

VIENTOS Y CIRCULACIONES MESOESCALARES SOBRE EL MAR DE ALBORÁN

José María Sánchez-Laulhé Ollero

SED del CMT en Andalucía Oriental y Melilla. INM

RESUMEN

En muchas ocasiones el mar de Alborán se comporta como un canal debido a la orografía que circunda su costa y la estabilidad frecuentemente presente de la baja troposfera, cumpliendo la condición de bloqueo completo; número de Burger $B > 1$, lo cual implica una tendencia a establecerse un ajuste semigeostrófico que tiende a extenderse, a veces, a toda la anchura del mar cuando el radio costero de Rossby es de orden de 100 km. No obstante este ajuste se rompe por los cambios de dirección de la costa, donde se generan, en la capa marítima, abanicos de expansión (el más notable en el cabo de Gata) y saltos de compresión (habituales en las proximidades del Estrecho) cuando el flujo es supercrítico; número de Froude $Fr > 1$. Los saltos de compresión son líneas proclives al desarrollo de tormentas cuando existe inestabilidad por encima de la capa marítima y están a menudo ligadas a flujos supercríticos asociados a perturbaciones atrapadas en la costa.

1. Introducción

Aunque todas las zonas costeras desde el punto de vista meteorológico participan de características comunes, cada una goza de unas particularidades que tienen fuerte influencia en la meteorología local, dependiendo fundamentalmente su orografía, aunque también de los contrastes de temperatura tierra-mar y de su orientación y situación de la costa respecto a la trayectoria de las perturbaciones sinópticas.

La **orografía costera** de Alborán no se diferencia excesivo del resto de la costa mediterránea española: esta caracterizada por una cadena montañosa relativamente pendiente y continua que actúa como frecuentemente barrera al flujo atmosférico de niveles bajos. Las diferencias están generadas por: (1) la proximidad de la costa norteafricana, su anchura máxima es unos 160 km, (2) su estrechamiento en el Estrecho de Gibraltar por el W (20 km) y (3) la orientación W-E de sus costas.

Muchos de los fenómenos atmosféricos locales en Alborán están influenciados por el bloqueo del flujo marítimo por las montañas costeras, que obliga al aire a desplazarse paralelo a la costa en los niveles



Figura 1: Rosa de direcciones de viento de la Isla de Alborán

bajos, como muestra la rosa de vientos de la figura 1, y a ajustarse semigeostróficamente; las condiciones impuestas por el bloqueo se desarrollan en el apartado 2. Los cambios de dirección en la costa : cabo de Gata, cabo de Tres Forcas, bahías de Almería y Málaga, y estrecho de Gibraltar introducen nuevas condiciones de ajuste que se verán en el apartado 3. En el apartado 4 se describen las perturbaciones atrapadas en las costas que dan lugar a importantes fenómenos transitorios.

2. Bloqueos

El bloqueo ocurre cuando una corriente de aire se acerca a las montañas y se frena desviándose paralela a la cadena orográfica ante la dificultad de remontarlas. La magnitud del bloqueo viene determinada por dos números adimensionales : el número de Froude

$$Fr = V/h_m N$$

y el número de Rossby de las montañas

$$Ro = V/f l_m,$$

donde N es la estabilidad estática, g la gravedad, h_m la altura de la cordillera, l_m la semianchura de las montañas, f el parámetro de Coriolis y V la componente del viento hacia las montañas lejos de ellas, sin la perturbación que le induce la cadena orográfica.

Si la influencia de la rotación de la tierra es pequeña, $Ro \gg 1$, el bloqueo solo dependerá del número de Froude: habrá bloqueo en los niveles bajos ante una cadena montañosa alargada en la dirección perpendicular a la componente V del viento, cuando el número de Froude sea inferior a 1 (Smith 1989). Cuando $Fr > 1$ el flujo en niveles bajos será capaz de remontar las montañas. Si el efecto de la rotación terrestre es importante, $Ro = O(1)$ o menor, (el número de Rossby expresa la relación entre el periodo inercial y la escala del periodo de travesía de la montaña, por tanto la rotación de la tierra tendrá importancia en casos en los que el número de Rossby de las montañas sea pequeño), el comportamiento de del flujo de aire en niveles bajos ante las cadenas montañosas dependerá del valor que tome el número adimensional de Burger o pendiente de la montaña a escala (Pierrehumbert y Wyman 1985, Overland y Bond 1993, Overland y Bond 1995)

$$B = (h_m / l_m) (N / f)$$

que se puede escribir como

$$B = (h_m N / V) (V / l_m f) = Ro / Fr$$

es decir es igual al cociente entre los números de Rossby y Froude.

Cuando $B \ll 1$ el flujo se mantiene cuasigeostrófico mientras sobrevuela las montañas, la pendiente es muy pequeña.

Cuando $0.1 \leq B \leq 1.0$ el flujo en las proximidades de las montañas se mantiene semigeostrófico. El campo de viento se modifica fundamentalmente sobre las montañas y es dependiente de la pendiente de las montañas, es decir de B.

Cuando $B > 1.0$ las montañas se comportan como un escalón. El bloqueo es completo a niveles bajos, el flujo tiende a comportarse como semigeostrófico y la zona de bloqueo se extiende hacia el mar en función de la altura de las montañas y no de la pendiente.

2.1 Bloqueo completo y ajuste semigeostrófico

Cuando el bloqueo es completo ($B > 1.0$), la imposibilidad de que el flujo incidente en niveles bajos cruce la barrera montañosa impide que se mantenga el balance geostrófico en una distancia de las montañas del orden del radio de Rossby de deformación.

$$L_R = N h / f$$

donde h es la escala de altura de la perturbación, que puede ser la altura de las montañas o inferior dependiendo de las características del flujo incidente.

La teoría desarrollada por Overland (1984), Pierrehumbert y Wyman (1985) y Overland y Bond (1993) indica que, en caso de bloqueo completo, en una distancia igual a un radio de Rossby de las montañas costeras la componente de la fuerza del gradiente de presiones en la dirección paralela a la cordillera se invierte primariamente en la aceleración ageostrófica del viento en dicha dirección, y que la fuerza del gradiente de presiones en la dirección perpendicular debería estar en equilibrio geostrófico aproximado con la fuerza de Coriolis asociada con el viento paralelo a las montañas. El balance geostrófico en la dirección perpendicular a la cordillera costera requiere la condición de que el número de Rossby costero

$$Ro = V / L_R f$$

sea pequeño, o en algunos casos de $O(1)$ (Overland y Bond 1993). Pierrehumbert y Wyman (1985) demostraron que la escala de tiempo para el ajuste a este régimen de flujo es $O(1/f)$. A los flujos en los que una de las componentes de la velocidad es geostrófica se les denomina semigeostrófico (Pedlosky 1989).

La pendiente de las montañas de la orla de Alborán hace cumplir las condiciones de bloqueo completo $B > 1$ casi siempre. Si consideramos la altura de las montañas $h_m = 1000\text{m}$ y $N = 10^{-2} \text{ s}^{-1}$, a 37° de latitud, y $h = h_m$, el radio de Rossby correspondiente sería $L_m = 114 \text{ km}$. Teniendo en cuenta la anchura de Alborán la existencia de un flujo geostrófico en niveles bajos es bastante improbable. Por tanto **el flujo en Alborán es casi siempre ageostrófico con tendencia a un ajuste semigeostrófico.**

En el caso frecuente en la que hay una capa límite marina bien mezclada cubierta por una inversión, y por tanto con densidad mayor que la del aire por encima de la inversión, el flujo de la capa marina puede ser tratado, de modo simplificado, como el de una única capa con gravedad reducida con la superficie superior libre. En la inversión se forman ondas gravitatorias externas cuya velocidad de fase es $c = (g' h)^{1/2}$, siendo h la altura de la capa y $g' = g \Delta \rho / \rho$ la gravedad reducida, cuya función es redistribuir la masa hacia el balance geostrófico. El radio de Rossby de deformación en este caso viene dado por:

$$L_R = c / f$$

f es el parámetro de Coriolis.

En la zona costera no hace falta que haya un flujo dirigido hacia las montañas para que la orografía tenga influencia en los vientos.

2.2 Vientos de barrera

Son vientos paralelos a las cadenas montañosas consecuencia del bloqueo. Adquieren características de chorros en niveles bajos cuando el flujo de niveles bajos se dirige hacia una barrera montañosa costera tiene cierta intensidad. Ejemplos son los vientos de componente sur ligados a bajas frontales provenientes del oeste que generan vientos de barrera de levante, que pueden ser muy fuertes, en la costa norte de Alborán (figura 2). También se explican en parte como vientos de barrera los vientos fuertes de componente oeste en la costa sur de Alborán.

Se generan por el bloqueo del viento en la costa en niveles bajos y el enfriamiento adiabático del aire por el ascenso causado por la presencia de las sierras. Usando la relación del viento térmico (Overland y Bond, 1995) el viento a lo largo de la costa incrementaría su velocidad U en:

$$\Delta U = N^2 h^2 / f L$$

para $Fr < 1$ $h = h_1$ y $L = L_R = V/f$ y $\Delta U = V$

para $Fr \geq 1$ $h = h_m$ y $L = L_R = N h_m / f$ y entonces $\Delta U = N h_m$

Debemos esperar las respuestas mayores a los bloqueos y chorros en niveles bajos de barrera en los casos en que $B > 1$ y $Fr \sim 1$; cuando $Fr < 1$, V es pequeña generalmente y cuando $Fr > 1$, N es en general pequeña

El enfriamiento y aumento de espesor de la capa marítima por el ascenso causa que se forme una dorsal en la costa con el consiguiente aumento del gradiente en la dirección perpendicular a las montañas y el consiguiente aumento de viento hasta alcanzar el equilibrio geostrofico en esa dirección si la variabilidad del flujo no es demasiado alta, dado que el tiempo de ajuste es de $O(1/f)$

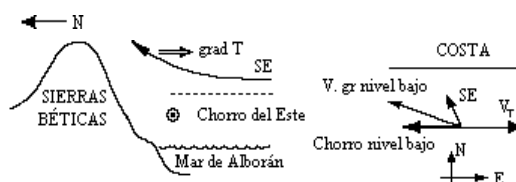


Figura 2: Vientos de barrera en la costa norte de Alborán

2.3 Intensificación en niveles bajos de los ponientes en la costa norte

En situaciones de W con cierta persistencia, en meses cálidos, en la costa norte de Alborán se fortalece el viento próximo a la superficie pudiéndose formar un chorro en niveles bajos. La explicación (Burk y Thompson, 1996) se fundamenta en la baroclinicidad creada por la yuxtaposición de la capa de aire calentada sobre el litoral montañoso y la capa marítima más fresca. Esto se puede ilustrar imaginando una línea de costa recta de W a E (figura) con la tierra cálida al N . Consideremos una superficie de presión en niveles altos P_A , estando el gradiente de presiones norte sur determinado por la situación sinóptica y no

Intensificación en niveles bajos de los ponientes en la costa norte de Alborán

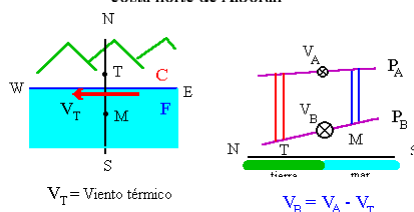


Figura 3

afectado por el ciclo diario. Puesto que la columna sobre T es más cálida que la columna sobre M el espesor entre las dos superficies de presión es más grande en T que en A y la superficie de presión P_B tiene mayor pendiente que P_A . Los vientos geostroficos determinados por los gradientes de las presiones

son más fuertes en los niveles bajos y por tanto debemos esperar ponientes más fuertes en P_B que en P_A . En la capa límite el viento real disminuye con respecto al geostrofico, obteniéndose un perfil de chorro en la parte superior de la capa límite.

3. Circulaciones generadas por cambio de orientación de la costa

Supongamos que existe una capa marítima cubierta por una inversión de forma que su flujo se pueda asimilar al de una capa aislada sometida a gravedad reducida. Cuando la costa cambia de orientación y se hace convexa, el flujo se comporta como si discurre por un canal que de pronto se ensancha, disminuyendo su espesor por continuidad, y si la costa se vuelve cóncava, el flujo se comporta como si el canal se estrechara, aumentando su espesor.

Si el aire en la costa lleva en todo momento una velocidad moderada, $V < c$ lo que implica $Fr = V/c < 1$, donde V es la velocidad del viento y Fr el número de Froude, el flujo se denomina **subcrítico** y pasa el recodo de modo suave mientras las ondas gravitatorias reajustan el flujo corriente arriba.

Si la velocidad del flujo es superior a la velocidad de fase, $Fr > 1$, el flujo es **supercrítico**. Los cambios en la orientación de la línea de costa tienen efectos abruptos sobre el flujo; todos los reajustes deben tener lugar corriente abajo porque las ondas gravitatorias son arrastradas por el flujo.

Si la pared lateral se aleja del flujo (la línea de costa se vuelve convexa), canal ensanchándose, se forma un abanico de expansión: zona donde el espesor de la capa disminuye y la velocidad del viento aumenta.

Los efectos de la rotación y del rozamiento hacen que las líneas críticas de los abanicos de expansión, velocidad del viento, presión y espesor de la capa tomen forma lenticular a sotavento del ensanchamiento en vez de las líneas rectas resultado de la teoría sin rotación ni rozamientos. (Samelson 1992).

Si la pared lateral se cierra sobre el flujo (la línea de costa se vuelve cóncava), canal estrechándose, puede ocurrir un salto hidráulico u onda de choque: el bloqueo parcial reduce la velocidad y el espesor del flujo en la línea sobre la que $Fr \gg 1$ (Winant 1988).

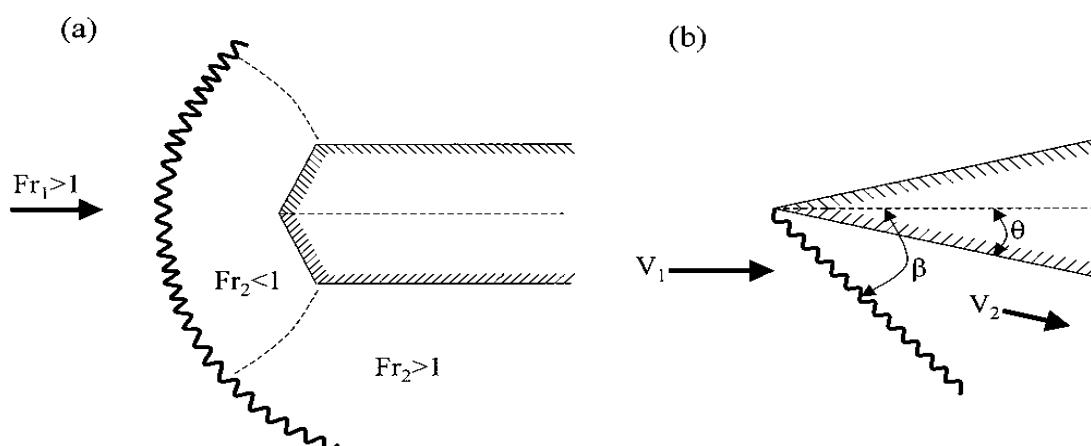


Figura 4: (a) choque separado; (b) choque oblicuo de un flujo supercrítico con la costa

Cuando un flujo supercrítico en la capa marítima se bloquea por un cambio cóncavo en la línea de costa el flujo se desacelera y se produce un salto hidráulico que puede generar una nubosidad con gran parecido a un arco de choque. La figura 4a describe esquemáticamente una **onda de choque separada** (del objeto que bloquea) que son las propias un flujo transcrito y uniforme, en el que el flujo interacciona con un objeto obtuso volviéndose subcrítico. Si el objeto que bloquea el flujo es agudo se puede formar un **choque oblicuo** ligado a la costa como en la figura 4b.

Para los saltos hidráulicos oblicuos, el número de Froude calculado con el viento total no tiene que hacerse inferior a la unidad cuando se cruza un choque; esta transición sin embargo es obligada cuando el número de Froude se calcula usando la velocidad del viento normal al choque.

3.1 Influencia de un chorro en niveles bajos

Burk, Thompson y otros (1999) llegaron a la conclusión de que el confinamiento en niveles bajos de la perturbación inducida por un cambio de dirección en la línea de costa se debe principalmente a la cizalladura vertical del viento: **La existencia de una respuesta de flujo supercrítico en las**

proximidades de un giro de la costa depende más de la presencia de un chorro a niveles bajos que de la existencia de una gran inversión.

Sus razonamientos se pueden justificar dentro de la teoría lineal con cálculos basados en el parámetro de Scorer (Gill 1982). El parámetro de Scorer es:

$$I^2(z) = (N/V)^2 - (1/V) d^2V/dz^2$$

Una disminución suficientemente grande del parámetro de Scorer con la altura puede conducir a la canalización de la energía de las ondas de gravedad internas en las capas bajas, que actúan como una guía horizontal de ondas.

En caso de existencia de un chorro en niveles bajos (LLJ), el número de Scorer alcanza un gran máximo en el núcleo del LLJ, donde la cizalladura es cero y el gradiente vertical estable. Por encima el parámetro disminuye rápidamente.

La presencia de una fuerte cizalladura puede alterar la velocidad de fase de las ondas gravitatorias largas

3.2 Nubosidad y saltos hidráulicos

La compresión hidráulica con frecuencia lleva asociadas ondulaciones que dan lugar a nubes ondulatorias, son los llamadas saltos hidráulicos ondulatorios o bores ondulatorios. La presencia o no de ondulaciones en un salto hidráulico viene determinado por la relación entre el espesor del flujo después del salto y antes del salto.(Rottman y Simpson ,1989)

Nuestra experiencia nos indica que un buen número de las líneas de tormentas que se generan sobre el mar de Alborán se desarrollan sobre saltos hidráulicos. La actividad convectiva se dispara por los movimientos ascendentes generados por el aumento de espesor de la capa límite (figura 5).

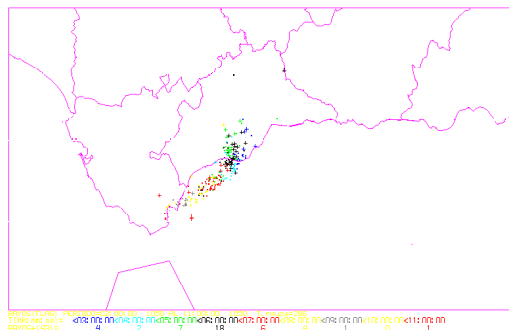


Figura 5: Descargas eléctricas del día 19 de febrero de 2001 de 03 a 11 UTC

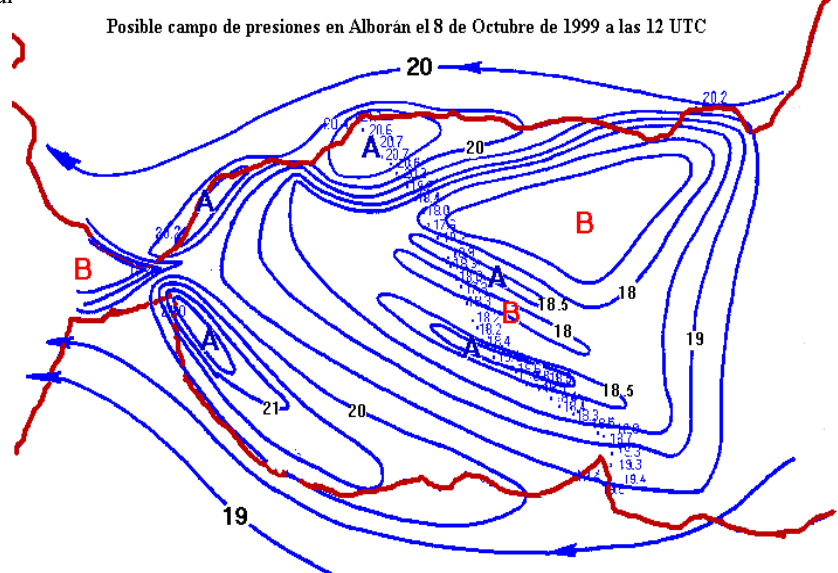


Figura 6: Análisis meso- α basado en las medidas realizadas a bordo de un buque de la línea Málaga-Melilla y en datos de estaciones costeras y modelos conceptuales hidráulicos

3.3 Ejemplo de la situación de levante de 8 de octubre de 1999

Este caso está estudiado por Sánchez-Laulhé y otros (2001). El análisis meso- α propuesto es el de la figura 6, que en esquema contaría (ver figura 7) con:

- Un gran abanico de expansión ligado al Cabo de Gata
- Un salto hidráulico oblicuo ligado a la costa al este de Cabo Sacratif
- Un posible salto hidráulico ligado a la costa norteafricana con apariencia de onda cruzada.
- Posible saltos hidráulicos formados en contracción del canal de Alborán al este del Estrecho
- Abanicos de expansión en el Estrecho

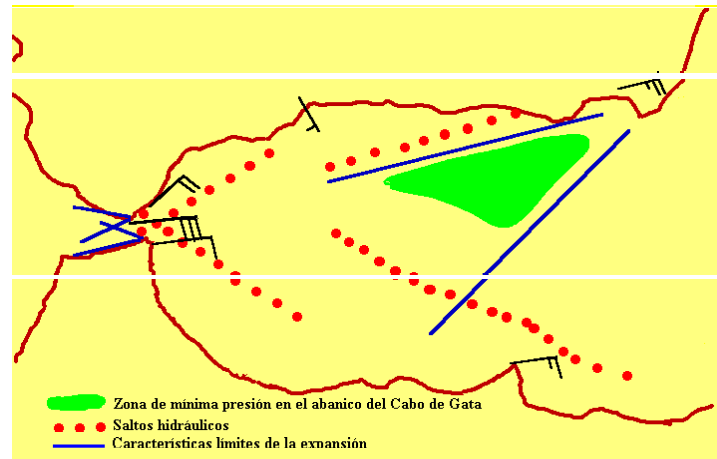


Figura 7: Esquema de abanicos y saltos hidráulicos en una situación de levante

4. Cambios de vientos producidos por perturbaciones atrapadas en las costas

Los vientos de poniente en la costa norte son con frecuencia interrumpidos de manera brusca por vientos de levante originados por una perturbación atrapada en la costa. Estos cambios pueden cambiar el cielo de despejado a nuboso, bajar la temperatura bruscamente y generar rachas de viento fuertes y un empeoramiento brusco del estado del mar. En estos casos la capa marítima se encuentra cubierta por una inversión por debajo de las montañas que hace que la costa actúe como una barrera a los vientos marítimos. La bibliografía interpreta estos cambios de tres maneras diferentes: ondas de Kelvin, corrientes de densidad atrapadas topográficamente y como respuesta mesoscalar al gradiente de presiones producido por la orografía y el flujo sinóptico.

Estos giros dan lugar a vientos costeros que pueden ser supercríticos y, si hay inestabilidad, parecen jugar un papel importante en la formación de tormentas.

4.1 Ondas de Kelvin

Esta interpretación se basa en que la atmósfera se comporta aproximadamente como un sistema de dos capas con la topografía costera actuando como pared. En estas condiciones se puede generar una perturbación de forma ondulatoria si en algún tramo de la costa se varía la altura de la capa marítima, que puede ser una onda de Kelvin que se desplaza dejando la costa a la derecha. Ver esquema de la figura 6.

4.2 Corriente de densidad o bore interno

Se basa en la idea de la existencia en la costa de una capa marítima fría de cierto espesor junto a otra zona de la costa con aire menos denso, donde la capa marítima ha desaparecido o es mucho más fina. En estas condiciones el aire frío de la capa marítima empuja al aire de menor densidad, la presencia de la costa impide el ajuste geostrofico en la dirección de la costa, moviéndose a lo largo de ella como una corriente de gravedad atrapada si el viento deja la costa a la derecha. Si la capa marítima no desaparece completamente estaremos en el caso de bore interno, si desaparece estaremos en el caso de corriente de gravedad (Sánchez-Laulhé y Polvorinos, 1998). Ver esquema de la figura 8.

4.3 Respuesta mesoescalar al gradiente de presión a lo largo de la costa

En estos casos el gradiente mesoescalar de presión a lo largo de la costa se produce y evoluciona forzado por el flujo sinóptico y la presencia de la orografía originando giros de viento en tramos de la costa: en una zona se desarrollan vientos terrales que generan una vaguada o baja mesoescalar a sotavento cuyo movimiento va a depender del desplazamiento de los centros sinópticos.

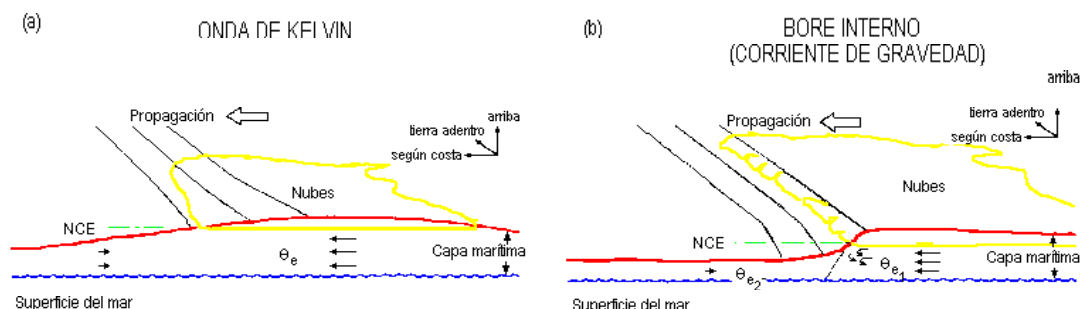


Figura 8: Esquema de (a) onda de Kelvin y (b) corriente de gravedad atrapadas

5. Conclusiones

El bloqueo del flujo hace que Alborán y también Palos se comporte con frecuencia como un canal cuya tendencia al ajuste semigeostrófico se ve alterada por los cambios de dirección en las costas generando abanicos, cuyo máximo exponente es el del cabo de Gata, y saltos de compresión o hidráulicos, muy frecuentes en el estrangulamiento próximo al Estrecho en situaciones de levante. La conclusión es que es fundamental al analizar los campos de presión y viento tener en cuenta modelos conceptuales que consideren el comportamiento hidráulico de la capa límite. Al mismo tiempo parece que los saltos hidráulicos son importantes en la focalización de tormentas, que en su mayor parte se producen en situaciones sinópticas que provocan la aparición de perturbaciones transitorias atrapadas en las costas, que generan flujos transcíticos cuyos saltos hidráulicos están ligados a la formación de tormentas.

Referencias

- Burk, S. D., Thompson, W. T. 1996. The summertime low-level jet and marine boundary layer structure along California coast. *Mon Wea Rev* 124, 668-686.
- Burk, S. D., Thompson, W.T., Samelson, R. M. 1999: Mesoscale simulation of supercritical, subcritical, and transcritical flow along coastal topography. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2780-2795
- Gill, A.E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press.
- Haack T., Burk S.D., Dorman C., Rogers D., 2000: Supercritical Flow Interaction within the Cape Blanco-Cape Mendocino Orographic Complex. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 688-707.
- Nuss W.A., Bane J.M., Thompson, W.T., Holt T., Dorman, C.E., Ralph, F.M., Rotunno, R., Klemp, J.B., Shamarock, W. C., Samelson, R.M., Rogerson, A.M., Reason, C. Y Jackson, P., 2000: Coastally Trapped Wind Reversal: Progress toward Understanding. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 719-743.
- Overland, J.E. 1984. Scale analysis of marine winds in straits and along mountainous coasts. *Mon Wea Rev* 112, 2530-2534.
- Overland, J.E., Bond N.A. 1993: The influence of coastal orography: The Yakutat storm. *Mon Wea. Rev.* **121**, 1388-1397.
- Overland, J.E., Bond N.A. 1995. Observational and scale analysis of coastal wind jets. *Mon Wea Rev* 123, 2934-2941.
- Pedlosky, J. 1987: *Geophysical fluid dynamics*. Second edition. Springer-Verlag
- Pierrehumbert, R.T., Wyman, B. 1985: Upstream effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 977-1003.
- Rottman, J.W., Simpson, J.E., 1989: The formation of internal bores in the atmosphere: A laboratory model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 941-963.
- Samelson, R.M., 1992: Supercritical marine-layer flow along a smoothly varying coastline. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1571-1584.
- Sánchez-Laulhé, J. M., Polvorinos F. 1998: Entradas bruscas de levante en la costa norte de Alborán. Análisis del caso de 16 de Marzo de 1995. *1ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*.
- Sánchez-Laulhé, J.M., Polvorinos F., Aranda J., 2001: [Variación de la presión en el trayecto Málaga-Melilla en la situación de levante de 8 de octubre de 1999](#).
- Winant, C.D., Dorman, C.E., Frehe, C.A., Beardsley, R.C., 1988: The marine layer off northern California: An example of supercritical channel flow. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3588-3605.