

VARIACIÓN DE LA PRESIÓN EN EL TRAYECTO MÁLAGA-MELILLA EN LA SITUACIÓN DE LEVANTE DE 8 DE OCTUBRE DEL 1999: ABANICOS DE EXPANSIÓN Y SALTOS HIDRÁULICOS

*José María Sánchez-Laulhé Ollero
Fausto Polvorinos Pascual
José Aranda Atorrasagasti*

Centro Meteorológico Territorial en Andalucía Oriental y Melilla

Índice

1. [Introducción](#); 2. [Situación sinóptica](#); 3. [Las medidas](#); 4. [La presión](#); 5. [Imágenes](#); 6. [Análisis meso...](#); 7. [Comportamiento hidráulico](#); 7.1. [El ajuste en la costa](#); 7.2. [La capa marítima como aislada](#); 7.3. [Cambio de orientación](#) ...; 7.4. [Nubosidad](#) ...; 7.5. [Influencia de un chorro](#); 7.6. [Ondas cruzadas](#); 7.7. [Contracciones](#) ...; 8. [Discontinuidades hidráulicas del día 8](#); 8.1. [Justificación](#) ...; 8.2. [Esquema de discontinuidades](#); 8.3. [Imágenes y análisis](#); 9. [Flujo de levante y gradiente](#) ...; 10. [Conclusiones](#); [Referencias](#).

1. Introducción

El 8 de Octubre de 1999 el funcionario del Cuerpo de Observadores de Meteorología del Estado, José Aranda Atorrasategui, a bordo de un buque de la Compañía Transmediterránea que hacía la travesía Málaga-Melilla, realizó una serie de medidas de viento y presión con la que se pretendía observar el comportamiento estas variables en el mar de Alborán en situaciones de levante y en particular en las proximidades de la bahía de Málaga. Las medidas apuntaron la existencia de un campo de presiones mucho más complejo de lo que esperábamos en todo Alborán. Este trabajo intenta dar una respuesta a dichas observaciones considerando la capa límite marítima como una capa aislada y suponiendo que tiene un comportamiento hidráulico, que se refleja en los abanicos de expansión y en los saltos hidráulicos de compresión que aparecen cuando el flujo es supercrítico, en los cambios de orientación de la costa.

[Arriba](#)

2. Situación sinóptica

El análisis HIRLAM de superficie de las 12:00 UTC, nos muestra una situación de levante con poco gradiente sobre Alborán, bajas presiones relativas extendiéndose desde Argelia hacia el mar de Palos y fuerte gradiente de presiones sobre las costas del sur de la Comunidad Valenciana, Murcia y levante de Almería, que genera un flujo fuerte del NE en el oeste de Alborán. (figura1)

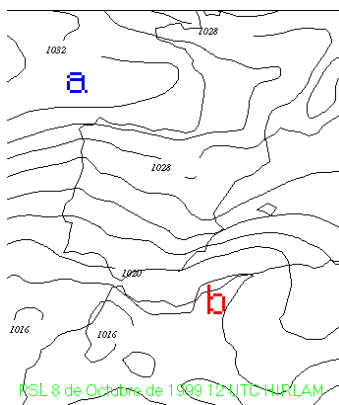


figura 1

[Arriba](#)

3. Las Medidas

La presión se midió con un barómetro aneroide Negretti-Zambra a una altura sobre el nivel del mar de unos 16 metros. Para medir la velocidad del viento se utilizó un anemómetro de mano Thies. La dirección del viento se estimó. La posición, velocidad y rumbo del buque se obtuvo mediante GPS sobre fondo. Las medidas se muestran en la tabla 1:

UTC	LATITUD	LONGITUD	PRESIÓN	VIENTO	DIRECCIÓN	RUMBO	VELOCIDAD
1111	3643	425	193		90		
1130	3640	423	187	12	90	133	16
1145	3637	420	187		90		
1200	3634	416	187	13	90	130	15.3
1215	3632	413	184		90		
1230	3630	411	180	15.9	90	132	15
1245	3627	407	169		90		
1300	3624	404	161	20.6	90	145	14.4
1315	3621	401	155		90		
1330	3618	359	151	26	90	146	14.3
1345	3615	356	156		90		
1400	3610	352	164	21.5	90	151	13.8
1415	3608	351	159		90		
1430	3605	349	157	21.8	90	150	15.3
1445	3603	347	154		90		
1500	3559	345	159	24.8	90	149	15.1
1515	3555	343	159		90		
1530	3553	341	161	23.7	90	151	15.9
1545	3549	338	164		90		
1600	3546	335	174	22.5	90	137	15.4
1615	3543	328	165		90		
1630	3542	326	169	23.3	90	121	14.8
1645	3540	324	169		90		
1700	3539	320	166	23.5	90	120	14.9
1715	3537	316	166		90		
1730	3535	313	166	22	70	122	14.5

1745	3533	308	165		70		
1800	3531	305	168	24.3	70	120	14.3
1815	3529	300	173		70	123	13.9
1830	3528	258	173	24.5	70	124	14.2
1845	3524	255	180		70		
1900	3521	255	181	22.6	70	173	15.1
1915	3518	255	184		70		
1930	3518	256	186		70		

tabla 1.

La presión se encuentra en hPa*10 y no se ha indicado las centenas y millares de hPa. El viento y la velocidad del buque están en nudos.

[Arriba](#)

4. La Presión

La figura 2 muestra un diagrama de la variación de la presión en la travesía:

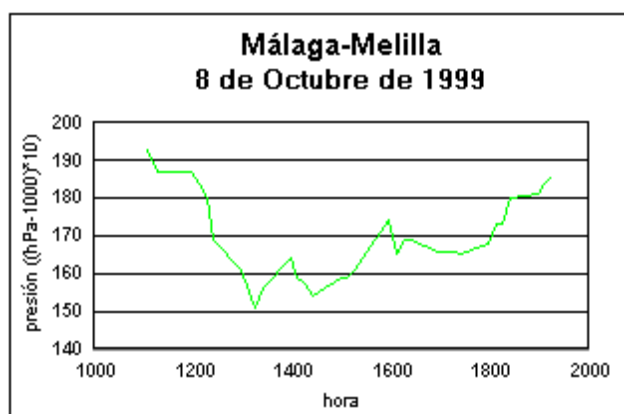


figura 2

[Arriba](#)

5. Imágenes

Las imágenes visibles del Meteosat y la posición del barco son las siguientes

Imágenes visibles Meteosat:						
11:00	11:30	12:00	12:30	13:00	13:30	14:00
14:30	15:00	15:30	16:00	16:30	17:00	17:30

[Loop de imágenes](#)

Y la imagen visible del canal 2 del NOAA-14 de las 17:06

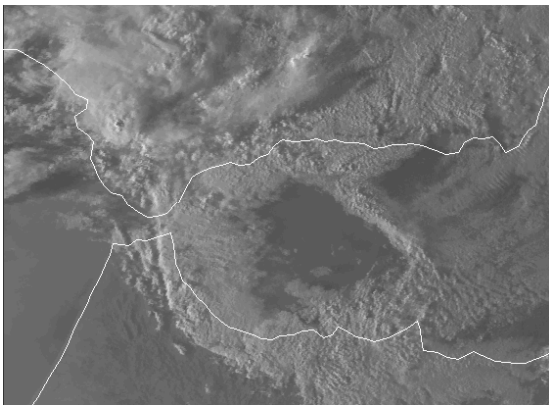


figura 3

[Arriba](#)

6. Análisis meso-α de presiones a nivel del mar en Alborán

En la siguiente figura 4 se muestran la trayectoria del buque y los valores de la presión en la travesía (sumando 2 hPa a las medidas de presión en el buque debido a la altura de 16 metros sobre el nivel del mar y corregidolas con la variación de la presión en la estación automática del puerto de Málaga para referirlos a las 12 UTC), así como los valores en las estaciones sinópticas de Tarifa, Gibraltar, Málaga, Almería, Melilla y Ceuta.

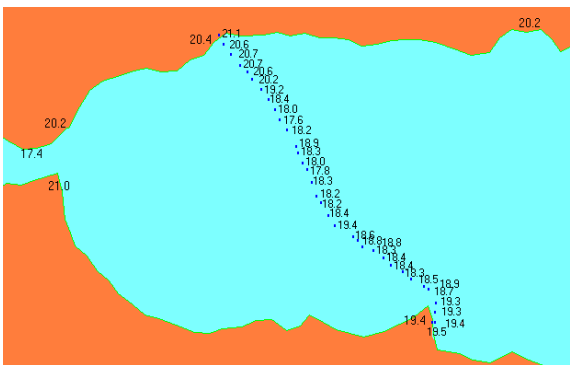


figura 4

Con dichos datos y adaptándolos al comportamiento hidráulico de la capa límite marítima junto a la costa montañosa (que explicamos en el siguiente apartado), se ha obtenido un posible análisis meso-α de presión que se muestra en la figura 5

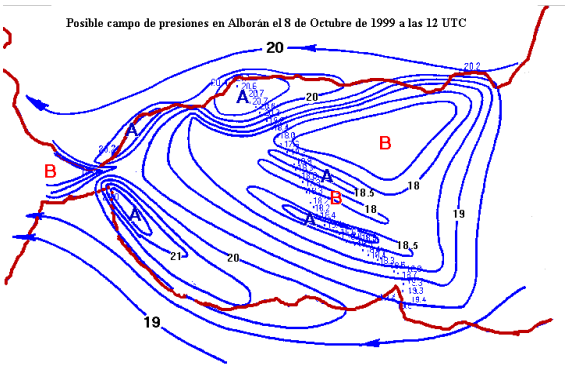


figura 5

[Arriba](#)

7. Comportamiento hidráulico de la capa límite marítima

7.1. El ajuste en la costa

Una línea de costa implica un salto brusco en las características de la superficie y en consecuencia un lugar apropiado para la generación de fenómenos mesoescalares. Esto es especialmente cierto cuando la línea de costa actúa como una barrera al flujo de la capa límite atmosférica marítima. Para que actúe como barrera la orografía ha de ser suficientemente importante para que el número de Burger

$$B = h_m N / l_m f > 1$$

Donde N es la frecuencia de Brunt-Väisälä; l_m la distancia sobre la que el terreno se eleva hasta su máxima altura h_m ; y f el parámetro de Coriolis. Este puede ser el caso de terreno elevado, pero también el caso en que la costa no es muy alta pero la capa marítima es tenue o tiene una estabilidad de estratificación suficiente.

En estos casos la barrera de terreno impide el ajuste geostrófico y el flujo tiende a ajustarse semigeostróficamente: geostrófico en la componente transversal a la costa, mientras que en la componente a lo largo de la costa el gradiente de presiones es equilibrado o por la aceleración ageostrófica o por el rozamiento (Pierrehumbert y Wyman 1985, Overland y Bond 1993, Overland y Bond 1995). Parece que en la zona más cercana a la costa (10-20 km), gran parte de la variabilidad del viento a lo largo de la costa es atribuible a un equilibrio entre el gradiente de presiones y la advección ageostrófica debida a la variabilidad de la geometría costera, mientras en una zona mucho más ancha $O(100 \text{ km})$, más alejada de la costa, se explica por el balance entre las fuerzas de gradiente de presión y las de fricción.

[Arriba](#)

7.2. La capa límite marítima como capa aislada

Hay una situación muy frecuente en la que la capa límite marina es una capa bien mezclada bajo una inversión, y por tanto con densidad mayor que la del aire por encima de la inversión. En estos casos el flujo de la capa marina puede ser tratado, muy 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. Una función de estas ondas es redistribuir la masa hacia el balance geostrófico.

La influencia de la costa está limitada por el radio de Rossby de deformación

$$l_R = c / f$$

f es el parámetro de Coriolis.

[Arriba](#)

7.3. Cambio de orientación de la costa

Cuando la costa cambia de orientación y se hace convexa, el flujo se comporta como si discurriera por un canal que de pronto se ensanchara, disminuyendo su espesor por continuidad, y si la costa se vuelve concava, el flujo se comporta como si el canal se estrechara, aumentando su espesor.

1. Si el aire en la costa lleva en todo momento una velocidad moderada,

$$V < c \text{ lo que implica } Fr = V/c < 1,$$

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.

2. 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).

Un ejemplo del comportamiento de un flujo supercrítico al paso de una inflexión convexa de la costa simulado por un modelo de mesoescala (Haack 2000) se muestra en la [figura 6](#). Cuando en este mismo paso el flujo es transcrito, es decir pasa de subcrítico a supercrítico la expansión es más amplia y la aceleración que genera es bastante mayor aunque el espesor del flujo disminuye sólo ligeramente en comparación con los casos de flujo totalmente supercrítico como se ve en la simulación presentada en la [figura 7](#).

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 $Fr \approx 1$ (Winant 1988).

Cuando un flujo supercrítico en la capa marítima se bloquea por un cambio concavo en la línea de costa el flujo se desacelera y se produce un salto hidráulico y puede generarse una nubosidad con gran parecido a un arco de choque. La [figura 8a](#) describe esquemáticamente una **onda de choque separada** (del objeto que bloquea) que son propias de un flujo transcrito y uniforme. En esta figura se muestra la interacción del flujo supercrítico con un objeto obtuso en la que el flujo se desacelera y se produce una transición de supercrítico a crítico. Si el objeto que bloquea el flujo es agudo y el número de Froude del flujo corriente arriba es grande, se puede formar un choque oblicuo como en la [figura 8b](#).

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.

La teoría da unas relaciones entre el número de Froude inicial y el ángulo de la costa con el ángulo del choque con la costa pero estas relaciones son para flujos uniformes, estacionarios y ángulo de la línea de costa bien definido.

Un objeto arrastrado por el fondo de un fluido de dos capas puede producir un bore en la interfase que se propaga por delante del objeto. Si se revierte la dirección del flujo en el esquema, se tiene un flujo supercrítico que se encuentra un obstáculo (ej: la península donde está Melilla) y un bore ondulatorio como respuesta

[Arriba](#)

7.4. Nubosidad y saltos hidráulicos.

La compresión con frecuencia lleva asociadas ondulaciones que dan lugar a nubes ondulatorias, son las llamadas saltos hidráulicos ondulatorios o bores ondulatorios. La presencia de ondulaciones en un salto hidráulico viene determinado por la relación entre el espesor del flujo después del salto h_2 y antes del salto h_1 . Para bores internos Rottman y Simpson (1989) encuentran que para:

$1 < h_2/h_1 < 2$ los bores tienen forma suave y ondulatoria

$2 < h_2/h_1 < 4$ los bores aún son ondulatorios aunque con alguna mezcla debida a inestabilidad por cizalladura acontece en las caras orientadas corriente abajo de las primeras ondulaciones

$h_2/h_1 > 4$ la turbulencia disipa las ondulaciones

Según Simpson (1997) los bores con $1.5 < h_2/h_1 < 2.5$ tienen longitudes de onda de $\lambda \approx 10 h_2$

[Arriba](#)

7.5. Influencia de un chorro en niveles bajos

Burk et al.(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 tanto con cálculos basados en el parámetro de Scorer como en cálculos de trazadas de rayos (ray-tracing) (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.

Los cálculos por trazada de rayos también sugieren que la cizalladura vertical del viento horizontal favorece el confinamiento vertical de la respuesta a la inflexión de la costa.

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

[Arriba](#)

7.6. Ondas cruzadas

Las ondas cruzadas se producen en flujos supercríticos en canales curvados o no prismáticos. Estas ondas, que forman un tipo de perturbación que puede persistir una considerable distancia corriente abajo, son formadas por la curvatura de las paredes que no tiene los mismos efectos en todas las líneas de corriente en la sección del canal. En un canal curvo, la pared exterior, que se cruza al flujo, puede producir un salto hidráulico oblicuo y el correspondiente frente de ondas. La pared interior, que tiende a separarse del flujo, desarrollará un abanico de expansión con su correspondiente onda característica inicial. Las líneas de perturbación producidas así por ambas paredes pueden ser reflejadas por las paredes e interferir entre sí, dando una perturbación característica de ondas cruzadas. (Se puede ver [un esquema de ondas cruzadas en un canal](#)). (Chow, 1959)

[Arriba](#)

7.7. Contracciones en flujos supercríticos

Cuando un flujo supercrítico en un canal sufre una contracción con paredes simétricas convergentes, se forman también ondas cruzadas como se muestra en la figura 9.

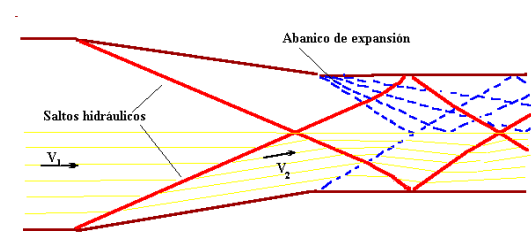


figura 9

Este podría ser similar al comportamiento de un flujo supercrítico de levante sobre la parte oeste de Alborán

Arriba

8. Discontinuidades hidráulicas del día 8

8.1 Justificación del tratamiento de la capa límite como capa aislada

A las 12 UTC el sondeo de Murcia sólo dio los puntos notables. En cualquier caso, ni el sondeo de Murcia ni el de Gibraltar daban una inversión importante en niveles bajos, como se esperaba dada la inestabilidad en Gibraltar y la nubosidad más baja pero importante en Murcia. Sin embargo al analizar el sondeo de Gibraltar y calcular el parámetro de Scorer se observa que cumple la condición para atrapar las ondas gravitatorias

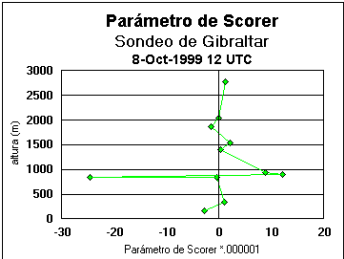


figura 10

Altura (m)	Velocidad viento (m/s)	Dirección viento	P. de Scorer ($m^{-2} * 10^{-6}$)
173	13	65	-2.6
337	16	85	1.2
838	24	85	-0.2
847	24.1	85.7	-24.5
902	25	90	12.2
948	25	90	8.9
1401	20.5	97.6	0.5
1547	19	100	2.3
1873	14	110	-1.3
2045	13	110	0.2
2775	10	110	1.3

Tabla 2

Arriba

8.2. Esquema de discontinuidades



figura 11

En la figura 11 se presenta:

- 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

Arriba

8.3. Imágenes y análisis

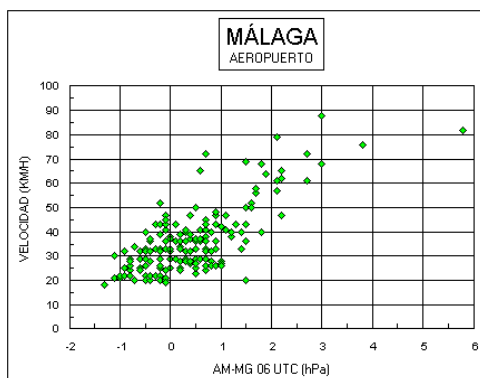
Las imágenes apoyan este análisis:

- El abanico de expansión, que es una zona de baja presión debido al menor espesor de la capa marítima, coincide con una zona de menor nubosidad pues el nivel de condensación por ascenso queda muy cercano al tope de la capa.
- Corriente abajo de los saltos hidráulicos la presión aumenta y la nubosidad se hace más compacta por el aumento de espesor de la capa marítima que aleja el tope de la capa del nivel de condensación
- La banda nubosa que cruza desde el este de Melilla hasta la costa norte de Alborán y que responde a picos de presión en el trayecto tiene la apariencia de una onda cruzada. No es estática, como tampoco son constantes los vientos que la generan.

Arriba

9. Flujo de levante y gradiente de presiones en la costa

El comportamiento hidráulico de la capa límite en Alborán en situaciones de estabilidad hace comprender que se produzcan vientos fuertes de levante con presiones en Málaga, a nivel del mar, iguales o más altas que en Almería. La figura 12 muestra datos de racha máxima diaria (km/h) en el observatorio del Aeropuerto de Málaga frente a la diferencia de presión Almería-Málaga a las 06 UTC para 175 casos de flujo de levante.



[Arriba](#)

10. Conclusiones

El bloqueo del flujo hace que Alborán y también Palos se comporte con frecuencia como un canal cuya tendencia al ajuste semigeoestrófico se ve alterada por los cambios de dirección en las costas, generando abanicos de expansión, 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.

Un simple equipamiento meteorológico de los buques que enlazan regularmente Almería, Málaga y Melilla nos daría un conocimiento mucho mejor del comportamiento de la capa límite marina y por tanto de la meteorología de Alborán y de las costas en general.

[Arriba](#)

Referencias

- 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
- Chow, V.T., 1959: *Open-Channel Hydraulics*. McGraw-Hill.
- 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.
- 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. *Mo.n Wea. Rev.* **121**, 1388-1397.
- 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.
- Simpson, J.E., 1997: *Gravity Currents*. Cambridge University Press.

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.

[Arriba](#)