

LA GALERNA TÍPICA: UNA PERTURBACIÓN ATRAPADA EN LA COSTA

Eduardo Arasti Barca

GPV del CMT en Cantabria y Asturias. INM

RESUMEN

La galerna típica es uno de los fenómenos meteorológicos más importantes de la mitad oriental de la costa cantábrica durante la época estival. Consiste en un cambio súbito tanto de la dirección como de la velocidad del viento, que gira al WNW y alcanza velocidades superiores a los 100 km h^{-1} en los casos más intensos. Simultáneamente la temperatura disminuye y la presión aumenta bruscamente, poniendo fin a un tiempo apacible y caluroso. En este trabajo se estudia la galerna típica, a partir de un caso muy fuerte, el de 25 de julio de 1995. Se pone de manifiesto que el viento de la galerna típica es un flujo *ageostrófico* que responde a intensos gradientes de presión *mesoescalares* que se producen a lo largo de la costa, forzados por el flujo a escala sinóptica. En su fase de disipación la galerna típica se propaga como una corriente de densidad, detectándose en este caso su nubosidad asociada. Se describen fenómenos similares en otros lugares, los cuales ocurren en las proximidades de cadenas montañosas.

1. Introducción

Una galerna es un viento súbito del WNW muy fuerte y racheado, acompañado o no de precipitaciones, propio del mar Cantábrico, y que corta de manera brusca un tiempo apacible y generalmente caluroso. Puede ser producida por el paso de un frente, de una línea de turbonada (las más fuertes) o por ninguno de los dos, en cuyo caso se denomina galerna típica. El presente trabajo está precisamente dedicado a ésta última.

La galerna típica no suele producir a su paso precipitación. Suele ocurrir entre el final de la primavera y principio del otoño, pero sobre todo en el verano. Los cambios que se producen en las variables meteorológicas al paso de una galerna son los siguientes: el viento gira al WNW y arrecia bruscamente (Fig. 1), generando fuerte marejada en la mar; la temperatura disminuye y la humedad relativa y la presión aumentan también bruscamente (ver Arasti, 2001). Poco después suele producirse la entrada de estratos bajos y bruma.

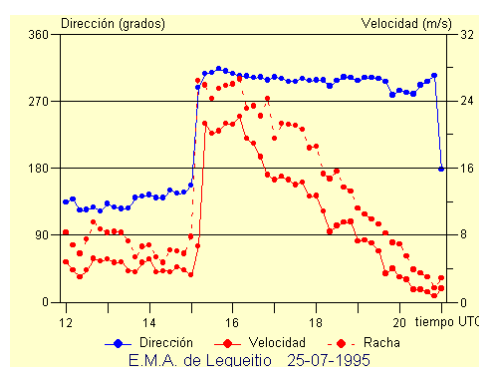


Figura 1: Viento en Lequeitio. 25-07-1995.

En una galerna típica podemos distinguir tres zonas. La primera, entre Avilés y Cabo Mayor, es la zona de desarrollo. En ella el viento no llega a la escala de fuerte (ver Arasti, 2001). Entre Cabo Mayor y Biarritz se encuentra la zona de máxima intensidad. En ella el viento en la costa es muy fuerte, con rachas cercanas a 100 km h^{-1} . A partir de Biarritz la galerna entra en su fase de disipación.

En este trabajo se ha hecho un estudio de la galerna típica a partir de un episodio paradigmático, el de 25 de julio de 1995, que corresponde a la galerna típica más fuerte de que se tiene noticia. Se han estudiado características importantes de la galerna típica tales como su escala horizontal y vertical, así como su velocidad de propagación. En cuanto a la génesis del fenómeno hemos intentado evidenciar que el viento

de la galerna típica es un flujo *ageostrófico* que responde a los cada vez más intensos gradientes *mesoescales* de presión que se producen a lo largo de la costa. Estos gradientes son producidos por el desigual comportamiento de la tendencia barométrica, positiva al oeste y negativa al este del Cantábrico.

Parece razonable asociar el campo de tendencia barométrica opuesta que se observa, al flujo a escala sinóptica (Mass y Albright, 1987). Más concretamente, es razonable asociar al flujo en niveles próximos a 850 mb y a la advección de masas de aire frío y cálido sobre el Cantábrico, por parte de ese flujo, la peculiar tendencia barométrica que se observa.

Se ha investigado la existencia de fenómenos similares a la galerna típica en otros lugares, así como sus modelos conceptuales. Podemos decir que la galerna típica se encuentra englobada en los fenómenos denominados CTD (*Coastal Trapped Disturbance*) o también *coastally trapped wind reversals*, sobre cuya génesis hay cierta controversia. En lo sucesivo, por galerna se entenderá galerna típica.

2. Análisis sinóptico

Las Fig. 2 - 3 describen brevemente la situación sinóptica.

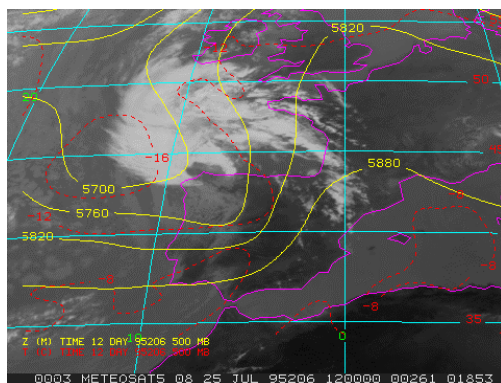


Figura 2: Análisis de 500 mb del 25 de julio de 1995 a 12 GMT sobre imagen infrarroja.

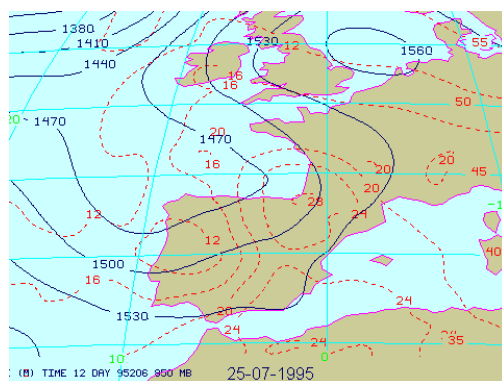


Figura 3: Análisis de 850 mb del 25 de julio de 1995 a 12 GMT.

Una constante en los episodios de galerna es la existencia de una dorsal térmica en 850 mb como la que se muestra en la Fig. 3. En ésta se observa un contraste térmico muy acusado entre el sur de Galicia, a 12 °C de temperatura y Guipúzcoa, a 28 °C. Además, el viento a ese nivel *advecta* esa masa fría hacia el Cantábrico, excepto en el País Vasco, donde la *advección* es cálida.

3. Análisis mesoescalar y discusión

A las 12 GMT (Fig. 4) se observa que el viento ha girado al WNW, aunque flojo, a lo largo de la costa asturiana. Por el contrario, en el resto del Cantábrico el viento es del este o sureste, salvo en Sondica (aeropuerto de Bilbao) donde sopla la brisa del NW. Las temperaturas en la costa cántabra y, sobre todo, vasca son elevadas como consecuencia de la circulación ciclónica, que permite la llegada a la costa de

aire ya de por sí cálido, recalentado en el descenso hacia el litoral. Así, los 32 °C de la costa occidental contrastan con los 25 °C del litoral asturiano. Podríamos pensar, por lo tanto, que la situación es de buen tiempo, con altas temperaturas y cielos despejados en casi toda la costa cantábrica. Sin embargo esta apreciación es altamente engañosa, ya que tres horas más tarde se producirían rachas de más de 100 km h⁻¹. Se observa también una incipiente cuña anticiclónica que penetra por el oeste.

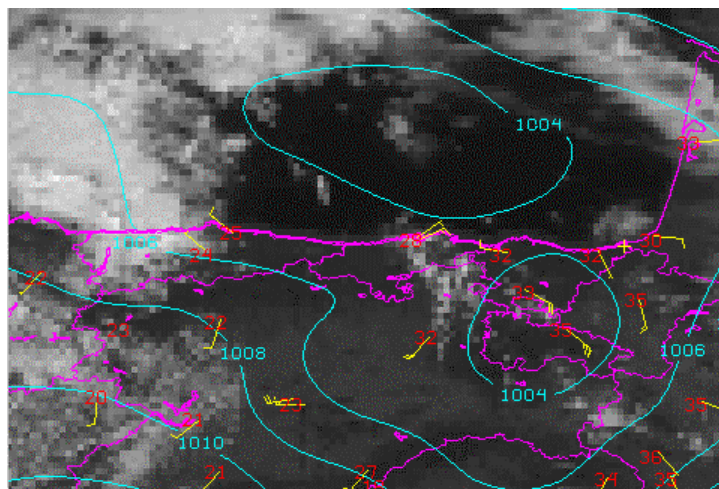


Figura 4: Análisis de superficie del 25 de julio de 1995 a 12 GMT sobre imagen visible realizada.

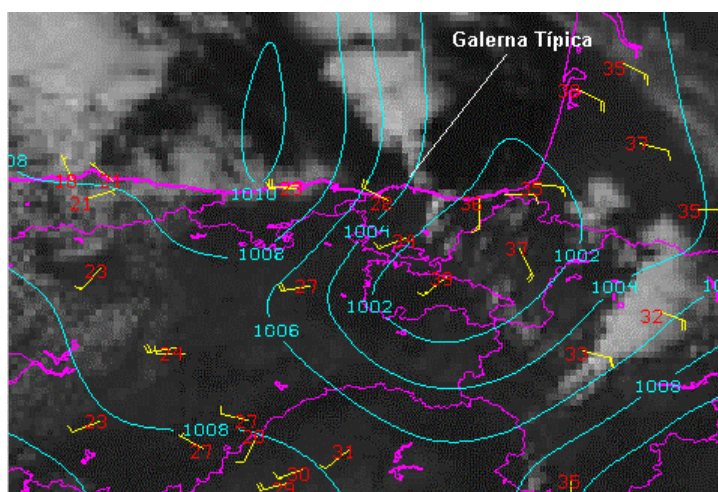


Figura 5: Análisis de superficie del 25 de julio de 1995 a 15 GMT sobre imagen visible realizada

A las 15 GMT (Fig. 5), la situación ha cambiado radicalmente. La galerna ha llegado ya al cabo de Machichaco donde se registran rachas de 104 km h⁻¹. Por el oeste ha penetrado con rapidez una dorsal *mesoescalar* de alta presión que, junto con la baja centrada en Navarra, origina un fuerte gradiente de presión. Así, el viento de la galerna es un flujo *ageostrófico* que responde al gradiente de presión *mesoescalar* que se observa en el análisis de la Fig. 5.

Sobre el litoral vasco donde todavía no ha llegado la galerna hay un aire cálido y seco a 36 °C en contraposición con los 23 °C en la zona de galerna, es decir, 13 °C de diferencia en unos pocos kilómetros. Este fuerte contraste térmico se puede asimilar en la práctica a una interfase o microfrente que separa dos fluidos con características térmicas muy diferentes. Así se explica que el paso de la galerna típica tenga las características de un paso frontal. A unas decenas de kilómetros detrás de la galerna se encuentra la zona de estratos y niebla característica del fenómeno. Es evidente que el intenso gradiente de presión *mesoescalar* ha sido originado por el desigual comportamiento de la tendencia barométrica (Fig. 6). El área objeto de análisis está dividida en dos grandes zonas de tendencia de presión opuesta, que se desplazan hacia el este situándose la galerna en las inmediaciones de la línea de tendencia cero.

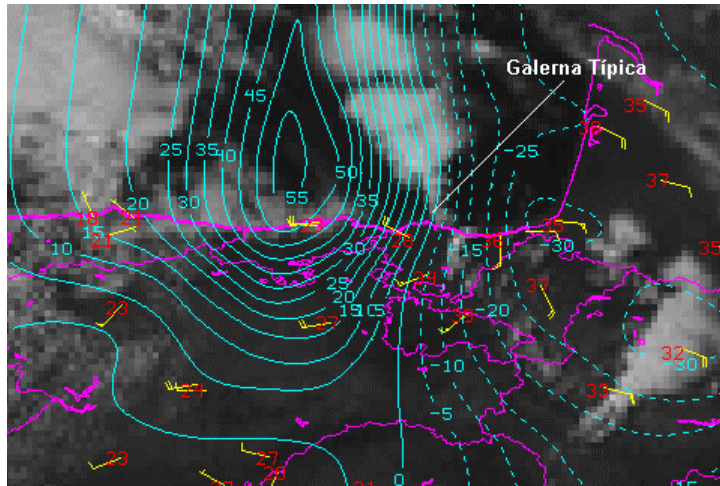


Figura 6: Análisis de tendencia de presión (décimas de mb) del 25 de julio de 1995 a 15 GMT sobre imagen visible realizada.

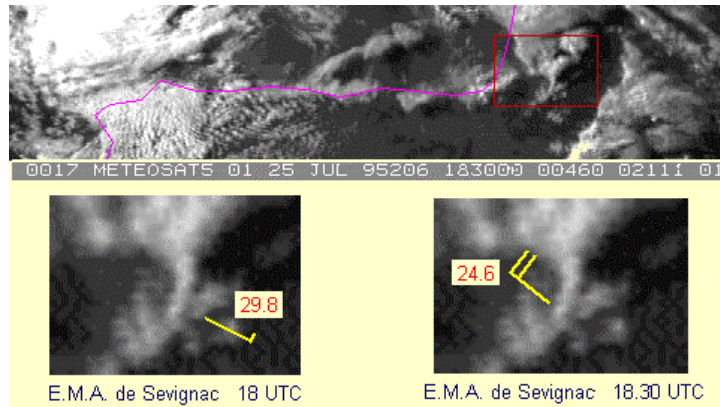


Figura 7: Microfrente de la galerna típica.

Conforme la galerna se propaga hacia el este del cantábrico se acelera (Arasti, 2001) y el gradiente térmico se intensifica en la interfase, pudiendo asimilarse a un verdadero microfrente. En general, éstos no son visualizados ya que no suelen producir nubosidad. En la Fig. 7 se muestra la banda nubosa en forma de arco asociada al microfrente, que se detecta a las 18.30 GMT, cuando la galerna pasa por la población francesa de Seignac. Al adentrarse en Francia, la galerna, que ha tomado ya las características de una corriente de densidad (Arasti, 2001), se encuentra en plena fase de disipación (Fig. 8).

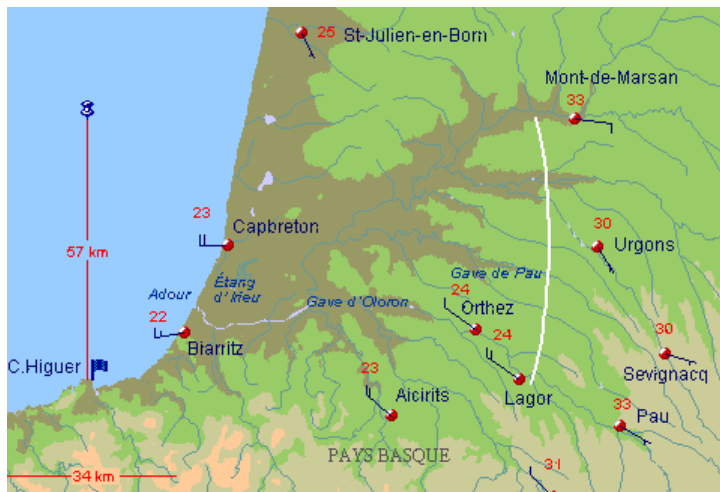


Figura 8: Análisis de superficie del 25 de julio de 1995 a 18 GMT. La línea blanca es el microfrente.

La mayor intensidad del fenómeno se produce en la zona costera, disminuyendo rápidamente hacia el interior. Según Espel y Garmendia (1985) los vientos fuertes del NW se producen hasta 40 km mar adentro. Si nos fijamos en las estaciones costeras francesas de Capbreton y St-Julien-en-Born, vemos que la galerna afecta a la primera, pero no a la segunda. Luego el límite de la galerna debe estar entre estas dos estaciones. Parece razonable hacer corresponder este límite con el del microfrente. Según esto, la galerna no afecta a más de 57 km mar adentro, desde Cabo Higuer. Sin embargo, el radio de deformación de Rossby que le correspondería a una onda de Kelvin propagándose a la velocidad de la galerna (20 m s^{-1}) es de 200 km, casi cuatro veces mayor que lo observado.

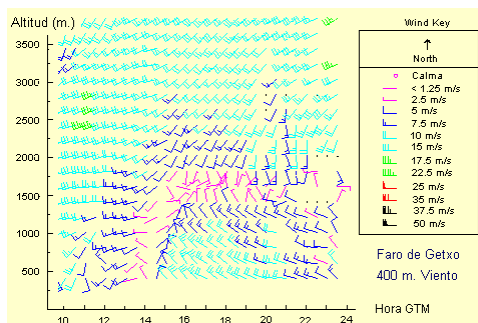


Figura 9: Escala vertical de la galerna típica del 30 de mayo de 1996. Servicio Vasco de Meteorología.

La estructura vertical del viento en una galerna típica podemos obtenerla a partir de los datos proporcionados por el perfilador de viento que el Servicio Vasco de Meteorología tiene instalado en el faro de Getxo (Vizcaya). Dicho perfilador fue instalado a finales de 1995, por lo que no hay datos correspondientes a la galerna del día 25 de julio de 1995, que estamos describiendo. Así que lo que se muestra en la Fig. 9 es el perfil vertical de una galerna típica acaecida el 30 de mayo de 1996, no tan intensa como la del día 25 de julio de 1995. El viento es el promedio en media hora. Se puede observar que la galerna es bastante superficial, estando limitada a los primeros 1.250 metros de la troposfera. Esto concuerda con lo observado en fenómenos similares. Podemos por lo tanto decir que la galerna típica sucede, en general, por debajo de 850 mb. El viento es máximo en los niveles inferiores, disminuyendo con la altura. Cuanto mayor es el espesor del aire frío, mayor es la intensidad de la galerna (Arasti, 2001).

En cuanto a la causa de la desigual tendencia barométrica que, a la postre, origina la galerna típica, la Fig. 10 muestra la variación que experimenta la temperatura del aire a 850 mb entre 6 y 12 GMT, a la izquierda, y entre 12 y 18 GMT, a la derecha. En azul se muestran descensos de temperatura y en rojo, ascensos. Aunque la tendencia de la presión es trihoraria y la de la temperatura en 850 mb la hemos calculado cada seis horas, por lo cual estos campos no son estrictamente comparables, se pueden sacar conclusiones importantes de esta comparación.

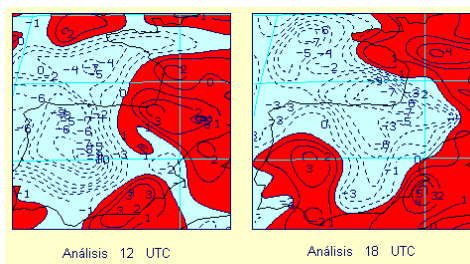


Figura 10: Tendencia de la temperatura en 850 mb (grados / 6 horas) del 25 de julio de 1995.

Así, a 12 GMT se observa que el máximo descenso de presión sobre el Cantábrico, coincide con el máximo aumento de temperatura en 850 mb. A 18 GMT, en cambio, el máximo aumento de presión sobre el Cantábrico coincide con el máximo descenso de temperatura en 850 mb (Arasti, 2001). Parece, por lo tanto, razonable argumentar que la desigual tendencia barométrica que muestran los análisis es debida, en su mayor parte, a la diferente advección de masas que sobre el Cantábrico produce el flujo en 850 mb. Esto explica la existencia de dorsal térmica en 850 mb sobre la zona los días de galerna típica.

4. Fenómenos similares

A lo largo del mundo existen fenómenos similares a la Galerna Típica como, por ejemplo: *Coastal Surges* en la costa oeste de Norteamérica (Mass y Albright, 1987), *leader front* en la costa este sudafricana (Gill, 1977), *Coastal Ridging* y *Southerly Buster* en la costa este australiana (Colquhoun, Shepherd y otros, 1985). A lo largo de la ladera este de las Rocosas frecuentemente se propagan hacia el sur oleadas *mesoescales* de aire frío (Lilly, 1981). Un fenómeno parecido ocurre al este de los Apalaches (Bossart, Pagnotti y otros, 1973) y al sur de la isla de Nueva Zelanda (Hutchings, 1944). En la costa de Andalucía oriental se producen entradas bruscas de viento de Levante (Sánchez-Laulhé y Polvorinos, 1995). Llama la atención la similitud del marco geográfico, con una barrera montañosa paralela a la costa donde precisamente estos fenómenos se desarrollan. Todos estos fenómenos se conocen en la literatura meteorológica como CTD (*Coastal Trapped Disturbance*) o también *coastally trapped wind reversals*.

5. Conclusiones

Se han estudiado características importantes de la galerna típica tales como su escala horizontal y vertical, así como su velocidad de propagación. En cuanto a la génesis del fenómeno hemos intentado evidenciar que el viento de la galerna típica es un flujo *ageostrófico* que responde a los cada vez más intensos gradientes *mesoescales* de presión que se producen a lo largo de la costa. Estos gradientes son producidos por el desigual comportamiento de la tendencia barométrica, positiva al oeste y negativa al este del Cantábrico. Parece razonable asociar el campo de tendencia barométrica opuesta que se observa, al flujo a escala sinóptica (Mass y Albright, 1987) en lugar de a la propagación de ondas internas de Kelvin (ver Dorman, 1985). Más concretamente, es razonable asociar al flujo en niveles próximos a 850 mb y a la *advección* de masas de aire frío y cálido sobre el Cantábrico, por parte de ese flujo, la peculiar tendencia barométrica que se observa. La galerna típica está limitada a la parte más baja de la troposfera, por debajo, en general, del nivel de 850 mb. El viento es máximo en los niveles inferiores, disminuyendo con la altura. También se observa que cuanto mayor es el espesor del aire frío, mayor es la intensidad de la galerna (Arasti, 2001). En su fase de disipación, la galerna se propaga como una corriente de densidad, cuyo micro frente, en el caso estudiado, ha podido ser observado en las imágenes de satélite.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, a través del Proyecto CICYT CLI95-1778. Quiero expresar mi agradecimiento al Servicio Vasco de Meteorología.

Referencias

- Arasti, E., 2001: Estudio de la galerna típica del Cantábrico. Nota Técnica del CMT en Cantabria Asturias. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid.
- Bosart, L.V., V. Pagnotti and B. Lettau, 1973: Climatological aspects of eastern United States back door frontal passages. *Mon. Wea. Rev.*, 101, 627-635.
- Colquhoun, J.R., D.J. Shepherd, C.E. Coulman, R.K. Smith and K. McInnes, 1985: The southerly buster of southeastern Australia: an orographically forced cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 2090-2107.
- Dorman, C.E., 1985: Evidence of Kelvin waves in California's marine layer and related eddy generation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 827-839.
- Espel, J., e I. Garmendia, 1985: Las Galernas del Golfo de Gascuña. *SUSTRAI. Revista Agropesquera* nº 1. 38-41.
- Gill, A.E., 1977: Coastally trapped waves in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, 431-440.
- Hutchings, J.W., 1944: Orographical disturbances of the pressure field over New Zealand. *N.Z.M.O. Ser. A*, No. 7, 4 pp.
- Lilly, D.K., 1981: Doppler radar observations of upslope snowstorms. Preprints, 20th Conf. on Radar Meteorology, Amer. Meteor. Soc.
- Mass, C.F. and M.D. Albright, 1987: Coastal southerlies and alongshore surges of the West Coast of North America: Evidence of mesoscale topographically trapped response to synoptic forcing. *Mon. Wea. Rev.* 115, 1707-1738.
- Sánchez-Laulhé, J.M. y F. Polvorinos, 1995: Entradas bruscas de vientos de Levante en la costa norte de Alborán. *Boletín de la Asoc. Meteor. Española*, 18/19, 30-35