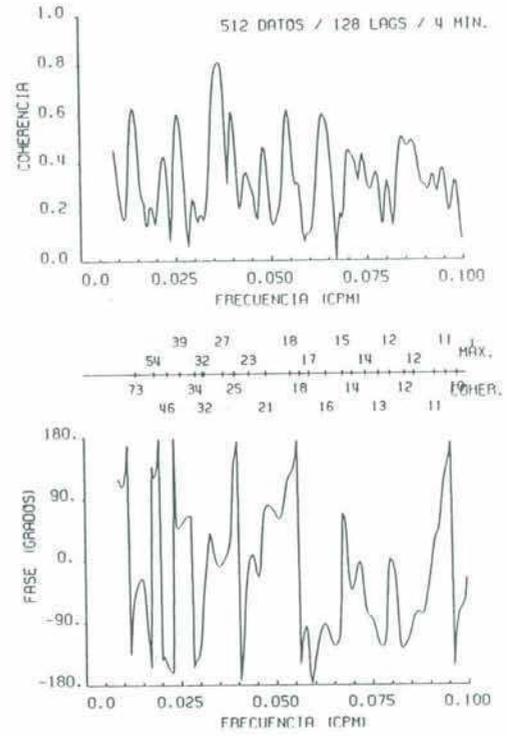
Figura IV.12. Funciones coherencia y fase espectral para la primera situación más energética.

MAR DE AJÓ - PINAMAR \* 24/03/82 11:32



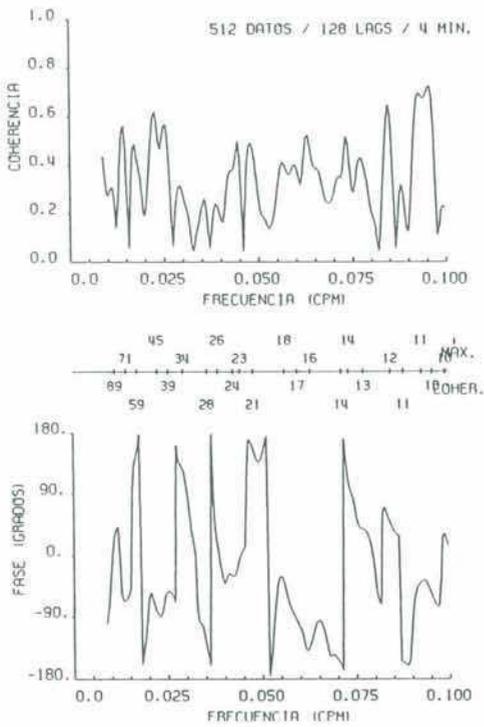
(a)

PINAMAR - MAR DEL PLATA \* 24/03/82 11:32



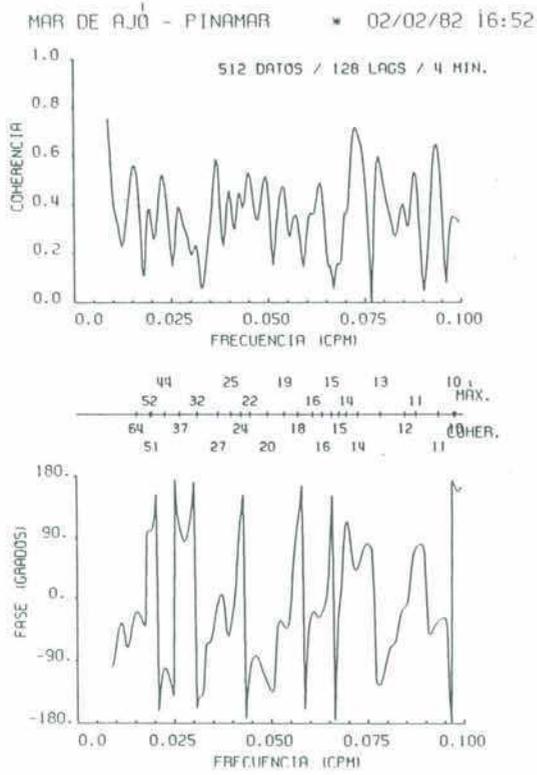
(b)

MAR DE AJÓ - MAR DEL PLATA \* 24/03/82 11:32

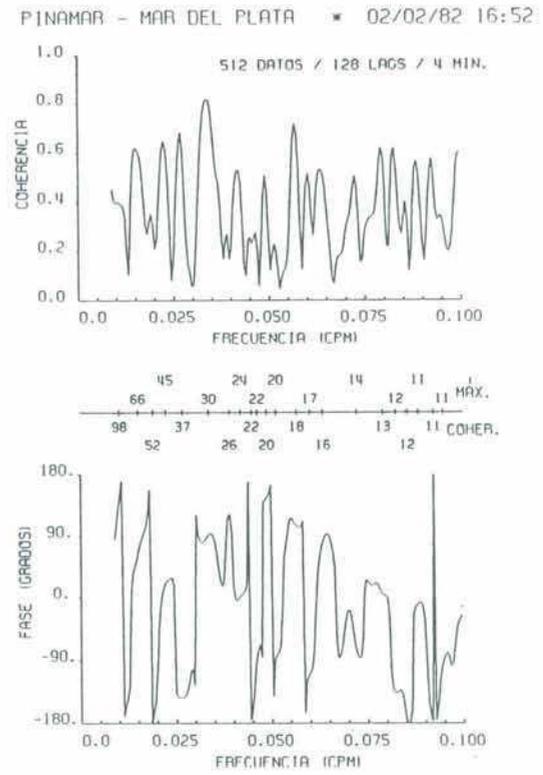


(c)

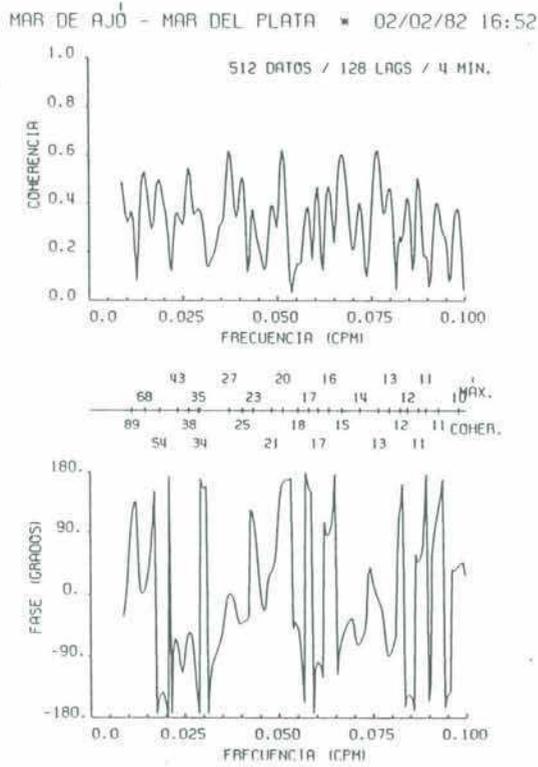
Figura IV.13. Funciones coherencia y fase espectral para la segunda situación más energética.



(a)

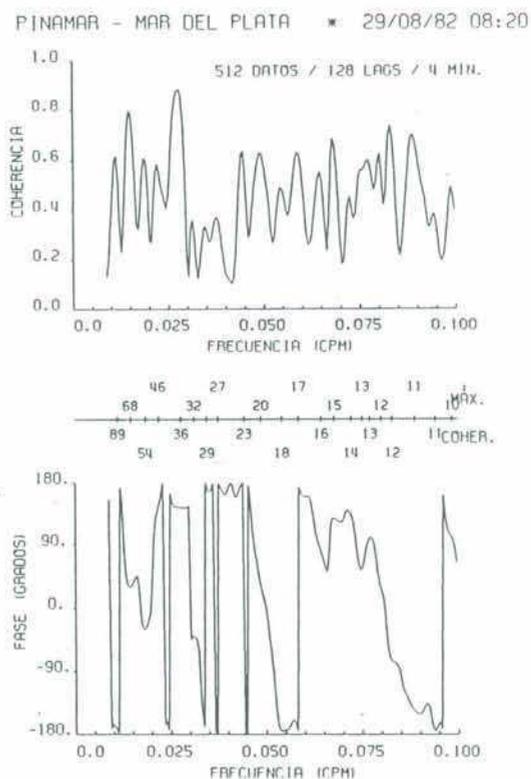
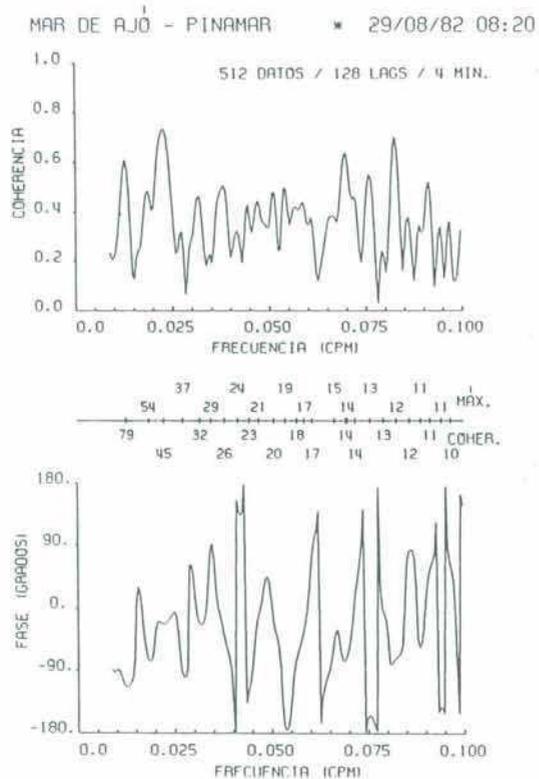


(b)



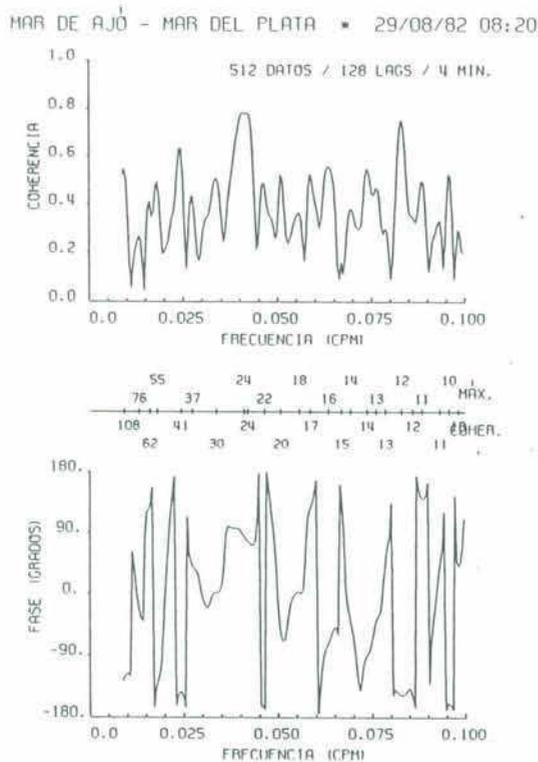
(c)

Figura IV.14. Funciones coherencia y fase espectral para la tercera situación más energética.



(a)

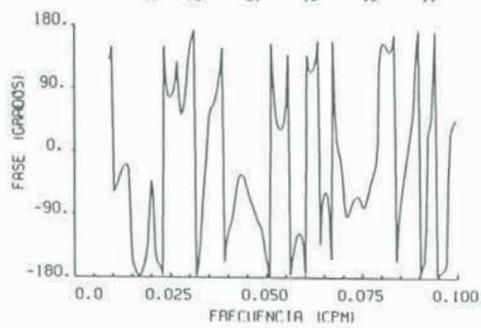
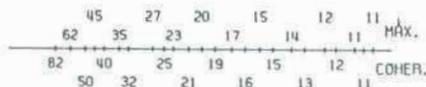
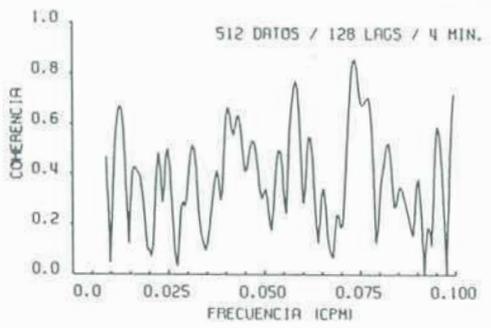
(b)



(c)

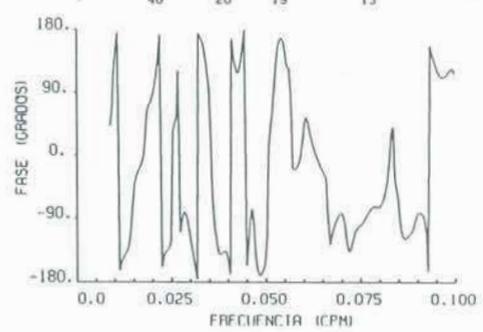
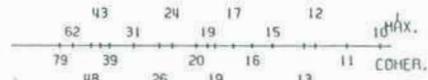
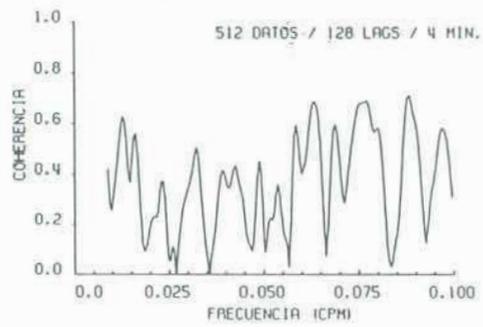
Figura IV.15. Funciones coherencia y fase espectral para la cuarta situación más energética.

MAR DE AJÓ - PINAMAR \* 11/12/82 04:04



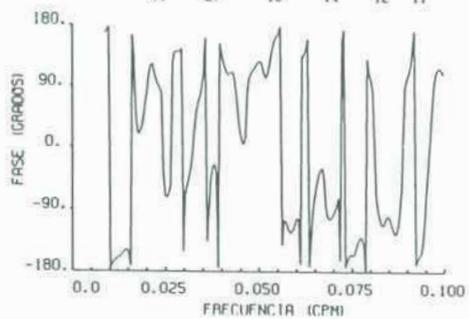
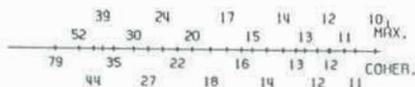
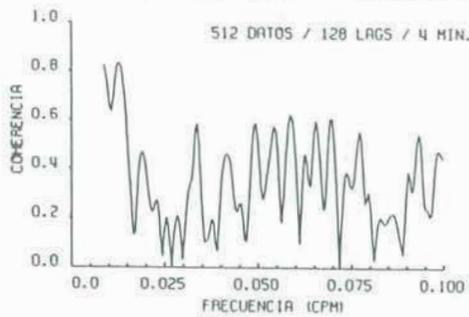
(a)

PINAMAR - MAR DEL PLATA \* 11/12/82 04:04



(b)

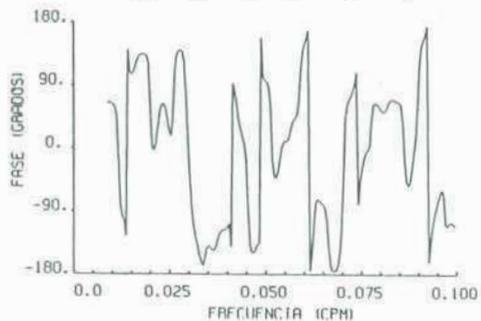
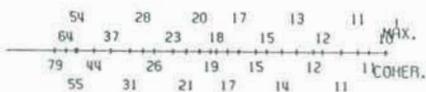
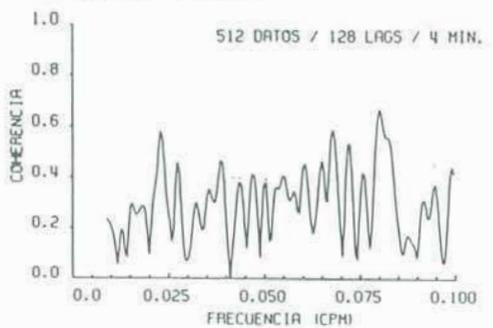
MAR DE AJÓ - MAR DEL PLATA \* 11/12/82 04:04



(c)

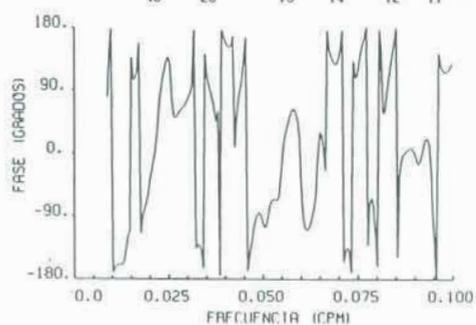
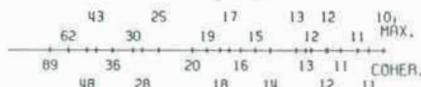
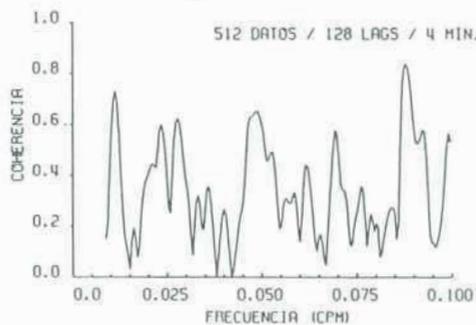
Figura IV.16. Funciones coherencia y fase espectral para la quinta situación más energética.

MAR DE AJÓ - PINAMAR \* 13/05/82 06:12



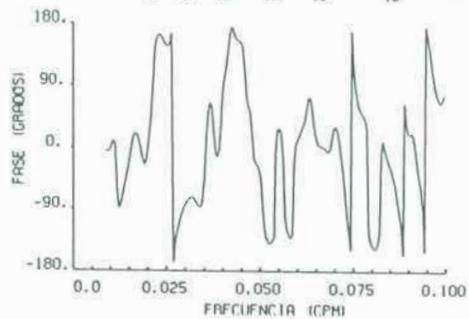
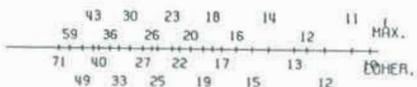
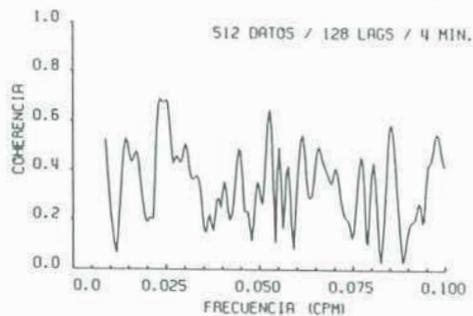
(a)

PINAMAR - MAR DEL PLATA \* 13/05/82 06:12



(b)

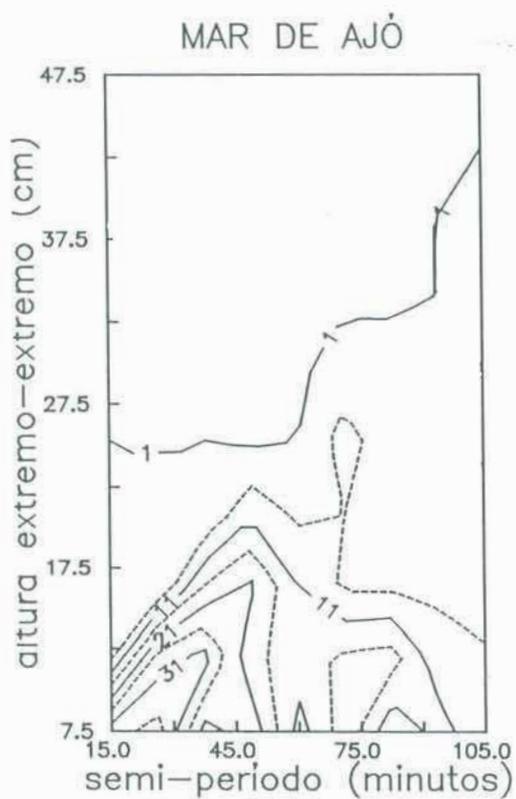
MAR DE AJÓ - MAR DEL PLATA \* 13/05/82 06:12



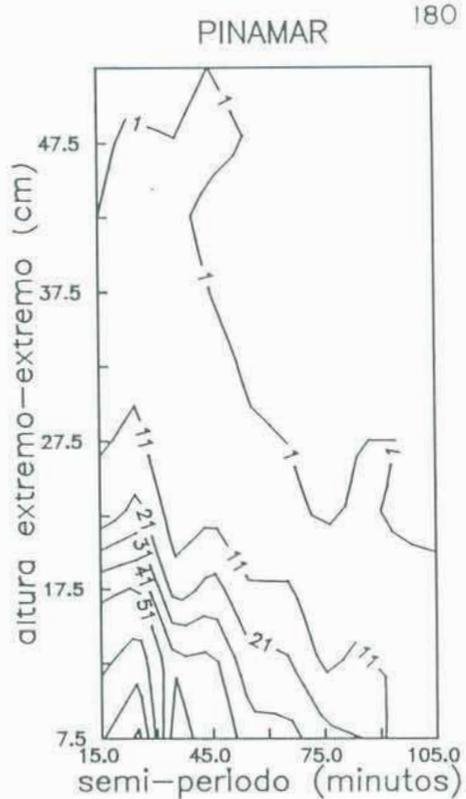
(c)

Figura IV.17. Funciones coherencia y fase espectral para la sexta situación más energética.

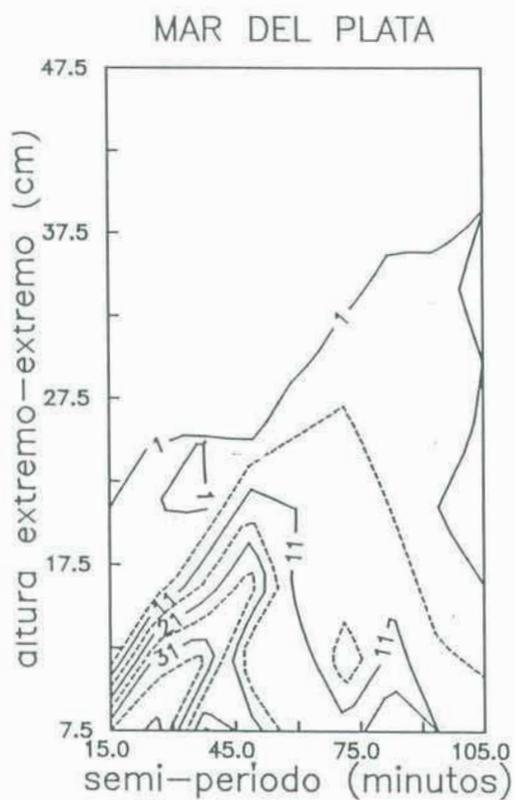




(a)

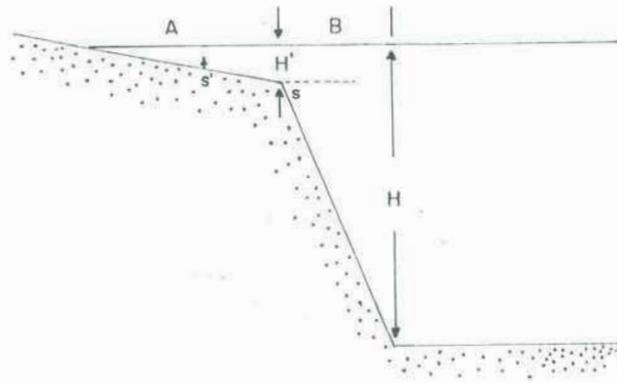


(b)

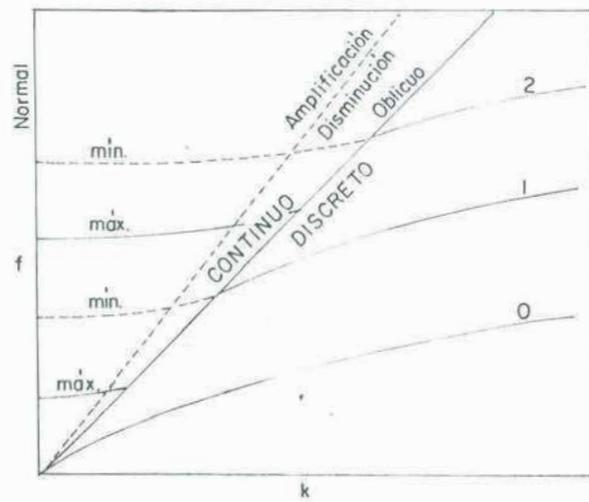


(c)

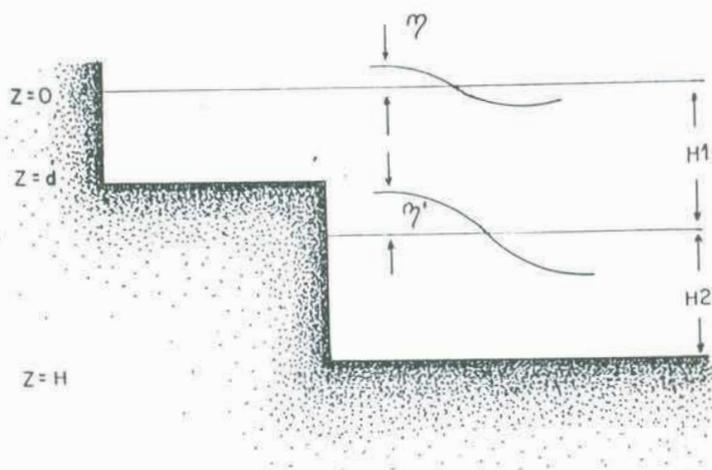
Figura IV.19. Distribución conjunta de alturas y semi-períodos de ondas de largo período para Mar de Ajó (a), Pinamar (b) y Mar del Plata (c).



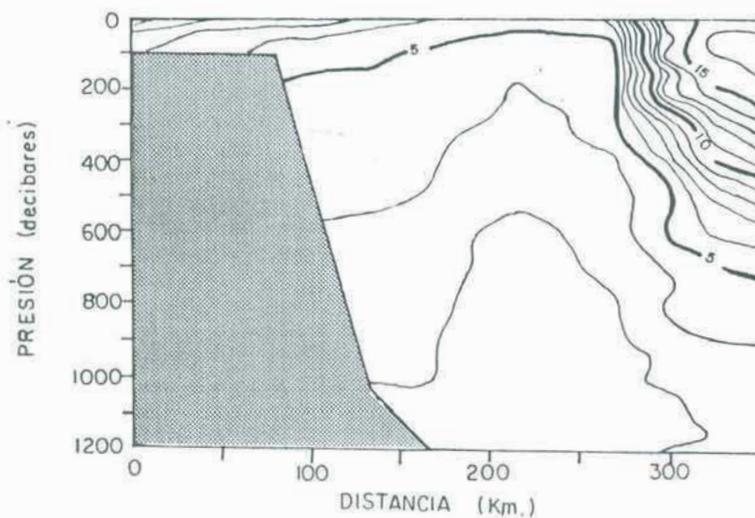
*Figura IV.20. Perfil idealizado del fondo.*



*Figura IV.21. Diagrama k-f.*



*Figura V.1. Configuración oceánica idealizada utilizada para explicar la generación de ondas de largo período, mediante la incidencia de ondas de gravedad internas oceánicas.*



*Figura V.2. Sección transversal de temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ) a través de la Confluencia Brasil/Malvinas, para  $39^{\circ}$  de latitud Sur (Piola y Bianchi, 1992).*

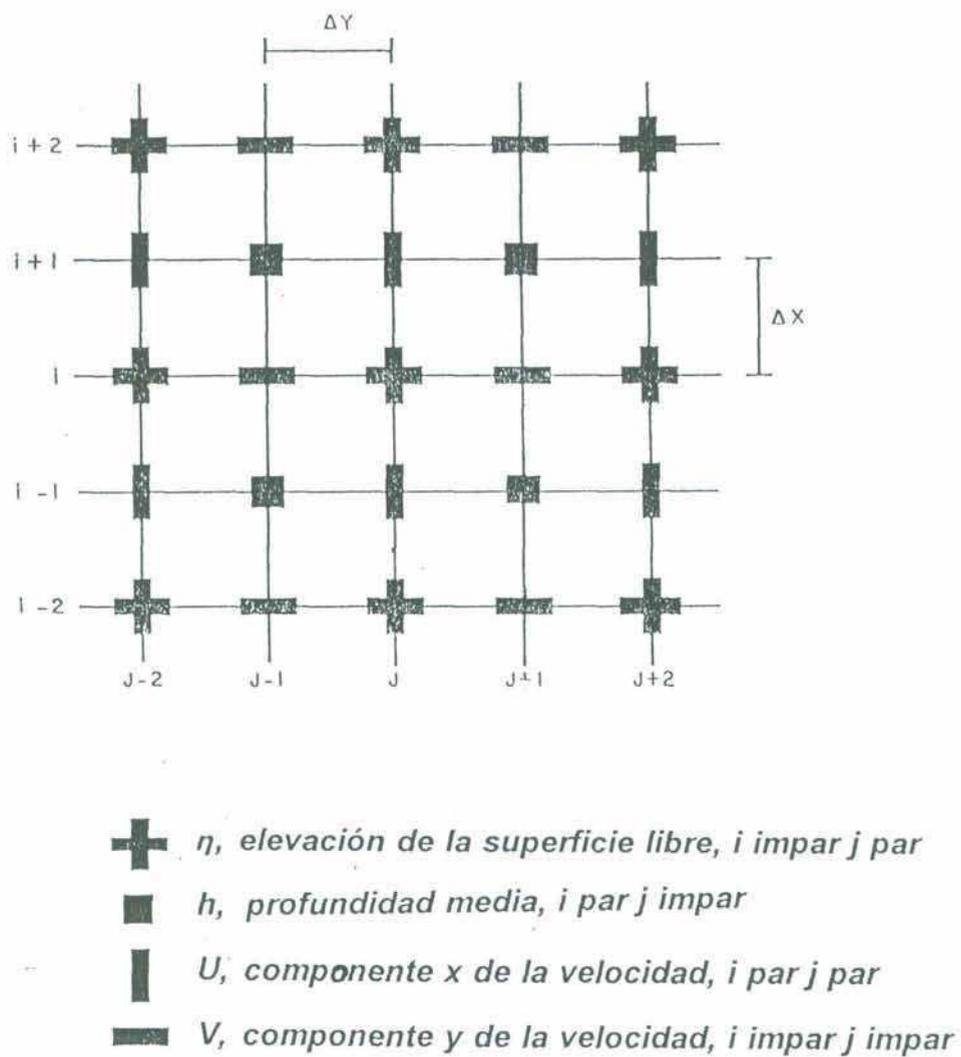
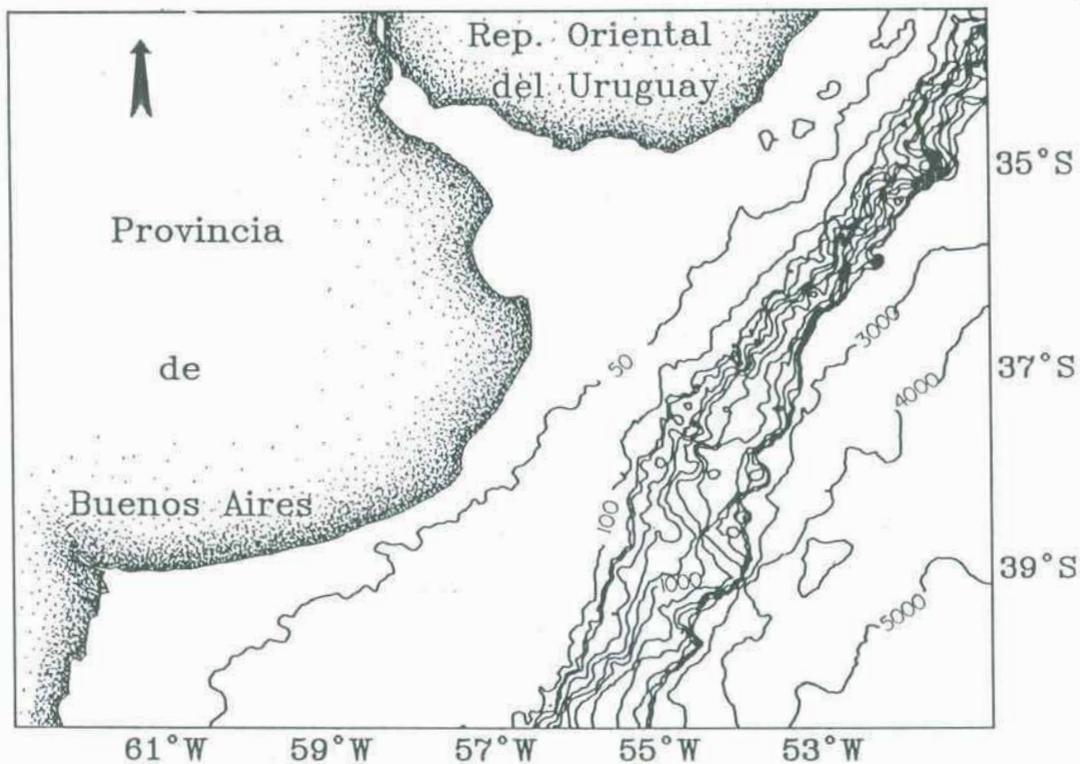
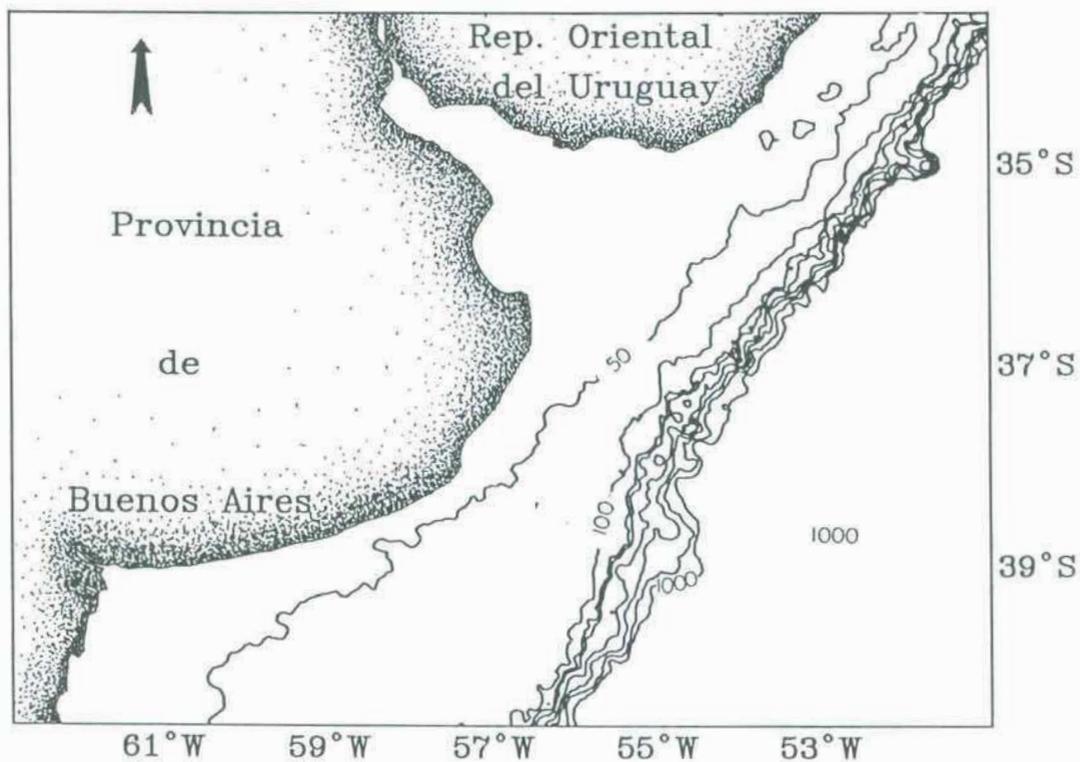


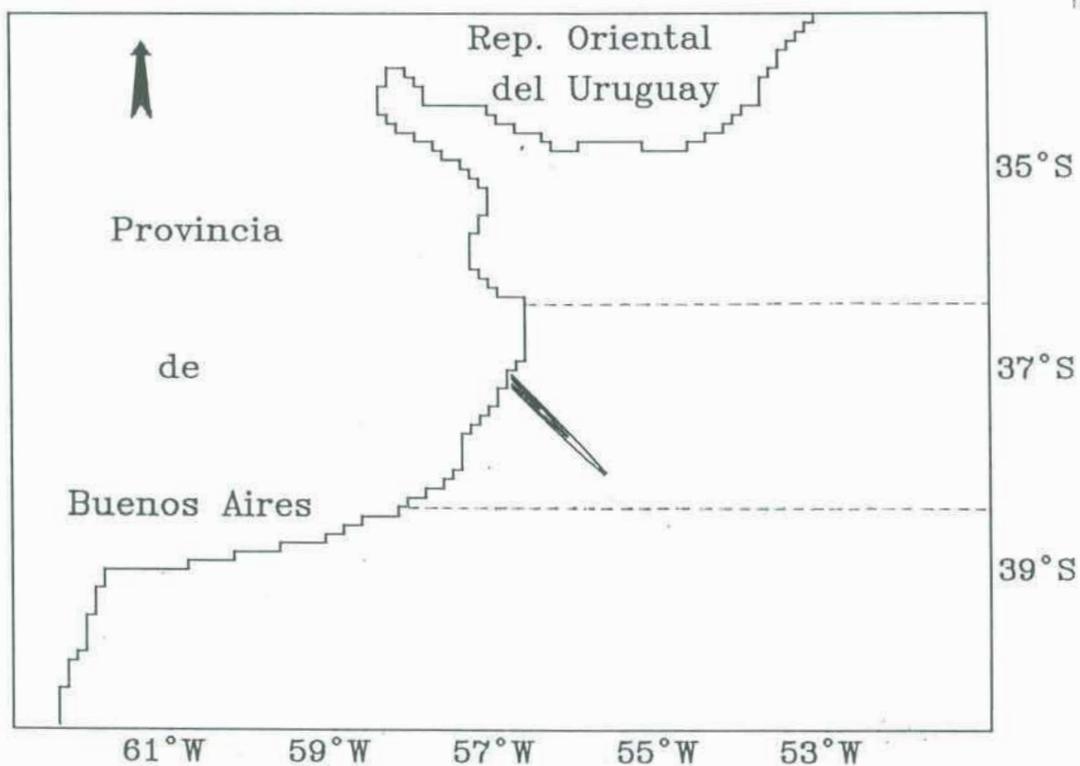
Figura VI.1. Ubicación de las variables en el dominio computacional.



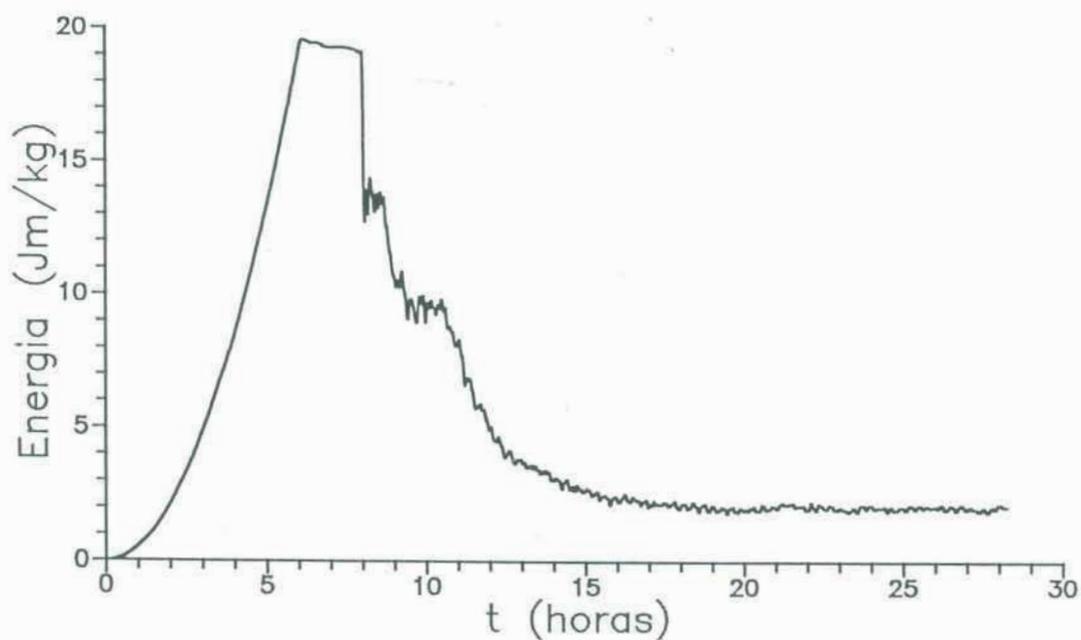
*Figura VI.2.a. Batimetría de la región estudiada. Las isobatas se grafican cada 50 metros en plataforma, cada 200 metros en el talud y cada 1000 metros en el océano profundo.*



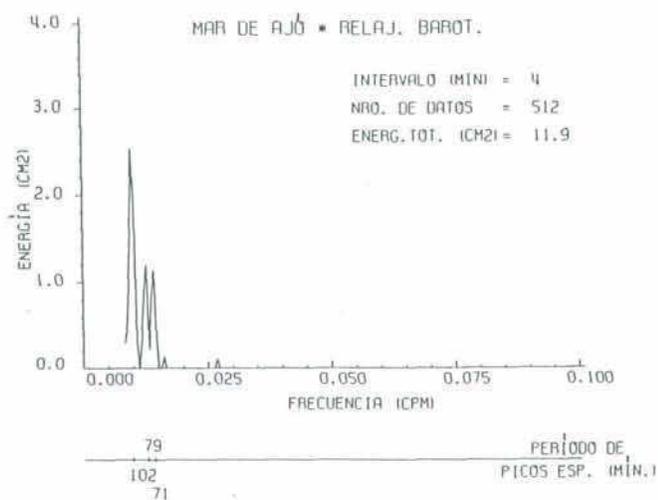
*Figura VI.2.b. Batimetría utilizada en la modelación.*



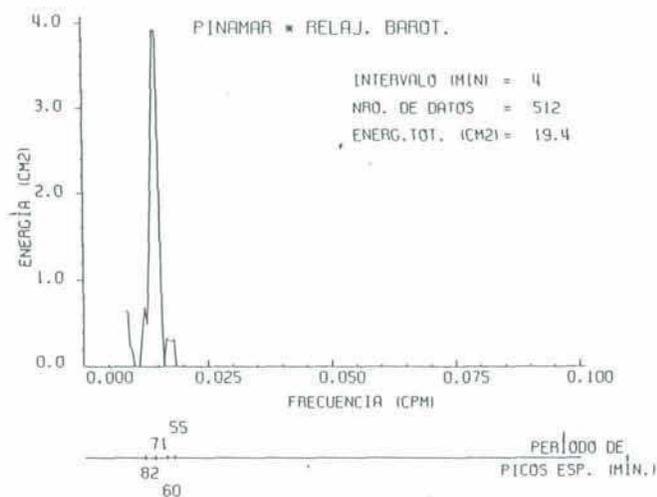
*Figura VI.3.a. Condición inicial para la superficie libre correspondiente a la experiencia de relajación barotrópica*



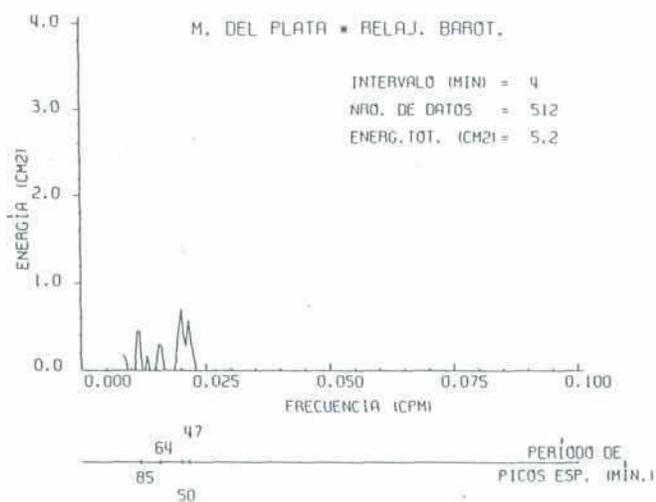
*Figura VI.3.b. Energía total en función del tiempo para la experiencia de relajación barotrópica.*



(c)

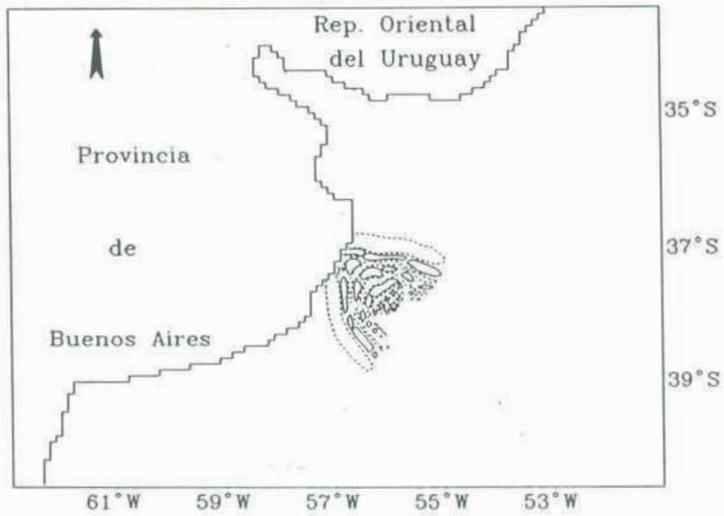


(d)

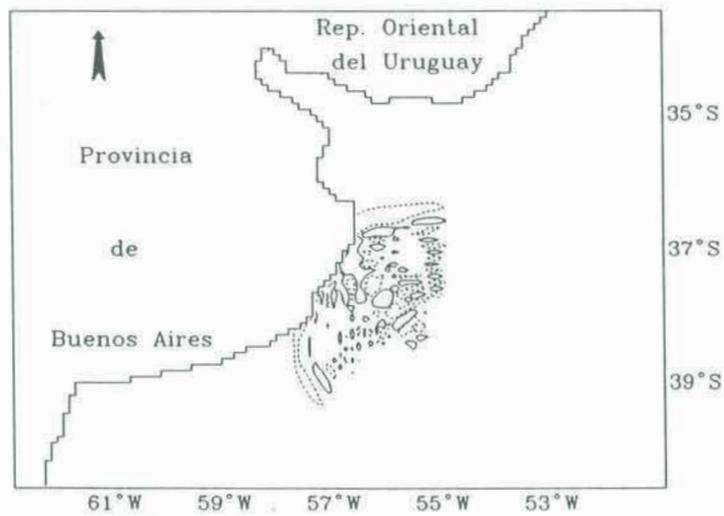


(e)

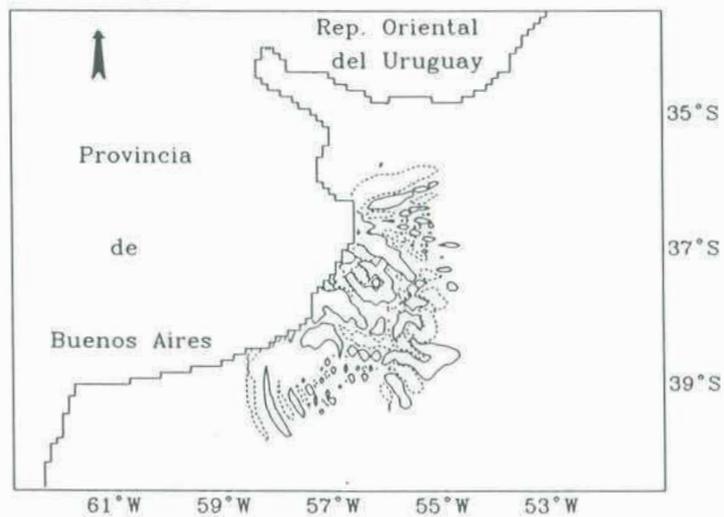
Figura VI.3. Espectros de energía para Mar de Ajó (c), Pinamar (d) y Mar del Plata (e), correspondientes a la experiencia de relajación barotrópica.



(f)



(g)



(h)

**Figura VI.3.** Elevación instantánea de la superficie libre una hora después del instante inicial dado en la Fig. VI.3.a (f), dos horas después (g) y tres horas después (h). Las líneas llenas corresponden a valles y las punteadas a crestas.

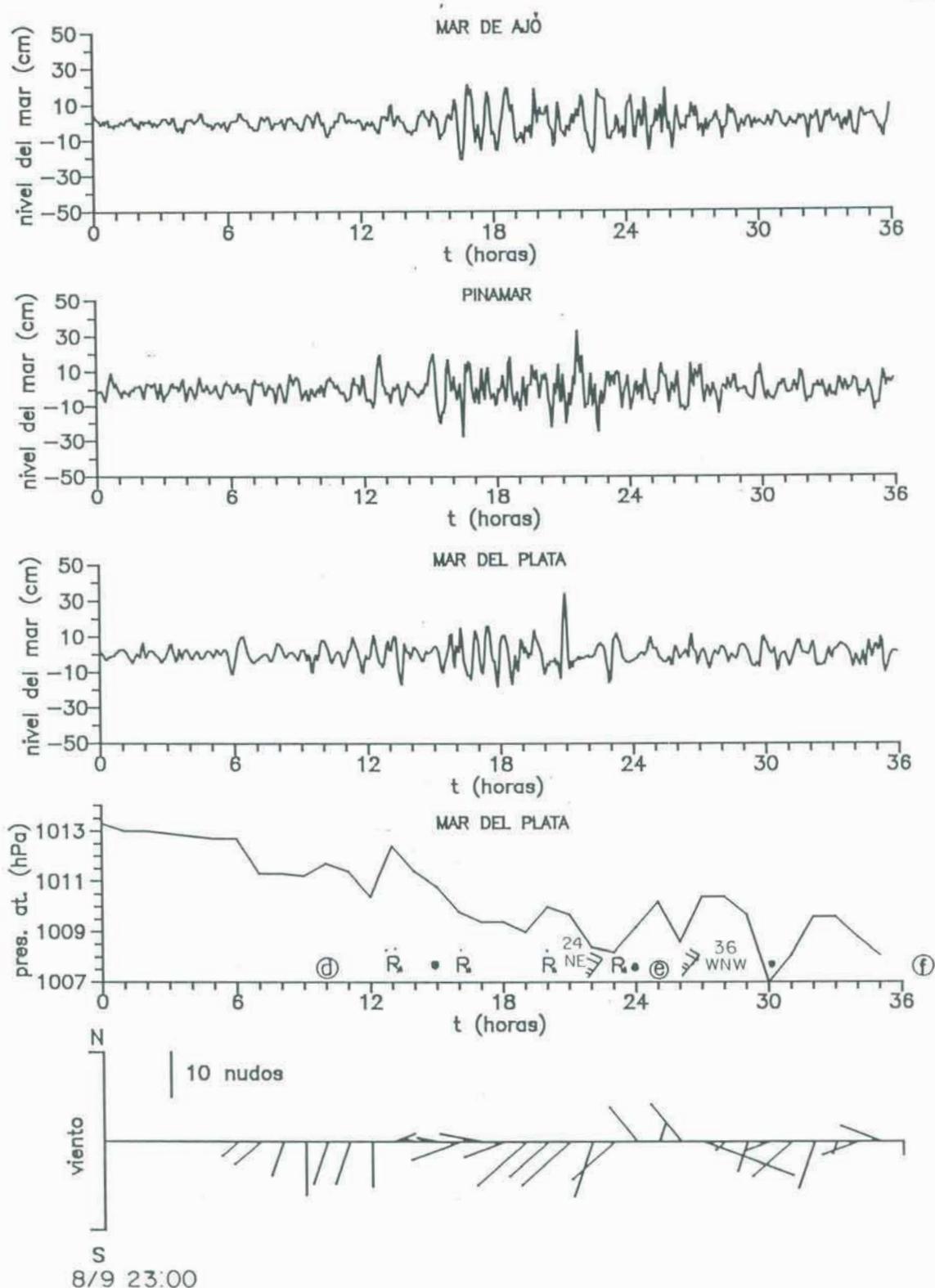
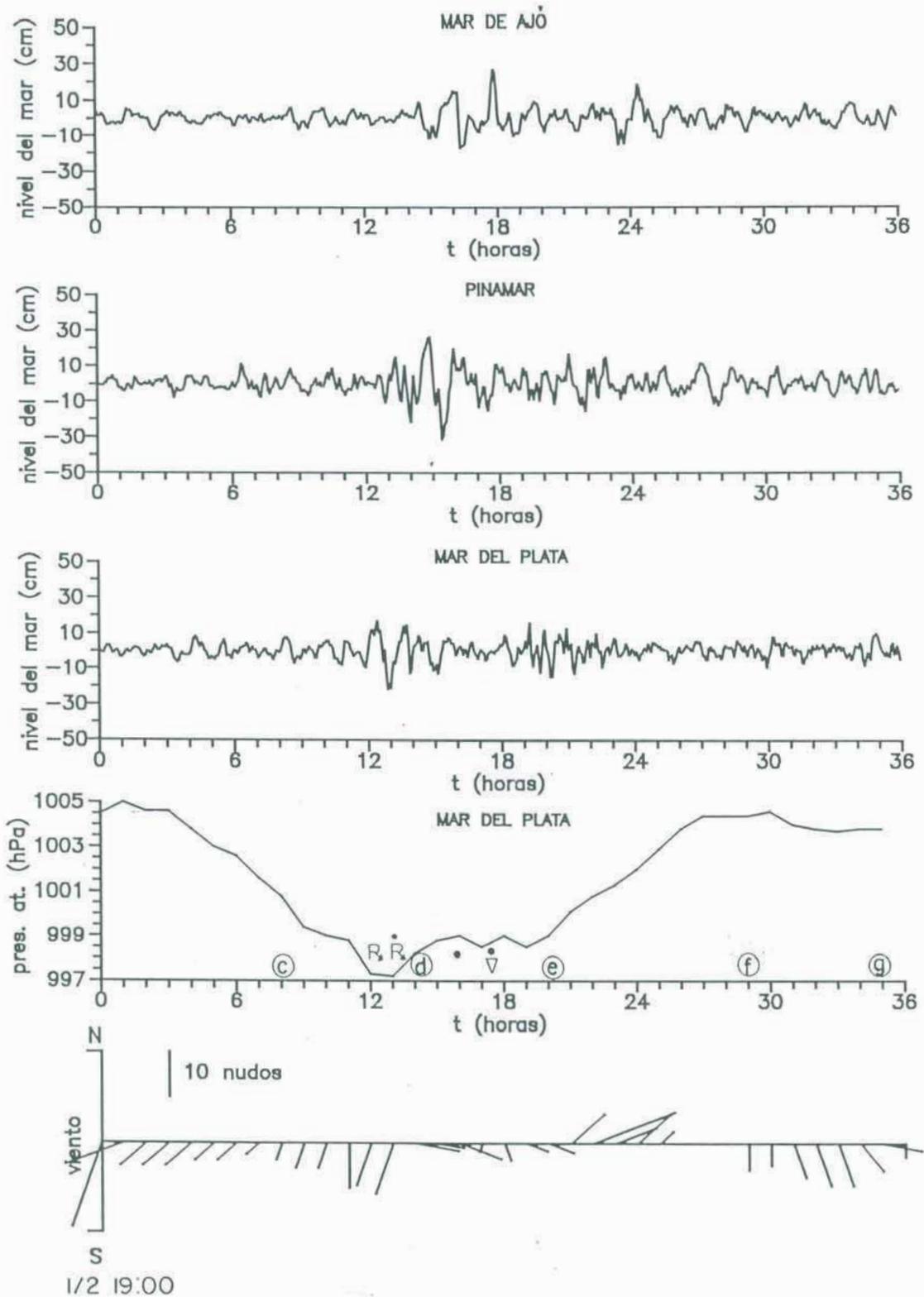


Figura VII.1. Nivel instantáneo del mar para el primer lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.



**Figura VII.2.** Nivel instantáneo del mar para el segundo lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

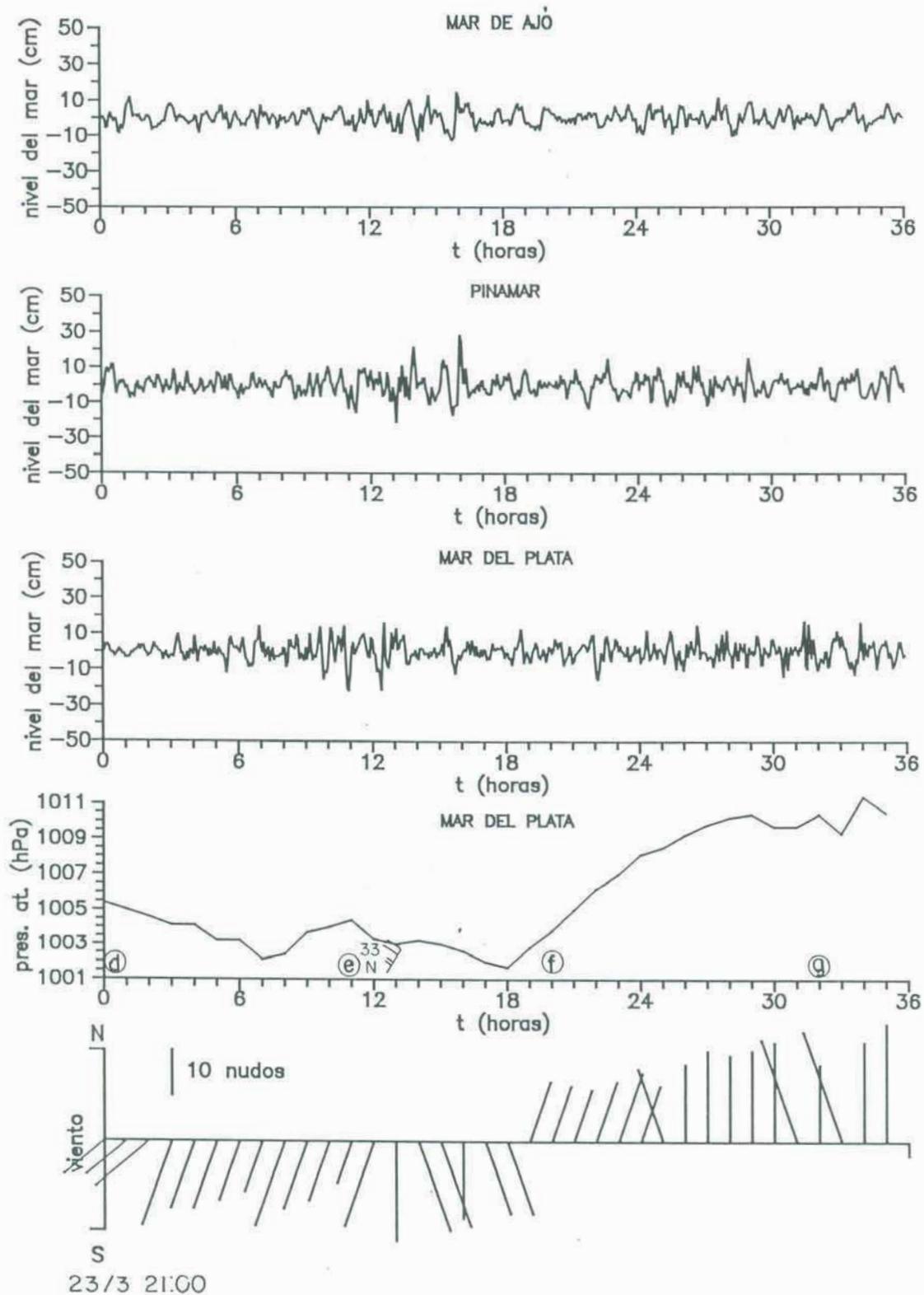


Figura VII.3. Nivel instantáneo del mar para el tercer lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

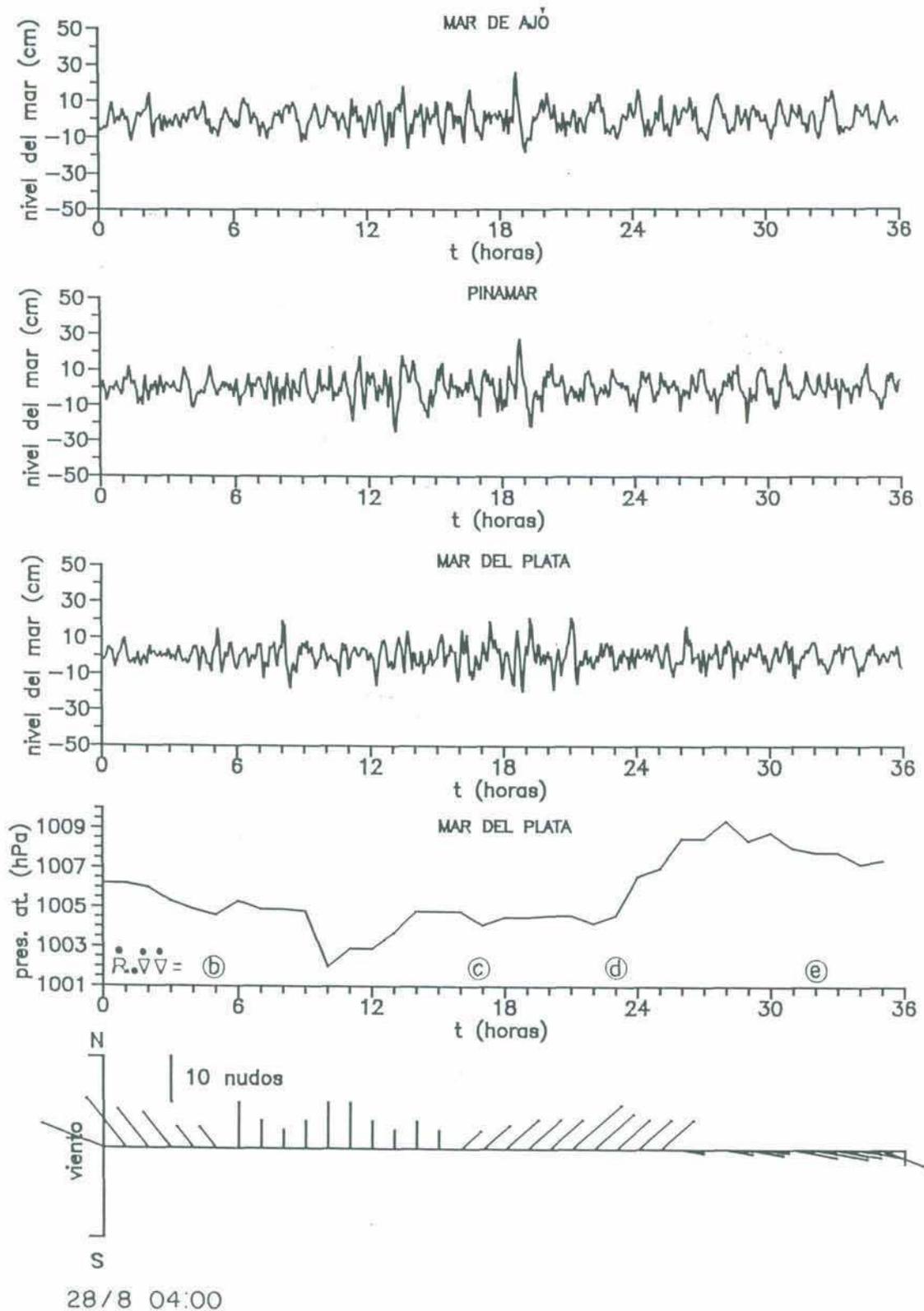


Figura VII.4. Nivel instantáneo del mar para el cuarto lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

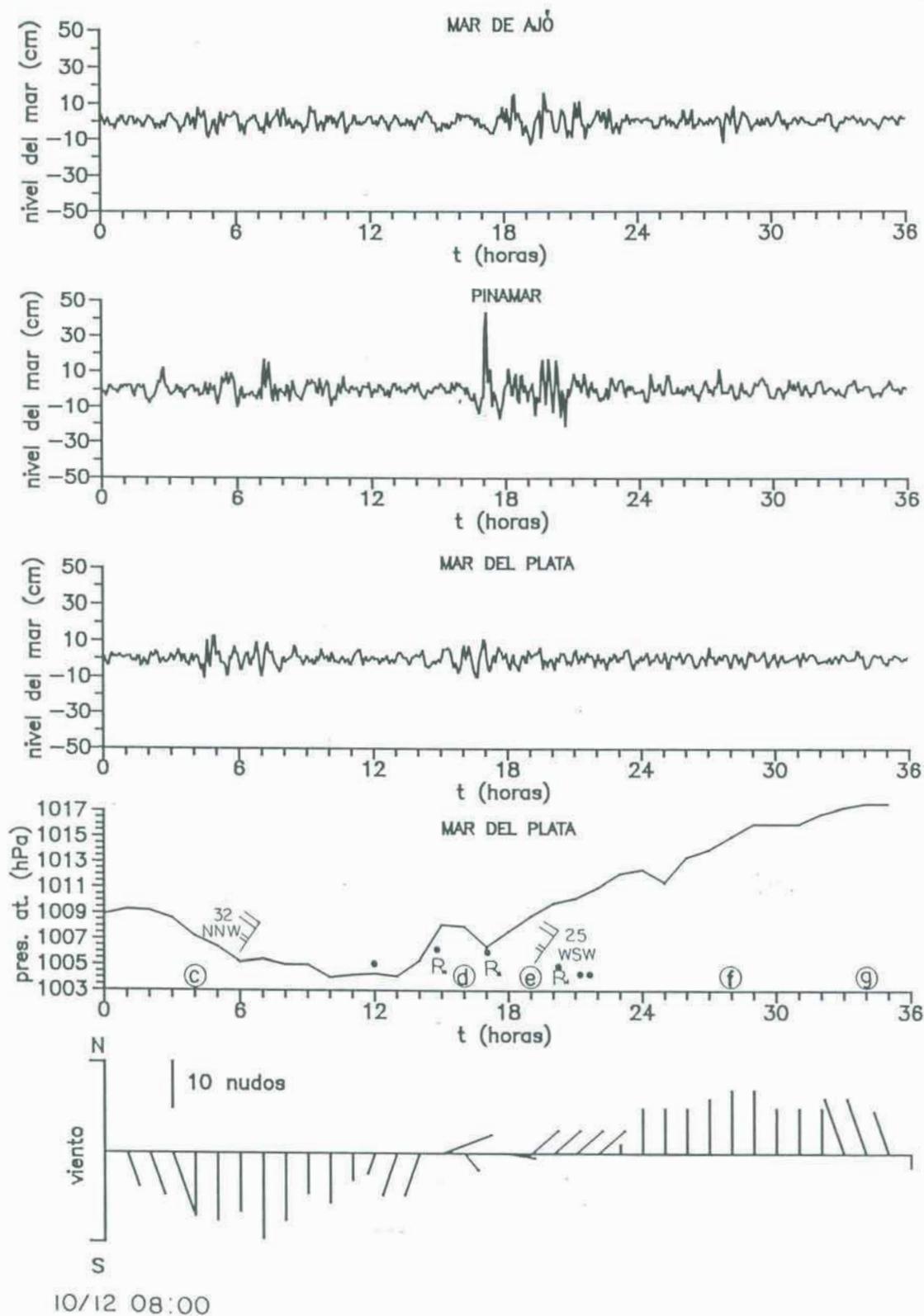


Figura VII.5. Nivel instantáneo del mar para el quinto lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

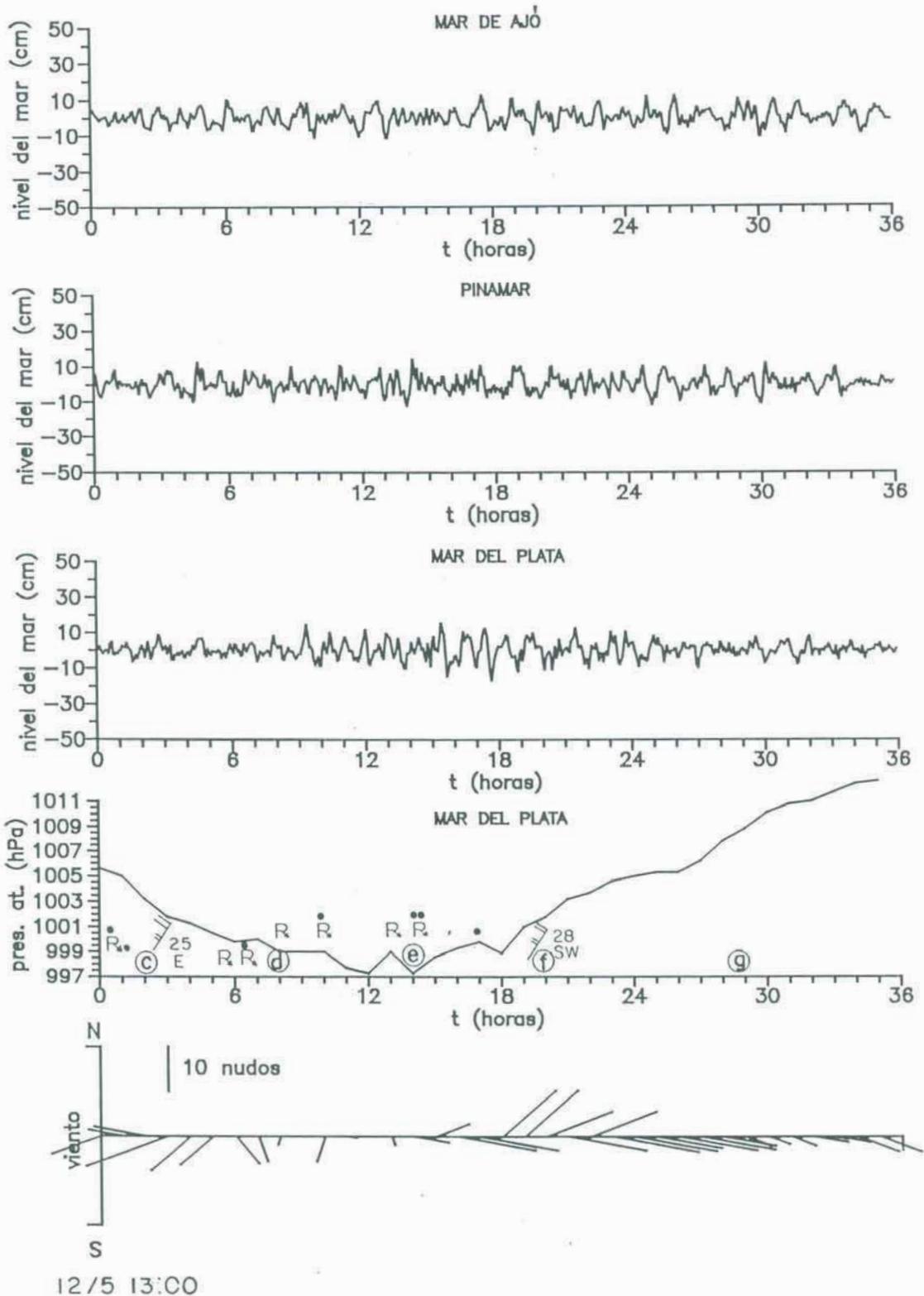
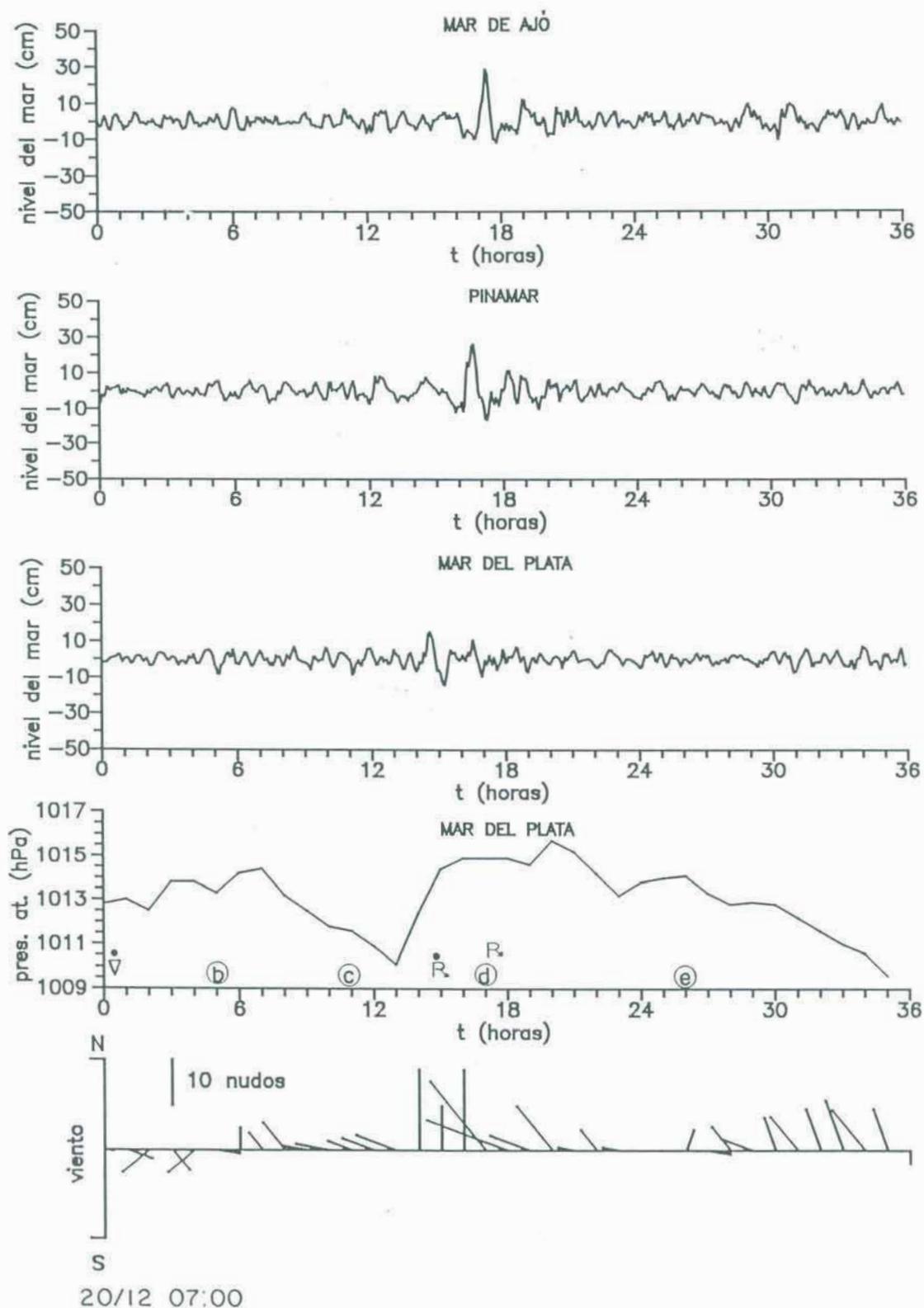


Figura VII.6. Nivel instantáneo del mar para el sexto lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.



**Figura VII.7.** Nivel instantáneo del mar para el séptimo lapso activo de ondas de largo período para las localidades de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata. Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en superficie en la estación Mar del Plata.

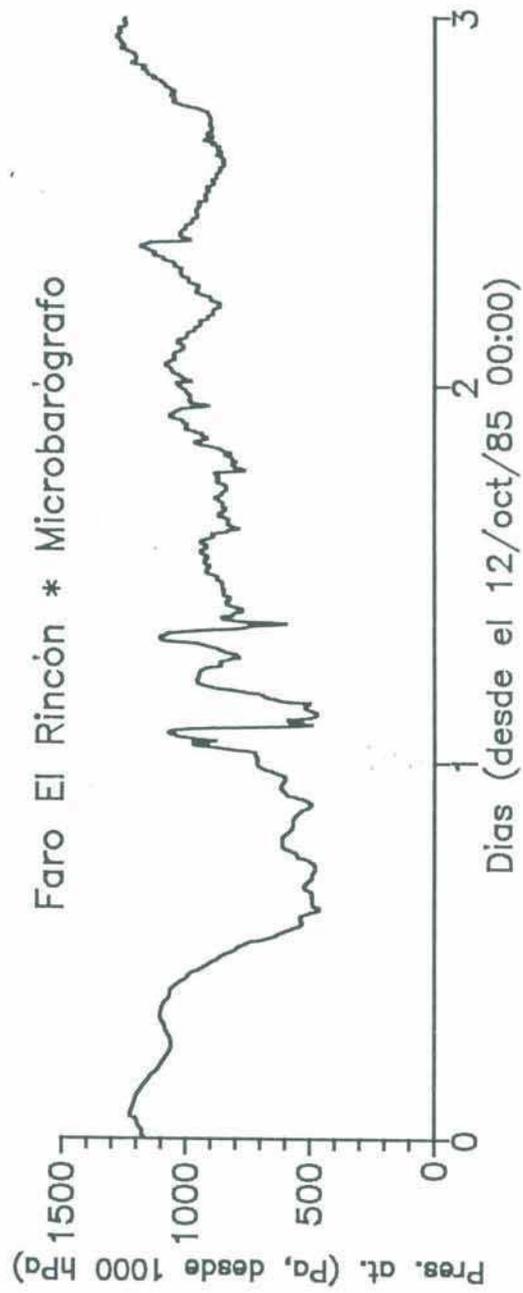
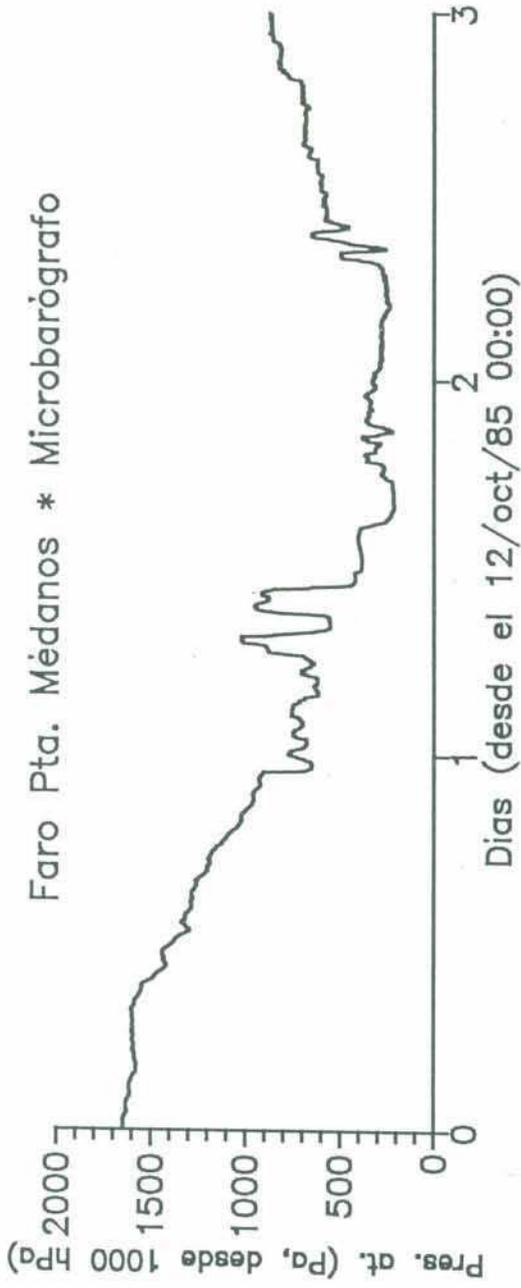
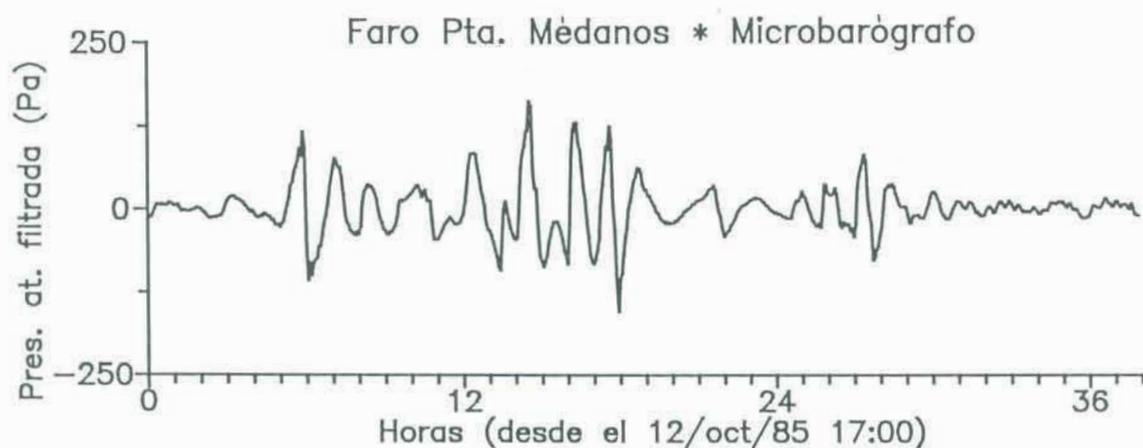
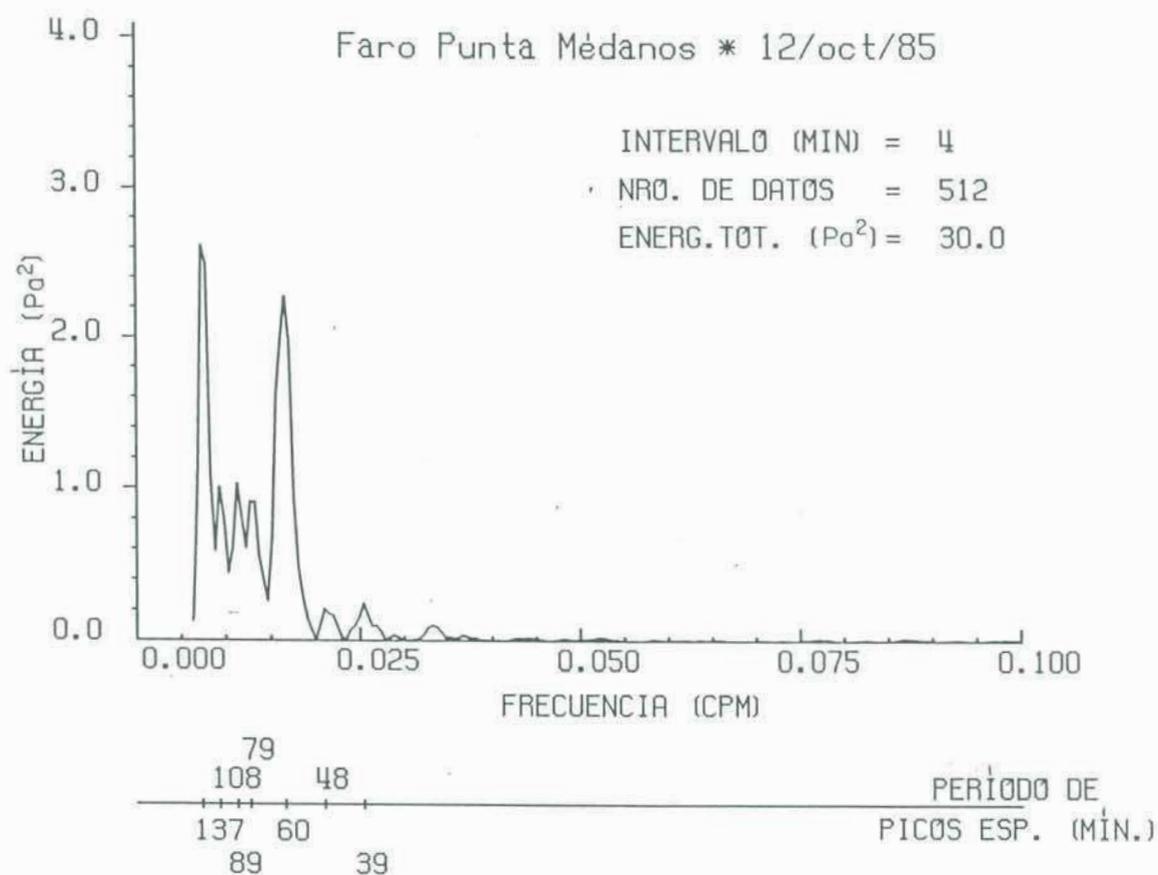


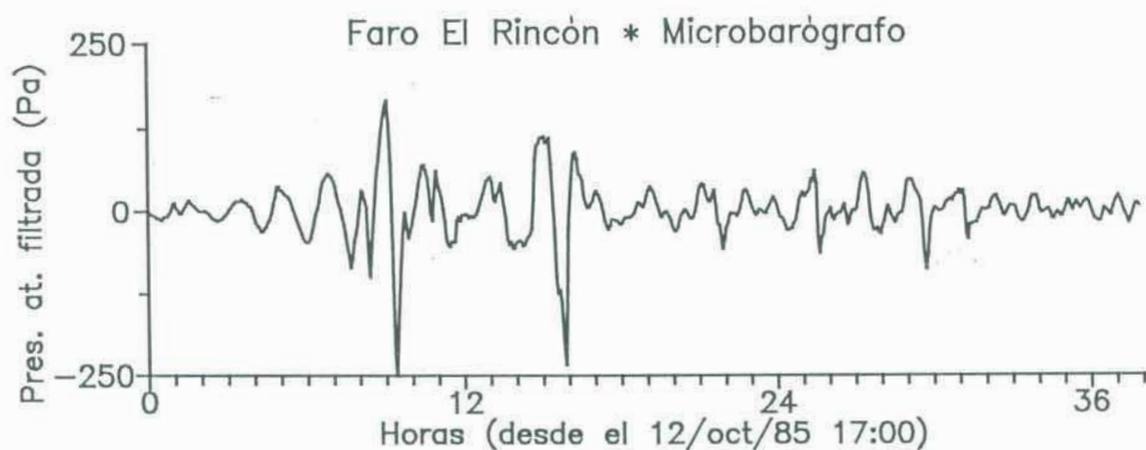
Figura IX.1. Presión atmosférica en superficie registrada con microbarógrafos en Faro Punta Médanos y Faro el Rincón, para los días 12, 13 y 14 de octubre de 1985. Los valores están dados en Pa.



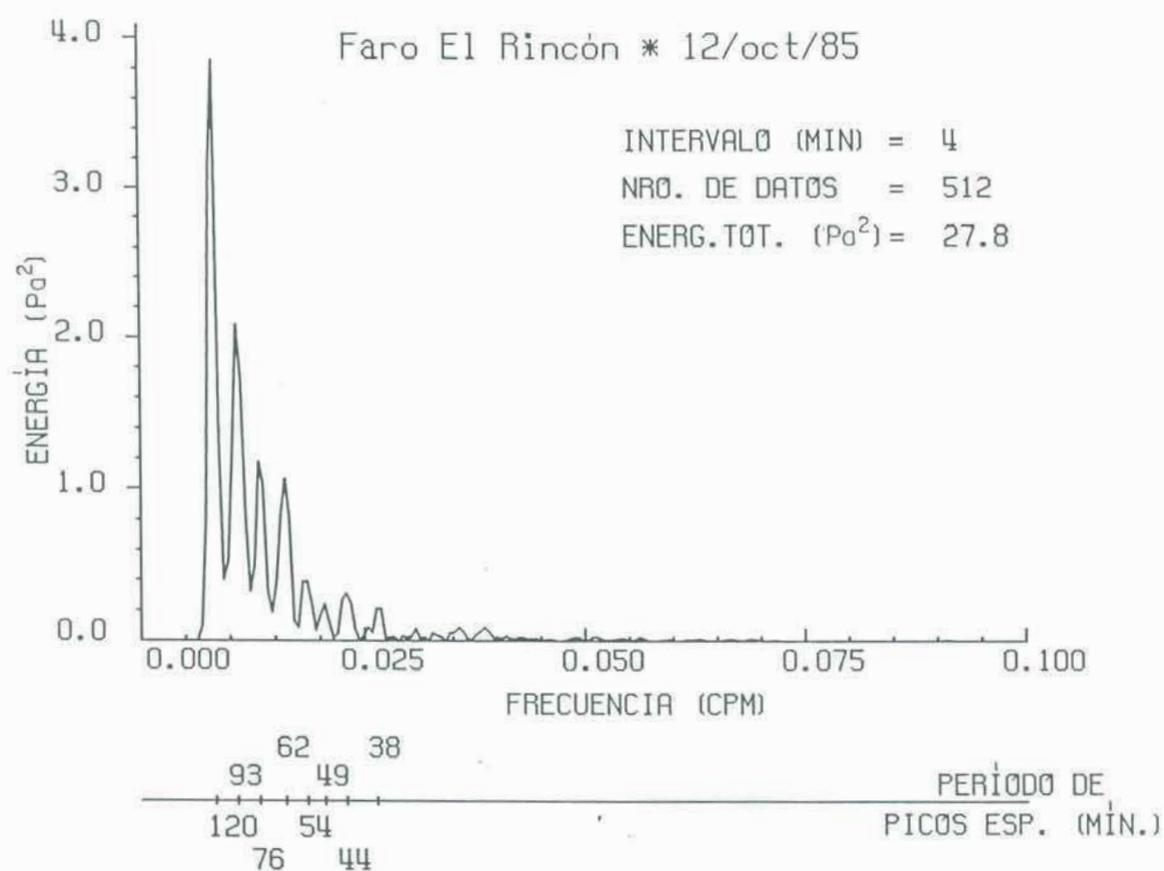
**Figura IX.2.a. Presión atmosférica en superficie (filtrada) registrada con microbarógrafo en Faro Pta. Médanos. Los valores están dados en Pa.**



**Figura IX.2.b. Espectro de energía correspondiente al registro de presión precedente.**



**Figura IX.3.a. Presión atmosférica en superficie (filtrada) registrada con microbarógrafo en Faro El Rincón. Los valores están dados en Pa.**



**Figura IX.3.b. Espectro de energía correspondiente al registro de presión precedente.**

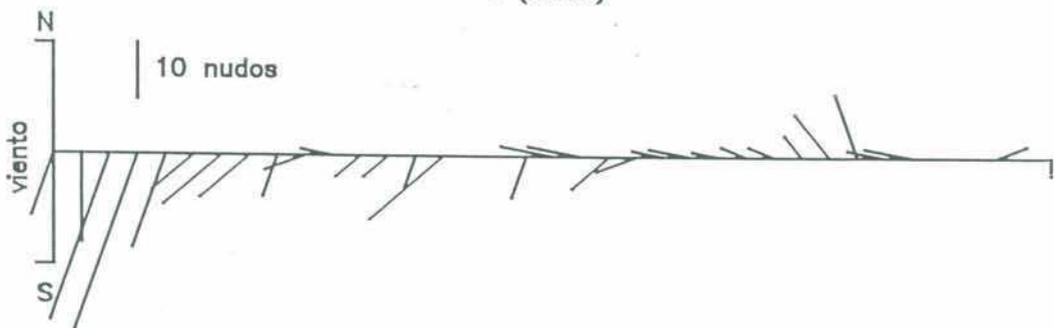
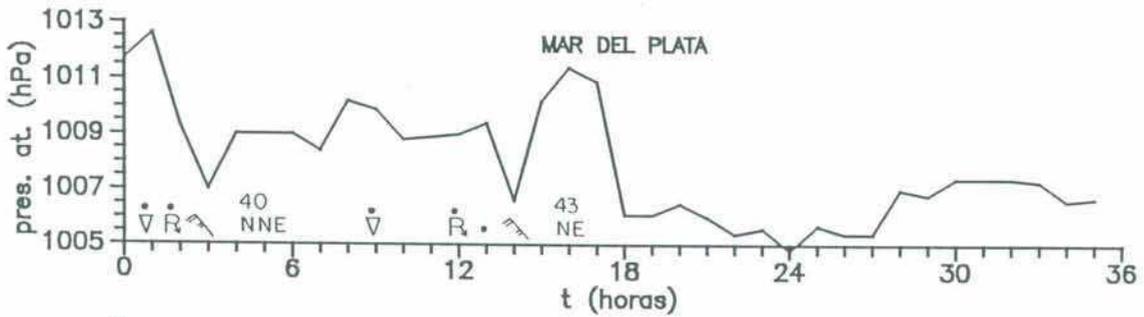
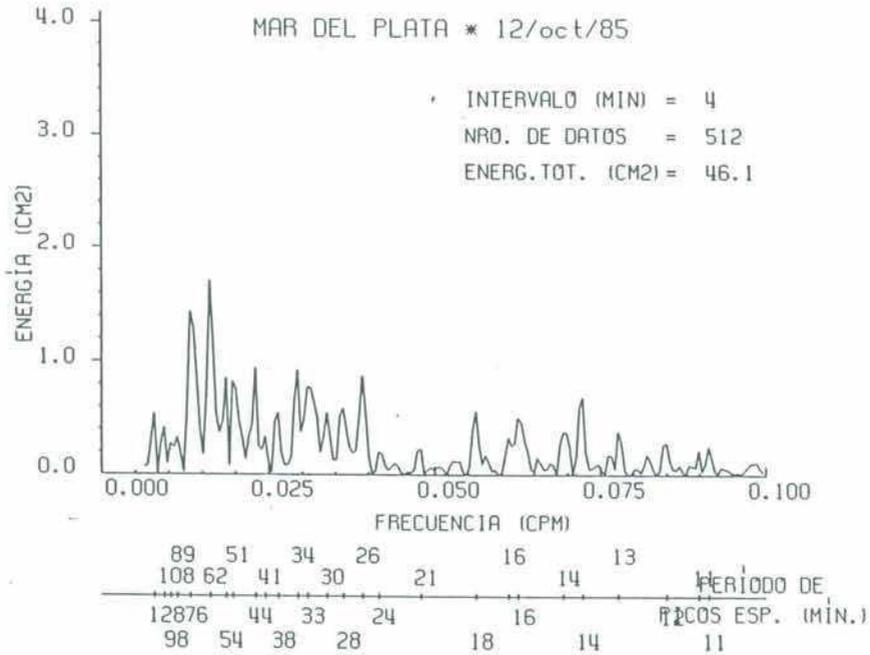
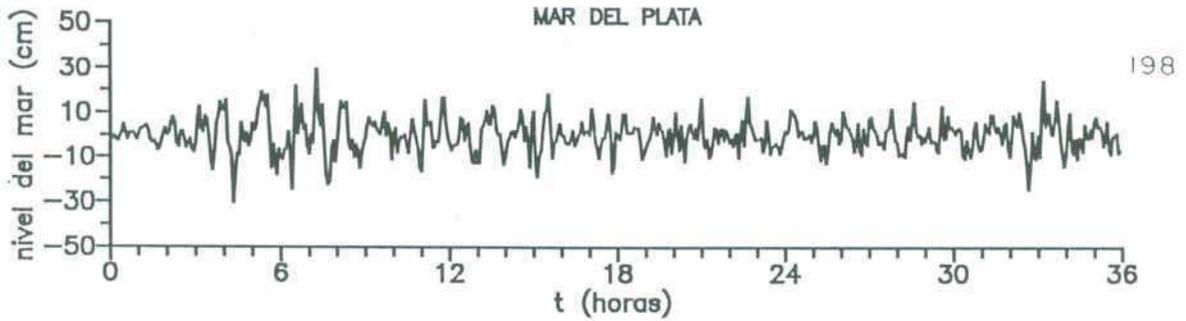
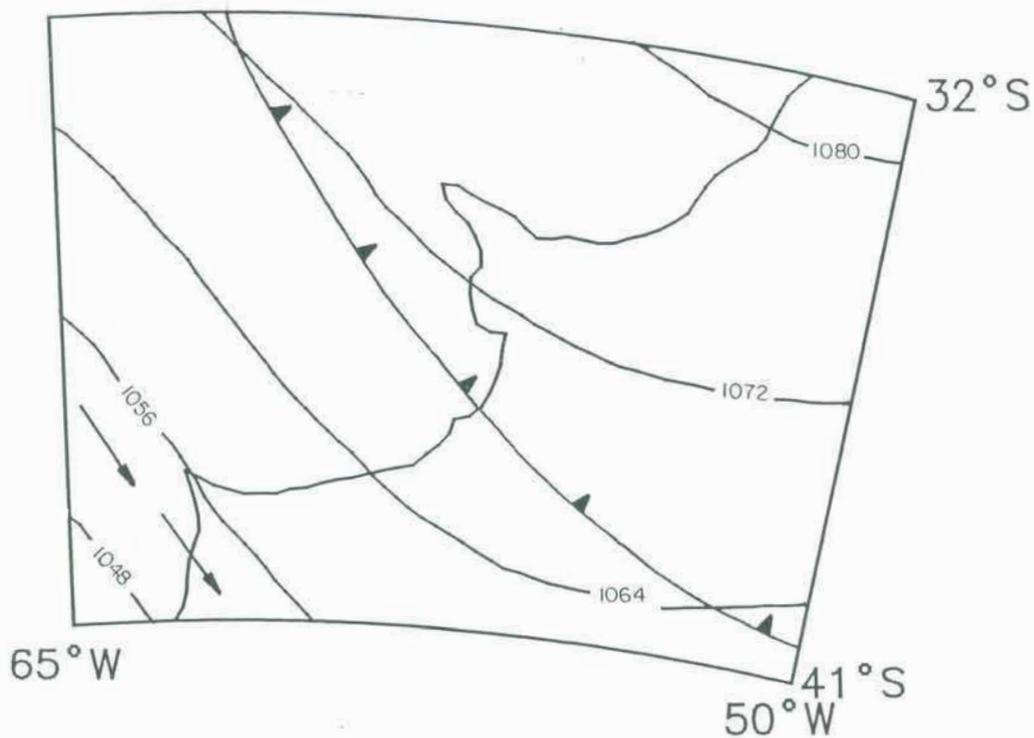
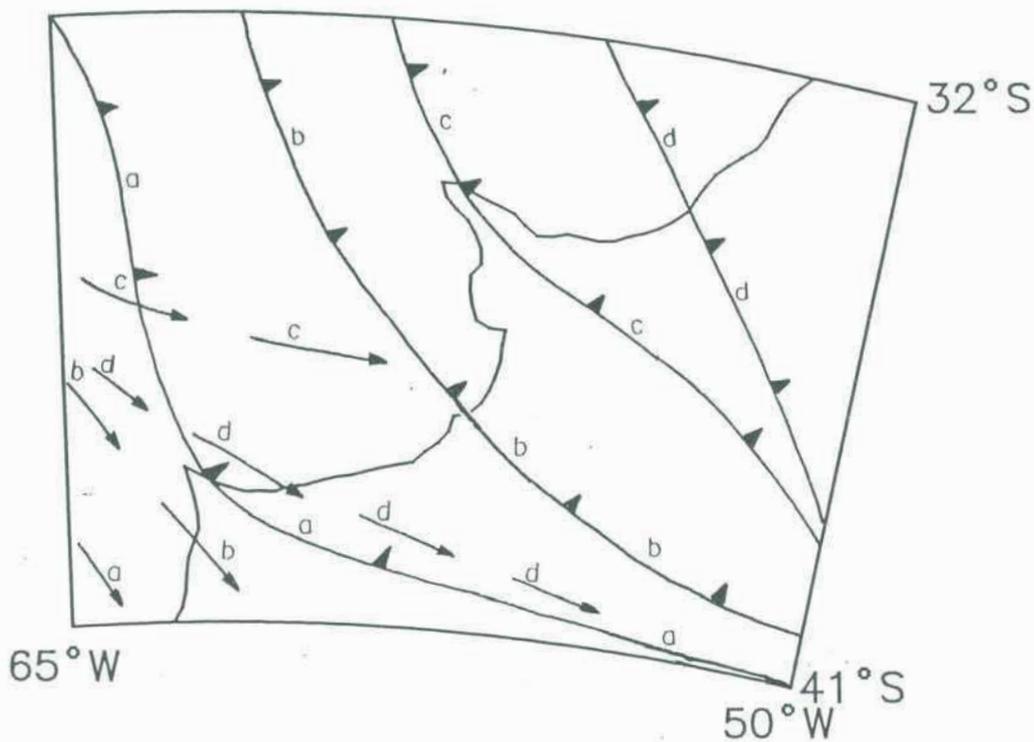


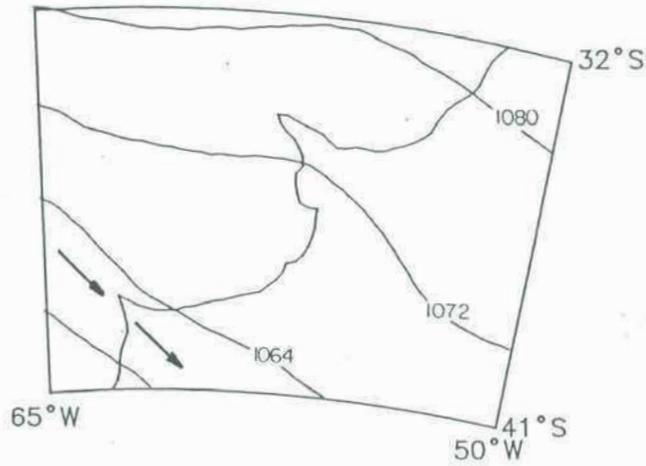
Figura IX.4. Nivel instantáneo del mar y espectro de energía correspondiente, presión atmosférica, intensidad y dirección del viento para la localidad de Mar del Plata. El instante inicial en los gráficos respectivos es el 12/oct/85 17:00.



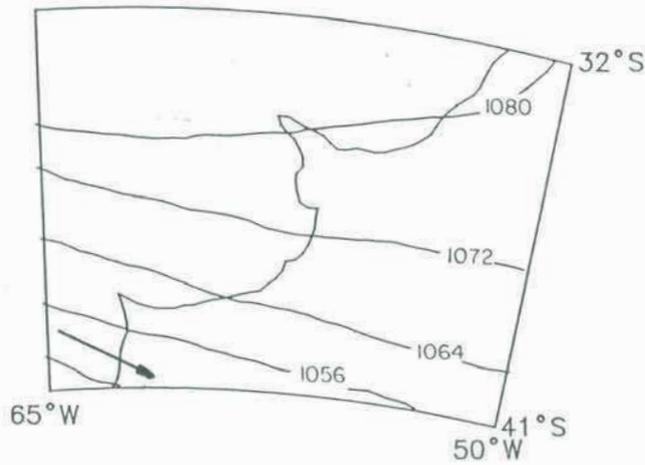
**Figura IX.5.** Análisis de 250 hPa. Las flechas representan a la corriente en chorro. Se indica la posición del frente en superficie.



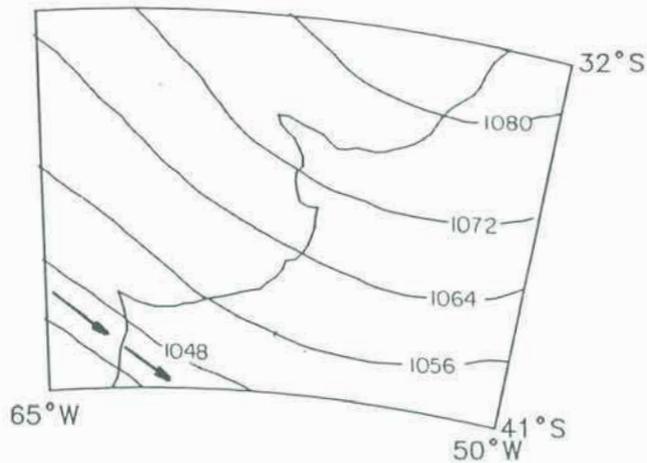
**Figura IX.6.** Posiciones del frente en superficie y de la corriente en chorro (250 hPa) para los días (a) 13 a las 12 (Z), (b) 14 a las 00 (Z), (c) 14 a las 12 (Z) y (d) 15 a las 00 (Z), de octubre de 1985.



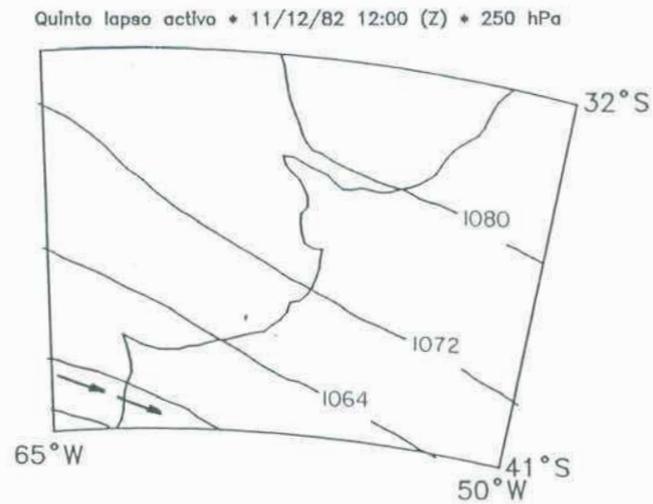
**Figura IX.7. Análisis de 250 hPa correspondiente al primer lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.**



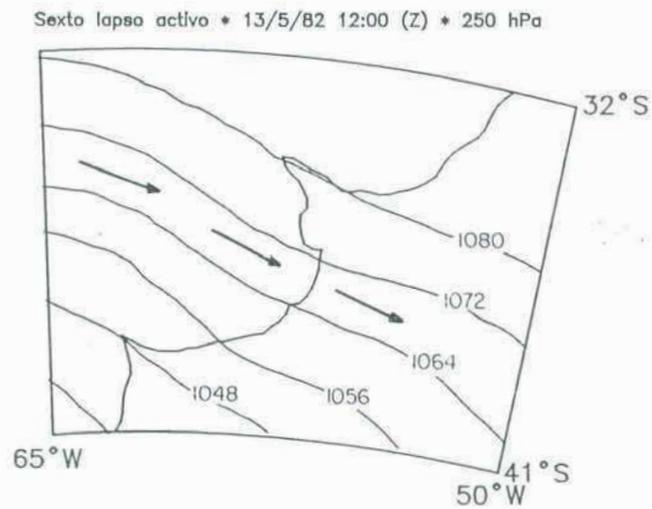
**Figura IX.8. Análisis de 250 hPa correspondiente al tercer lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.**



**Figura IX.9. Análisis de 250 hPa correspondiente al cuarto lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.**



**Figura IX.10. Análisis de 250 hPa correspondiente al quinto lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.**



**Figura IX.11. Análisis de 250 hPa correspondiente al sexto lapso activo de OLP. Las flechas representan a la corriente en chorro.**

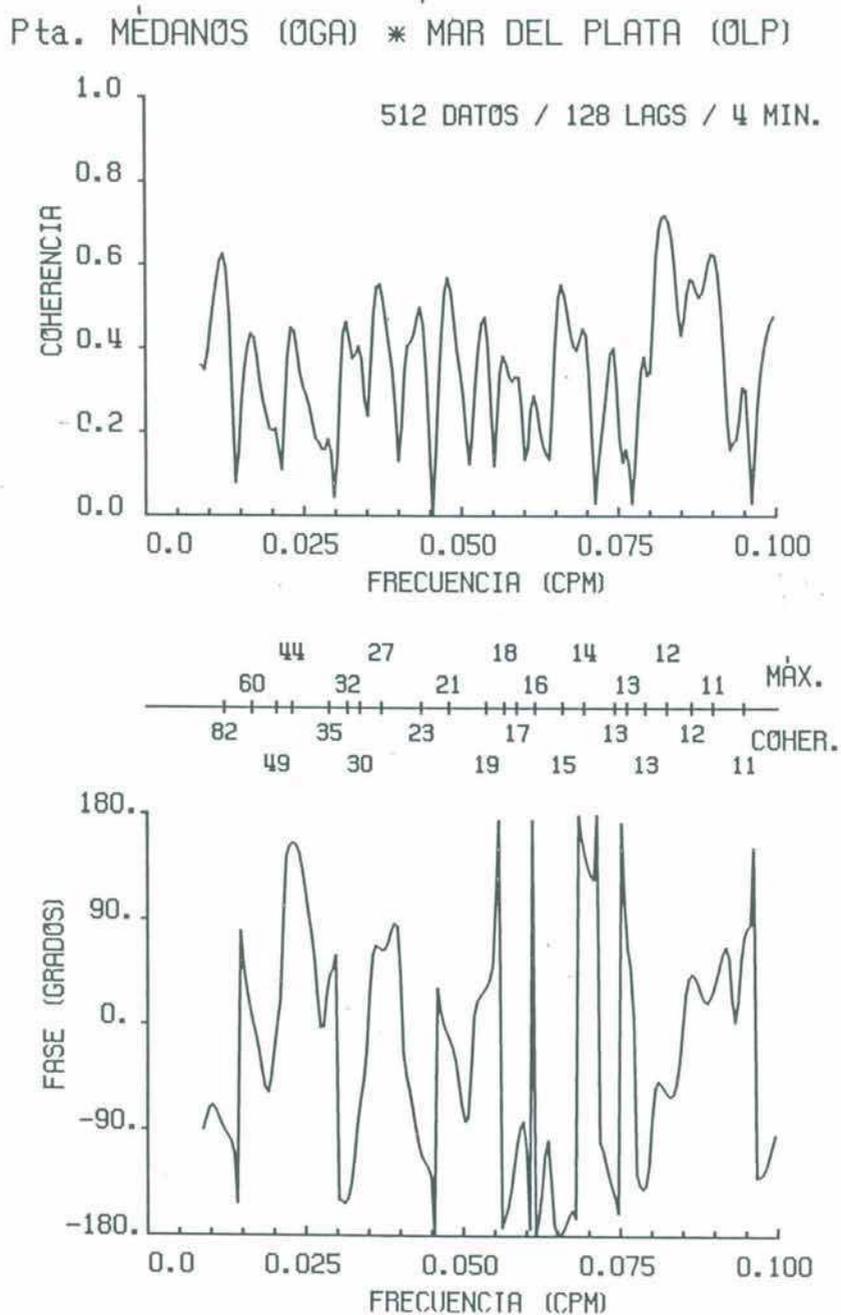
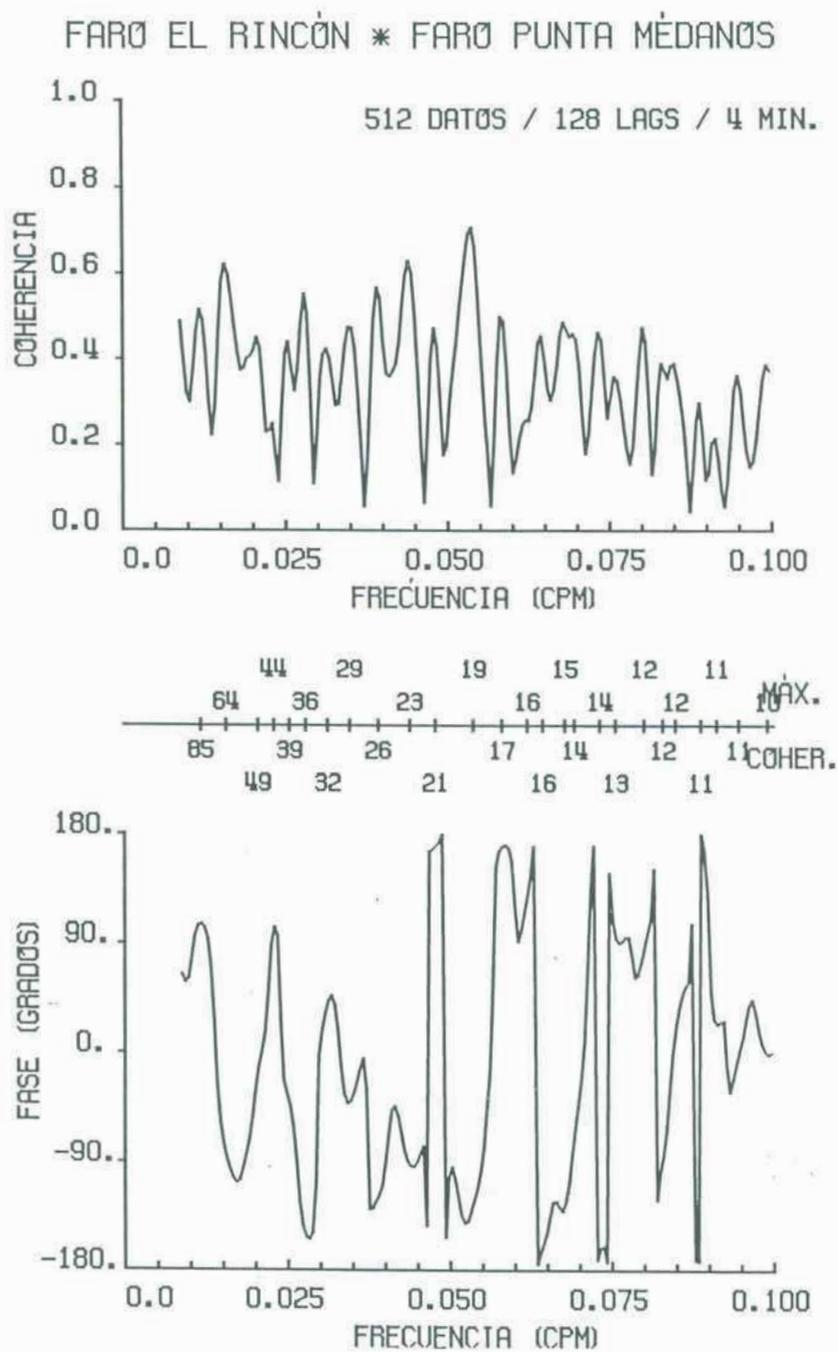
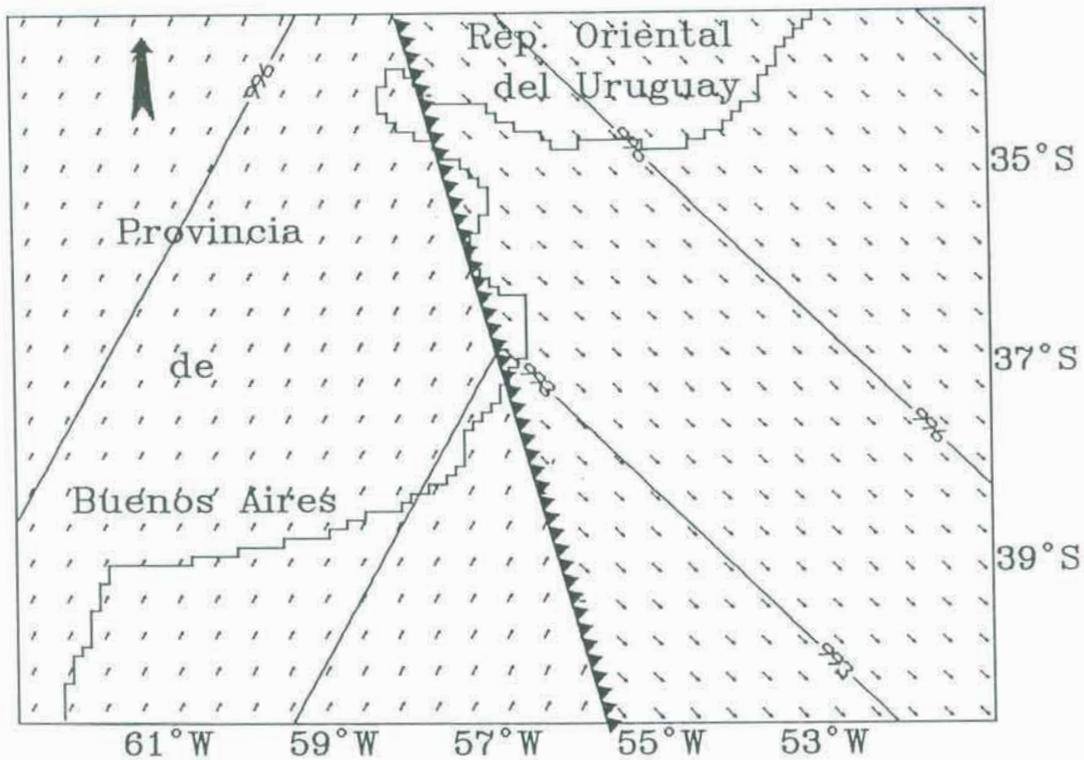


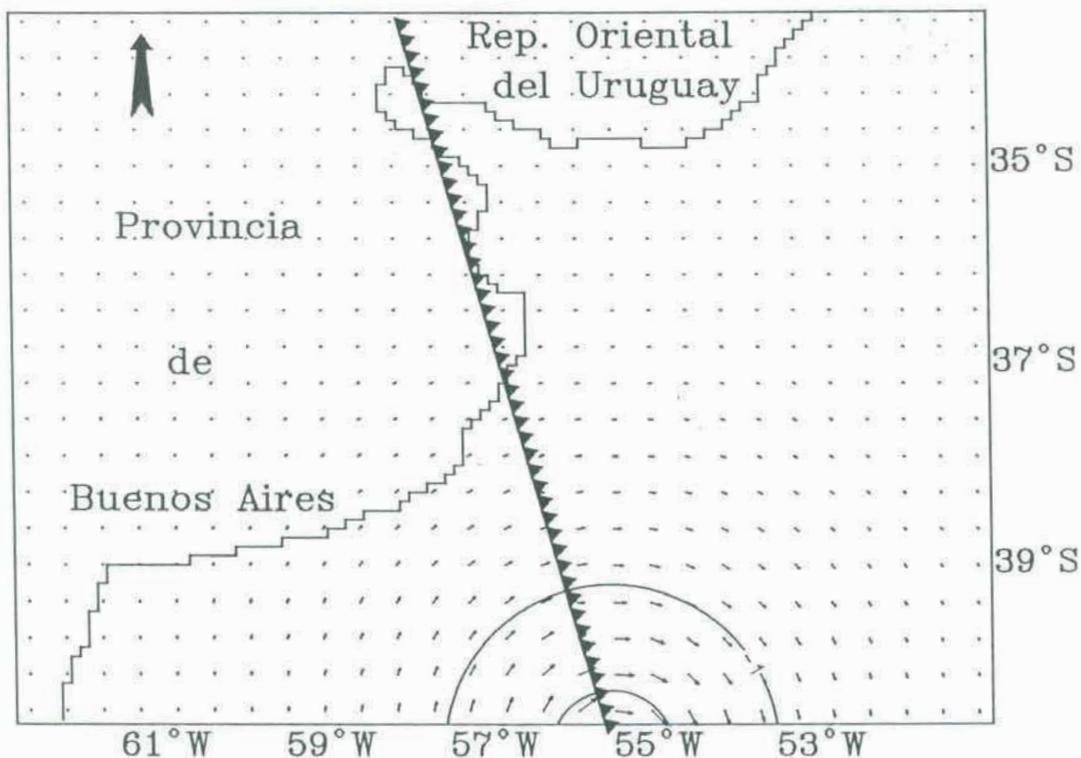
Figura IX.12. Función coherencia y diferencia de fase espectral entre la presión atmosférica en superficie, medida en Faro Punta Médanos con microbarógrafo, y alturas del nivel del agua registradas en Mar del Plata.



*Figura IX.13. Función coherencia y diferencia de fase espectral de la presión atmosférica en superficie, medida con microbarógrafos, entre Faro Punta Médanos y Faro El Rincón.*



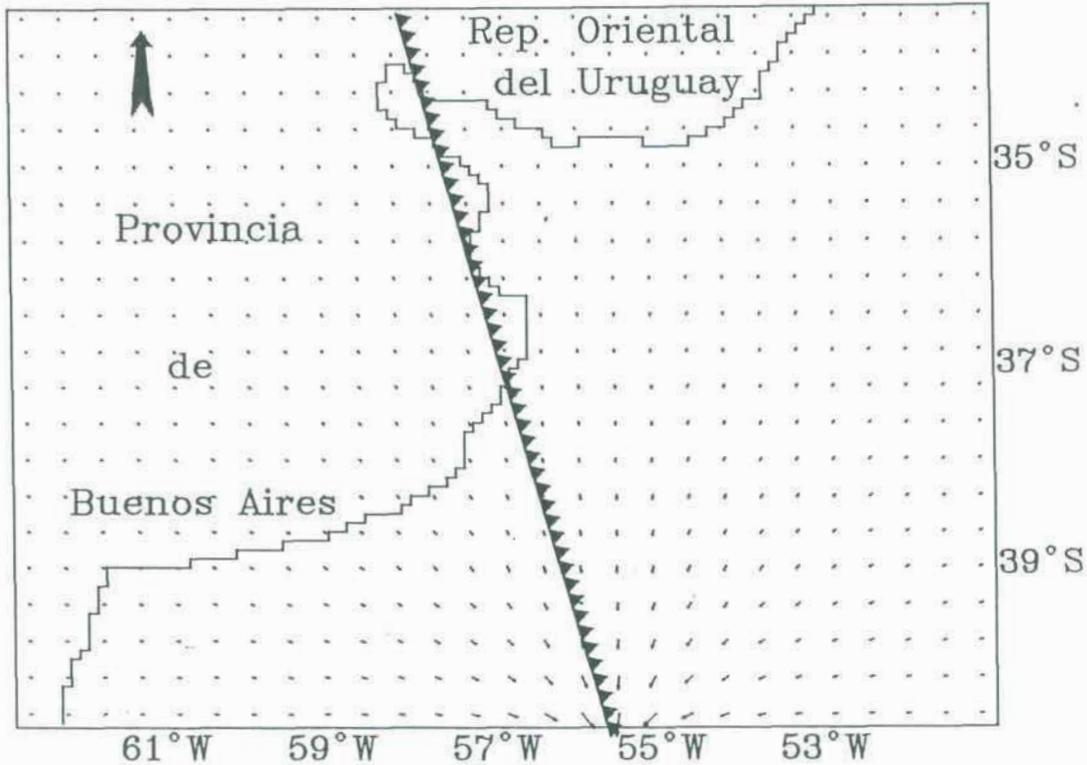
*Figura X.1. Campo bórico y de viento, en superficie, correspondiente al flujo básico. Los valores de presión están dados en hPa.*



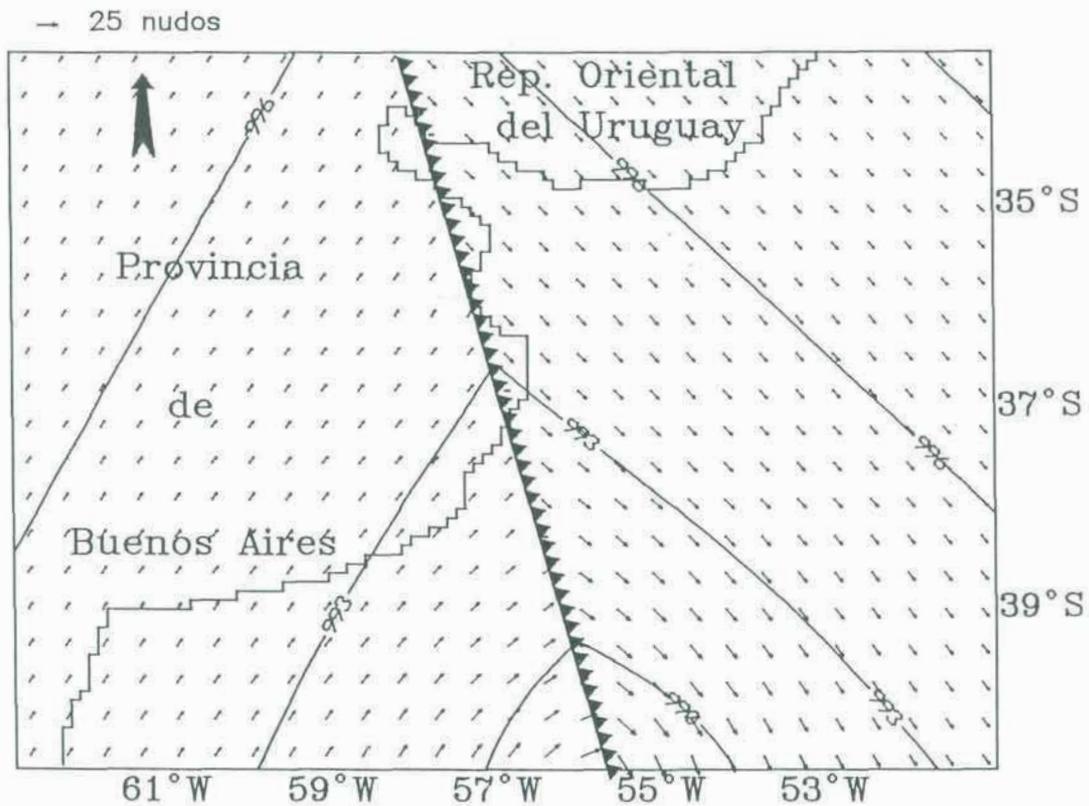
*Figura X.2. Campo bórico y de viento, en superficie, correspondiente a una rotación ciclónica. Los valores de presión están dados en hPa.*

→ 25 nudos

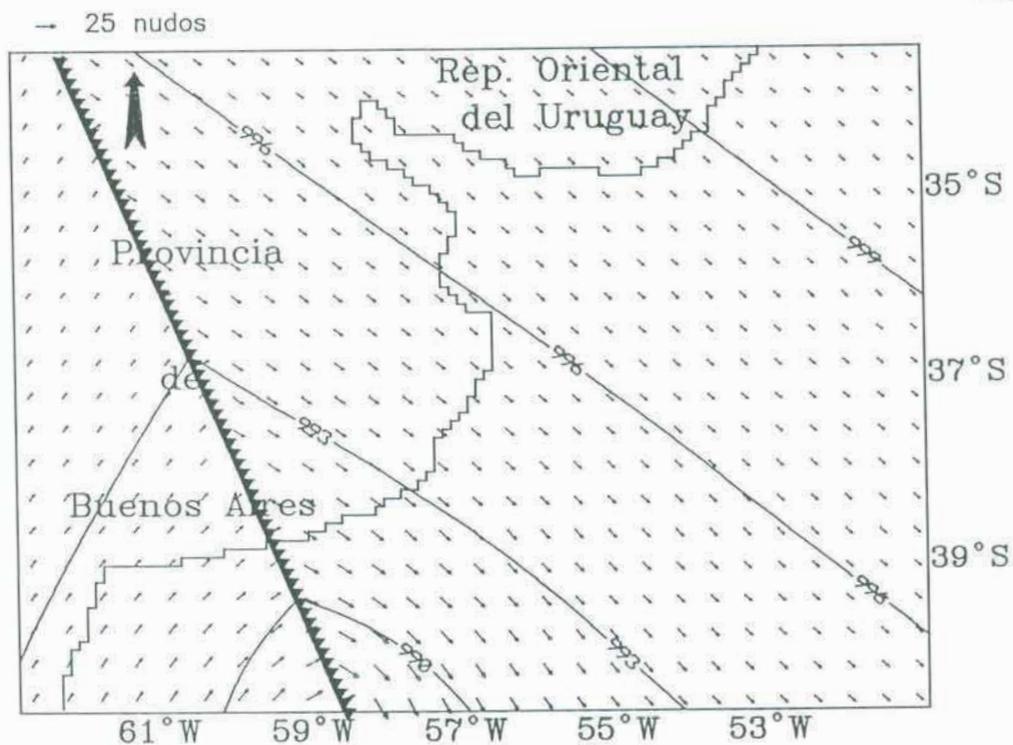
205



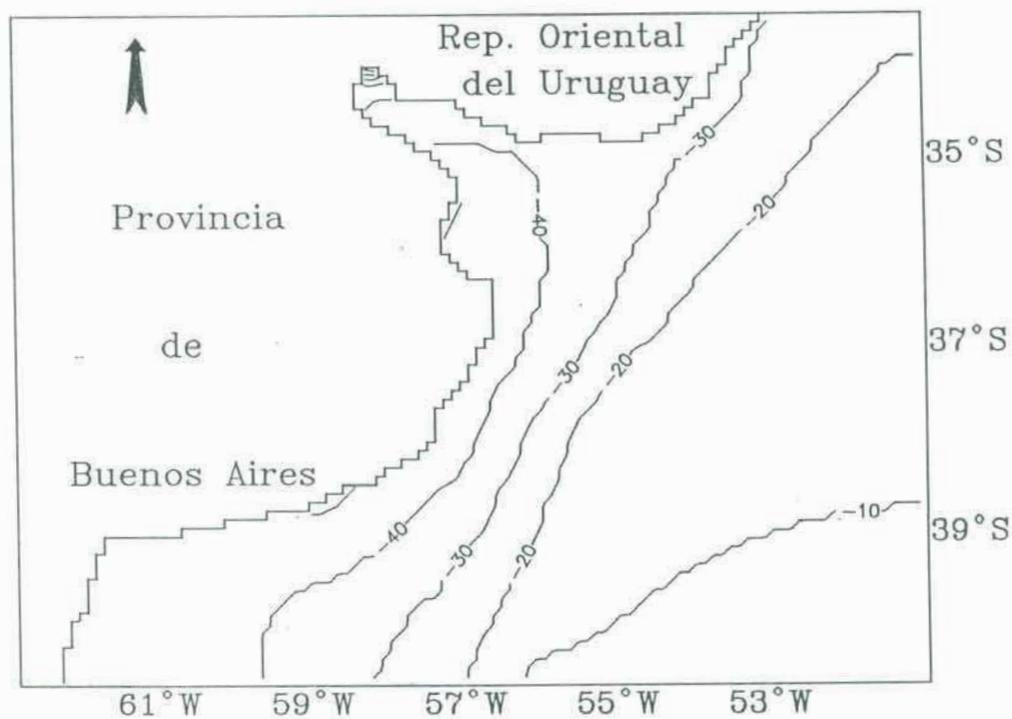
*Figura X.3. Campo de viento, en superficie, correspondiente a un sumidero.*



*Figura X.4. Campo bórico y de viento, en superficie, resultante de la superposición del flujo básico (Fig. X.1), la rotación ciclónica (Fig. X.2) y el sumidero (Fig. X.3). Los valores de presión están dados en hPa.*

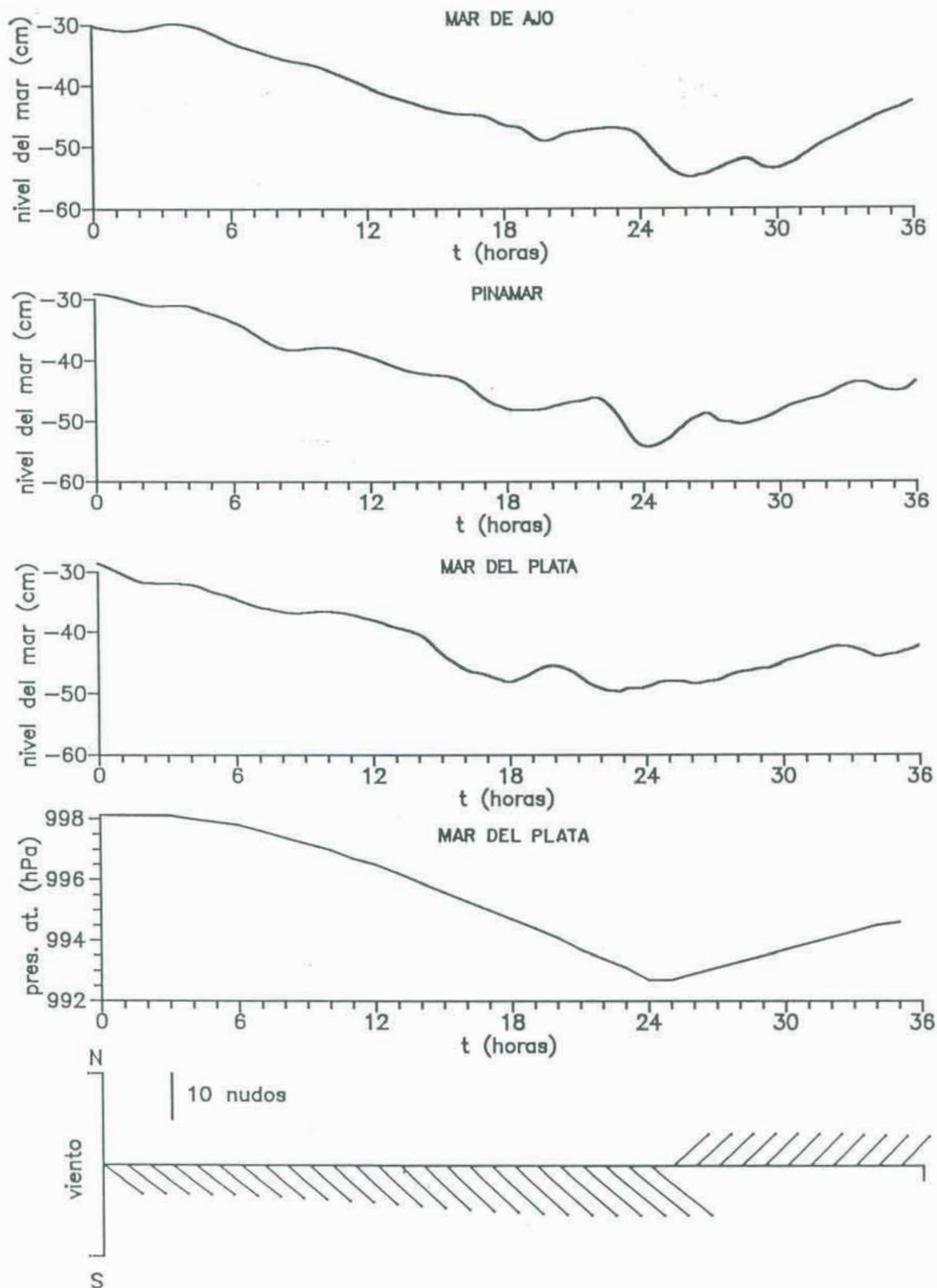


(a)

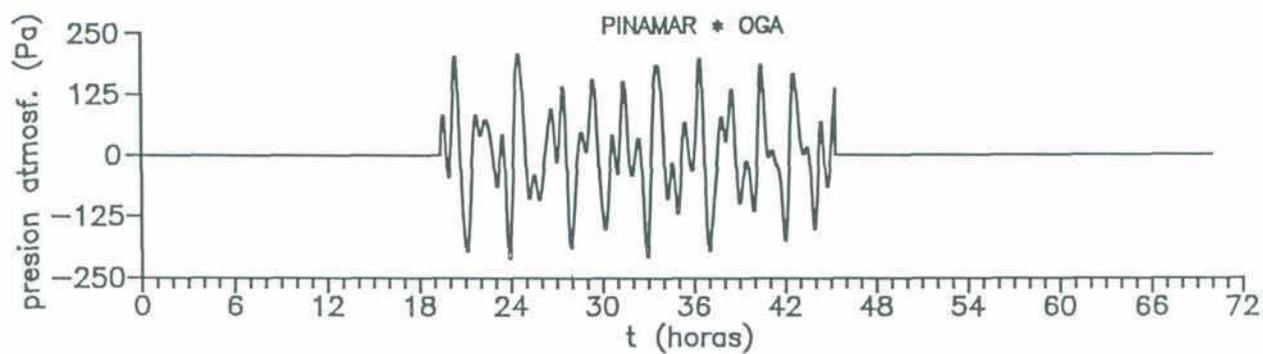


(b)

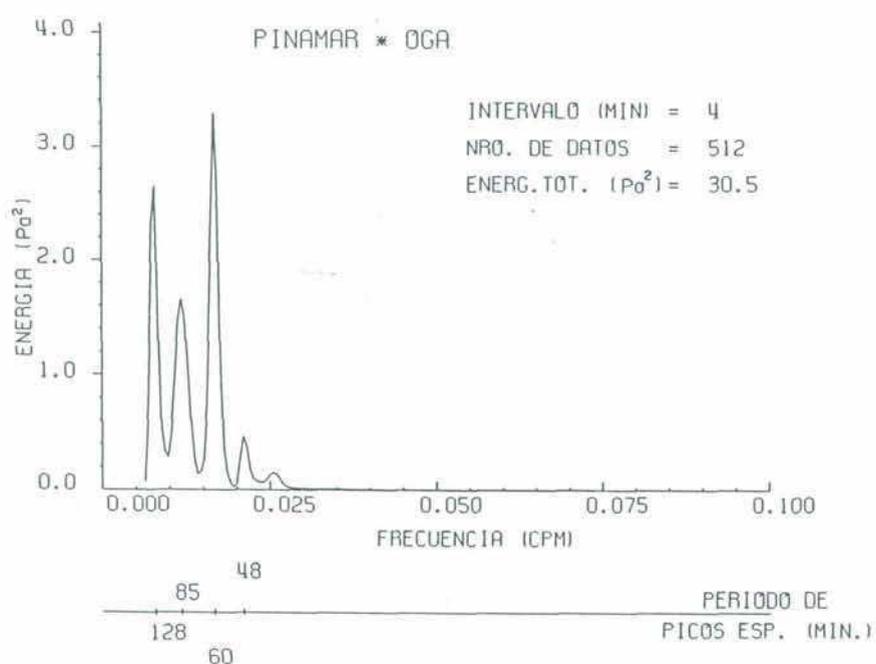
**Figura XI.1. Simulación numérica de la evolución de la superficie del mar ante un pasaje frontal. (a) Campo bórico y de viento en superficie asociado a un frente que se translada hacia el E con velocidad constante. (b) Imagen instantánea de la respuesta de la superficie oceánica ante el forzante atmosférico indicado.**



**Figura XI.2.** Simulación numérica de la respuesta oceánica ante un pasaje frontal. Nivel instantáneo del mar en las estaciones Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata (sin filtrar). Presión atmosférica, intensidad y dirección del viento en Mar del Plata.

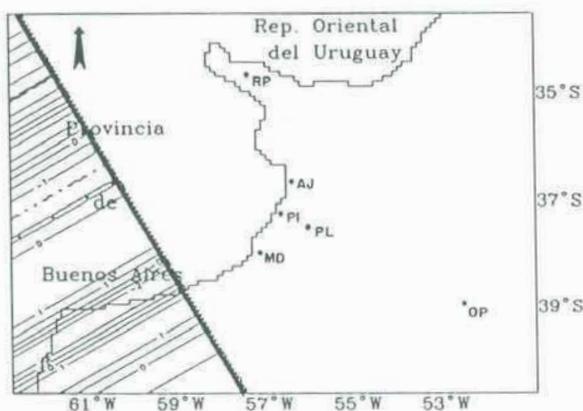


(a)



(b)

Figura XI.3. (a) Variación de la presión atmosférica en superficie, en un nodo de la zona modelada representativo de Pinamar, producida por el forzante atmosférico que simula la actividad de las OGA y (b) espectro de energía correspondiente a dicho registro.

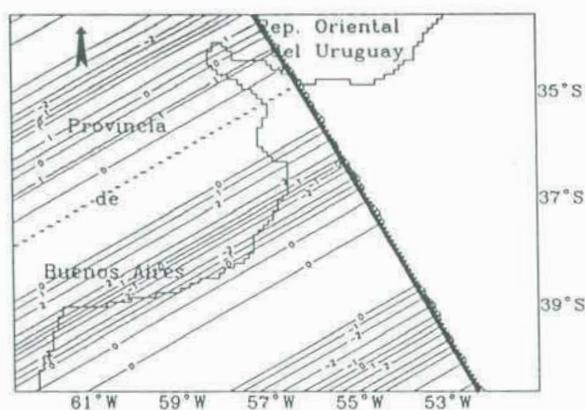


(a)

12 horas

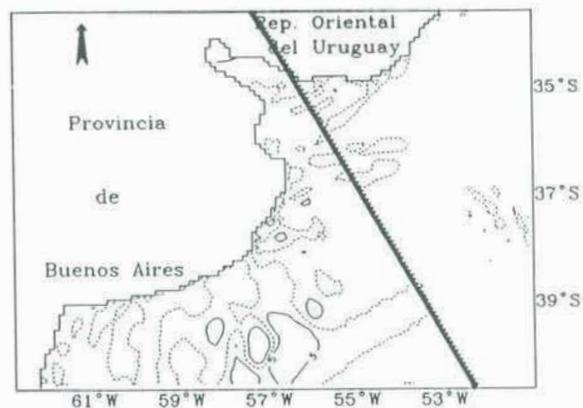


(b)

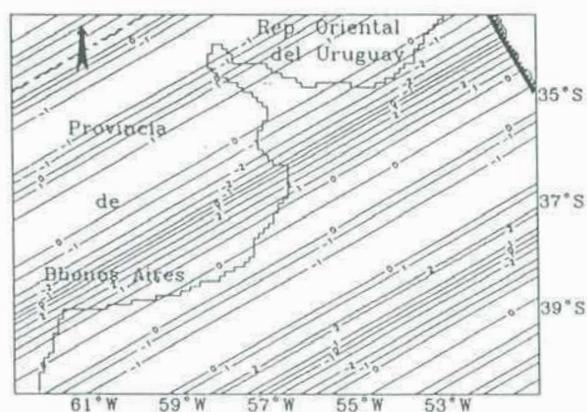


(c)

24 horas

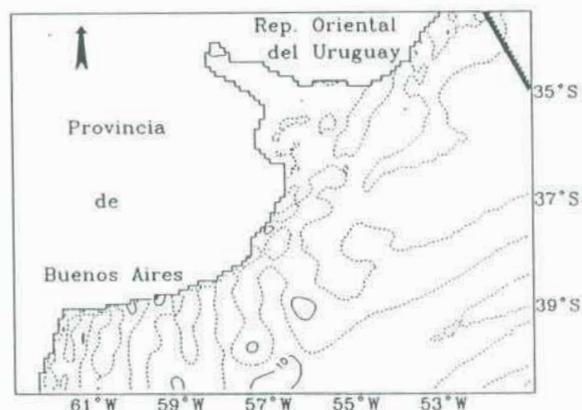


(d)



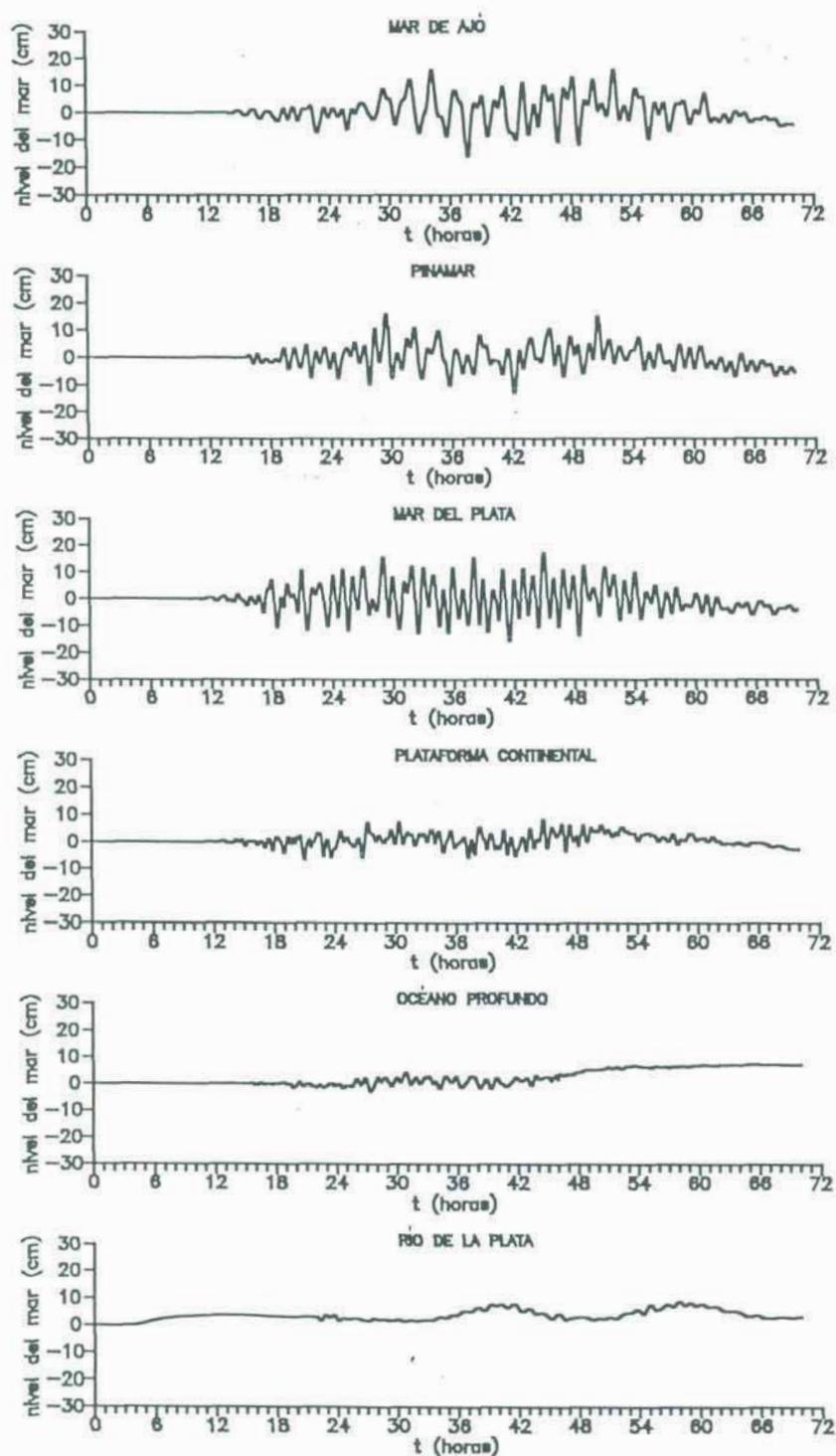
(e)

36 horas

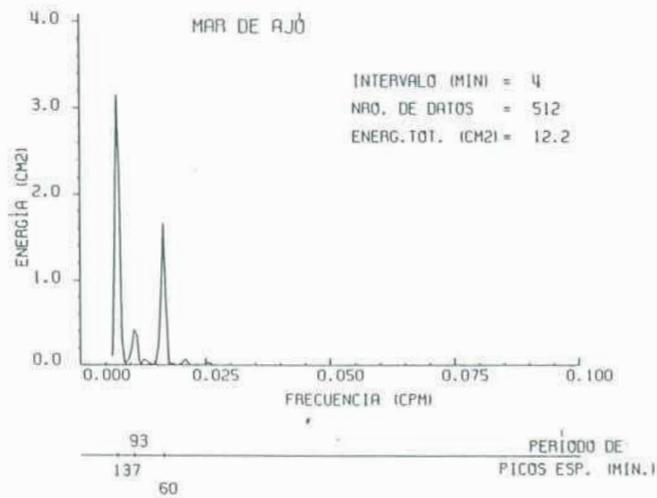


(f)

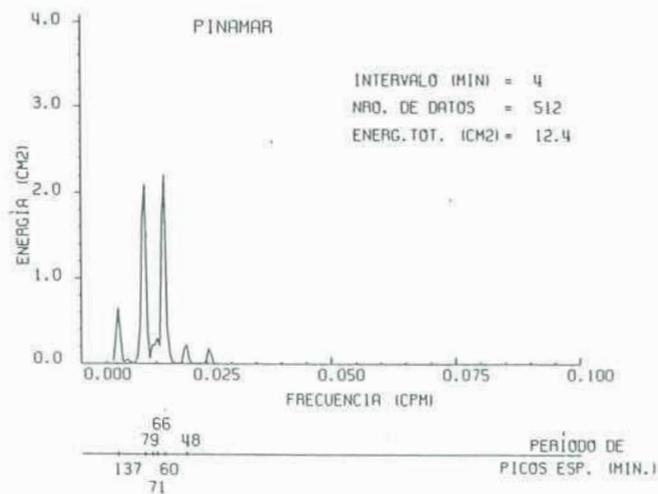
**Figura XI.4.** Simulación numérica de la respuesta oceánica a la actividad de OGA en la región. En la columna derecha se presentan las imágenes instantáneas (para las horas 12, 24 y 36) de la superficie del mar (los niveles están dados en cm) y, sobre la izquierda, el campo de presión en superficie (hPa) producido por un tren de OGA propagándose paralelo al frente.



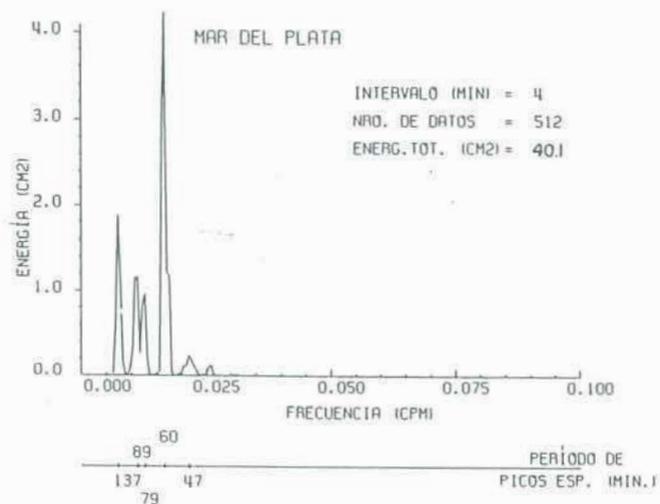
*Figura XI.5. Niveles instantáneos del mar en diferentes puntos de la zona modelada, resultantes de la simulación numérica.*



(a)

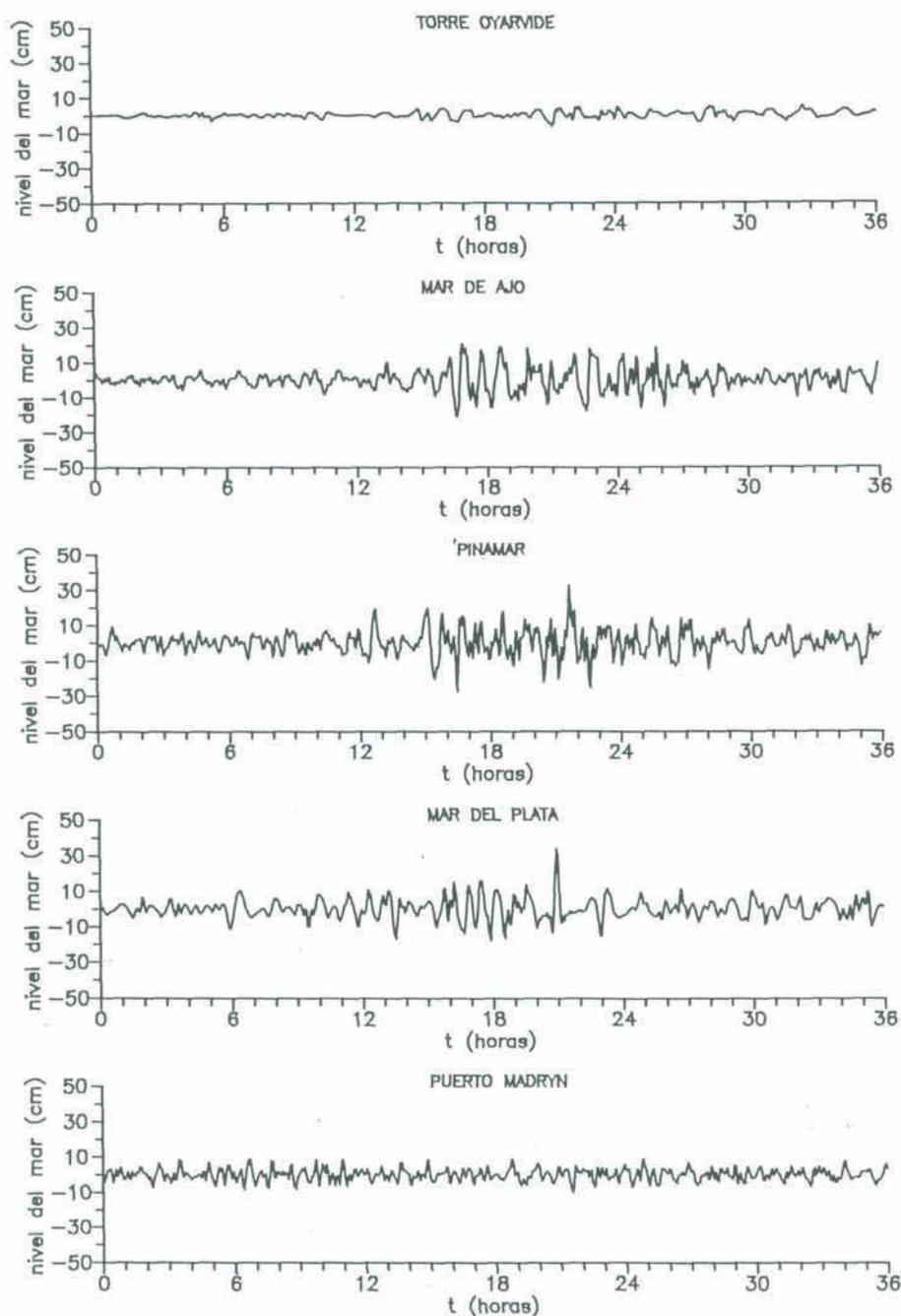


(b)



(c)

Figura XI.6. Espectros correspondientes a los niveles del mar, obtenidos de la simulación numérica, en nodos de la zona modelada representativos de Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata.



**Figura XI.7.** Nivel del mar para el primer lapso activo de ondas de largo período para las estaciones mareológicas Torre Oyarvide (Río de la Plata), Mar de Ajó, Pinamar y Mar del Plata (costa bonaerense), y Puerto Madryn (Golfo Nuevo, Chubut). El instante inicial es el 8 de septiembre de 1982 a las 23 hs.

## REFERENCIAS

- Altek**, 1979: "Altek AC90SM Super-Micro User's Manual, rev. C3". Altek Corporation.
- Balay, M.**, 1950: "Mareógrafo diferencial para el registro de seiches", Dir. Gral. de Nav. Hidrográfica, Min. de Marina, 9 p.
- Balay, M.**, 1955: "La determinación del nivel medio del Mar Argentino, influencias de las oscilaciones del mar no causadas por la marea", Dir. Gral. de Nav. Hidrográfica, Min. de Marina, 46 p.
- Basco, D. R.**, 1982: "Surf zone currents", Coastal Eng. Res. Cent., U. S., Army Corps Eng., Miscellaneous Report N° 82-7, vol. I.
- Báth, M.**, 1974: "Spectral analysis in geophysics", Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, 563 p.
- Bendat, J. y Piersol, A.**, 1971: "Random data: analysis and measurements procedures", Wiley-Interscience. New York. 407 p.
- Bianchi, A. A., Giulivi, C. F. y Piola, A. R.**, 1993: "Mixing in the Brazil-Malvinas Confluence", Deep-Sea Res., vol. 40, pp. 1345-1358.
- Bosart, L. F. y Cussen, J. P. Jr.**, 1973: "Gravity wave phenomena accompanying east coast cyclogenesis", Mon. Wea. Rev., vol. 101, pp. 446-454.
- Bowen, A. J. y Guza, R. T.**, 1978: "Edge waves and surf beats", J. Geophys. Res., vol. 83, C4, pp. 1913-1920.
- Buchwald, V. T., Szoeker, R. A.**, 1973: "The response of a continental shelf to traveling pressure disturbance", Aust. J. Freshwat. Res., vol. 24, pp. 143-158.
- Cartwright, D. E. y Young, C. M.**, 1974: "Seiches and tidal ringing in the sea near Shetland", Proc. R. Soc. London, vol. 338, pp. 11-28.

- Caviglia, F. J. y Dragani, W. C., 1996: "An improved 2-Dfinite difference circulation model for tide- and wind-induced flows", Computers and Geosciences, vol. 22, N° 10, pp. 1083-1096.
- C.E.R.C., 1977: "Shore Protection Manual", Coastal Eng. Res. Cent., U. S., Army Corps Eng., Printing Office, Washington, DC.
- C.E.R.C., 1984: "Shore Protection Manual", Coastal Eng. Res. Cent., U. S., Army Corps Eng., Printing Office, Washington, DC.
- Chapman, D. C., 1984: "The generation of barotropic edge waves by deep-sea internal waves", J. Phys. Oceanog., vol. 14, pp. 1152-1158.
- Chapman, D. C., 1985: "Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model", J. Phys. Oceanog., vol. 15, 1060-1075.
- Chapman D. C. y Giese, G. S., 1990: "A model for the generation of coastal seiches by deep-sea internal waves", J. Phys. Oceanog., vol. 20, pp. 1459-1467.
- Chuang, W. S. y Wiseman, W. J., 1983: "Coastal sea level response to frontal passages on the Louisiana-Texas shelf", J. Geophys. Res., vol. 88, C4, pp. 2615-2620.
- Defant, A., 1961: "Physical Oceanography", Vol. 2, Oxford, Pergamon Press, 589 p.
- DeMaria, M., Davis, J. M. y Wojtak, D. M., 1989: "Observations of mesoscale wave disturbances during the Genesis of Atlantic Lows Experiment", Mon. Wea. Rev., vol. 117, pp. 826-842.
- Donn, W. L. y McGuinness, W. T., 1960: "Air-coupled long waves in the ocean", J. Meteorol., vol. 17, pp. 515-521.
- D'Onofrio, E. E., Balay, C. E. y Balestrini, C. E., 1982: "Manual de medición de mareas", SIHN, Dpto. Oceanografía, Inf. Téc. N° 11/81.

D'Onofrio, E. E., Romero, S. I., Fiore, M. M. E., Mazio, C. A. y Dragani, W. C., 1995a: "Predicción de mareas y modelación de corrientes para la zona Cuenca Austral", SIHN, Dpto. Oceanografía, Inf. Téc. N°88/95, 21 pp.

D'Onofrio, E. E., Romero, S. I., Fiore, M. M. E., Mazio, C. A. y Dragani, W. C., 1995b: "Predicción de mareas y modelación de corrientes para la zona Cuenca Austral (Area San Sebastián)", SIHN, Dpto. Oceanografía, Inf. Téc. N°89/95, 21 pp.

Douglas, J. Jr. y Gunn, J. E., 1964: "A general formulation of alternating-direction methods", Numer. Math., vol. 6, N° 6, pp. 428-453.

Dragani, W. C., 1988: "Análisis del proceso físico generador de ondas largas en la costa bonaerense argentina", Tesis realizada para acceder a la Licenciatura en Oceanografía en el Instituto Tecnológico de Buenos Aires, 65 p.

Dragani, W. C., Mazio, C. A. y Caviglia, F. J., 1994: "A numerical model of the M<sub>2</sub> tide in Golfo Nuevo, Argentina", Rev. Geofís., N° 41, pp. 145-162.

Dragani, W. C., Mazio, C. A. y Antonietti, S. E., 1996: "Análisis de ondas de largo período basado en registros mareológicos", SIHN, Dpto. Oceanografía, Inf. Téc. N° 93/96.

Fernandez-Partagas, J. y Mooers, C. N. K., 1975: "A subsynoptic study of winter cold fronts in Florida", Mon. Wea. Rev., vol. 103, pp. 742-744.

Garcies, M., Gomis, D. y Monserrat, S., 1996: "Pressure-forced seiches of large amplitude in inlets of the Balearic-Islands. Part II: Observational study", J. Geophys. Res., vol. 101, C3, pp. 6453-6467 .

Gedzelman, S. D. y Rilling, R. A., 1978: "Short-period atmospheric gravity waves: a study of their dynamic and synoptic features", Mon. Wea. Rev., vol. 106, pp. 196-210.

Giese, G. S., Hollander, R. B., Fancher, J. E. y Giese, B. S., 1982: "Evidence of coastal seiche excitation by tide-generated internal solitari waves", *Geophys. Rev. Lett.*, vol. 9, pp. 1305-1308.

Giese, G. S. y Hollander, R. B., 1987: "The relationship between coastal seiches at Palawan Island and tide-generated internal waves in the Sulu Sea", *J. Geophys. Res.*, vol. 92, C5, pp. 5151-5156.

Giese, G. S., Chapman, D. C., Black, P. G. y Fornshell, J. A., 1990: "Causation of large-amplitude coastal seiches on the caribbean coast of Puerto Rico", *J. Phys. Oceanog.*, vol. 20, pp. 1449-1458.

Giese, G. S. y Chapman, D. C., 1993: "Coastal seiches", *Oceanus*, vol. 36, pp. 38-46.

Gomis, D., Monserrat, S y Tintore, J., 1993: "Pressure-forced seiches of large amplitude in inlets of the Balearic-Islands", *J. Geophy. Res.*, vol. 98, C8, pp. 14437-14445.

Gossard, E. E., 1960: "Spectra of atmospheric scalars", *J. Geophys. Res.*, vol. 65, pp. 3339-3351.

Greenspan, H. P., 1956: "The generation of edge waves by moving pressure distribution", *J. Fluid Mech.*, vol.1, pp. 574-592.

Hamming, R. W., 1977: "Digital filters", Prentice Hall. Signal Processing Series, 221 p.

Harris, D. L., 1955: "The effect of a moving pressure disturbance on the water level in a lake", *Transactions American Geophysical Union*, vol. 36, pp. 512-513.

Harris, F. J., 1978: "Of the use of windows for harmonics analysis with the discrete Fourier Transform", *IEEE*, 66, pp. 51-83.

Herron, T. J., Tolstoy, I. y Kraft, D. W., 1969: "Atmospheric pressure background fluctuations in the mesoscale range", *J. Geophys. Res.*, vol. 74, pp. 1321-1329.

Hooke, W. H., 1986: "Gravity waves", Mesoscale meteorology and forecasting, ed. Peter S. Ray, Am. Met. Soc., pp. 272-288.

Inman, D., Munk, W. y Balay, M., 1962: "Spectra of low frequency ocean waves along the Argentine shelf", Deep-Sea Res., vol. 8, pp. 155-164.

Interocean, 1979: "Wave and tide gauges, description and specifications", Ed. Interocean. San Diego, California.

Jenkins, G. M. y Watts, D. G., 1969: "Spectral analysis and its applications", Holden-Day. San Francisco, 525 p.

Komar, P. D., 1976: "Longshore currents and sand transport on beaches", Civil Engineering in the Ocean, vol 1, pp. 333-354.

Lamb, H., 1932: "Hydrodynamics", Cambridge Univ. Press., Dover Publications, Inc., 6<sup>ta</sup> ed., 738 p.

Lanfredi, N. W. y Capurro, L., 1971: "Resultados de mediciones directas de corrientes en el Atlántico Sudoccidental", SIHN, Dpto. Oceanografía, H. 650/1, 109 p.

Lanfredi, N. W., 1972: "Resultados de mediciones directas de corrientes en el Atlántico Sudoccidental", SIHN, Dpto. Oceanografía, H. 650/2, 107 p.

Lindzen, R. S. y Tung, K. K., 1976: "Banded convective activity and ducted gravity waves", Mon. Wea. Rev., vol. 104, pp. 1602-1617.

Lorenzelli, E. C. y Trejo, C. N., 1988: "Introducción elemental a la mecánica de los fluidos", Ed. E. C. Lorenzelli y C. N. Trejo, Buenos Aires, 196 p.

Mastrantonio, G., Einaudi, F. Fua, D. y Lalas, D. P., 1976: "Generation of gravity waves by jet streams in the atmosphere", J. Atmos. Sci., vol. 33, pp. 1730-1738.

Mazio, C. A. y Caviglia, F. J., 1997: "Proyecto Dinoceantar: Modelo de circulación en el estrecho de Gerlache, Antártida", Bol. Hidrog. del Servicio de Hidrografía Naval, H-106. En prensa.

- McGehee, D. D., 1991: "Los Angeles and Long Beach harbors model enhancement program. Measured response of moored ships to long-period waves", Technical Report CERC-91-12. Department of Army.
- Molinari, G. N., 1986: "Simulación numérica de la circulación en el Río de la Plata", Lab. Hid. Apl. del INCYTH, LHA-S5-017-86, 116 p.
- Montserrat, S., Ibbetson, A. y Thorpe, A. J., 1991,a: "Atmospheric gravity waves and the 'Rissaga' phenomenon", Q. J. R. Meteorol. Soc., vol. 117, pp. 553-570.
- Montserrat, S., Ramis, C. y Thorpe, A. J., 1991,b: "Large-amplitude pressure oscillations in western mediterranean", Geophys. Res. Letters, vol. 18, pp. 183-186.
- Montserrat, S. y Thorpe, A. J., 1992: "Gravity-waves observations using a array of microbarographs in the Balearic Islands", Q. J. R. Meteorol. Soc., vol. 118, pp. 259-282.
- Munk, W. H., Snodgrass, F. E. y Carrier, C., 1956: "Edge waves on the continental shelf", Science, vol. 123, pp. 127-132.
- Munk, W. H., Snodgrass, F. E. y Tucker, M. J., 1959: "Spectra of low-frequency ocean waves", Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography of the Univerity of California, La Jolla, California, vol. 7, N° 4, PP. 283-362.
- Munk, W. H., 1962: "Long ocean waves", The Sea, Ed. M. N. Hill, vol. I, cap. 18, pág. 651, Phys. Oceanography, Interscience Publisher.
- Necco, G. V., 1980: "Curso de cinemática y dinámica de la atmósfera", EUDEBA, Ediciones Previas, Buenos Aires, 287 p.
- O'Connor, W. P., 1991: "A numerical model of tides and storm surges in the Río de la Plata estuary", Continental Shelf Res., vol 11, pp. 1491-1508.
- Okihiro, M., Guza, R. T. y Seymour, R. J., 1993: "Excitation of seiche observed in a small harbor", J. Geophys. Res., vol. 98, C10, pp. 18201-18211.

Orlanski, I., 1976: "A simple boundary condition for unbounded hiperbolic flows", J. Comput. Phys., vol. 21, pp. 251-269.

Panofsky, H. A. y Brier, G. W., 1958: "Some applications of statistics to meteorology", University Park, Pennsylvania. 224 p.

Parker, G., Lanfredi, N. W. y Swift, D. J. P., 1982: "Seafloor response to flow in a southern hemisphere sand-ridge field: argentine inner shelf", Sedimentary Geology, vol. 33, pp. 195-216.

Parker, G., Violante, R. A., Paterlini, C. M., Costa, P. I., Marcolini, S., Cavallotto, J. L., Martinez, H. C. y de Leon, J. A., 1997: "Descripción geológica de la Terraza Rioplatense (plataforma interior norbonaerense)". Trabajo aceptado para su publicación por el Servicio Geológico Minero Argentino.

Petterssen, S., 1956: "Weather analysis and forecasting", Vol. 1, 2ª ed, McGraw-Hill Book Company, Inc., 428 p.

Piola, A. R. y Bianchi, A. A., 1992: "AR8: Southwest Atlantic Boundary currents", WOCE, Newsletter N° 12, pp. 14-16.

Powers, J. G. y Reed, R. J., 1993: "Numerical simulation of the large-amplitude mesoscale gravity-wave event of 15 December 1987 in the central United States", Mon. Wea. Rev., vol. 121, pp. 2285-2308.

Proudman, J., 1953: "Dynamical oceanography", Ed. Methuen & Co. Ltd., Londres, 409 p.

Rabinovich, A. B. y Monserrat, S., 1996: "Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and statistical analysis", Nat. Hazards, vol. 13, pp. 55-90.

Ramamurthy, M. K., Rauber, R. M., Collins, B. P. y Malhotra, N. K., 1993: "A comparative study of large-amplitude gravity-wave events", Mon. Wea. Rev., vol. 121, pp. 2951-2974.

- Reid, R. O., 1958: "Effect of Coriolis force on edge waves. (I) Investigation of the normales modes", J. Mar. Res., vol. 16, pp. 109-144.
- Romero, S. I., 1994: "Estudio de las ondas de tormenta sobre la costa atlántica argentina", Beca de Perfeccionamiento del CONICET, primer informe, 75 p.
- Schmidt, S. A. y Camerlengo, A., 1991: "La estructura interior de las corrientes en el área de Punta Médanos, Argentina", Geofísica Internacional, vol. 30, N° 1, pp. 31-41.
- Seluchi, M. E. y Lichtenstein, E. R., 1992: "Campos medios asociados a sistemas ciclónicos y anticiclónicos sobre la Argentina", Geoacta, vol. 19, PP. 125-136.
- Seluchi, M. E., 1993: "Estudio del comportamiento de los sistemas sinópticos en la Argentina", Tesis presentada para acceder al título de Doctor en Ciencias Meteorológicas de la Universidad de Buenos Aires.
- Shapiro, R., 1970: "Smoothing, filtering and boundary effects", Rev. Geophys. Space Phys., vol. 8, N° 2, pp. 359-387.
- Shillington, F. A. y van Foreest, D., 1986: "Numerical model studies of long-period edge waves", J. Phys. Oceanog., vol. 16, pp. 1487-1492.
- SHN, 1976: "Carta batimétrica del Atlántico Sudoccidental", Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- SHN, 1981: "Climatología sinóptica de las regiones adyacentes al cabo San Antonio. Distintas aplicaciones de la meteorología", Ed. J. V. Zubillaga. Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina. 233 pág.
- SHN, 1986a: "Carta Náutica H-1: Acceso al Río de la Plata", Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- SHN, 1986b: "Carta Náutica 50: Mar Argentino, de Río de la Plata al Cabo de Hornos", Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

SHN, 1993: "Carta Náutica H-2: El Rincón, Golfos San Matías y Nuevo", Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

SHN, 1996: "Tablas de marea", Pub. H-610, Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

Snodgrass, F. E., Munk, W. H. y Miller, G. R., 1962: "Long-period waves over California's continental borderland. Part I. Background and spectra", J. Mar. Res., vol. 20, pp. 413-440.

Stobie, J. G., Einaudi, F. y Uccellini, L. W., 1983: "A case of gravity waves-convective storms interaction: 9 May 1979", J. Atmos. Sci., vol. 40, pp. 2804-2830.

Thompson, R. O. R. Y., 1979: "Coherence significance levels", J. Atmos. Sci., vol. 36, pp. 2020-2021.

Tintoré, J., Gomis, D., Alonso, S. y Wang, D., 1988: "A theoretical study of large sea level oscillations in the western Mediterranean", J. Geophys. Res., vol. 93, C9, pp. 10797-10803.

Uccellini, L. W. y Koch, S. E., 1987: "The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances", Mon. Wea. Rev., vol. 115, pp. 721-729.

Unesco, 1985: "Manual on sea level measurement and interpretation", Intergovernmental Oceanographic Commission, 83 p.

Ursell, F., 1952: "Edge waves on a sloping beach", Proc. Roy. Soc., vol. (A)214, pp. 79-97.

Vara, C. D., 1974: "Ondas de plataforma del Mar Argentino", Boletín del SHN, vol. 9, N° 3, pp. 191-196.

Vara, C. D. y Peña, H., 1975: "Ondas largas en Pinamar, prov. de Bs. As.", Tercer coloquio de Oceanografía CNIAPSO, Obs. Naval Bs. As., Buenos Aires, 17 al 19 de junio de 1975.

Vara, C. D., Mazio, C. A., D'Onofrio, E. E. y Weischelbaun, M. L. D., 1977: "Oscilaciones de largo período en el área de Punta Médanos, Parte I", SIHN, Dpto. Oceanog., Inf. Téc. N° 11, 24 p.

Vara, C. D., Mazio, C. A. y D'Onofrio, E. E., 1978: "Oscilaciones de largo período en el área de Punta Médanos, Parte II: Análisis espectral", SIHN, Dpto. Oceanografía, Inf. Téc. N° 21, 20 p.

Vara, C. D. y Mazio C. A., 1982: "Espectro de ondas largas en Pinamar", SIHN, Dpto. Oceanografía, Inf. Téc. N° 54, 39 p.

WAMDI Group, 1988: "A third generation ocean wave prediction model", J. Phys. Oceanog., vol. 18, pp. 1775-1810.

Wang, X., Li, K., Yu, Z. y Wu, J., 1987: "Statistical characteristics of seiches in Longkou Harbour", J. Phys. Oceanog., vol. 17, pp. 1063-1065.

Weare, T. J., 1979: "Errors arising from irregular boundaries in ADI solutions of the shallow-water equations", Int. J. Numer. Methods Eng., vol. 14, pp. 921-931.

Wilson, B. W., 1954: "Generation of long-period seiches in Table Bay, Cape Town, by barometric oscillations", Transactions American Geophysical Union, vol.35, N°5, pp. 733-746.

Wilson, B. W., 1972: "Seiches", Advances in Hydroscience, Academic Press, vol. 8, pp. 1-89.

Wu, T. Y., 1981: "Long ocean waves in ocean and coastal waters", J. Engeneering Mech., vol. 107, EM3, pp. 501-521.