

RESPUESTA MARINA A PERTURBACIONES MESOMETEOROLOGICAS: LA "RISSAGA" DE 21 DE JUNIO DE 1984 EN CIUTADELLA (MENORCA)

Agustín Jansá
Instituto Nacional de Meteorología
Centro Zonal en Palma de Mallorca

Abstract

On June 21st, 1984, a violent marine surge penetrated into the Port of Ciutadella, Minorca (Balearic Is.) and destroyed the most of the fleet present there. Great sea level oscillations are an infrequent but known phenomenon in that Port. They are locally named "rissaga" and were described in previous papers as resonant "seiches", excited by mesoscale atmospheric disturbances, mainly tropospheric gravity waves.

From barographic and anemographic traces, satellite pictures and an upper air sounding two kind of mesoscalar atmospheric perturbation are identified and analysed, the one being gravity waves and the other, a gust front of convective origin. The vertical structure of the atmosphere was characterized by a low and strong inversion and a nearly instable, strongly sheared and very dry layer above it and it allowed gravity waves to exist and to produce significant pressure oscillations at the ground level. An increasing of waves or a decreasing of static stability in the upper layers might provide a trigger mechanism for breaking the wave situation into a convective one. The tropospheric structure (shear wind and dry layer) would allow the convection to be severe (well organized), with intense downdrafts and gust fronts.

Pressure oscillations related to gravity waves would generate a weak marine response on open sea. But when their period (8-10 min. in our case) was close to the free oscillation ("seiche") period of a port (8,6 min. for the Ciutadella Port)

a resonance would appear and the response into the port would be greatly amplified.

Although the gravity wave phase might "prepare" the Ciutadella Port, it seems that the gust microfront was the main factor in the "rissaga" case studied here. The oceanic response to an individual mesoscalar atmospheric forcing depends on the relation between the speed of propagation of both, response and forcing. A coupling may amplify the response and when the atmospheric perturbation advances the marine response, the last may consist of big "lee" waves.

The bathymetry of the sea surrounding Ciutadella favours the evolution to be as described just now, when taking into account the characteristics of the actual gust front. In fact, the succession of phenomenon observed in Ciutadella is congruent with it: a wind gust, with little movement in the Port, followed by a great descend of sea water and the irruption of a water wall, all this succession in a few minutes, perhaps ten minutes.

Resumen

El 21 de julio de 1984 una súbita elevación del nivel del mar afectó al Puerto de Ciutadella (Menorca), destruyendo la mayor parte de la flota presente. Es un hecho conocido que en dicho Puerto hay ocasionalmente grandes oscilaciones del nivel del mar, denominadas localmente "rissagas" y que en anteriores trabajos han sido descritas como "seiches" resonantes, excitadas por perturbaciones atmosféricas mesoscalares, principalmente ondas gravitatorias troposféricas.

A partir de registros barográficos y anemográficos, de imágenes de satélite y de un sondeo aerológico han sido identificadas y analizadas dos clases de perturbación atmosférica mesoscalar, ondas gravitatorias y un microfrente de turbonada de origen convectivo. La estructura vertical de la atmósfera estaba caracterizada por la presencia de una fuerte inversión a bajo nivel y una capa casi inestable, con fuerte cizalladura de viento y muy seca situada encima. Este tipo de estructura permitía la existencia de ondas gravitatorias y su reflejo en superficie como oscilaciones de presiones significativas. Una ocasional amplificación de las ondas o disminución de la estabilidad habría proporcionado un mecanismo de disparo para romper la situación de ondas gravitatorias dando paso a una situación convectiva. La misma estructura vertical (capa seca y fuerte cizalladura) habría permitido que la convección fuera severa (bien organizada), con intensas corrientes de descenso y de salida (frente de turbonada).

Las oscilaciones de presión relacionadas con ondas gravitatorias generarían una débil respuesta marina en mar abierta. Pero si su período (8-10 min en nuestro caso) fuera cercano al de libre oscilación ("seiche") de un puerto (8,6 min para el puerto de Ciutadella) habría una resonancia que amplificaría mucho la respuesta en el interior del puerto.

Aunque las ondas gravitatorias previas pudieron "preparar" al Puerto de Ciutadella, parece que en el caso de "rissaga" estudiado aquí el microfrente convectivo fue el principal factor. La respuesta oceánica a un forzamiento atmosférico mesoscalar individual depende de la relación entre la velocidad de propagación de ambos, respuesta y forzamiento. Se puede producir una amplificación de la respuesta por acoplamiento y cuando la perturbación atmosférica adelanta a la respuesta marina, ésta puede consistir en grandes ondas "de sotavento". La batimetría del mar cercano a Ciutadella favorece el tipo de evolución que se acaba de describir, considerando las características del microfrente realmente detectado. De hecho, la sucesión de fenómenos observados

en Ciutadella es congruente: una turbonada, con ligeros movimientos del agua, seguida de un gran descenso del nivel y la irrupción de una muralla de agua, todo en unos minutos, tal vez diez minutos.

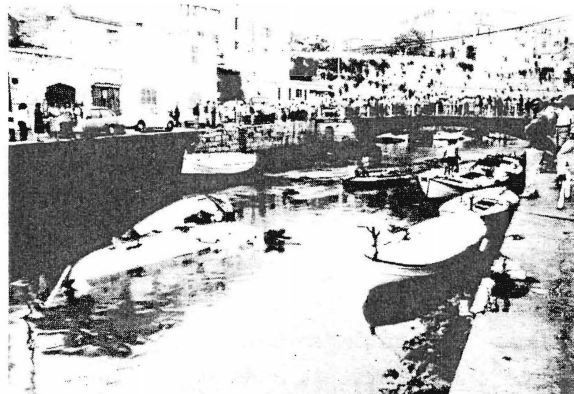


Figura s/n.—Tres aspectos de los efectos de la "rissaga" del 21 de junio de 1984 en el puerto de Ciutadella. La primera fotografía está tomada hacia el interior del puerto y puede verse el puente a que hace referencia el texto y que se cartografía en la fig. 1-C. Las otras dos están tomadas desde dicho puente en dirección a la boca del puerto. (Cortesía de J. J. Pons Fraga, Ciutadella).

1. Introducción. Los hechos

La madrugada del 21 de junio de 1984 una súbita elevación del nivel del mar —descrita periódicamente como “ola gigante”— provocó una catástrofe en el puerto de Ciutadella de Menorca (Balears) (figura 1). Transcribimos parcialmente alguna de las descripciones recogidas por la prensa.

Según Gaspar Soldado, gerente del bar de la Casa del Mar, “La noche era muy cerrada y espesa. Noté un ligero movimiento de las aguas del puerto que pronosticaba ‘rissaga’ (...) En un abrir y cerrar de ojos, las aguas se habían retirado hasta la altura del puente metálico, dejando al descubierto el fondo marino, y las barcas descansando en él sobre uno de sus costados. Ha sido cuestión de unos breves momentos. El agua que se había ausentado, en lugar de volver a su cauce paulatinamente, ha irrumpido con una fuerza in-

descriptible y en forma de una tupida cortina que ha arrastrado con furia todo cuanto ha encontrado a su paso” (Diario “Menorca”, 22 de junio de 1984). En el mismo reportaje se recogen las siguientes palabras del alcalde de la ciudad, Sr. Orell, “Sobre las cuatro de la madrugada hemos oído un fuerte viento huracanado. Al cabo de media hora el jefe de la Policía Municipal nos despertaba para darnos cuenta de cuanto ocurría en nuestro puerto”. “Diario de Mallorca” (22 de junio de 1984) cuenta que “alrededor de las cuatro y media de la madrugada comenzó a soplar un fuerte viento al que siguió inmediatamente una ola de unos dos metros y que hizo que el nivel del mar en el interior del puerto de Ciutadella subiera hasta unos cuatro metros”. Otras descripciones son congruentes con éstas. Se puede estimar que el fenómeno principal, la elevación o entrada de agua, se produjo hacia las 4 h 15 min, hora oficial, correspondientes a las 2 h 15 min GMT. El golpe de viento debió sentirse momentos antes.

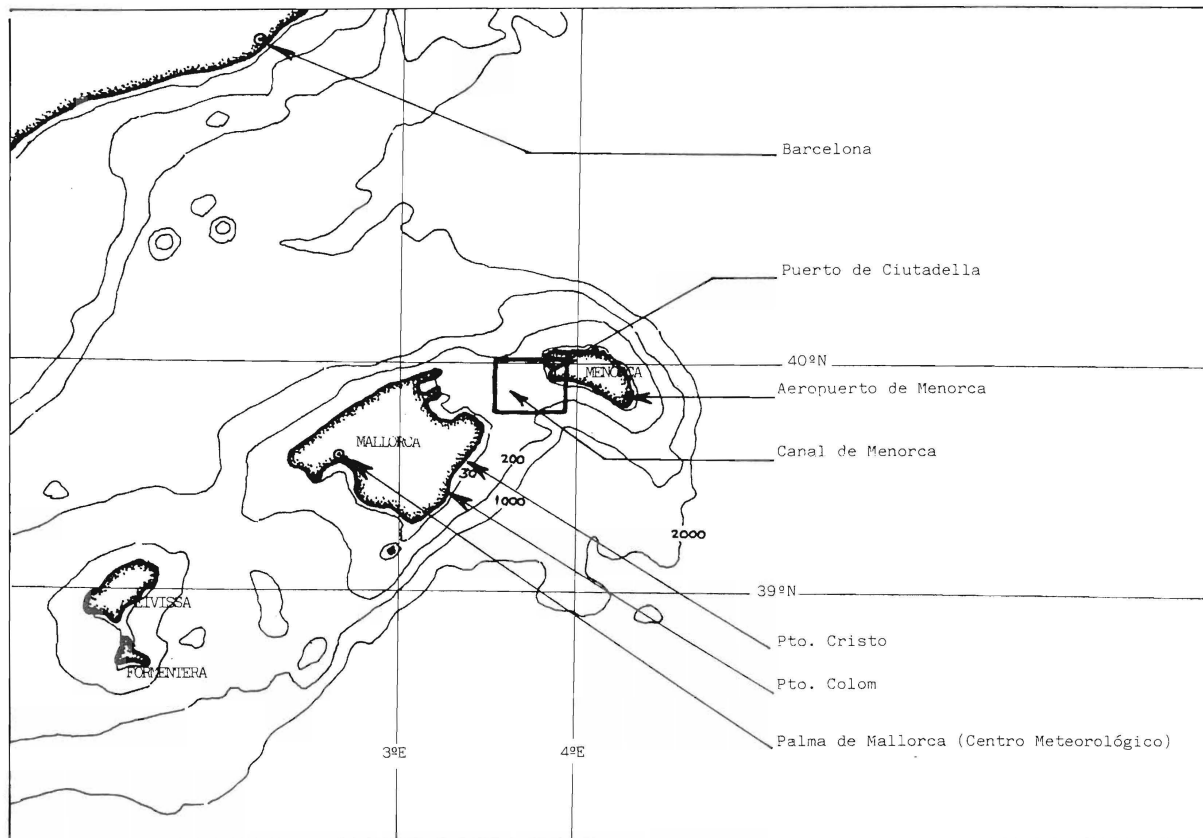
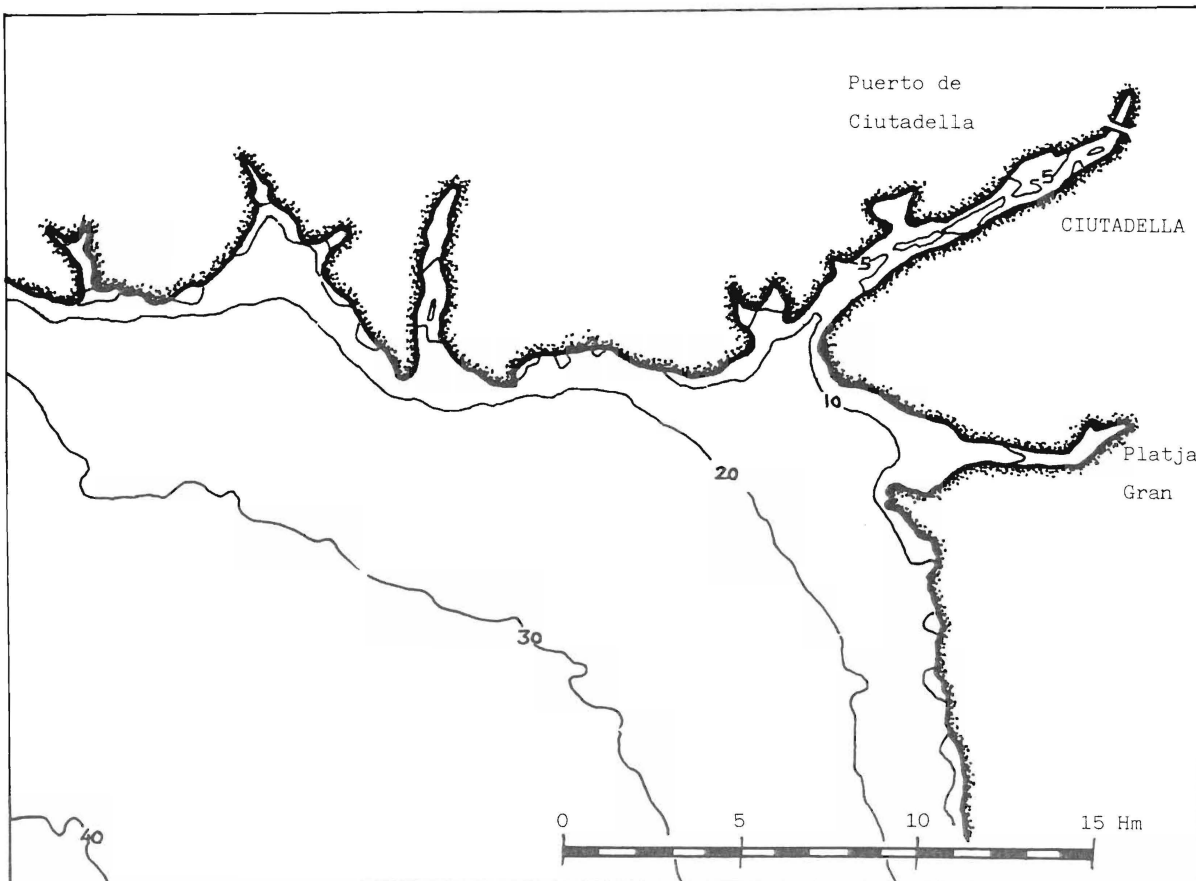
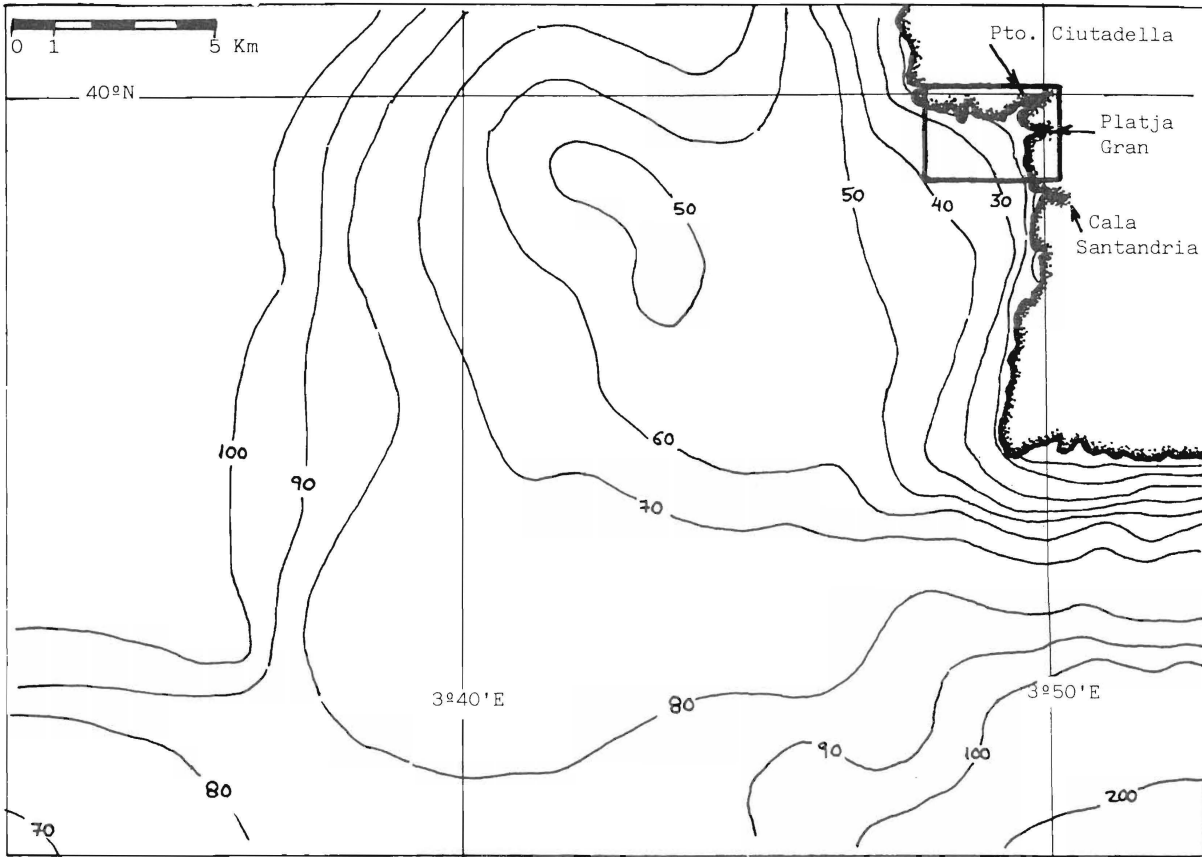


Figura 1.—Localización del puerto de Ciutadella y batimetría del entorno (adaptado de la Cartografía Náutica del Instituto Hidrológico de la Marina). A) Mar Balear. El recuadro corresponde a la fig. 1-B. B) Canal de Menorca. El recuadro corresponde a la fig. 1-C. C) Bahía y Puerto de Ciutadella. (Isobatas en metros).



Los efectos resultaron graves. Entre 70 y 80 embarcaciones se vieron afectadas, muchas gravemente, irrecuperables, otras hundidas. Las embarcaciones rompieron amarras y embistieron unas contra otras, contra los muelles y contra el puente situado al fondo del puerto.

Afortunadamente, no hubo desgracias personales, pero los daños materiales se cifraron en varios cientos de millones de pesetas y, si bien la cifra se rebajó posteriormente, en una evaluación rigurosa de los desperfectos a reparar y embarcaciones a reconstruir, la cifra global debe considerarse de ese orden de magnitud como mínimo, si se incluye el valor de la pesca no capturada en los meses siguientes, ya que la mayor parte de la flota pesquera quedó inoperativa.

Sin llegar a la magnitud de la catástrofe de Ciutadella, en muchos otros puertos y calas de las Baleares se sufrieron aquella madrugada los efectos de bruscas variaciones del nivel del mar. Por ejemplo en las calas de Santandria i Platja Gran, en las inmediaciones de Ciutadella, pero fuera del puerto, o en Porto Colom y Porto Cristo, en la costa oriental de Mallorca. En estos y otros puntos hubo daños materiales de alguna consideración

La prensa menorquina —probablemente, por mayor proximidad al tema que la de Mallorca o la de la Península— calificó enseguida el fenómeno como una “rissaga”, si bien de características singulares. Nosotros hemos descrito el fenómeno “rissaga” en varias ocasiones (A. Jansá y J. Jansá, 1980; Ballester, Jansá y Ramis, 1982; Ramis y Jansá, 1983), señalando, además, unas pocas referencias al tema. Se trata, en definitiva, de oscilaciones rápidas del nivel del mar, de considerable amplitud. Probablemente, movimientos de tipo seca (“seiche”), forzados por un agente meteorológico. Aunque las “rissagues” en el puerto de Ciutadella —punto de Baleares que las registra con mayor frecuencia e intensidad— son muchas veces significativamente rápidas (con semiperíodos de unos minutos, quizás cinco minutos) lo cual provoca intensas corrientes, la “rissaga” del 21 de junio de 1984 aparece como sin-

gular, en el sentido de especialmente brusca; la subida del nivel del mar es instantánea, en forma de muralla de agua. Pero de hecho se enmarca en una situación de movimientos oscilatorios. De un modo inmediato, el mar ha bajado fuertemente antes de subir. Pero, además, otras oscilaciones más moderadas estuvieron observándose antes y después de la catástrofe, según descripciones escritas y orales.

Desde inmediatamente después de ocurrida la catástrofe hemos estado considerando que las especiales características de la “rissaga” del 21 de junio de 1984 están íntimamente ligadas a la presencia del fuerte viento que la acompañó o antecedió (Jansá, en “Menorca Socialista”, julio 1984) un viento que algunas personas nos han descrito como muy especial, aparte de muy fuerte, como subsidente y de escasísimo espesor, sintiéndose más violento junto al suelo que unos metros por encima (ver, por ejemplo, Pere Melis, “Ensoldemà”. Diario “Menorca”, 25 de junio de 1984). Considerado como una oscilación de nivel del mar, el fenómeno del 21 de junio de 1984 en Ciutadella habría tenido una amplitud que podría estimarse entre 2,5 y 3,5 metros, entre el “vaciado” y el “llenado” del puerto. En Ciutadella hay mención de “rissagues” con oscilaciones de ese orden de magnitud, aunque son muy raras. Ello coloca a las “seiches” de Ciutadella, considerando como tales a las “rissagues”, en el grupo de las más amplias del mundo (Tison y Tison, 1969).

2. Situación macro-meteorológica

En la figura 2 pueden verse los análisis sinópticos correspondientes a las 12 GMT del día 20 de junio de 1984 y a los niveles de superficie, 850, 700 y 500 hPa, publicados en el Boletín Diario del Instituto Nacional de Meteorología (Madrid). Se identifican bien las condiciones sinópticas apuntadas por nosotros (Ramis y Jansá, 1983) como simultáneas a la aparición de oscilaciones del nivel del mar de amplitud extraordinaria, es decir, “rissagues”. a) En superficie la situación es débilmente depresionaria, con flujo

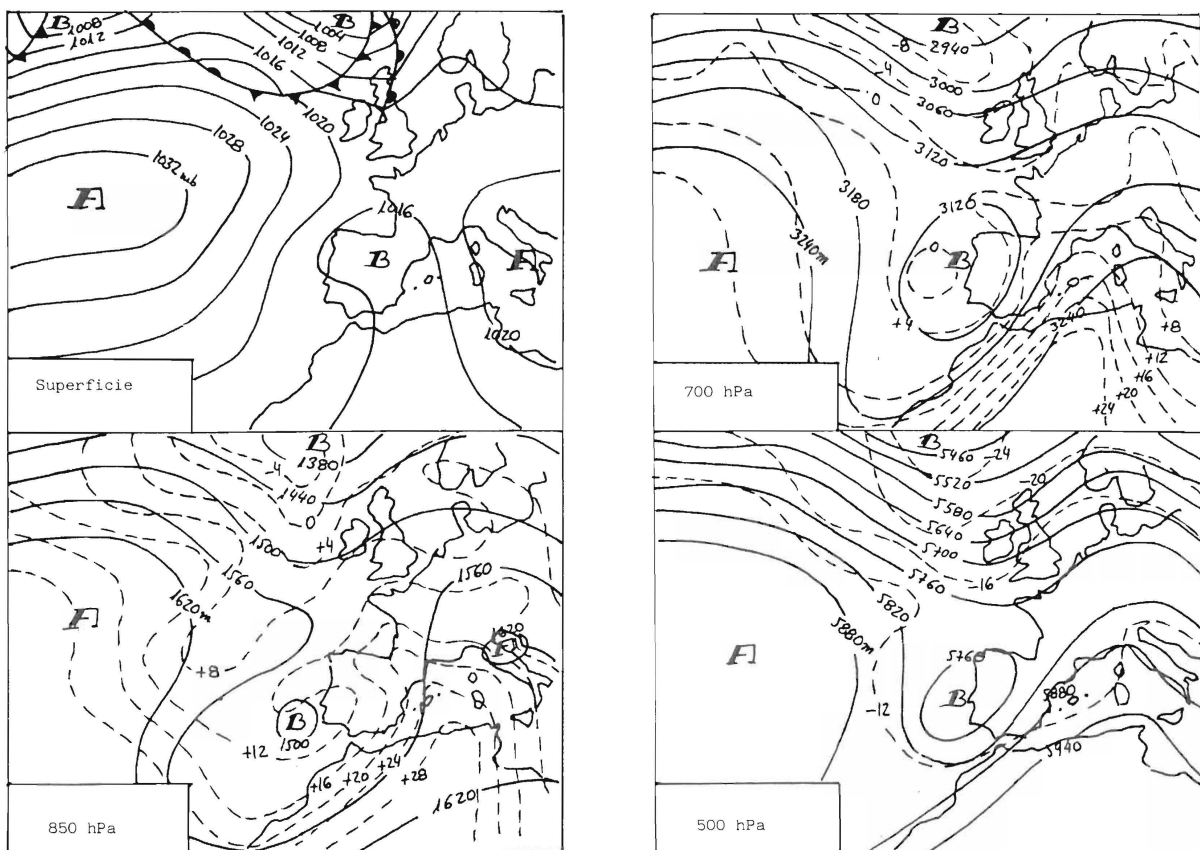


Figura 2.—Situación sinóptica o macrometeorológica, día 20 de junio de 1984 a las 12,00 GMT (Del “Boletín Meteorológico Diario” del Instituto Nacional de Meteorología, Madrid).

débil del E y SE sobre las Baleares. b) El viento en niveles superiores es SW, desde el NW de Africa a las Baleares y más allá, a partir de 850 hPa en este caso. Se aprecia una baja cerrada a 500 hPa, centrada hacia el W de la Península Ibérica. c) La baroclinidad es muy acusada en 850 y 700 hPa, sobre el Atlas y Mar de Alborán, hasta las Baleares.

3. Observaciones meso-meteorológicas

Revisemos algunas observaciones meteorológicas al nivel de la mesoscala.

Por una parte, queremos mostrar los registros de presión y viento tomados en los observatorios de Palma (centro meteorológico) (figura 3) y aeropuerto de Menorca (figura 4). Veremos, luego, algunas imágenes de satélite (Meteosat), en banda infrarroja. Terminaremos este apartado con una mención sobre los datos aportados por la red pluviométrica balear.

En las figuras 3 y 4 se presentan los registros barográfico y anemográfico de Palma y aeropuerto de Menorca. El registro de presión en Menorca corresponde a un microbarógrafo cuya velocidad de registro es de 1,7 cm/h, lo que permite una buena resolución temporal.

En Palma (figura 3) la presión está oscilando con rapidez y bastante amplitud aunque con irregularidad, desde días antes de la catástrofe. Se reconoce el tipo de oscilaciones barométricas asociable a las “rissagues” (Fontseré, 1934; Jansá, 1980; Ramis y Jansá, 1983) a lo largo de varios períodos. Destacan, no obstante, cambios bruscos y amplios en la presión en la madrugada del día 21. En particular, queremos llamar la atención sobre la subida vertical, de 1,1 mmHg (1,5 hPa), ocurrida a las 01,15 GMT de dicha madrugada. Pocos minutos después la presión, que ha bajado rápidamente, sube otra vez, si bien esta oscilación es menor que la principal. A la misma hora se registra una racha de viento con ca-

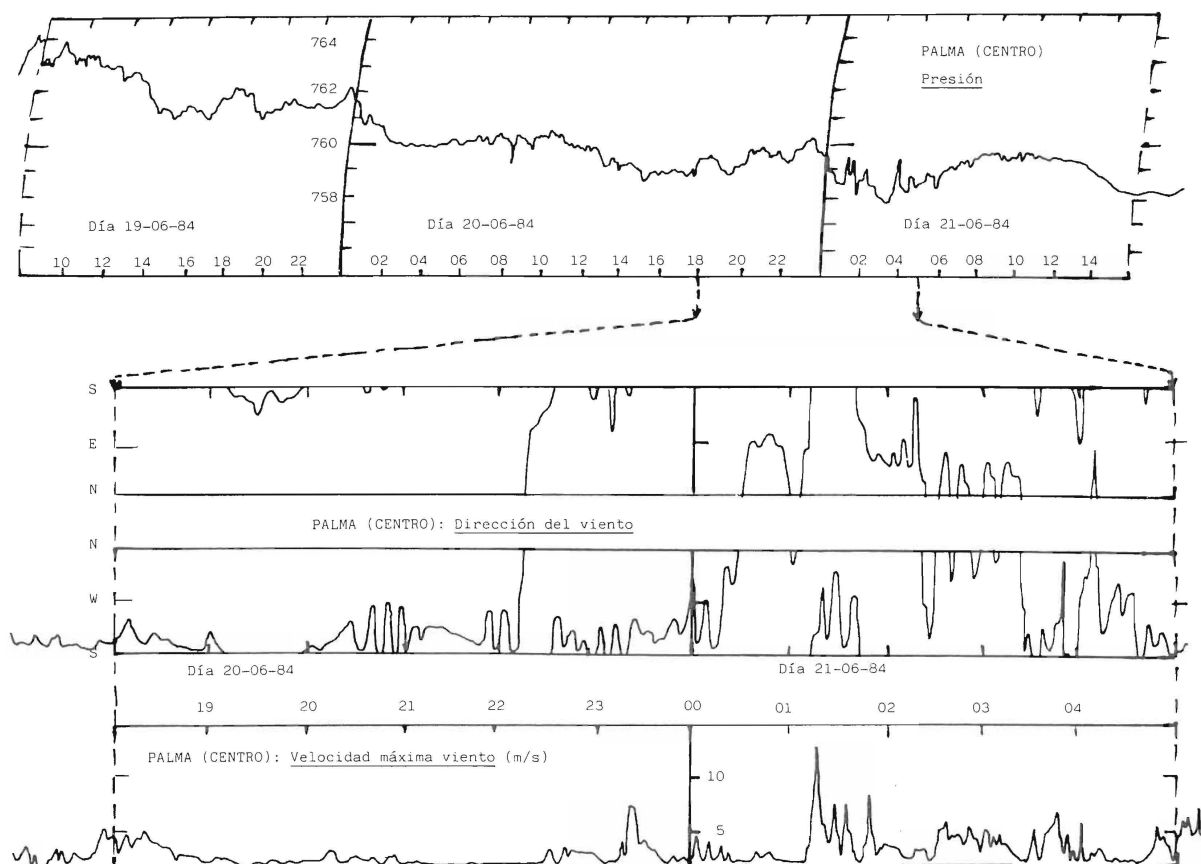


Figura 3.—Registros esquematizados del barógrafo y el anemocinómetro del observatorio anejo al Centro Meteorológico Zonal en Palma de Mallorca.

racterísticas de turbonada. En las horas anteriores a la turbonada el viento es bastante flojo en general y bastante variable en dirección, predominando el SW. No obstante, hacia las 23,30 hay rachas moderadas del SSW (7-8 m/s). En la hora inmediatamente precedente a la turbonada el viento ha rolado a NE y E flojo. Entonces salta ese golpe de viento a que nos hemos estado refiriendo, con una velocidad punta de 12,3 m/s (44 km/h), con dirección SW, alcanzada en 5 minutos, desde la calma casi total. Siguen tres o cuatro “réplicas” de menor intensidad, con 5-10 minutos de separación.

En el aeropuerto de Menorca (figura 4) se observan hechos semejantes, con cierto retraso. Durante el día 20 hay períodos con oscilaciones rápidas de presión, de poca amplitud. De madrugada hay, también, una turbonada, más fuerte que en Palma. Ocurre a las 02,30 GMT, aproximadamente. El viento, SW flojo hacia mediano-

che, ha rolado a NNW una hora antes de la turbonada. Salta, entonces, a WSW, alcanzándose, casi instantáneamente, una velocidad punta de 32 nudos (16 m/s). En el mismo momento la presión sube verticalmente casi 4 hPa. Como en Palma, se observan nuevos aumentos de presión y viento, el segundo unos cinco minutos después del primero.

En las figuras 5 a 8 se presentan *imágenes de satélite*, correspondientes al Meteosat, en banda infrarroja. Estas imágenes fueron facilitadas por A. Rivera (INM, Madrid), junto con otras no mostradas, y acompañadas de un comentario que transcribimos:

“A las 21 GMT (día 20), primeros indicios de Ac transversales a la dirección del flujo en altura sobre el Mar de Palos (imagen no mostrada).

A las 22 GMT, idem, extendiéndose hacia Mallorca (Id).

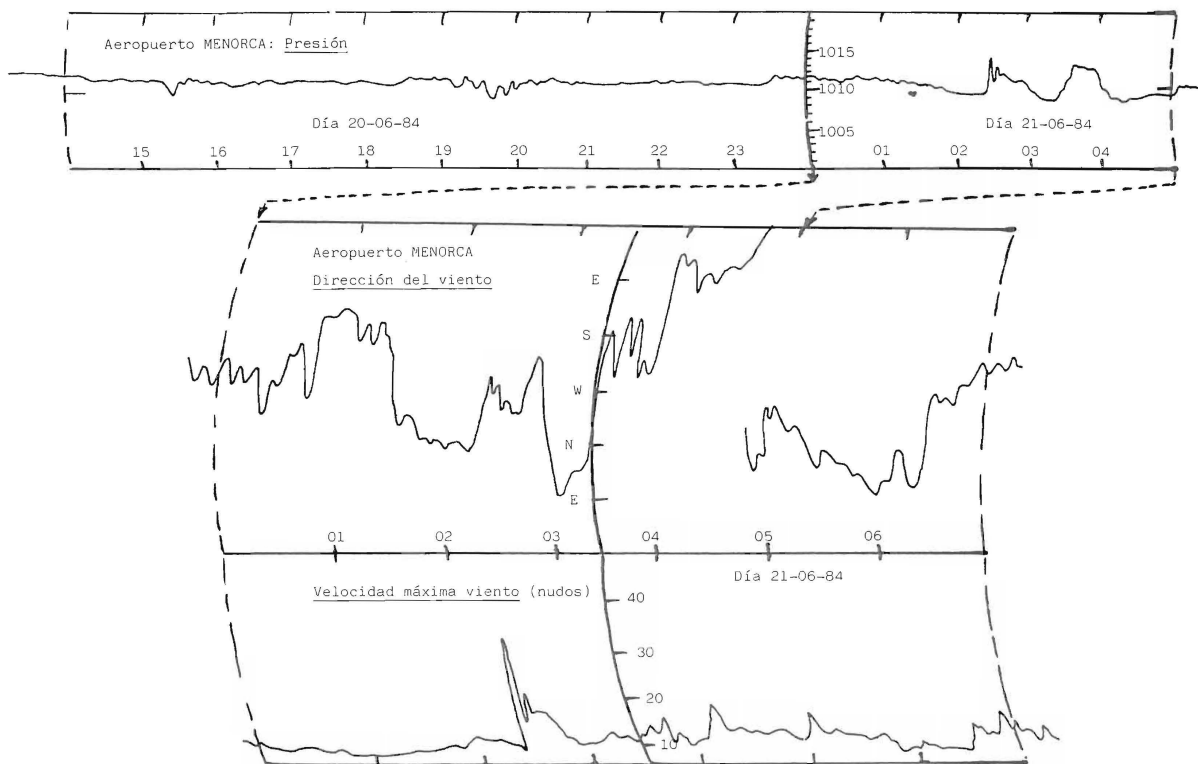


Figura 4.—Idem, para el observatorio del aeropuerto de Menorca. El registro de presión corresponde a un microbarógrafo de alta velocidad.

A las 23 GMT, idem englobando a Menorca (figura 5).

A las 00 GMT (días 21), los Ac (más bien en plan caótico) siguen extendiéndose hacia el NE de Menorca. Son bastante regulares sobre la costa murciana. Surgen algunos Cb hacia Eivissa (figura 6).

A las 01 GMT, idem, con Cb sobre Eivissa y Mallorca (figura 7).

A las 02 GMT, la “tormenta” engloba Mallorca y Menorca (figura 8).

A las 03 GMT, “tormenta” bien desarrollada sobre Menorca. Ac sobre el Mar Balear y de Pa-

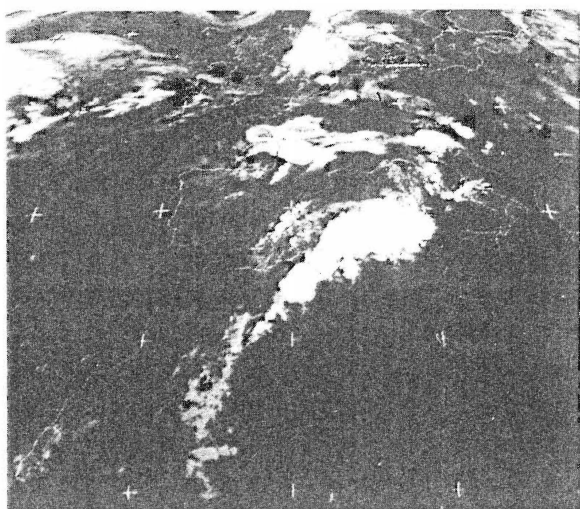


Figura 5.—Imagen Meteosat en canal infrarrojo, correspondiente a las 23,00 GMT del día 20 de junio de 1984.

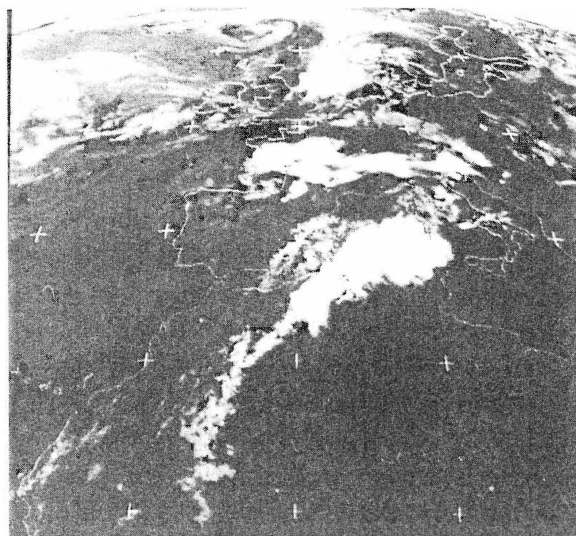


Figura 6.—Idem, 24,00 GMT, 20 de junio de 1984.

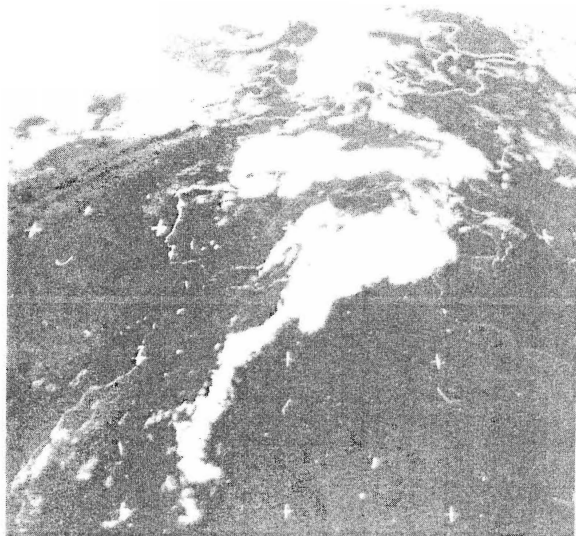


Figura 7.—Idem, 01,00 GMT, 21 de junio de 1984.

los, pero no pueden discernirse sus características (imagen no mostrada).”

Los Ac transversales deben interpretarse como manifestación de ondas gravitatorias, como hace A. Rivera en su nota.

En cuanto a las nubes de tipo convectivo, puede precisarse que a las 23 GMT (figura 5) hay varias formaciones visibles, pero todas de pequeñas dimensiones. La que aparece más potente se halla situada a unos 200 km al SW de Eivissa. La llamaremos nube *a*. Otra nube *b*, está a unos 120 kms al SSW de Eivissa.

A las 00 GMT del día 21 (figura 6) la nube *a* ha tenido un desarrollo muy importante y está a unos 120 km al SW de Eivissa. Presenta unos 40 km de diámetro. La nube *b* está centrada justo al ESE de Eivissa y ha crecido aún más rápidamente, de modo que es más extensa que la nube *a*, presentando bordes menos definidos. A las 01 GMT (figura 7) ambas nubes, *a* y *b*, aparecen en la imagen enlazadas, formando un amplio arco que engloba parcialmente Mallorca y Eivissa. Se identifican, no obstante, los dos cuerpos nubosos primitivos. El interior del arco convectivo y sus bordes aparecen libres de nubes, como si la subsidencia exterior al complejo hubiera eliminado pequeños núcleos convectivos preexistentes, así como otro tipo de nubosidad.

A las 02 GMT (figura 8) no es posible distinguir ya, los dos núcleos, apareciendo una masa nubosa compacta y potente, con bordes, eso sí, mal definidos en algunas zonas. El complejo tiene dimensiones lineales entre 100 y 200 Km. Menorca está parcialmente englobada y Mallorca, plenamente.

En la fig. 9 se representa esquemáticamente la marcha de las formaciones convectivas *a* y *b*, de acuerdo con lo que se desprende de las imágenes del satélite. En la misma figura se tienen los vientos observados en Palma, a 700 y 300 hPa (ver apartado siguiente). El movimiento de los núcleos convectivos parece seguir el viento a 300 hPa y es sólo ligeramente más lento, unos 50 nudos (90 km/h) frente a 70. Se trata de un desplazamiento muy rápido en relación a lo usual (Byers y Braham, 1949; Atkinson, 1981).

En las Baleares existe una densa *red climatológica* complementaria, cerca de 200 estaciones pluviométricas, en una extensión terrestre total de 5.000 km². Es difícil que una tormenta importante pase desapercibida por esa red, si afecta a tierra. Entre las 07 GMT del día 20 de junio de 1984 y la misma hora del día 21 no se registró precipitación importante en ninguna de las estaciones. La mayoría de ellas, o no registraron precipitación, o tuvieron lluvias inapreciables. Unas pocas —alrededor de un 10 %— midieron algunas décimas de litro por metro cuadrado. Sólo las estaciones situadas en Eivissa y Formentera

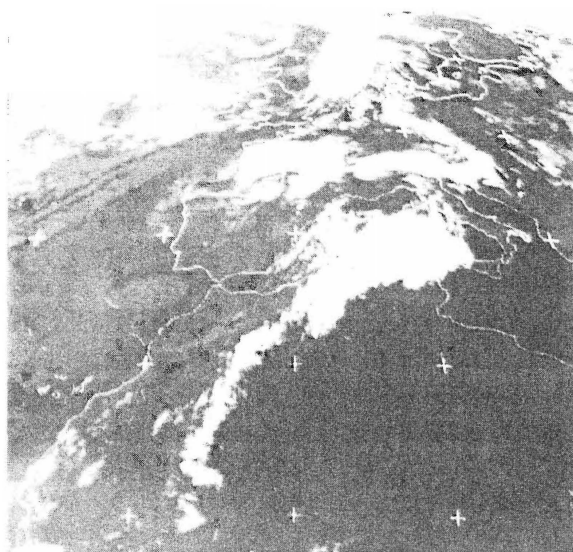


Figura 8. Idem, 02,00 GMT, 21 de junio de 1984.

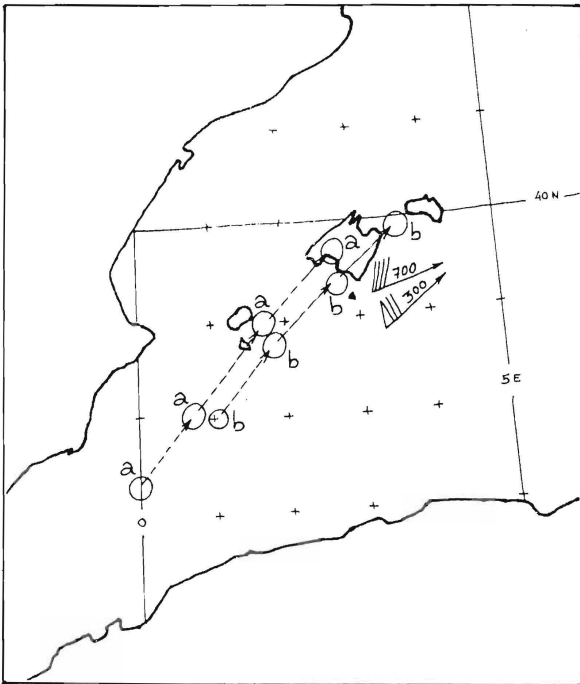


Figura 9.—Desplazamiento de las nubes convectivas identificadas, deducido de las imágenes de satélite (figs. 5 a 8). Los círculos indican la posición del centro de cada nube (a y b) en cuatro momentos sucesivos, que corresponden a las 23 y 24 GMT del día 20 y a las 01 y 02 GMT del día 21. Los vientos indicados sobre el propio mapa son los medidos por el radiosondeo de Palma (fig. 10), a 700 y 300 hPa.

registraron tormenta. Varias de ellas mencionan, en cambio, precipitación de polvo rojizo (lluvia de barro o incluso deposición seca).

4. Estructura vertical de la atmósfera

En la figura 10 se representa el sondeo termodinámico realizado en Son Bonet (Mallorca) a las 24 GMT del día 20 de junio de 1984. Se observa una delgada capa poco estable junto al suelo e inmediatamente encima una potente inversión que alcanza hasta los 900 hPa, aproximadamente. Sigue una capa casi adiabática y encima una ligera y muy delgada inversión, situada a 850 hPa. Desde ese nivel a la tropopausa la estratificación es poco estable. La distribución vertical de la estabilidad puede verse con mayor detalle en la figura 11, medida por la frecuencia de Brunt-Väisälä, N ($N^2 = (g/\theta) \cdot (\partial\theta/\partial z)$, línea a trazos).

En cuanto a humedad, es muy elevada junto al suelo, pero desciende fuertemente dentro de

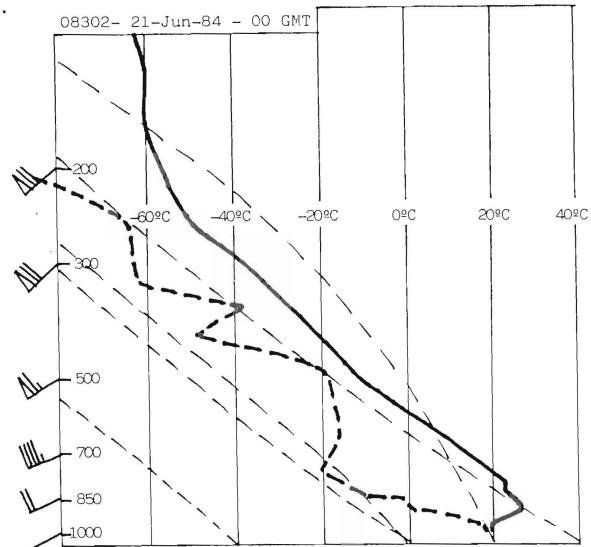


Figura 10.—Radiosondeo de Palma (Son Bonet), estación 08302, día 21 de junio de 1984 a las 00 GMT representado en un diagrama tipo Stüve. La línea llena gruesa es el gráfico t, p y la línea gruesa a trazos, la curva de puntos de rocío. Con línea a trazos fina se indican tres adiabáticas secas y dos adiabáticas saturadas.

la primera inversión y más aún en la segunda, de modo que a 750 hPa la humedad relativa es del 1%, es decir, el aire está completamente seco. Luego aumenta progresivamente la humedad, hasta un máximo relativo del 60% a unos 500 hPa.

El viento —siempre del WSW, con variación en dirección de 30° , como máximo, en toda la troposfera— aumenta gradualmente desde el suelo hasta la tropopausa, con un máximo de 76 nudos a 275 hPa. En la figura 11 puede verse la variación vertical de la cizalladura del viento, expresado en nudos/km (línea a puntos y trazos).

Por último, en la figura 11 se representa, también, la variación vertical del Número de Richardson ($Ri = N^2/(\partial u/\partial z)^2$).

5. Ondas gravitatorias

Los barogramas de Palma y aeropuerto de Menorca detectan el tipo de oscilaciones de presión generalmente asociado a la presencia de ondas gravitatorias troposféricas. Concretamente, entre las 23,30 GMT del día 20 de junio y las 02,00

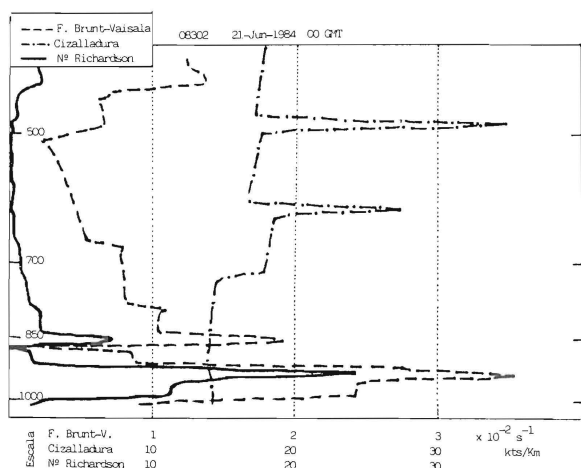


Figura 11.—Perfiles de estabilidad (frecuencia de Brunt Vaisälä), cizalladura vertical del viento y número de Richardson para la troposfera baja, obtenidos del radiosondeo de Palma (fig. 10) mediante un programa que incluye una interpolación del sondeo de 10 en 10 hPa, a partir de los “puntos notables”.

GMT del día 21, el registro del aeropuerto de Menorca muestra un tren de ondas particularmente claro. Se puede estimar una amplitud de 0,4-0,8 hPa y un período de unos 8-10 minutos para las oscilaciones de presión. El período de 10 minutos aproximadamente (ya encontrado por nosotros en otra ocasión, Ballester, Jansá y Ramis, 1982) es el más frecuentemente asociado a ondas gravitatorias detectadas mediante barógrafo, desde los estudios pioneros de Johnson, 1929 (Gossard y Hooke, 1975). Es cierto que sistemas modernos de detección (radar FM-CW, sondador acústico, etc.) detectan muchas ondas de menor período (Gossard, Hooke, 1975), pero a nosotros las ondas gravitatorias nos interesan menos en sí que en cuanto a generadores de fluctuaciones de presión y viento a nivel de superficie. En cuanto a la amplitud hay que considerarla importante, aunque no extraordinaria, en relación con los casos mencionados en la literatura (Gossard y Hooke, 1975; Atkinson, 1981). El tren de ondas más claro en Menorca aparece muy enmascarado en Palma, lo cual no significa que no exista. Otros trenes de ondas son más claros en Palma.

La presencia de Ac transversales en las imágenes de satélite es otra buena indicación de la pre-

sencia de ondas gravitatorias. Ha de tratarse, no obstante, de ondas generadas a un nivel troposférico medio alto, con amplitud suficiente y en un ambiente adecuado para que se alcance la saturación en las crestas.

Creemos que no es necesario que busquemos coherencias entre los trenes de onda detectados por satélite y los reflejados en los dos registros de presión y viento considerados. Enmascaramientos y amortiguaciones, junto con la débil resolución de la instrumentación utilizada, impiden ser concluyentes en este sentido.

Pasemos a las indicaciones presentadas por el sondeo. La inestabilidad dinámica (Gossard y Hooke, 1975) o inestabilidad de Kelvin-Helmholtz (Atkinson, 1981) pueden ser un buen mecanismo de generación de ondas gravitatorias internas. De acuerdo con la teoría buscada en modelos simplificados, dicha inestabilidad se alcanza con valores bajos de Número de Richardson, que es como decir con una cizalladura vertical del viento considerable en relación a la estabilidad estática, esto es, con una disponibilidad de energía cinética suficiente para vencer las fuerzas de gravedad durante el crecimiento de las ondas. El valor límite señalado para Ri es de 0,25. Ello es confirmado por la experiencia, con cierta matización, pues la observación ha indicado que existe generación de ondas gravitatorias del tipo que consideramos con valor de Número de Richardson algo más altos. Gedzelman y Rilly (1978) recogen una tabla en este sentido.

En nuestro sondeo se detectan valores de Ri inferiores a 0,25 en una estrecha capa situada entre la inversión principal y la secundaria (algo por debajo de 850 hPa) y también en puntos de la troposfera media, en torno a 500 hPa. En una gruesa capa entre 650 y 480 hPa hay valores bajos de Ri , en torno a 0 y 1,0. En todas estas zonas hay que esperar formación de ondas gravitatorias internas.

Para que las ondas gravitatorias troposféricas se detecten, a nivel de superficie debe haber una débil amortiguación o, mejor, una amplificación.

Para lo primero basta con que las ondas sean largas —aunque se hayan generado incluso al nivel de la corriente a chorro— o bien que se produzcan en un nivel bajo. Pero las condiciones óptimas las proporciona la presencia de una capa estable (una inversión, típicamente) situada a bajo nivel. Las ondas generadas a nivel superior al de la capa estable inducen la oscilación de dicha capa. El efecto es semejante al de la caja de resonancia de un instrumento musical en expresión de Gedzelman y Rilling, (1978). De hecho, en aquellos casos en que se han podido estudiar detenidamente trenes de ondas gravitatorias troposféricas a través de una potente señal en el suelo, han coincidido una capa inferior fuertemente estable, con viento débil, y una capa superior poco estable o inestable, con importante cizalladura vertical del viento (es decir, con bajo número de Richardson) (Gossard y Hooke, 1975).

Obsérvese que en nuestro sondeo estas condiciones se reúnen plenamente, como también ocurría en otros casos de estudio en relación con la aparición de “rissagues” (Ramis y Jansá, 1983).

6. Convección. Chorro descendente. Microfrente de “salida”

La presencia de fenómenos convectivos durante la noche del 20 al 21 de junio de 1984 y, concretamente, a la hora de los hechos que nos ocupan, parece evidente a partir de las imágenes de satélite mostradas. Por otra parte, como hemos comentado, los observatorios climatológicos de Ibiza y Formentera informaron de tormenta. Resulta un poco extraño que no se oyeran truenos en Mallorca y en Menorca, y también, que las precipitaciones fuera débiles, incluso no generales, ya que las imágenes de satélite hacen pensar, no sólo en convección, sino en convección profunda, bien desarrollada. La aparente contradicción debe resolverse a través de la distinción entre convección “severa” y convección “eficiente”, distinción típica hecha por la escuela americana (Doswell, Lemon, etc.). Los fenó-

menos convectivos de la noche del 20 al 21 de junio de 1984 fueron severos, pero no eficientes. La convección severa, relacionada con la presencia de fenómenos como granizo, trombas o tornados y vientos fuertes en superficie, está ligada, aparte de a una inestabilidad acusada, a un ambiente caracterizado por una importante cizalladura vertical del viento y por la presencia de una capa seca en la troposfera media. Estas condiciones permiten un importante grado en la organización interna de las células convectivas, favoreciendo la separación (evitando el colapso) entre la corriente descendente y la ascendente, y forzando al mismo tiempo, una aceleración importante de ambas corrientes, particularmente, de la descendente. Esto último ocurre gracias al enfriamiento, por evaporación de las gotas de agua arrastradas en la corriente descendente. Esta evaporación, favorecida por el estrato seco, enfría y, por tanto, acelera el descenso de la corriente descendente.

Una corriente descendente organizada implica una “salida” de aire a nivel del suelo. Se trata de aire frío en relación al ambiente, de modo que en la vertical de la corriente descendente existe, a nivel de superficie, una anomalía positiva de la presión (meso-alta) y el límite de la “salida” aparece como un “micro-frente frío”. Estos son hechos conocidos desde hace décadas, bien especificados, ya, a través de los resultados del proyecto “Thunderstorm” (Byers y Braham, 1949) si bien los estudios posteriores han permitido profundizar notablemente en la cuestión. Reproducimos (fig. 12) el esquema de circulación y la correspondiente distribución mesoscalar de presión en superficie para una tormenta severa, según Fujita, 1955 (Atkinson, 1981). Fujita demostró (1959) que la producción de aire frío en la corriente descendente ocurre por evaporación de la precipitación y que este enfriamiento explica correctamente la mesoalta asociada a la tormenta. La magnitud de la evaporación (y, por consiguiente, del enfriamiento y del exceso de presión en superficie), depende, por supuesto, de la cantidad de lluvia, pero lo importante no ha de ser la lluvia que cae al suelo, sino la que no lo alcanza. La relación entre evaporación (exceso de presión) y lluvia recogida en el

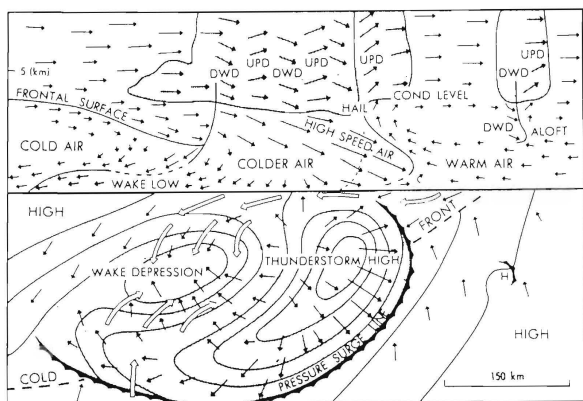


Figura 12.—Sección esquemática de una tormenta severa mostrando la alta de tormenta y la baja “de cola”. Las líneas llenas son isobaras y las flechas son vientos. Según Fujita, 1955 (de Atkinson, 1981)

suelo puede ser una medida de la severidad de la convección. Lógicamente, será más pequeña en ambientes propicios a la eficiencia (poca cizalladura y mucha humedad a todos los niveles) que en ambientes relacionados con la severidad (mucha cizalladura y potentes estratos secos). Nuestro ambiente (descrito por el sondeo de Son Bonet, Mallorca, figs. 10 y 11) es propio de la severidad. Por ello, supuesta la inestabilidad necesaria para una convección profunda, no consideramos que la escasez de precipitación observada contradiga la existencia de convección organizada.

En cuanto a la inestabilidad en sí, hemos calculado los índices de ascendencia de la partícula desde el suelo (“lifted parcel index”, LPI), el de Showalter (ascendencia de la partícula desde 850 hPa, S) y el de ascendencia desde el suelo, previa mezcla en la capa baja (“lifted index”, LI). Los valores resultantes (diferencia de temperatura entre el resultado de la evolución al alcanzarse los 500 hPa y el ambiente a ese nivel, medida por tanto, de la flotabilidad adquirida después de un levantamiento forzado) son, respectivamente.

$$LPI = -7,5 \quad ; \quad S = 4,6 \quad ; \quad LI = 3,0$$

Para el aire elevándose desde niveles bajos habría, pues, inestabilidad real (no así para el aire que se eleva desde el ambiente seco), pero resulta difícil garantizar el forzamiento necesario para alcanzarla. Quizá sea más realista pensar en una

convección iniciada en niveles medio-altos. En tales niveles, donde la humedad vuelve a ser relativamente elevada, por encima de la capa más seca, un forzamiento poco importante conduciría a la inestabilización, previa saturación, formándose la corriente descendente que, al alcanzar el estrato seco, aceleraría fuertemente, por evaporación de casi toda la lluvia, llegándose al suelo y subvirtiéndose, ya, toda la troposfera.

Hay que tener en cuenta que, de acuerdo con las imágenes de satélite, a la hora del sondeo no hay, todavía, convección sobre Mallorca, más bien lo que se identificarían serían ondas gravitatorias a diversos niveles. Precisamente pensamos que han sido las propias ondas gravitatorias las que ha degenerado en convección, colapsándose entonces, al proporcionar el forzamiento inicial necesario en las capas medio-altas.

Convirtiendo los registros temporales de presión y viento en Palma y A. de Menorca en variaciones espaciales de dichas magnitudes, asumiendo la hipótesis de una quasi-conservación temporal de las estructuras durante el desplazamiento del sistema, tendríamos la figura 13, en la que, en forma cualitativa, se tienen elementos de la distribución de presión y viento en el área Mallorca-Menorca hacia las 02,30 GMT de día 21 de junio de 1984. Con los modelos mentales de distribución mesoscalar de presión y viento en situación convectiva podremos pasar, entonces, de la figura 13 a la figura 14. No se ha dado

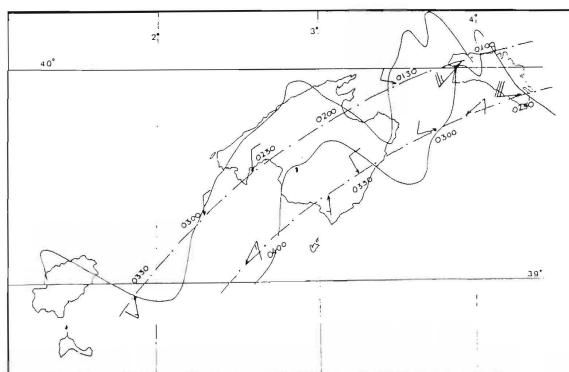


Figura 13.—Trasposición espacial de los registros temporales de presión y viento en Palma y aeropuerto de Menorca, suponiendo que las estructuras se mantienen aproximadamente invariantes en su desplazamiento.

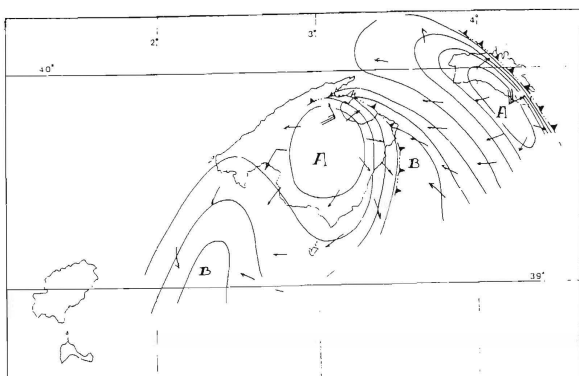


Figura 14.—Esquema mesometeorológico obtenido a partir de la fig. 13 y teniendo presente la fig. 12 como “modelo mental” para los mesosistemas convectivos. Correspondería a algún momento entre las 02,30 GMT y las 03,00 GMT del día 21 de junio de 1984.

importancia a las oscilaciones de presión y vientos secundarias, aparecidas después del “salto” o turbonada principal, considerando que pueden ser reflejo de heterogeneidades en la corriente de salida (cabén otras interpretaciones). La figura 14 será, pues, un esquema de la distribución de presión y viento hacia la hora mencionada. En ella se identificarán las meso-altas (A) correspondientes en las dos masas convectivas identificadas por el satélite, *a* y *b*, la primera sobre Menorca y la segunda sobre Mallorca. Para el diseño se ha tenido en cuenta, también, que el observatorio del puerto de Pollença (N de Mallorca) señaló el día 21 una racha máxima del SE de 45 km/h hacia las 03,00 GMT.

Pensamos que los sucesos descritos en Ciutadella, han ocurrido en torno al momento en que al micro-frente correspondiente a la célula o núcleo *a* ha alcanzado dicha localidad, hacia las 02,00 GMT. Este micro-frente, como la meso-alta correspondiente, ha ido potenciándose en su desplazamiento, al ir acumulándose el enfriamiento por evaporización, y también porque la segunda célula (*b*) está forzando el desarrollo de la primera. En todo caso, es un hecho experimental que tanto la racha de viento como la subida de presión observadas en el aeropuerto de Menorca a las 02,30 GMT han sido más intensos que los observados en Palma a 01,15 GMT. La identificación de ambos eventos como el desplazamiento de un mismo sistema móvil (con-

cretamente, el microfrente de salida de la célula convectiva *a*) es compatible con la velocidad y dirección de desplazamiento de los elementos identificables a partir de las imágenes de satélite.

7. Respuesta marina

No disponemos de un registro de marea en el puerto de Ciutadella que nos detalle la evolución real y precisa de los hechos acaecidos en la superficie marina. Tampoco ha sido elaborado un modelo numérico del funcionamiento dinámico de la masa de agua en dicha localidad y área cercana que nos permita simular su comportamiento ante un excitador externo. Debemos, pues, mantenernos en el terreno de las especulaciones más o menos razonables.

En cuanto a la respuesta del mar podemos considerar separadamente los dos tipos de perturbación mencionados, las ondas gravitatorias y el microfrente convectivo. Necesitamos revisar primero la magnitud y dimensión temporal de ambas clases de perturbación.

Las ondas gravitatorias se manifiestan a nivel de superficie en oscilaciones periódicas de presión y viento. Si se considera el viento como respuesta a la variación espacial de presión, prescindiendo del efecto de la rotación de la Tierra, tendríamos, en el caso de ondas gravitatorias, una distribución de bandas de anomalía positiva y negativa de presión, con anomalías de viento convergentes hacia las bandas de baja y divergentes de las de alta. Ambos campos no podrían mantener un carácter estacionario. Pero el caso que nos interesa es el de ondas gravitatorias móviles. Entonces la respuesta del viento a la perturbación de presión se desajusta del esquema anterior. Si *P* es la perturbación de presión, *V* es la perturbación de viento y *C* es la velocidad de fase, se tiene la relación

$$\vec{C} = \frac{1}{\rho_s} \frac{P}{|\vec{V}^2|} \vec{V}$$

(Gossard y Jooke, 1975), es decir, las máximas perturbaciones de viento viajan asociadas al

máximo y mínimo de presión y tienen la dirección de la velocidad de fase y su opuesta, respectivamente. El módulo de la perturbación de viento, por otra parte, tiende a cero al tender a infinito la velocidad de fase y viceversa. Valores típicos pueden ser longitudes de onda de 10-20 km, con períodos de 10 min, a lo que corresponden velocidades de fase de 15-30 m/s. En estas condiciones, a una perturbación de presión de 0,5 hPa de amplitud corresponden perturbaciones máximas de viento de 1,5-0,8 m/s. En la situación en que nos encontramos (fase de ondas gravitatorias) los números deben estar en el rango mencionado. Por ejemplo, en el supuesto de que las ondas sentidas fueran las generadas en la primera capa favorable, justo encima de la inversión principal, podríamos usar el modelo simplificado de Thompson (Atkinson, 1981), para obtener la velocidad de fase

$$C = U \pm \sqrt{g H (1 - \rho' / \rho)},$$

con $U \approx 10$ m/s, $H \approx 800$ m, $\rho' \approx 1,06$, $\rho \approx 1,2$, resultando $C \approx 40$ m/s.

Para un período de 8-10 min, ello nos da longitudes de onda de 20 km.

En cuanto al microfrente, los valores que deberemos manejar para las magnitudes que intervienen en el problema son 4 hPa para el cambio de presión y 15 m/s para el viento. La oscilación completa de presión y viento dura cerca de 1 hora, lo que corresponde a una dimensión lineal de 90 km, pero quizás debería considerarse sólo la principal racha de viento. Entonces el tiempo debería ser considerado corto, del orden de los 3 minutos, con una longitud característica asociada de 4-5 kms. La respuesta marina a un forzamiento atmosférico se puede expresar por

$$(W_s - W_b)_{tt} + f^2 (W_s - W_b) - Dg \nabla^2 W_s = [D \nabla^2 P_{at} - f \nabla \times \vec{\tau} - (\nabla \cdot \vec{\tau})] / \rho_0 \quad [1]$$

(Orlansky y Polinsky, 1983) (donde las W son velocidades verticales del agua, en superficie y en el fondo de la capa de mezcla; los subíndices t indican derivación temporal, f es el parámetro

de Coriolis, D el espesor de la capa de mezcla, P_a es la perturbación de presión atmosférica, $\vec{\tau}$ es el esfuerzo del viento y ρ_0 la densidad del agua). En la superficie se tiene $W_s = d\eta/dt$, siendo η la desviación de nivel con respecto al nivel cero.

El esfuerzo del viento se puede medir por

$$|\vec{\tau}| = C_D \rho_a V^2$$

donde V es la velocidad del viento, ρ_a es la densidad del aire y C_D el coeficiente de rozamiento, para el que Orlansky y Polinsky (1983) aceptan los valores dados por Hellerman.

$$C_D = 0,0008 \text{ para } V \leq 6,6 \text{ ms}^{-1}$$

$$C_D = 0,0026 \text{ para } V > 6,6 \text{ ms}^{-1}$$

Para el Mediterráneo, en junio, podemos tomar $D=20$ m para la capa de mezcla (A. Jansá y J. Jansá, 1980), de modo que, comparando los tres términos del segundo miembro de la ecuación (1) tendríamos

	Ondas gravitatorias	Microfrente
Término $D \nabla^2 P_{at}$	$\sim 0,7 \times 10^{-8}$	$\sim 10^{-7}$
Término $f \nabla \times \vec{\tau}$	$\sim 10^{-12}$	$\sim 0,5 \times 10^{-8}$
Término $(\nabla \cdot \vec{\tau})_t$	$\sim 2 \times 10_{-10}$	$\sim 2 \times 10^{-7}$

Para ondas gravitatorias "rápidas" como las nuestras, sólo es significativa la acción de las oscilaciones de presión (no ocurriría lo mismo con ondas lentas, pues entonces el viento aumenta). Para un microfrente de las características del que nos ocupa la acción del viento es más importante que la de la presión, siendo ambas al menos un orden de magnitud superiores a los efectos de la rotación terrestre. La acción del microfrente es, por otra parte, un orden de magnitud, al menos, superior a las de las ondas gravitatorias.

Podríamos ensayar una evaluación del orden de magnitud de ambas respuestas, suponiendo, para ello, que respuesta y causa presenten dimensiones espaciales y temporales del mismo orden de magnitud.

Para el caso de ondas gravitatorias ($L \approx 15$ km, $T \approx 10$ min, $D \approx 20$ m), en un supuesto sinusoidal el segundo miembro de [1] sería una onda con una altitud del orden de $0,7 \times 10^{-8} \times (2\pi)^3/\rho_0 \approx 1,7 \times 10^{-9}$ (u.M.K.S.), a lo que correspondería una respuesta con amplitud del orden de $W_0 \approx 1,7 \times 10^{-9}/(10^{-6} \times (2\pi)^2) \approx 4 \times 10^{-5}$ m/s. Es decir, el valor medio de W sería del orden de 10^{-5} , a lo que correspondería una amplitud en la oscilación del nivel del mar de $\rho_0 \approx 10^{-5}$ m/s $\times 300$ s $\approx 3 \times 10^{-3}$ m, del orden de unos milímetros.

Para el microfrente ($L \approx 5$ km, $T \approx 3$ min), supuesta, también, una forma sinusoidal (en este caso, una onda única), el segundo miembro de [1] tendría amplitud $10^{-7} \times (2\pi)^3/\rho_0 \approx 2,5 \times 10^{-8}$, de modo que la amplitud de la respuesta podría alcanzar $W_0 \approx 2,5 \times 10^{-8}/(10^{-5} \times (2\pi)^2) \approx 6,3 \times 10^{-5}$ m/s. El orden de magnitud de la oscilación inducida resulta el mismo que en el primer caso, con un valor numérico probablemente doble o triple, es decir alcanzando fácilmente algún centímetro al desplazamiento del nivel del mar.

En todo caso, lo que tenemos son ondas marinas imperceptibles, si no hay alguna causa de amplificación.

Hay dos posibilidades de amplificación, ambas por resonancia. Una consiste en que la oscilación forzada del mar se acople con la oscilación libre ("seiche") de un puerto, cala, etc. Otra, en que la ola marina inducida por la perturbación atmosférica viaje en fase con esta, acopladas durante un intervalo de tiempo significativamente largo. En ambos casos la amplitud de la perturbación marina crecería indefinidamente, estando sólo limitada, prácticamente, por rozamiento y por el tiempo de acoplamiento.

Consideremos la primera posibilidad, como hemos hecho anteriormente (A. y J. Jansá, 1980; Ramis y Jansá, 1983). Cuando una perturbación ondulatoria en mar abierto de amplitud a y número de ondas k , alcanza el umbral de una plataforma o de un canal de anchura y profundidad

uniformes, entonces su amplitud a lo largo de x , tomado x hacia el citado umbral, desde el límite de la plataforma o canal ($x = 0$), resulta (Defant 1925, a través de Neumann y Pierson, 1966)

$$\eta = \frac{a \cos kx}{\cos kL} \quad [2]$$

siendo L la dimensión lineal de la plataforma o canal, tomada en la dirección x .

Cuanto más se aproxima kL a $(n + 1/2) \pi$ ($n = 0, 1, 2, \dots$) mayor es la amplitud en cada punto del canal o plataforma, creciendo, además, éste desde el umbral ($x = L$) al límite ($x = 0$). La condición

$$kL = (n + 1/2)\pi \quad (n = 0, 1, 2, \dots) \quad [3]$$

daría amplitud infinita al fondo del canal o plataforma, después de un número suficiente de oscilaciones (Fig. 15).

En la figura 16 pueden verse los perfiles topográficos del canal de Menorca (arriba) y del puerto de Ciutadella (abajo). En el primer caso tenemos una plataforma, bastante bien definida para algunas direcciones, aunque poco para otras. En el segundo, se trata de un canal "per-

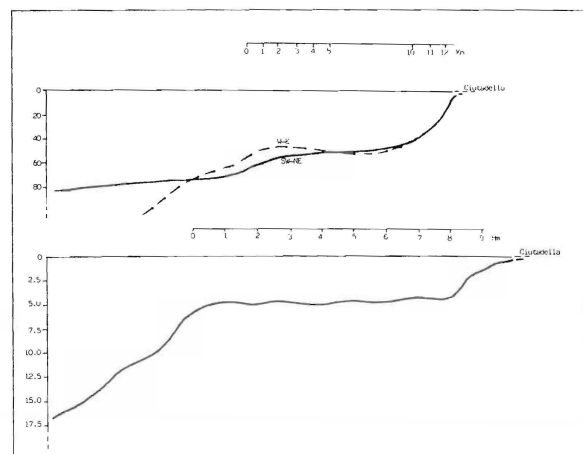


Figura 15.—Cuatro fases de la co-oscilación de una plataforma (canal o puerto) en respuesta a una excitación externa armónica. La línea llena indica el nivel actual del mar y la línea a trazos, el nivel medio. Las flechas indican la dirección de la corriente marina. (Según Sverdrup, 1942. De Neumann y Pierson, 1966).

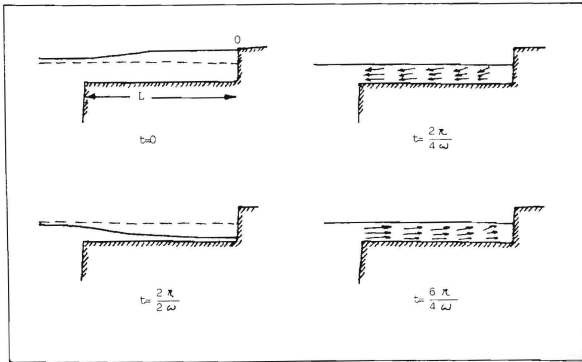


Figura 16.—Perfiles de la topografía submarina del canal de Menorca (arriba), en una dirección W-E y en una dirección SW-NE, pasando ambas por el puerto de Ciutadella, y de la entrada en interior de dicho puerto (abajo), a lo largo de su eje. La escala de profundidades se expresa en ordenadas, en metros.

fecto”, con un umbral y un final muy definidos y una profundidad muy uniforme. También la anchura es muy uniforme. A los movimientos marinos que nos ocupan les son de aplicación las “ecuaciones de aguas someras”. Se trata de “ondas largas”, a las que corresponde una velocidad de fase, en el supuesto de mar verticalmente homogéneo,

$$C = \sqrt{gH}, \quad (H = \text{profundidad})$$

(Pierson y Neumann, 1966, Gill, 1982, etc.).

Entonces la condición [3] se puede escribir

$$\omega L = (n + 1/2)\pi C, \quad \omega L = (n + 1/2)\pi \sqrt{gH}$$

o bien,

$$T = \frac{2L}{(n + 1/2)C} = \frac{2L}{(n + 1/2)\sqrt{gH}}$$

que, para el armónico fundamental ($n = 0$) es la fórmula de Merian.

$$T = \frac{4L}{\sqrt{gH}}$$

que da el período de oscilación libre o “seiche” de una plataforma, bahía, canal, etcétera.

Suponiendo aceptable la simplificación presentada para la plataforma del canal de Menorca, frente a Ciutadella, tomando $L = 11$ km, $H = 50$ metros, tendríamos $T = 33$ min como armó-

nico fundamental y llamamos la atención sobre el segundo y tercer armónicos ($n = 2,3$) cuyos períodos son 11 min y 6,6 min, cercanos al de las ondas gravitatorias (8-10 min). Podríamos tener, pues, una amplificación de la respuesta marina a las ondas gravitatorias atmosféricas en la boca del puerto de Ciutadella, como efecto de la plataforma exterior a dicho puerto.

Estas oscilaciones amplificadas podrán, a su vez, ser nuevamente aumentadas en el interior del puerto. A éste (unos 900 metros de longitud con una profundidad de 5 metros) corresponde un período fundamental de 8,6 min, sensiblemente coincidente con el período de las ondas gravitatorias y cercano al de las ondas libres de plataforma.

Podemos pensar en una única amplificación, muy efectiva, para la respuesta a ondas gravitatorias atmosféricas de 8-9 minutos de período, o en una doble amplificación, en conjunto también importante, para ondas gravitatorias atmosféricas de frecuencia en un rango más amplio, 6 a 15 minutos, por ejemplo. En cada episodio real probablemente hay superposición de efectos, con interferencias constructoras y destructoras y, por tanto, grandes fluctuaciones de nivel marino en el puerto, junto con períodos de relativa calma. Todo ello, si las ondas gravitatorias están establecidas durante un tiempo significativamente largo, pongamos si existe un tren de 10-20 ondas. Una vez forzadas las “seiches” del puerto, de la plataforma, o de ambas, éstas continuarán, amortiguándose lentamente, durante cierto tiempo. Ello permite que también puedan darse grandes efectos con varios paquetes de pocas ondas separados por espacios de calma. Incluso una perturbación solitaria podría amplificarse si previamente hubiera habido períodos de oscilación acoplada.

Un análisis del factor de amplificación incluido en [2] ($1/\cos kL$) nos indica que con desajustes entre el período de la perturbación excitadora y el propio del canal, etc., del $\pm 5\%$ todavía la perturbación se amplifica en un factor superior a 10, en un orden de magnitud o más.

Pasemos al segundo camino de amplificación por resonancia. Si la respuesta marina acompaña a la causa atmosférica en su desplazamiento, la primera tiende a crecer.

Una forma de expresar la respuesta marina a forzamientos atmosféricos suponiendo un océano barotrópico homogéneo, sin tener en cuenta los efectos de la estratificación, es presentada por Gill (1982) para tratar problemas semejantes a los que nos ocupan:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} - \frac{1}{gH} \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \eta = F$$

$$\frac{\partial F}{\partial t} = \frac{1}{gH} \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \left(\frac{\partial \eta_a}{\partial t} \right) + \frac{1}{\rho_0 g H} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) + \frac{f}{\rho_0 g H} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad [4]$$

siendo τ_x y τ_y las componentes del esfuerzo del viento, η_a la desviación del nivel de superficie debido a la variación de presión atmosférica, H la profundidad del mar.

Prescindiremos de las variaciones en y y, para simplificar, en el segundo miembro de la segunda ecuación de [4] nos quedaremos sólo con el segundo término

Siguiendo a Gill (1982) aplicamos el cambio de variable $\xi = x - Ut$ siendo U la velocidad de desplazamiento de la perturbación atmosférica, lo que supone tomar ejes móviles con dicha perturbación. Entonces [4] se transforman en

$$-\left(\frac{U^2}{C^2} - 1 \right) \frac{\partial^2}{\partial \xi^2} - \frac{f^2}{C^2} \eta = \frac{1}{\rho_0 C^2} \frac{\partial \tau_x}{\partial \xi} \quad [5]$$

donde $C (= \sqrt{gH})$ es la velocidad de fase de las ondas oceánicas largas, es decir, de la respuesta marina.

No hemos prescindido aquí del término en f^2 porque nos interesa considerar una situación en la cual U y c tienen valores cercanos. Si se admite para el segundo miembro de [5] (acción atmosférica) una forma opuesta a la indicada por

la parte b) de la figura 17, entonces a), b) y c) en dicha figura son tres posibles respuestas marinas a la acción atmosférica. Si $U < c$ entonces la respuesta tiene una forma semejante (pero opuesta) a la acción, pero se suaviza y gana extensión. Si $U = c$, la respuesta y la acción tienen la misma forma, aunque de signos contrarios. Si $U > c$ se generan ondas a "sotavento". En este último caso, fuera de la zona afectada por la perturbación atmosférica rige la ecuación

$$\left(\frac{U^2}{c^2} - 1 \right) \frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi^2} + \frac{f^2}{c^2} \eta = 0$$

cuya solución es ondulatoria, con número de ondas igual a k_f ,

$$k_f^2 = f^2 / (U^2 - c^2) \quad [6]$$

Para tener longitudes de onda de una decena de kilómetros como máximo, U y c han de ser prácticamente iguales. Entonces se formarían las ondas a sotavento y, además, con una amplitud que tendería a ser infinita. A esto último se debe llegar acoplando la solución de [5] dentro y fuera de la zona de perturbación atmosférica (Gill, 1982). Este es el tipo segundo de resonancia a que nos referíamos.

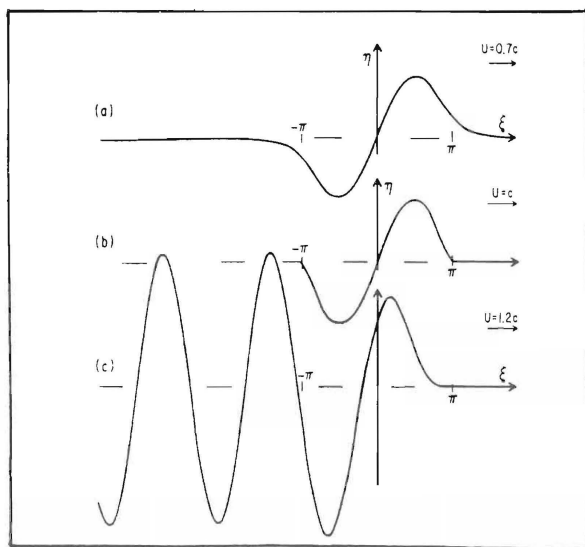


Figura 17.—Respuesta oceánica a una perturbación atmosférica singular móvil, η representa el nivel del mar, U la velocidad de la perturbación y c la de la respuesta (De Gill, 1982).

En nuestro caso, ha podido ocurrir este fenómeno al paso del microfrente por el canal de Menorca. Asemejaríamos la “racha solitaria” al bucle positivo de una senoide (o a una campana de Gauss, si se quiere), de modo que expresaríamos el viento por la expresión

$$V = V_o \text{ sen } k\xi \text{ para } 0 < k\xi < \pi, \\ V = 0 \text{ en caso contrario,}$$

de modo que el esfuerzo del viento (τ_x) sería (sin considerar el efecto de la rotación terrestre)

$$\tau_x = C_D \rho_a V_o^2 \text{ sen}^2 k\xi \text{ para } 0 < k\xi < \pi, \\ \tau_x = 0 \text{ en caso contrario,}$$

de donde, $\tau_x / \rho_a V_o^2 = C_D \text{ sen}^2 k\xi$ para $0 < k\xi < \pi$.

En este intervalo el segundo miembro de [5] es, pues, una senoide completa, a la que correspondería una respuesta como b), figura 17, para el caso $U = c$. Manteniéndose esta condición de un modo estacionario obtendríamos una respuesta enorme, ya que la amplitud debería ser

$$\eta_o = \frac{C_D \rho_a V_o^2}{\rho_o f^2}$$

del orden de 10 m para $V_o = 1$ m/s y del orden de 10^5 m para $V_o = 10$ m/s. Es imposible que tales condiciones se hayan dado exactamente y durante largo tiempo, pero es posible pensar que se han dado aproximadamente durante un tiempo apreciable y muy aproximadamente durante un tiempo muy corto.

Si aceptamos que el microfrente avanza a 90 km/h, es decir, a 25 m/s, podemos ir al mapa batimétrico del canal de Menorca (fig. 1-B) o al perfil de la figura 16 para calcular valores de $C = \sqrt{gH}$ y comparar. A 80 metros de profundidad corresponde $c = 28$ m/s; a 70 m, 26 m/s; a 60 m, 24 m/s; a 50 m, 22 m/s. Es decir, aparte de lo que haya ocurrido antes, viajando el microfrente sobre el canal en su zona más profunda es $U < c$, pero debe haber algún lugar —sobre las profundidades 70, 60, quizás 50 metros (téngase en cuenta que el valor de U que estamos dando

es sólo una aproximación)— en que se tiende a igualar U y c , creciendo la respuesta. Este crecimiento, un crecimiento significativamente rápido, debe durar tal vez un minuto, tal vez varios (si U es más aproximadamente 23 que 25 m/s). Irremediamente llega un momento (a 15, 10, tal vez 5 km de Ciutadella) en que c decrece en relación a U . En el momento preciso hay que pensar que una onda de sotavento de considerable amplitud se empieza a separar de la onda forzada que continúa viajando con el microfrente, con amplitud decreciente. La distancia es suficientemente corta para pensar que las dos lleguen bastante seguidas, sin apenas deshacerse el esquema c) de la figura 17.

Al puerto de Ciutadella habría entrado la racha de viento junto con una elevación suave del nivel del mar. Inmediatamente llegaría un fuerte descenso de nivel y luego la elevación importante. Para que éstos últimos movimientos se hayan sentido, como se sintieron, con tal intensidad, en todo el puerto, particularmente en su fondo, es necesario que la onda entrante, la onda de sotavento formada (suponemos que única o prácticamente única), presentara un período cercano al de oscilación libre, “seiche”, del puerto (el tiempo que requiere el vaciado debería ser semejante al tiempo que dura el descenso de nivel y viceversa). No es difícil que así haya sido, ya que si para la perturbación atmosférica hemos supuesto una dimensión lineal de 5 km y tenemos en cuenta que en el momento en que se genera la onda de sotavento, ésta tiende a ser mayor (para $U = 25$ m/s y $c = 24,999$, resulta una longitud de onda de 14 km, según [6]), tendríamos un período sensiblemente mayor que 3 min, fácilmente los 8-9 min óptimos (que corresponden a 12-13 km de longitud de onda, en su generación). Hay que tener en cuenta, también, que la onda postfrontal, al alcanzar la rampa submarina de entrada al puerto va frenando su velocidad, acortándose y ganando altura (el conocido efecto sobre los *tsunamis* acercándose a la costa). En estas condiciones vemos, además, que el perfil de la ola se encrespa, ya que su parte alta avanza más rápida que su parte baja (Kinsman, 1966). En el supuesto de que no se disipara energía, teniendo en cuenta que la densidad

de energía de una ola es proporcional a η_0^2 , con una pérdida de velocidad del 50 %, como la que se tiene entre la isobata de 40 metros y la de 10 m, la ola habría ganado un 40 % de altura, aproximadamente. Dentro del puerto, por otra parte, con una profundidad media de 5 m, podría apreciarse el encrestamiento si la ola tenía las dimensiones descritas. Entre la cresta y el seno podría haber una diferencia de velocidad de 2 m/s, sobre 7 m/s. Hasta aquí, hay motivos suficientes para pensar en una gran perturbación en el nivel del puerto de Ciutadella motivada por el microfrente convectivo. Pero puede pensarse, además, que el puerto no estaba en reposo cuando llegó esta perturbación. Horas antes había habido un episodio de ondas gravitatorias que habría excitado las "rissagues", la "seiche" del puerto. Al llegar la perturbación éste, el puerto, debía seguir oscilando, si bien débilmente. De hecho, se habla en los testimonios, de un "ligero movimiento" de las aguas. La perturbación ligada al microfrente habría entrado en resonancia —aproximada— con esa perturbación previa.

8. El servicio experimental de predicción de "rissagues". Otros episodios de oscilación excepcional

Aparte del caso que nos ha ocupado básicamente, en el puerto de Ciutadella se presentan ocasionalmente oscilaciones de nivel del mar de magnitud excepcional, dos-tres metros.

Nosotros hemos estudiado alguno de ellos, como el de 1975 y el de 1981, éste último con más detalle (Ballester, Jansá y Ramis, 1982); (Ramis y Jansá, 1983). En éste, el tren de ondas detectado por microbarógrafo era espléndido, largo y muy uniforme. Las condiciones de resonancia corresponderían al primer tipo descrito con mucha garantía. Habría sido una amplificación progresiva y finalmente muy importante.

Como consecuencia de la catástrofe de 1984 y la subsiguiente sensibilización del pueblo y de las autoridades, el Centro Meteorológico Zonal de Palma, considerando los avances en la investigación realizada hasta la fecha, decidió aceptar el

reto de un "servicio experimental" para la predicción de las "rissagues" en Ciutadella. el servicio funcionó por primera vez en el verano de 1985, durante el cual los casos de "rissaga" habidos han podido ser seguidos con mucha atención, habiendo sido anticipados en bastantes ocasiones. Del 25 de mayo al 30 de septiembre, período cubierto por el "servicio", fueron observados ocho períodos de "rissaga" en Ciutadella, incluyendo un episodio "fuerte" —hacia las 20 GMT del 3 de julio, con 3 metros de oscilación del nivel del mar— y cinco "moderados", con oscilación del orden de 1 metro. Sólo una de las "rissagues" observadas no fue anticipada por un aviso de riesgo. Los avisos se basaron en el estudio de la situación meteorológica sinóptica, de las imágenes de satélite y de los barogramas. Consideramos muy brevemente tres de los casos bien entendido que todos ellos merecían un estudio en profundidad, que aplazamos para otra ocasión.

El caso del 14 de junio de 1985. Durante este episodio fue observado un elemento singular, una perturbación mesometeorológica individual, lo que, en cierto modo, recordaba el grave caso de 1984. El marco meteorológico era "de rissaga" (de acuerdo con la descripción sinóptica del apartado 2, de Ramis y Jansá, 1983). Durante la noche del 13 al 14 se habían presentado oscilaciones de presión típicas de ondas gravitatorias y el mar en Ciutadella había empezado a oscilar con escasa amplitud. A las 07,30 GMT se observó en Palma un marcado ángulo —bajada/subida— en el barograma, acompañado de un cambio de viento. En la imagen de satélite (Meteosat, IR) se identificó una banda nubosa rectilínea emergiendo de nubes más bajas. Pudo ser observado que tal banda era identificable en alguna imagen anterior y se mantenía visible en la imagen de las 08,00 GMT. Considerando que el sistema podía conservar su organización todavía algún tiempo y que podía repercutir sobre las "rissagues" como "perturbación singular", en un modo semejante al "microfrente" identificado en el caso de junio de 1984, se dio aviso a Ciutadella de que entre 09,00 y 09,30 podría haber alguna oscilación importante de nivel del mar. Así

fue. hacia las 09,00 GMT se produjo una oscilación de 1,10 metros de amplitud, singular, destacando sobre las “rissagues” previas de 30-40-50 cm de amplitud.

En la figura 18 se puede ver esquemáticamente el desplazamiento de la banda nubosa observada. Véase que era rápido, del orden de 70 km/h (20 m/s), que es la velocidad de las ondas marinas largas sobre una profundidad entre 40 y 45 metros.

La perturbación singular, en este caso, no parece de tipo convectivo, sin que podría ser una onda gravitatoria singularmente intensa imbuida en una situación de ondas gravitatorias, pero con personalidad propia. Ondas gravitatorias singulares son descritas, por ejemplo, en Pecnick y Young (1984).

El caso del 3 de julio de 1985. En este episodio la situación favorable a las “rissagues” duró varios días, como había ocurrido en 1984. Pero sólo ocasionalmente se observaron trenes de ondas gravitatorias. La respuesta marina en Ciutadella resultó moderadamente amplia en la madrugada del día 3 (oscilaciones del orden de 1 metro de amplitud). Luego se amortiguaron hasta resultar

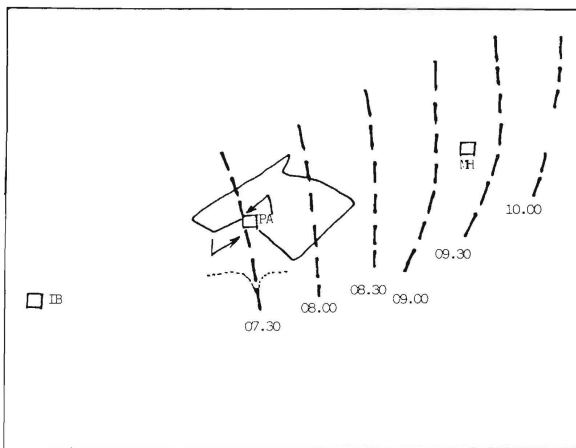


Figura 18.—Esquema del archipiélago Balear, mostrando las posiciones sucesivas de la línea nubosa (trazos gruesos) a cuyo paso acompañaba un marcado “gancho” de presión (línea de puntos) y un cambio de viento. Se construyó sobre una transparencia aplicada a la pantalla de la estación receptora de satélites meteorológicos del Centro Meteorológico de Palma. Las horas indicadas son GMT, del día 14 de junio de 1985.

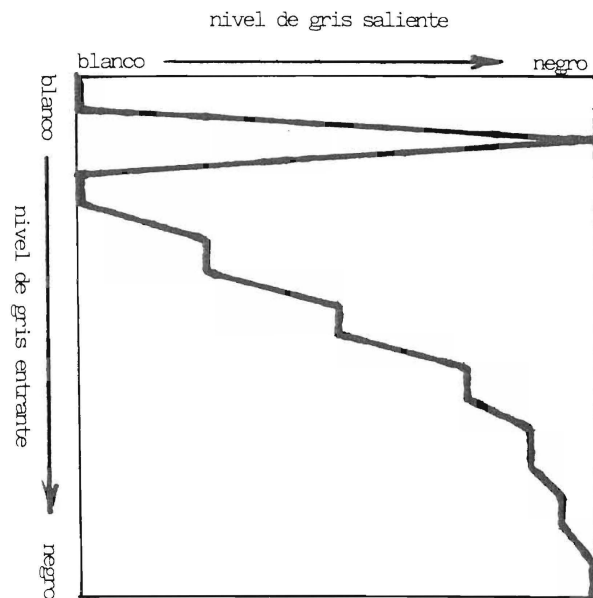
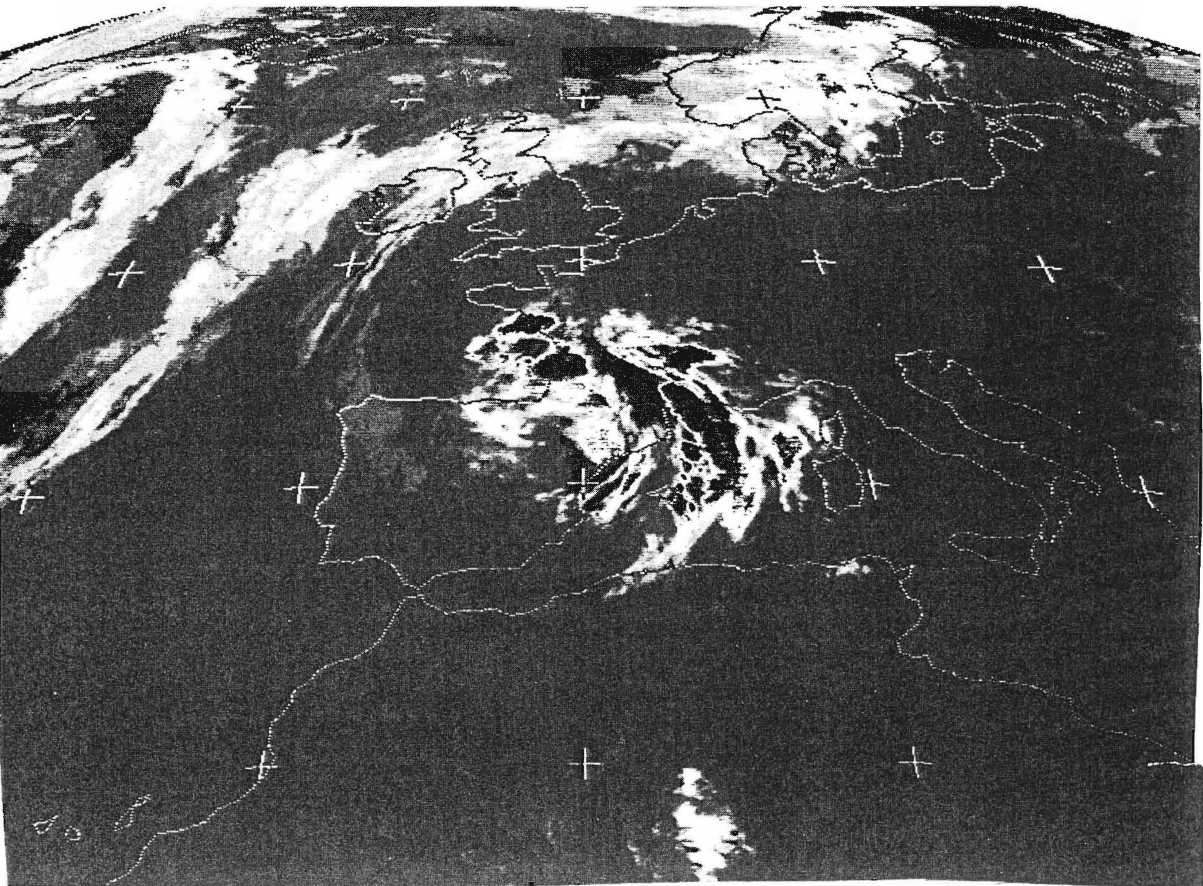
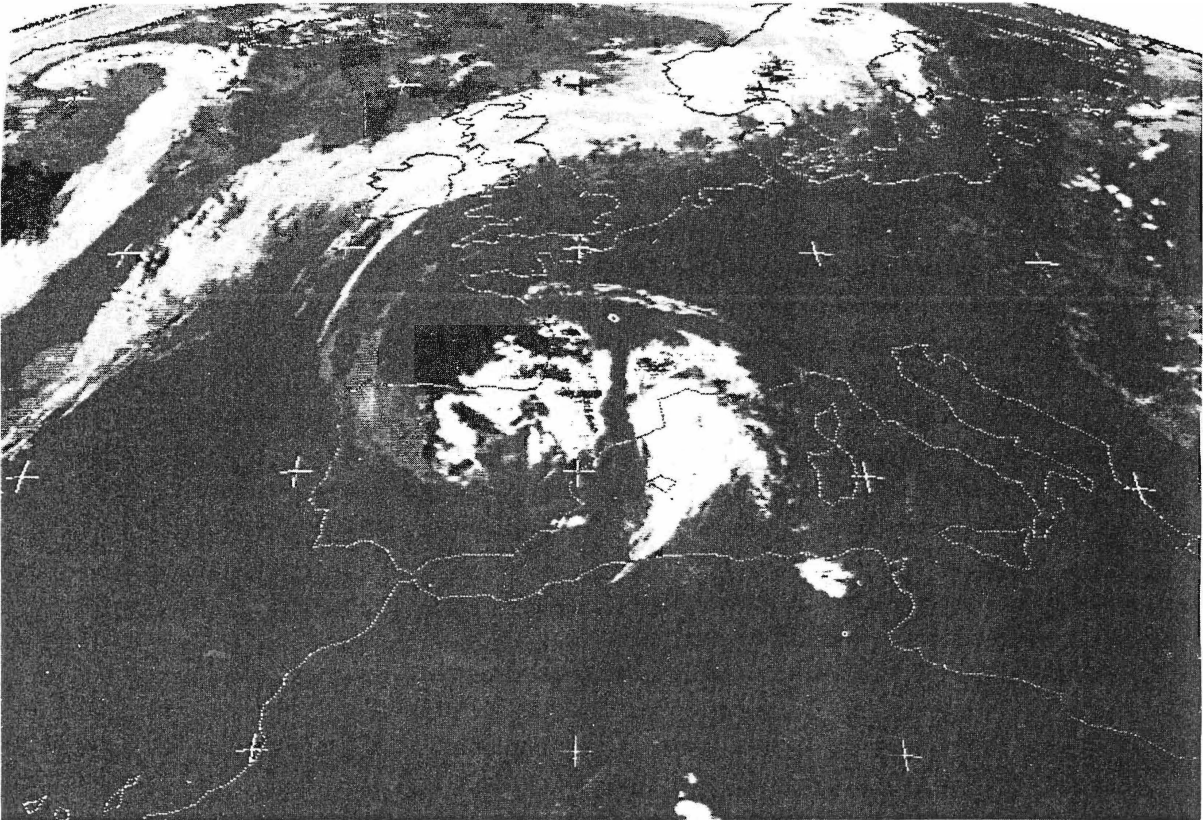


Figura 19.—Rotura de una circulación estratificada, ligeramente ondulada, en circulaciones convectivas. Las imágenes de satélite corresponden a las 18,00 GMT (fig. 19-A) y a las 21,00 GMT (fig. 19-B) del día 3 de julio de 1985. En el puerto de Ciutadella se observaron oscilaciones de nivel del mar, con una amplitud máxima hacia las 20,00 GMT de 3 metros. La imagen se presenta con la función de realce que se esquematiza en la fig. 19-C, debida a L. Ceda (Centro Meteorológico de Valencia). Se trata de imágenes Meteosat IR recibidas en el Centro Meteorológico de Palma.

casi imperceptibles los cambios de nivel (10-20 cm de amplitud). Hacia las 19,30 horas GMT empezó a crecer la amplitud de los movimientos marinos y hacia las 20,00 se presentó una oscilación (bajada/subida) de 3 metros de amplitud. Hubo inundación de locales, varios coches fueron desplazados por las aguas y algunas embarcaciones sufrieron algunos desperfectos. Quizás las medidas tomadas por las autoridades de Marina —redistribución y evacuación de embarcaciones—, alertados por los avisos de riesgo, contribuyeron a evitar daños mayores. En las imágenes infrarrojas de Meteosat (fig. 19) correspondiente a las 18 ha “roto” en formaciones convectivas a las 21.



El caso del 5 de agosto de 1985. No pudo ser anticipado este episodio. La situación general se apartaba bastante de la típica de “rissagues” durante el día 5. Una vaguada fría avanzaba hacia el Mediterráneo desde el NW. A primeras horas de la noche, con fuertes vientos del SW en altura, sobre Baleares y el Golfo de León, se apreciaron oscilaciones de presión, respondiendo el mar en Ciutadella con cambios de nivel que superaron el metro de amplitud. Hubo inundación parcial de algunos muelles, sin daños. Pero en el sur de Francia en la Provenza, el mar subió repentinamente, invadiendo una notable extensión de tierra y arrasando “campings” (según informaciones de prensa).

9. Conclusiones

El estudio del caso de “rissaga” del 21 de junio de 1984, catastrófico en el puerto de Ciutadella, y la consideración de otros casos observados en 1985, nos lleva a las siguientes conclusiones respecto a la cuestión.

— Hay dos tipos de perturbación atmosférica mesoscalar capaces de generar respuestas marinas susceptibles de amplificación en determinadas configuraciones costeras. Estas son los trenes de ondas gravitatorias troposféricas y las perturbaciones individuales, que, a su vez, pueden ser microfrentes de origen convectivo u ondas gravitatorias singulares. El tipo gravitatorio y el tipo convectivo no deben ser considerados excluyentes más que local e instantáneamente. En un ámbito temporal duradero (uno o varios días) y espacial amplio (la cuenca occidental del Mediterráneo, por ejemplo) ambos tipos pueden coexistir y de hecho se potencian mutuamente, siendo posible la generación de perturbaciones convectivas por ondas gravitatorias y viceversa.

— En cuanto a estructura vertical de la atmósfera, existe un modelo único, establecido el cual ambos tipos de perturbación, gravitatorio y convectivo, puede traducirse en cambios meteorológicos en superficie susceptibles de provocar una respuesta marina significativa. Se trata de la

superposición de una capa estable —una inversión, típicamente— y una capa poco estable, en la que existe, además fuerte cizalladura vertical del viento. La segunda está situada encima de la primera. En ella, en la capa poco estable, habrá ordinariamente un estrato muy seco, justo encima de la capa estable o inversión. Estas condiciones permiten a) la generación de ondas gravitatorias en la capa poco estable, eficazmente transmitidas, incluso amplificadas, por la capa estable al nivel del suelo, donde se producirán oscilaciones sensibles de presión y viento, b) cuando el forzamiento vertical en la capa poco estable sea suficientemente amplio podrá iniciarse una actividad convectiva que, gracias a la cizalladura —favoreciendo la organización interna de la convección— y gracias a la aceleración de la corriente descendente por evaporación de precipitación en el estrato seco, podrá ser “severa”, aunque “ineficiente”, lo que favorece la aparición de potentes mesosistemas de presión y microfrentes de turbonada al nivel de la superficie.

— El modelo de estructura vertical descrito tiende a establecerse ineludiblemente cuando en el verano mediterráneo se dan las circunstancias macrometeorológicas descritas en trabajos anteriores, esto es, la presencia en altura de la borrasca fría sobre la Península Ibérica o proximidades, con advección cálida fuerte sobre el Mediterráneo occidental desde un nivel de 900-800 hPa hacia arriba.

— Hay dos mecanismos de amplificación de la respuesta oceánica al forzamiento mesometeorológico, ambos debidos a un tipo de resonancia. Los dos pueden actuar de un modo convergente. a) Una oscilación periódica es amplificada sobre una plataforma, o en el interior de una bahía o canal, en un factor que tiende a infinito cuando el período propio de la oscilación libre del sistema (o “seiche”) se aproxima al período del excitador. b) Cuando una perturbación atmosférica singular alcanza y rebasa la velocidad de fase de su respuesta marina se generan ondas “a sotavento” que tienden, momentáneamente, a adquirir amplitud infinita.

— Para las perturbaciones atmosféricas consideradas, trenes de ondas gravitatorias y perturbaciones singulares del tipo onda gravitatoria solitaria excepcional o microfrente convectivo, hay unos tipos de configuración costera óptimos para una amplificación espectacular de la respuesta. En el primer caso, un sistema —bahía, canal, etc.— con período propio de oscilación semejante al típico de las ondas gravitatorias ordinariamente sentidas a nivel del suelo, que es del orden de los 10 minutos. Este es el caso del puerto de Ciutadella, cuyo período propio es de unos 8,6 minutos. En el segundo caso, la presencia de una plataforma costera con profundidad entre 100 y 30 metros es la adecuada, ya que las velocidades de propagación correspondientes para una perturbación marina son del mismo rango que las de desplazamiento de la posible acción atmosférica generadora, 15 a 30 m/s. Ello se da óptimamente en el canal de Menorca frente a Ciutadella, donde hay importantes extensiones submarinas situadas entre 40 y 80 metros de profundidad.

Agradecimientos

Con nuestro compañero el Dr. C. Ramis (INM, Palma) mantenemos continuas discusiones respecto del tema de las “rissagues” y para el estudio del caso de junio de 1984 me ayudó a obtener información de diversas clases. También hemos mantenido conversaciones interesantes con los oceanógrafos del Instituto Español de Oceanografía, particularmente con el Sr. Durán.

Debemos agradecimiento al Dr. R. E. López (NOAA, USA) por su espléndido curso sobre mesometeorología de la convección dado en la sede del INM en Madrid, en el que tuvimos oportunidad de participar, y por sus observaciones respecto de la situación meteorológica del día 21 de junio de 1984, hechas durante su visita al Centro Meteorológico de Palma, en diciembre de 1984.

Al Sr. A. Rivera (INM, Madrid), que proporcionó las imágenes de satélite correspondientes

a la noche del 20 al 21 de junio de 1984, cuando todavía no había estación en nuestro Centro, y a las autoridades del INM, particularmente al Sr. Tapia, ex-subdirector de predicción, al director general y dirección actuales y al jefe del Centro Meteorológico por haber alentado y hecho posible la investigación sobre las “rissagues” y la entrada en operación del “servicio experimental de predicción”.

Por estas últimas razones deseamos también expresar agradecimiento a las autoridades municipales de Ciutadella y al Consell Insular de Menorca.

Un agradecimiento especial debe ser dirigido al Sr. J. Seguí, celador del puerto de Ciutadella, estrecho colaborador nuestro en la campaña de “rissagues” de 1985, así como al jefe y personal de la oficina meteorológica del aeropuerto de Menorca, que mantiene en operación un microbarógrafo para cubrir nuestras necesidades de observación y nos mantiene puntualmente informados de los acontecimientos mesometeorológicos.

Y, aunque la lista de agradecimientos sea incompleta, permítasenos cerrarla con el que debemos a los periodistas de Baleares por su cobertura del tema de las “rissagues” y las investigaciones al respecto y particularmente al Sr. J. J. Pons Fraga de Ciutadella por habernos facilitado las fotografías que presentamos de las consecuencias de la catástrofe de junio de 1984.

Bibliografía

- ATKINSON, B. W. (1981): “Mesoscale Atmospheric Circulations”, *Academic Press*, 495 pp.
- BALLESTER, M.; JANSÁ, A. y RAMIS, C. (1982): “Ondas cortas atmosféricas con interacciones aire-masa en el Mediterráneo”. *Rev. de la Real Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, LXXVI, 692-698.
- BYERS, H. R. y BRAHAM, R. R. (1949): “The Thunderstorm”, *U.S. Dep. Comm.*, Washington, 287 pp.
- DOSWELL, C. A. (1985): “The operational meteorology of convective weather. Vol. II: Storm Scale Analysis”, *NOAA Tech. Memorandum ERL ESG-15*, Boulder, Co.

- FUJITA, T. (1959): "Precipitation and cold air production in Mesoscale Thunderstorm Systems", *Jour. Meteorology*, 16, 454-466.
- GEDZELMAN, S. D. y RILLING, R. A. (1978): "Short-Period Atmospheric Gravity Waves: A Study of Their Dynamic and Synoptic Features", *Mon. Wea. Rev.*, 106, 196-210.
- GILL, A. E. (1982): "Atmosphere-Ocean Dynamics", *Academic Press*, 662 pp.
- GOSSARD, E. E. y HOOKE, W. H. (1975): "Waves in the Atmosphere" *Elsevier Scien. Pub. Comp.*, 456 pp.
- JANSÁ, A. y JANSÁ, X. (1980): "Oceanografía" (en Enciclopedia de Menorca). *Obra Cultural Balear de Menorca*. Vol. I, 161-235.
- KINSMAN, B. (1965): Wind Waves. "Their generation and propagation on the ocean surface". *Prentice Hall*, 676 pp.
- NEUMAN, G. y PIERSON, W. J. (1966): "Principles of Oceanography". *Prentice Hall*.
- ORLANSKI, I. y POLINSKY, L. J. (1983): "Ocean response to mesoscale atmospheric forcing". *Tellus*, 35A, 296-323.
- PECNICK, M. J. y YOUNG, J. A. (1984): "Mechanics of a Trong Subsynchronous Gravity Wave Deduced from Satellite and Surface Observations". *Jour. Atmosph. Sci.*, 41, 1850-1862.
- RAMIS, C. y JANSÁ, A. (1983): Condiciones meteorológicas simultáneas a la aparición de oscilaciones del nivel del mar de amplitud extraordinaria en el Mediterráneo occidental". *Rev. Geofísica*, 39, 35-42.
- TISON, L. J. y TISON, G. (1969): "Seiches et dénivellation causées par le vent dans les lacs, baies, mers, estuaires". *O.M.M.*, n.º 246, TP 134, 59 pp.