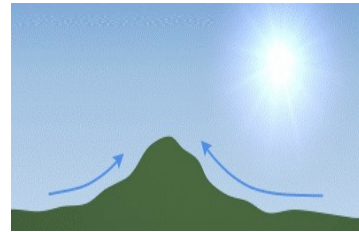
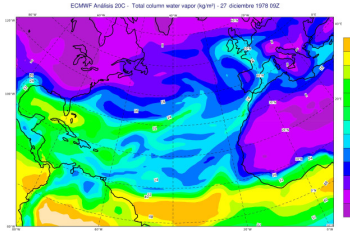
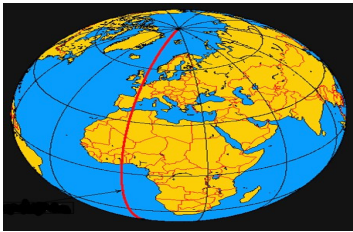
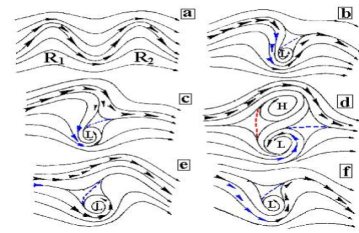
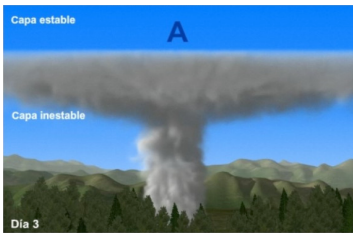
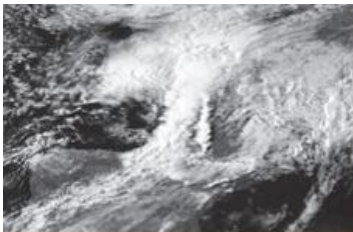
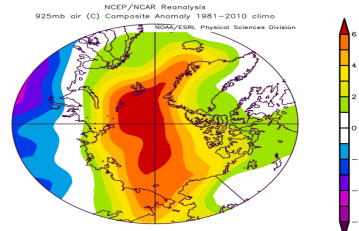
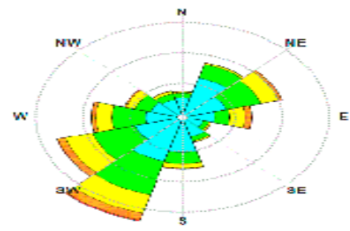
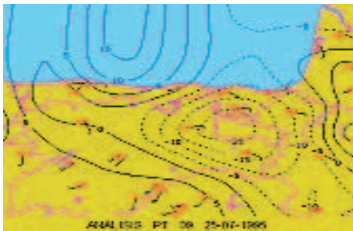
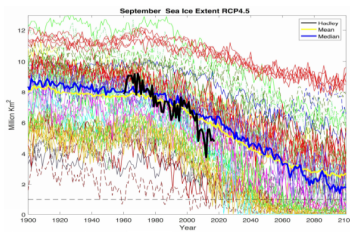


Selecciones del blog

AEMet 2018



Este documento contiene una selección de algunos de los mejores artículos publicados en el blog de AEMET durante 2018. Los artículos han sido adaptados ligeramente para su publicación en esta selección.



El blog oficial de la Agencia
Estatal de Meteorología

<https://aemetblog.es>

Las opiniones, observaciones, interpretaciones y conclusiones expresadas en los artículos de esta publicación son las del autor y no reflejan necesariamente las de AEMET.



Aviso Legal: los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados, citando la fuente y la fecha, en su caso, de la última actualización

Edita:

© Ministerio para la Transición Ecológica
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2019

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado:
<https://cpage.mpr.gob.es>

NIPO: 639-19-015-8
<https://doi.org/10.31978/639-19-015-8.2018>

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
C/ Leonardo Prieto Castro, 8
28040 Madrid

<http://www.aemet.es/>



@Aemet_Esp



<https://www.facebook.com/AgenciaEstatalMeteorologia>

Selecciones del blog

AEMet 2018

Índice

<i>La galerna del Cantábrico,</i> por José Luis Arteche García	5
<i>Las primaveras de España,</i> por Lorenzo García de Pedraza y Joaquín García Vega	14
<i>Condiciones meteorológicas y deporte,</i> por Javier Cano Sánchez	25
<i>¿Por qué el valle del Guadalquivir es la «sartén» de España?,</i> por Nicolás Bermejo Trimiño	32
<i>Las gotas frías/danas. Ideas y conceptos básicos,</i> por Francisco Martín León	50
<i>Hablando del tiempo. Tiempo Universal Coordinado (UTC),</i> por Delia Gutiérrez Rubio	59
<i>El tornado de 1978 y otros tornados históricos en la ciudad de Sevilla,</i> por Nicolás Bermejo Trimiño	64
<i>¿Un nuevo estado climático en el Ártico?,</i> por Peio Oria Iriarte	80
ÍNDICE ALFABÉTICO DE AUTORES	89

LA GALERNA DEL CANTÁBRICO

José Luis Arteche García
Delegación Territorial de AEMET en Cantabria

(publicado en el blog de AEMET
el 20 de abril de 2018)



*Sobre este fenómeno meteorológico existe una cierta controversia tanto sobre su significado preciso como sobre su etimología, aun cuando para los marineros ribereños del golfo de Vizcaya no necesite explicación: ellos lo asocian rápidamente a muerte o gran desgracia aunque bien es cierto que siguiendo leyendas sobre lo que sucedía en otros tiempos, más que por lo que pasa en la actualidad. Pudiera estar su origen en los términos de la lengua bretona gwall (malo) horn (esquina) o gwall-kern (plural de horn). Las definiciones que vemos por ahí en unos casos pecan de muy generales, en otras asignan connotaciones que no son necesarias siempre (por ejemplo, fuertes lluvias) y, por regla general, asociadas a la idea de muertes por naufragio que ya no es tan fácil que ocurran, afortunadamente. Una definición que parece apropiada es la de que una **galerna** es un viento súbito, fuerte o muy fuerte y racheado, acompañado o no de precipitaciones, propio del mar Cantábrico, en la época primaveral o veraniega, y que corta de manera brusca un tiempo apacible y generalmente caluroso. En Francia se le llama galerne y muchas veces se la refiere como entrée maritime subite.*

Hay una palabra seria, con regusto de sal y de lágrimas, un galicismo hondo y temible, sonoro y lúgubre, que va siempre enlazado al holocausto de las gentes pescadoras del Cantábrico: la galerna.

(R. González Echegaray, 1981)

Amanecía un maravilloso Sábado Santo con brisa suave y cálida, realmente primaveral, del nordeste, que convidaba a los pescadores a entregarse a sus faenas. Todas las lanchas pescadoras de nuestros pueblos salieron al alborear la bellísima mañana; varió el viento empezando a soplar del sur; y así continuó hasta la una menos cuarto, en que de una manera inesperada, sin señalarlo el barómetro, una manga de viento huracanado se dejó sentir del noroeste, con extraordinario ímpetu, descendiendo de tal modo y tan inesperadamente la temperatura que no hubo intervalos graduales entre el calor y el frío. En los tres cuartos de hora que duró aproximadamente el temporal, ¡Cuántos pescadores fallecieron! A pesar de llevarse Vizcaya la peor parte, la galerna azotó a toda la costa Cantábrica.

Noticiero Bilbaíno (20 de abril de 1878)

Pero, ¿qué es una galerna?, ¿es un frente activo, un turbón, una línea de turbonada? ... o nada de lo anterior.

Desde comienzos del siglo XX, meteorólogos como José Manuel Orcolaga (director del observatorio donostiarra de Igueldo) o Ricart y Giralt, explicaban y, como suele suceder entre gente de ciencia, discrepaban sobre su idea de lo que para ellos era este fenómeno. Mariano D'Oporto, también meteorólogo y director del observatorio de Igueldo, habla asimismo de las galernas en trabajos de 1929. En los años setenta el francés Raout realiza un amplio trabajo sobre ellas. En los años ochenta, el jefe del entonces Centro Meteorológico del INM del Golfo de Vizcaya, José Ignacio Álvarez Usabiaga, realizó una excelente síntesis sobre los tipos de galernas. Por estas épocas otros autores escriben sobre galernas, tal es el caso de Mariano Medina, el francés Wisdorf o Espel y Garmendia.



Figura 1. Canal visible del satélite Meteosat, a las 14:30 UTC, mostrando claramente la línea de turbonada, por delante del frente, a punto de entrar en Francia. Galerna del 7 de junio de 1987.

En el siglo XIX, o mejor dicho durante la segunda mitad del mismo, que es el periodo del que hay noticias, hay diez situaciones registradas, incluyendo las de los años 1878 (la tremenda [galerna del Sábado de Gloria](#) que glosa Jose María de Pereda en su novela costumbrista [Sotileza](#), y la de 1890).

En el siglo XX y hasta 1985, momento en el que comienza en España una nueva forma de trabajar en meteorología, con el concepto de vigilancia meteorológica, y los incipientes Grupos de Predicción y Vigilancia, se tiene noticia de tan solo

once situaciones, destacando la famosa galerna de agosto de 1912; ocho de ellas se datan ya dentro del periodo de inicio del desarrollo en España de la meteorología aeronáutica, coincidiendo con la Guerra Civil (hacia 1938) y el posterior nacimiento, tras la contienda, de los Centros Meteorológicos. En el resto del siglo (quince años) se registran quince situaciones, destacando por su severidad la galerna del siete de junio de 1987 (figura 1), caso tras el cual el INM inicia las campañas Previmet Galernas. Para acabar el recuento, digamos que en el siglo XXI llevamos ya registrados, once casos.

En las campañas Previmet Galernas, siguiendo la clasificación de Usabiaga, se contemplan tres casos: las galernas frontales, las galernas híbridas y las galernas típicas, locales o del golfo de Gascuña. A finales de la década de los noventa, el sistema de predicción del INM contemplaba dos posibilidades sobre las que cabía centrarse a la hora de clasificar estos fenómenos: galernas asociadas a sistemas frontales y galernas típicas. En el caso de las galernas típicas más fuertes, el viento medio puede alcanzar los 80 km/h en la zona de máxima intensidad. Sin embargo, la mayoría de las galernas típicas no alcanzan valores tan altos; cuando no sobrepasan la velocidad de 60 km/h, se les denomina galernillas.

Quizás lo peligroso del fenómeno sea, no tanto la fuerza del viento, cuanto la rapidez con que gira y arrecia, es decir lo sorpresivo del fenómeno. A su paso, la galerna produce descensos bruscos de temperatura de hasta 12 °C en 20 minutos y la humedad relativa aumenta hasta valores cercanos al 100 %. Poco después del cambio de viento suele producirse la entrada de estratos bajos y bruma. La galerna típica empeora rápidamente el estado de la mar pudiendo hacer zozobrar embarcaciones de poco porte. Es peligrosa también en las operaciones de aterrizaje y despegue de los aeropuertos (todos ellos cerca del mar en la cornisa cantábrica), en las playas, etc.

Galernas frontales

Si dejamos para un poco más adelante la galerna típica y nos centramos en el resto de galernas, los marineros denominan como tal, en sentido general, a algo que llega rápido, sorpresivamente y que dura más o menos tiempo, durante el cual rematará, con fuerte viento y una mar muy agitada, lo ya iniciado con el primer golpe de la mar.

Como dice González Echegaray, “la galerna verdad del Cantabrico es un temporal instantáneo y durísimo que se produce generalmente en primavera y otoño”. “No son propiamente galernas, aunque así se las llame frecuentemente, las virazones o turbones de verano de carácter muy local... No obstante, en ocasiones se denominan galernas a episodios que, ellos mismos, se anuncian con tiempo suficiente y que en algún momento arrecian más de lo debido. Así, se denominó galerna a un temporal del NW que en julio de 1961 se inició tras el paso de un frente pero que arreció casi 24 horas después. El resultado fue de 83 pescadores ahogados en un tiempo en el que, como recuerda un marinero retirado y que sobrevivió a aquello, el que era un poco espabilado, andaba con el parte francés, pero sobre todo a base de experiencia... y miedo.

En general será el paso de un frente muy activo pero fuera del inicio del otoño o del invierno, épocas en las que las borrascas atlánticas a su paso por el golfo de Vizcaya no traen delante del frente frío un tiempo apacible sino muy ventoso, del SSW, e inestable. En

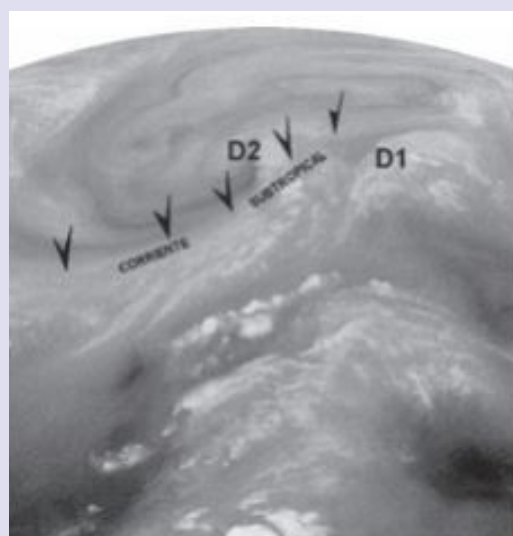


Figura 2. Canal infrarrojo del satélite Meteosat, a las 16:30 UTC. Galerna del 7 de junio de 1987.

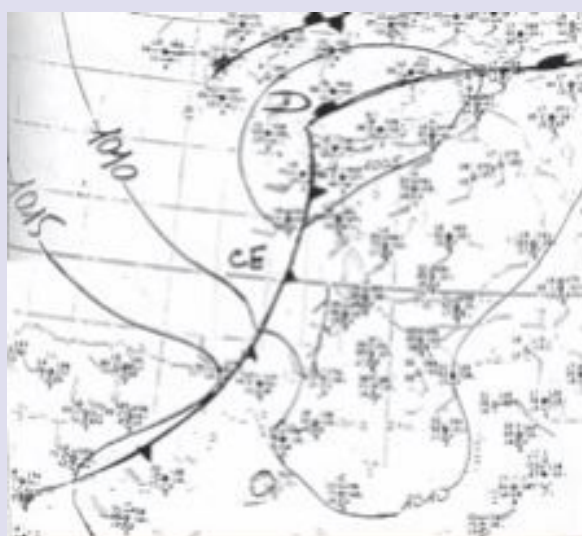


Figura 3. Análisis PSL de 7 de junio de 1987. Météo France.

ocasiones puede ser algo prematuro, tal fue el caso de la [galerna del Sábado de Gloria, el 20 de abril de 1878](#), que se cobró en pocas horas más de trescientas vidas. Otros casos rememorados fueron la muy severa del 26 de abril de 1890, con 54 ahogados, y la ocurrida el 12 de julio de 1908, con 40 pescadores muertos, así como la de la noche del 12 al 13 de agosto de 1912, probablemente con una línea de turbonada prefrontal, que dejó 141 muertos, gran parte de ellos pertenecientes a la flota pesquera vizcaína que faenaba a 60 millas al norte de Bermeo, localidad vasca marcada para siempre por este acontecimiento. Estas galernas, que inquietaban el ánimo del país a través de la prensa nacional, condujeron a disposiciones del Gobierno en materia de seguridad en la mar (Ley de Ordenación General de la Pesca en España, de 1884), las cuales pretendían paliar el lastimoso estado de indefensión de la flota pesquera española que faenaba cerca de nuestras costas por aquel entonces. Igualmente se tomaron resoluciones referentes a la prontitud necesaria de los partes meteorológicos.

Es, sin duda, la galerna del 7 de junio de 1987, la que ha sido más conocida entre las galernas frontales del pasado siglo: una estructura frontal estacionaria reactivada por delante de una depresión secundaria que se forma en el golfo de Vizcaya. Se produce durante la noche previa y la madrugada de esa fecha una intensa interacción, no muy habitual, del flujo subtropical en niveles altos con aire de procedencia polar (figura 2) dando lugar a una estructura de catafrente con una línea de turbonada prefrontal, digna de cualquier clima tropical (figura 3). La depresión, a su paso por la región francesa de Charente, con vientos fuertes, pero no excepcionales, origina abundantes daños. Por otro lado el paso de la línea de turbonada, con vientos muy fuertes, dio lugar a numerosos desperfectos en la costa cantábrica española y en el suroeste francés. Los vientos alcanzaron los 130 km/h en algún punto de la costa. Ocho fallecidos en total, pero nadie en la mar. ¿Qué hubiese ocurrido si ese siete de junio hubiera sido de algún año del siglo diecinueve?

La galerna del golfo de Gascuña o galerna típica

Afinando un poco tras buscar en hemerotecas y archivos climatológicos se averigua que los pequeños o fuertes giros bruscos del viento en el verano de la costa cantábrica, generalmente al este del cabo Mayor (aunque no necesariamente) y que Álvarez Usabiaga denominó como galerna típica, son muy frecuentes y con resultados que, en ocasiones, pueden resultar serios para la navegación deportiva y la aeronáutica. Se han estudiado varios casos, siendo uno destacable y representativo, el del día 25 de julio de 1995 (ARASTI BARCA, 1999).

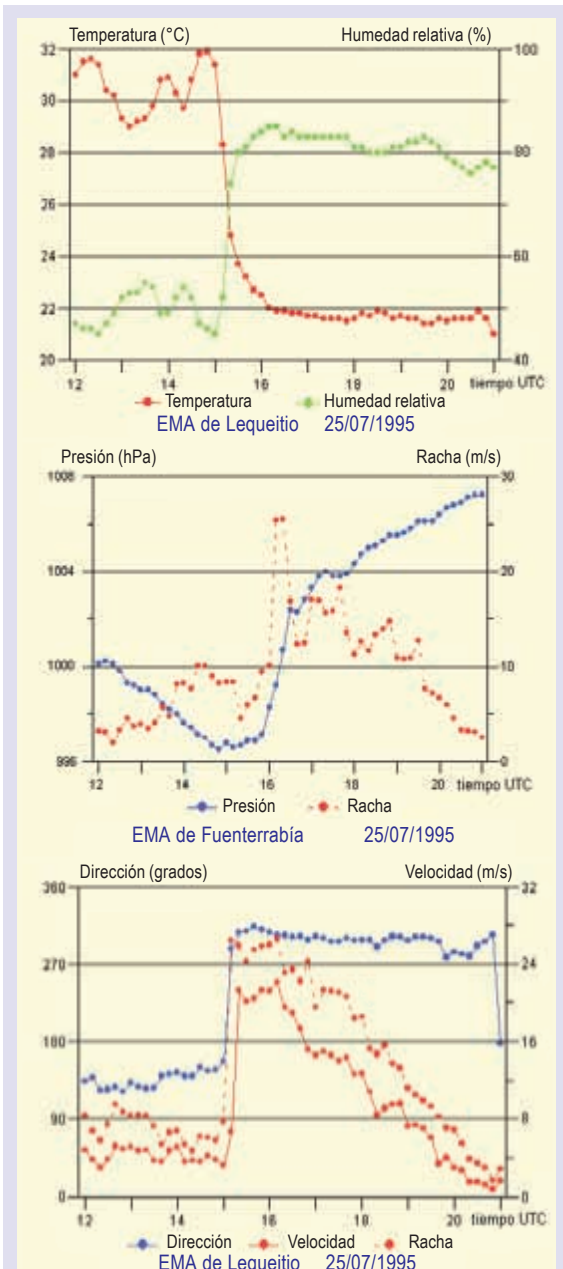


Figura 4. Comportamiento de la temperatura, humedad, presión y viento al paso de una galerna típica fuerte. 25/07/1995. ARASTI BARCA (1999).

Estamos ante un fenómeno de los denominados corrientes de densidad costera atrapada y que tiene equivalente en muchos lugares del mundo cerca de costas montañosas similares a las del Cantábrico: California, sur de Australia, Sudáfrica, etc.

En España se identifican por primera vez con estas características algunas entradas bruscas de vientos de levante en la costa sureste, al norte del mar de Alborán (SÁNCHEZ y POLVORINOS, 1995). El modelo conceptual actual que se maneja de la galerna típica es el siguiente: el viento es un flujo ageostrófico, respuesta a los gradientes mesoescalares de presión, cada vez más intensos, que se producen a lo largo de la costa cantábrica. Estos gradientes son producidos por el desigual comportamiento de la tendencia de la presión, positiva al oeste y negativa en la mitad oriental del Cantábrico.

El aire fresco del oeste se enfrenta, cada vez con más ímpetu, con aire que va calentándose, originándose un fuerte contraste térmico en la interfase, que se puede asimilar en la práctica a un microfrente que separa dos fluidos de características térmicas muy diferentes. El espesor del aire frío posterior al microfrente aumenta gradualmente por idénticos motivos. Así se explica que la galerna típica tenga las características de un paso frontal, con viento racheado, ascenso de la presión y descenso de la temperatura (figura 4), y que estos cambios sean cada vez más intensos. Cuando la galerna típica entra en su fase

de disipación toma las características de una corriente de densidad. El microfrente asociado a esta corriente de densidad, y por tanto a la galerna, ha sido visualizado gracias a la pequeña estructura nubosa con forma de arco que se genera en la interfase. Esto no es frecuente ya que la galerna típica no suele producir nubosidad en su parte delantera.

La galerna típica recorre unos quinientos kilómetros en diez horas. Se pueden distinguir tres zonas. La primera, entre Avilés y el cabo Mayor: la zona de desarrollo. En ella el viento no llega a la escala de fuerte. Entre Ontón, en el borde oriental de Cantabria, y Biarriz se encuentra la zona de máxima intensidad. En ella el viento medio en la costa alcanza los 80 km/h, con rachas cercanas a 100 km/h y descensos de temperatura de 12° en 20 minutos. A partir de Biarriz la galerna entra en su fase de disipación. La velocidad de la galerna aumenta conforme se propaga hacia el este, alcanzando su valor máximo, 20 m/s, en las inmediaciones de San Sebastián, disminuyendo posteriormente. Su mayor intensidad se produce en la zona costera, disminuyendo rápidamente hacia el interior. Mar adentro la galerna afecta a una extensión de no más de 57 km, a partir del cabo Higer. Su escala horizontal se encuentra dentro de la meso- β , según la clasificación de Orlanski (1975). Los gradientes mesoescalares de presión y temperatura estimados son de 5 hPa en 50 km, y de 13 °C en 30 km. La galerna típica es bastante superficial. Está limitada a la parte más baja de la troposfera, por debajo, en general, de los 1800 metros. El viento es máximo en los niveles inferiores, disminuyendo con la altura. Poco después de su irrupción se produce la entrada de estratos bajos y bruma, pero no se produce precipitación. El estado de la mar asociado a una galerna típica es de «fuerte marejada». La altura significativa se encuentra próxima a 2 metros y la altura máxima a 4 metros.

Parece lógico asociar el campo de tendencia barométrica opuesta que se observa, al flujo a escala sinóptica. Más concretamente, se puede asociar al flujo en niveles próximos a 850 hPa

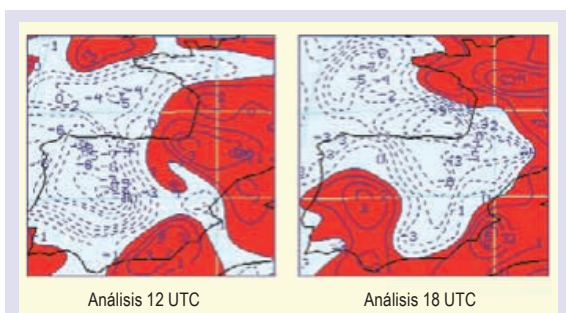


Figura 5. Tendencia de la temperatura (°/6 h). 850 hPa. 25/07/1995.

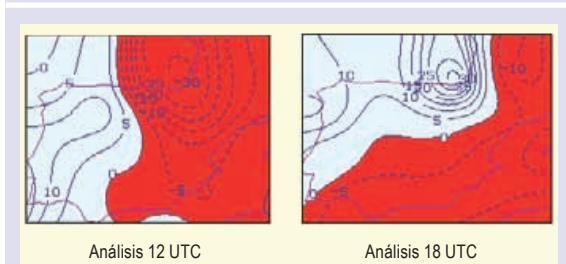


Figura 6. Tendencia de la presión a macroscala (hPa/3 h). 25/07/1995.

y a la advección de masas de aire frío y cálido sobre el Cantábrico, por parte de dicho flujo, con la peculiar tendencia barométrica que se observa (figuras 5 y 6). No obstante, no todo ascenso de presión es achacable a la escala sinóptica. Así, a las 12 UTC se genera un débil gradiente de presión entre Avilés y Santander, forzado exclusivamente por el flujo sinóptico, que ocasiona los giros de viento en la costa asturiana, que a su vez inician los procesos mesoescalares. El gradiente de presión se intensifica por la acción conjunta del flujo a escala sinóptica y a mesoescala.

En el litoral, la irrupción de una masa de aire fría en superficie con un espesor cada vez mayor, ocasiona un ascenso mesoescalar de la presión que, junto a la desigual tendencia barométrica que genera el flujo sinóptico da como resultado un intenso

gradiente de presión mesoescalar. Por lo tanto, es la escala sinóptica la que inicia los procesos mesoescalares y, posteriormente, la acción conjunta de las dos escalas produce los intensos gradientes mesoescalares que acelera el viento. Esto, unido al fuerte contraste de temperatura, termina por generar el microfrente de galerna, que hemos podido visulizar en las imágenes de satélite.

La época favorable para la ocurrencia de la galerna típica es la comprendida entre el final de la primavera y principio del otoño, pero sobre todo el verano.

El marco sinóptico favorable en superficie es el de flujo débilmente ciclónico o de pantano barométrico sobre el Cantábrico. El nivel de 850 hPa se caracteriza por una dorsal térmica sobre el Cantábrico oriental, sobre todo si a una advección cálida con viento del SW le sigue una rápida advección fría con viento del W. En la figura 7 se muestran los análisis de presión a 12 y 18 UTC. La línea roja discontinua representa el eje de la dorsal térmica en 850 hPa. Dicho eje se traslada hacia el nordeste, con su extremo inferior, que está asociado a las máximas temperaturas en 850 hPa, apuntando al centro de la baja mesoescalar.

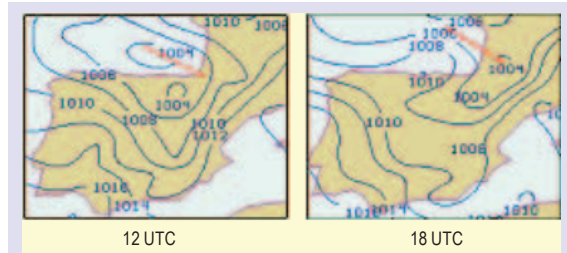


Figura 7. Análisis PSL (hPa). 25/07/1995.

Si se cumple el marco sinóptico y la época favorable, hay que iniciar la vigilancia específica del fenómeno. Concretamente hay que vigilar la formación de un gradiente de presión paralelo a la costa (ARASTI, 1999), con mayor presión al oeste que al este, así como su intensificación. Esto puede hacerse mediante el análisis mesoescalar de los campos de presión y, sobre todo, de la tendencia de presión en superficie. Este último campo es importante ya que es el responsable de la formación del gradiente de presión objeto de nuestra vigilancia. Es claro que en la galerna estudiada da más información el análisis de tendencia de las 12 UTC (figura 8) que el de presión de la misma hora. En el gráfico de la figura 9 se observa que hay dos grandes zonas con tendencia barométrica diferente. Tanto en una zona como en la otra el valor de la tendencia se intensifica.

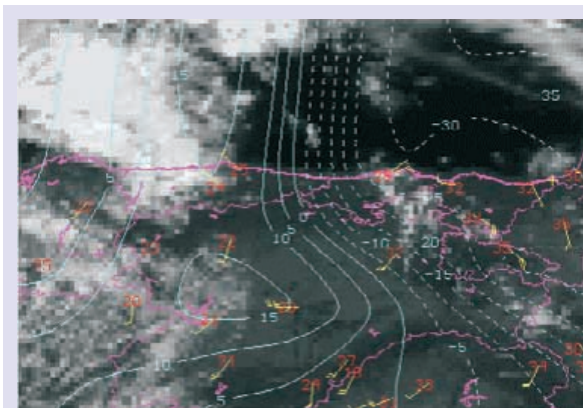


Figura 8. Análisis mesoescalar de la tendencia de la presión (hPa/3 h) a las 12 UTC. 25/07/1995.

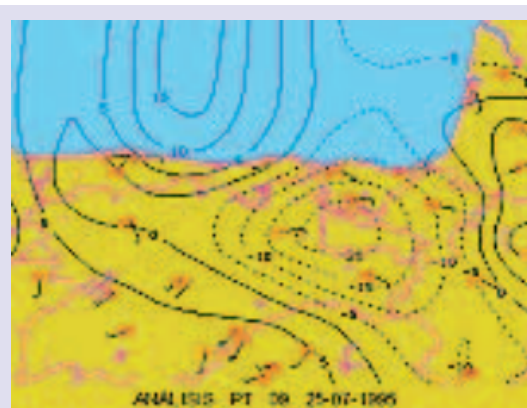


Figura 9. Análisis mesoescalar de la tendencia de la presión. ARASTI BARCA (1999).

En la parte del litoral asturiano con tendencia barométrica positiva el viento ya ha girado al oeste, lo cual es consecuente con el hecho de que los giros de viento son prácticamente simultáneos con el ascenso de la presión. Sin embargo, estos análisis mesoescales tienen dos inconvenientes: son trihorarios y, además, hay un retraso como consecuencia de la “asimilación” de las observaciones. Es por esto que se ha propuesto un método complementario. Este consiste en realizar observaciones horarias de presión reducida al nivel del mar, viento y temperatura, en los observatorios de Ranón (Asturias), Santander, Sondica, Iguelo y Fuenterrabía. Esto, completado con datos de viento y temperatura de estaciones automáticas, es suficiente para vigilar el gradiente de presión paralelo a la costa responsable de la galerna típica, y su intensificación. Además, no hay que olvidar que la galerna se propaga a lo largo de la costa. Por lo tanto, deberemos vigilar la galerna cuando esta se encuentre en su fase de desarrollo para pronosticar su fase de máxima intensidad con un par de horas de anticipación. Así, si se observa que el gradiente de presión y el viento del oeste asociado se intensifican, es muy probable que los cambios en las variables meteorológicas se aproximen gradualmente a los de una galerna en su fase de máxima intensidad.

En la figura 10 se observa un ejemplo de análisis mesoescalar del campo de presión en superficie. El análisis se ha realizado con una resolución de 0,6 grados y un filtro de paso de banda centrado en ondas de 275 km. La imagen corresponde al canal visible del satélite Meteosat de las 15 UTC. La situación ha cambiado radicalmente. La galerna ha llegado ya al cabo de Machichaco donde se registran rachas de 104 km/h, pero todavía no ha llegado a Lequeitio, unos 20 km más al este. 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. Sobre el litoral vasco donde todavía no ha llegado la galerna hay un aire cálido y seco que alcanza los 36 °C, como consecuencia de su procedencia terrenal y del recalentamiento sufrido en el descenso a la costa, que, como ya hemos visto, es consecuencia de la circulación ciclónica, casi estacionaria, que afecta a dicha zona. Estas temperaturas contrastan 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. La nubosidad que se observa en la imagen nos puede informar del campo de viento superficial. Así, la nubosidad que se encuentra en el litoral, y que coincide con el paso de la galerna, está adelantada respecto de la nubosidad que se observa más al norte. Esta forma de la nubosidad es consecuente con el campo de viento esperado para una zona costera de las características topográficas de la costa cantábrica.

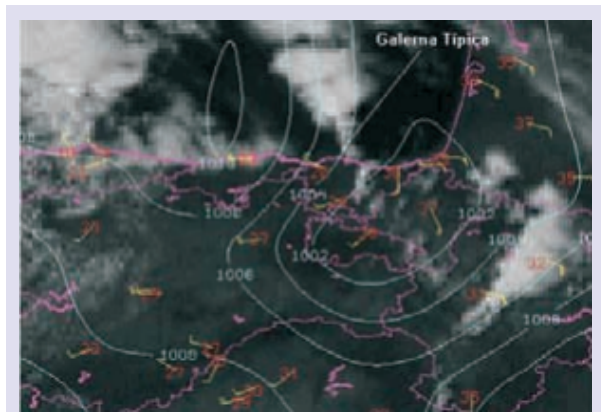


Figura 10. Análisis PSL (hPa) a las 15 UTC. 25/07/1995.

El futuro ya está aquí

En este artículo se ha hecho más hincapié en las galernas típicas pues son las que se han podido estudiar con más detalle. Sobre la galerna del 7 de junio se han realizado numerosas simulaciones numéricas a lo largo de los últimos años (CNRM, Francia) de lo que fue en esencia este fenómeno: una línea de turbonada.

Si bien la propuesta de vigilancia sobre los campos de tendencia de la presión, en el caso de la galerna típica, durante un día favorable es conveniente y acertada, hoy en día se ve igualmente necesario e indispensable el que exista una herramienta objetiva de predicción que avance los giros de viento con suficiente precisión y antelación como para poder prevenir con éxito.

En el caso de la línea de turbonada se demostró ya con el antiguo modelo Peridot, así como en otras simulaciones en EEUU, que parametrizando los *downdrafts* (corrientes descendentes mesoescalares dentro de la nube) y aumentando la resolución, sin necesidad de formular de modo explícito en el modelo los fenómenos de microfísica internos dentro de una línea de turbonada, se conseguía una cierta simulación del fenómeno. Hoy en día, con la nueva serie de modelos operativos de mayor resolución y que utilizan formulaciones simuladas en modelos de tipo no hidrostático (AROME, en Francia) se está consiguiendo una gran pericia en prever este tipo de eventos.

Queda por avanzar en los fenómenos de corrientes de densidad atrapadas, tal sería el caso de la más modesta galerna típica, pero cuya frecuencia es abrumadoramente mayor. Son fenómenos distintos pero parece factible crear modelos numéricos adecuados a su escala.

Más sobre galernas en:

https://repositorio.aemet.es/simple-search?location=%2F&query=Apuntes+sobre+el+fen%C3%B3meno+de+las+galernas++&rpp=10&sort_by=score&order=desc

<https://aemetblog.es/2016/09/30/una-revision-sobre-el-estudio-de-las-galernas/>

Bibliografía

ARASTI BARCA, E., 1999. La galerna típica. INM.

GONZÁLEZ ECHEGARAY, R., 1981. La galerna del Sábado de Gloria. Mutua Montañesa de Seguros.

SÁNCHEZ-LAHULÉ, J. M. y POLVORINOS, F., 1995. Entradas bruscas de vientos de levante en la costa norte de Alborán. *Bol. de la Asoc. Meteor. Española*, n.º 18/19, 30-35.

LAS PRIMAVERAS DE ESPAÑA

Lorenzo García de Pedraza¹ y Joaquín García Vega²

¹Meteorólogo

²Ayudante de Meteorología



(publicado en el blog de AEMET
el 21 de abril de 2018)

Este artículo, a cargo del gran meteorólogo español Lorenzo García de Pedraza y su hijo Joaquín, se publicó en el número 3(12) de la Revista de la Asociación Meteorológica Española, en 1989 (<http://hdl.handle.net/20.500.11765/2179>).

Preámbulo

Aunque el título pueda parecer un tanto sorprendente, la variedad y riqueza regional de la península ibérica, su atormentada geografía, la configuración de sus costas, el intervalo de latitud que abarca... Dan lugar a un auténtico «mosaico» de climas, que presentan sus adelantos o retrasos respecto a las inmutables fechas astronómicas.

La orografía tiene importantes repercusiones sobre las variables atmosféricas: nubes, lluvias, viento, temperaturas... Creando notables contrastes (umbría, —solana, estancamiento—, foehn) a ellos se fueron adaptando los vegetales, ocasionando el paisaje peculiar de cada comarca. Por ejemplo: si comparamos los verdes prados y bosques de la brumosa y lluviosa Galicia, con las áridas y soleadas tierras del sureste español, nos enfrentamos ante dos mundos climáticos netamente distintos.

Antes de seguir adelante, vamos a realizar algunas precisiones. En español tenemos una sola palabra: **tiempo**, para designar dos conceptos diferentes:

- **Tiempo cronométrico** («*time*» de los ingleses), que se mide con el reloj y se reseña con el calendario. La observación permite a los astrónomos fijar las estaciones del año y la duración de los días con gran exactitud.
- **Tiempo atmosférico** («*weather*» de los ingleses), que indica la acción instantánea y cambiante del comportamiento atmosférico en un lugar —aquí y ahora—; su observación permite a los meteorólogos medir las variables atmosféricas (anemómetro, veleta, pluviómetro, barómetro, termómetro...). Con sus datos simultáneos se dibujan los mapas del tiempo. En español podríamos utilizar la palabra «temperie» (para ambiente atmosférico) y «tempero» (para condiciones apropiadas de las tierras) en cuanto a humedad y temperatura.

Huyendo de la palabra *tiempo*, se ha venido a caer en el mal uso de la palabra *clima*, utilizándola como sinónimo de la palabra *tiempo atmosférico*. *Clima* es un valor calculado, no de observación directa, basado en un estudio estadístico de los tiempos atmosféricos durante un largo periodo cronológico (series de 30 años o más). Se obtiene así el valor medio, las frecuencias y las desviaciones que caracterizan el clima de un lugar, indicando lo que tienen de permanente la atmósfera allí; teniendo presente su altitud, continentalidad, latitud, orientación...

En fin, podríamos decir que con el *tiempo* se trata de analizar y matizar un comportamiento instantáneo de la atmósfera; mientras que con el *clima* se intentan sintetizar los caracteres atmosféricos. Algo parecido a las personas cuando se habla de su «talante» (actitud momentánea y cambiante) o de su «temperamento» y «carácter» (cualidades permanentes) que caracterizan a cada individuo. Lo que es bien cierto es que el estado atmosférico y el clima imprimen carácter: comparemos la nostálgica «morriña» del gallego (ambiente brumoso y gris) frente a la euforia extrovertida del andaluz (luz y sol deslumbrante).

En ocasiones existe un «veto del clima» para la adaptación de una raza extraña de ganado distinta de los caracteres de las razas autóctonas, o bien para la aclimatación de una planta de especie exótica. Tanto es así que cuando los vegetales alcanzan sus óptimas condiciones de crecimiento y evolución se dice que consiguieron su *clímax*.

Resumiendo, podríamos decir que el *tiempo* es el análisis instantáneo de la atmósfera; mientras que el *clima* sintetiza la sucesión de tiempos habituales en una región. El tiempo es un «*flash*» y el clima una imagen con «exposición». Los locutores y periodistas confunden los términos en ocasiones; así dicen: el clima de esta tarde en el estadio aparece ventoso y lluvioso; quieren referirse al tiempo. Está claro.

Estaciones astronómicas del año

El planeta Tierra, con su atmósfera, presenta varios movimientos. Dos de los más principales para nuestro tema son:

Rotación de la Tierra sobre su eje. Ello da lugar al día y la noche. A esto van vinculados muchos efectos del calentamiento y enfriamiento de los suelos y del aire que descansa sobre ellos: temperatura máxima y mínima, régimen de vientos y brisas, variaciones de humedad.

Traslación de la Tierra alrededor del Sol, describiendo la órbita eclíptica. Como el eje de la Tierra aparece inclinado $23^{\circ} 1/2$ con respecto al plano de la órbita, la radiación solar recibida es distinta según su posición respecto al Sol. Tenemos así las **estaciones del año**. En el hemisferio norte, en fecha de equinoccios el día y la noche tienen igual duración; en el solsticio de verano el día alcanza 15 horas y en el solsticio de invierno tan solo 9 horas.

Así, pues, la primavera es una estación fija e inmutable para los astrónomos; pero es voluble y desconcertante para los meteorólogos, resultando convencional y con umbrales estadísticos para los climatólogos. En primavera se presentan periodos alternativos de sol y nubes, de calma o viento, de sequedad o lluvia, de frío o de calor. Puede venir adelantada o retrasada respecto a las fechas que le fija la Astronomía, con «veranillos» precoces o retrocesos al frío. Cuando el tiempo y el calendario «llevan el paso cambiado» se trastocan el comportamiento normal de la atmósfera, tal sería el caso de la Meseta con un verano fresco y lluvioso, o de una primavera cálida y seca o de un invierno templado.

Primaveras climatológicas

Durante los meses de abril, mayo y junio los días crecen progresivamente llegando desde 12 a 15 horas. El hecho de que haya más sol y más luz implica un despertar de la Naturaleza que afecta a muchas facetas agrícolas, ganaderas, forestales, fenológicas e hidrológicas. Los ingleses llaman a la primavera «*spring*» = resorte, pues al actuar sobre la savia y la sangre *pone en pie* todo el mundo animal y vegetal.

El fuerte caldeo solar calienta los suelos y estos actúan sobre el aire que tienen encima; además la evapotranspiración se hace más acusada. Es así como la atmósfera va evolucionando: el aire denso y húmedo del invierno (el que daba las nieblas) o el frío y seco (el que daba las heladas), es sustituido ahora por el aire cálido y liviano. Si está seco se eleva en grandes burbujas o globos, si está húmedo da lugar a las nubes en desarrollo vertical y a las tormentas.

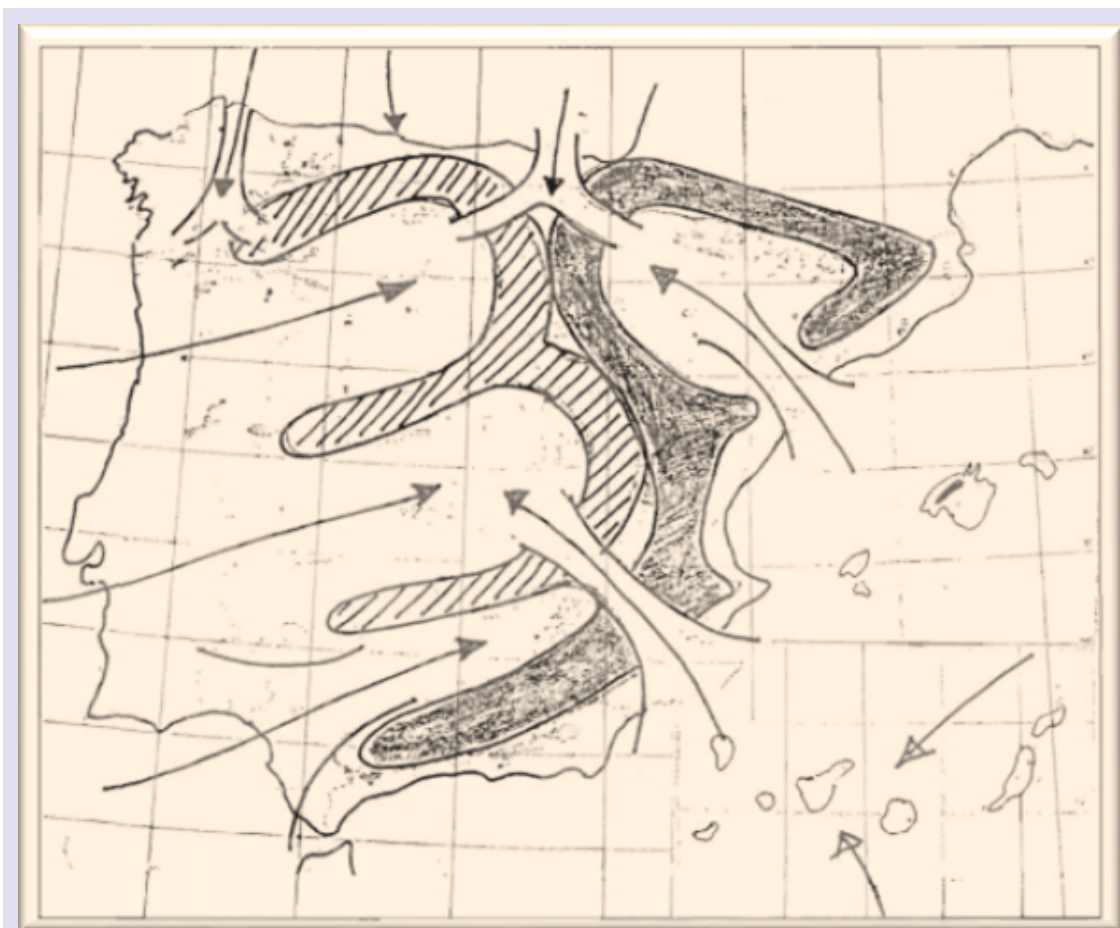


Figura 1. El esquema orográfico de la península ibérica influye en la llegada de masas de aire y en la distribución de aves emigrantes.

- Una especie de letra S (ese) marca la vertiente mediterránea, con dos acusados «portillos» para la penetración de vientos del SE: la desembocadura del Ebro y la zona Murcia-Albacete.
- Una especie de número 3 (tres) abierto a la influencia de los vientos atlánticos del W y SW, que entran por el flanco portugués. Son «portillos» acusados el del País Vasco (con trasvases a las cuencas del Ebro y del Duero) y el de la cuenca Miño-Sil.

En el campo se pasa por situaciones críticas que acobardan al agricultor: puede haber heladas tardías hasta mediados de abril, y puede haber tormentas y granizo tempranos a principios de mayo.

En primavera también cambia el tipo de precipitaciones. En vez de las lluvias mansas y persistentes, asociadas a las nubes en desarrollo horizontal, suelen presentarse chubascos cortos y bruscos, vinculados a nubes en desarrollo vertical, que alternan con cielos despejados. Indica el refrán: «*Reparte su tiempo abril entre llorar y reír*».

Según regiones, y muy ligadas a latitud y altitud, las primaveras van apareciendo escalonadamente en la península ibérica, desde el sur y levante hacia el centro y el norte. Los últimos reductos son las tierras altas y frías del sistema Central, montes de León, cordillera Ibérica y Pirineos. Las más precoces Andalucía, Murcia y Extremadura. El esquema orográfico de la Península se presenta en la figura 1.

Dos refranes matizan perfectamente el principio y fin de la primavera. En el equinoccio: «*San José, esposo de María, hace la noche igual al día*»; San José es el 19 de marzo, y el equinoccio el día 21 de ese mes. En el solsticio: «*Sin engaño, el día de San Juan es el más largo del año*»; San Juan es el día 24 de junio y el solsticio es el día 22.

Umbrales térmicos

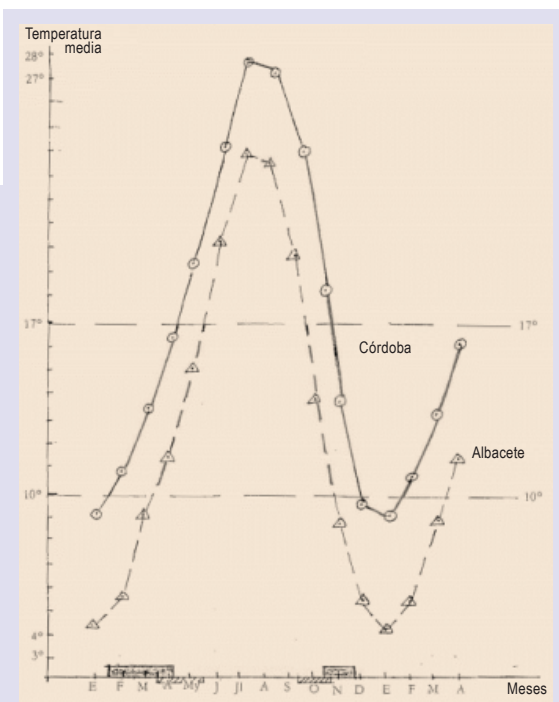
Si con las temperaturas medias mensuales dibujamos la gráfica de las temperaturas y repetimos esa gráfica, desde diciembre hasta abril, nos resulta una curva con un máximo y un mínimo (figura 2). El verano está en la zona convexa (máximo) y el invierno en la zona cóncava (mínimo). Los puntos de inflexión corresponden a las estaciones de «entretiempo». La primavera está en la rama ascendente y el otoño en la rama descendente. En la primavera tiene pendiente más acusada que en el otoño. El año agrícola, desde septiembre de un año a agosto del año siguiente —es decir contando desde el otoño— es mucho más racional que el año civil.

Figura 2. Gráfico con la distribución mensual de temperaturas medias a lo largo del año. La primavera es el tramo ascendente 10° a 17°.

El otoño es el tramo descendente 17° a 10°. El ejemplo compara las gráficas de dos observatorios:

Córdoba: primavera (15 de enero a 10 de abril) – otoño (10 de octubre a 30 de noviembre).

Albacete: primavera (15 de marzo a 10 de junio) – otoño (10 de septiembre a 20 de octubre).



Con los datos climáticos de los distintos observatorios de España, estuvimos tanteando para establecer un criterio de comparación y nos hemos decidido por los siguientes umbrales:

Primavera: entre 10° y 17° de temperatura media mensual.

Verano: superior a los 17° de temperatura media mensual.

Otoño: entre 17° y 10° de temperatura media mensual.

Invierno: inferior a 10° de temperatura media mensual.

Sobre las gráficas, los meses de abril y octubre resultan bastante simétricos en comportamiento. Alguien definió el otoño como «una especie de primavera al revés». Para los ingleses otoño es «fall» = apaciguamiento, caída.

La inercia del calentamiento de los suelos va influyendo en el aire: a mediados de mayo las noches son todavía frescas y a finales de septiembre aún son cálidas, de ahí que los festejos populares nocturnos se realicen en otoño y no en primavera. Los máximos calores en España se registran entre Santiago (25 de julio) y San Lorenzo (10 de agosto), mientras que el solsticio de verano es el 22 de junio.

Los fríos más acusados son entre San Antón (17 de enero) y la Candelaria (2 de febrero), en tanto que el solsticio de invierno fue el 22 de diciembre.

Vemos, pues, que además de las estaciones astronómicas podemos definir unas *estaciones climáticas*. Así podríamos determinar un calendario local para cada comarca, muy útil para aplicaciones agrometeorológicas.

Fenología

La fenología indica la influencia que tiene la marcha del tiempo atmosférico sobre el comportamiento de las plantas y animales. Estos «indicadores vivientes» pueden resultar unos aparatos meteorológicos registradores más sensibles y perfectos que los diseñados por el hombre, pues resultan sensibles simultáneamente a varios elementos: temperatura, iluminación, humedad, etc., con lo que integran sus efectos.

Naturalmente, la misma planta no florece en igual fecha todos los años, ni las aves emigran el mismo día. Según los años se presenten fríos o cálidos, secos o lluviosos, el comportamiento de esos indicadores vivientes será bien distinto.

A principios de primavera llegan a España las aves silvestres emigrantes: golondrinas, vencejo, cuco, ruiseñor, abejaruco, tórtolas, codornices... Que vienen huyendo de los fuertes calores de África y escogen nuestros territorios para nidificar y reproducirse. Hacia esa misma fecha abandonan la península ibérica las aves que pasaron aquí el invierno: grullas, gansos, patos, tordos, palomas, torcaes... Que habían llegado cuando los vientos y heladas invernales aterían de frío al centro y norte de Europa, y que ahora vuelven allá para la reproducción. Vemos pues que la península ibérica es una encrucijada de caminos con «parada y fonda» para las bandadas de aves turistas.

El refranero da cita a estas excursiones migratorias:

- «De marzo a la metá, la golondrina viene y el tordo se va» (Extremadura).
- «A tres de abril el cuclillo ha de venir» (centro y Galicia).

Las aves emigrantes procedentes del norte de África abordan a España por el golfo de Cádiz, Gibraltar, mar de Alborán y costas de Levante. Suelen hacerlo con una situación meteorológica de borrasca entre Azores y Canarias y anticiclón sobre Italia. Entonces soplan hacia España vientos de componente sur y las bandadas emigrantes vuelan con ese «viento de cola» a su favor, especialmente codornices y tórtolas.

Entre mediados de agosto y primeros de septiembre las aves emprenden el retomo a sus cuarteles de invierno en África. Lo hacen con vientos que soplan de norte a sur, aprovechando el paso de algún frente frío que cruce la Península, desde el Cantábrico al mar de Alborán, llevando de cola el viento del norte. Precisamente la media veda para codornices y tórtolas se establece en el mes de agosto, para que los cazadores aprovechen la emigración de las aves cebadas. Las cigüeñas se «bajan al moro» durante agosto, las golondrinas y vencejos a primeros de septiembre.

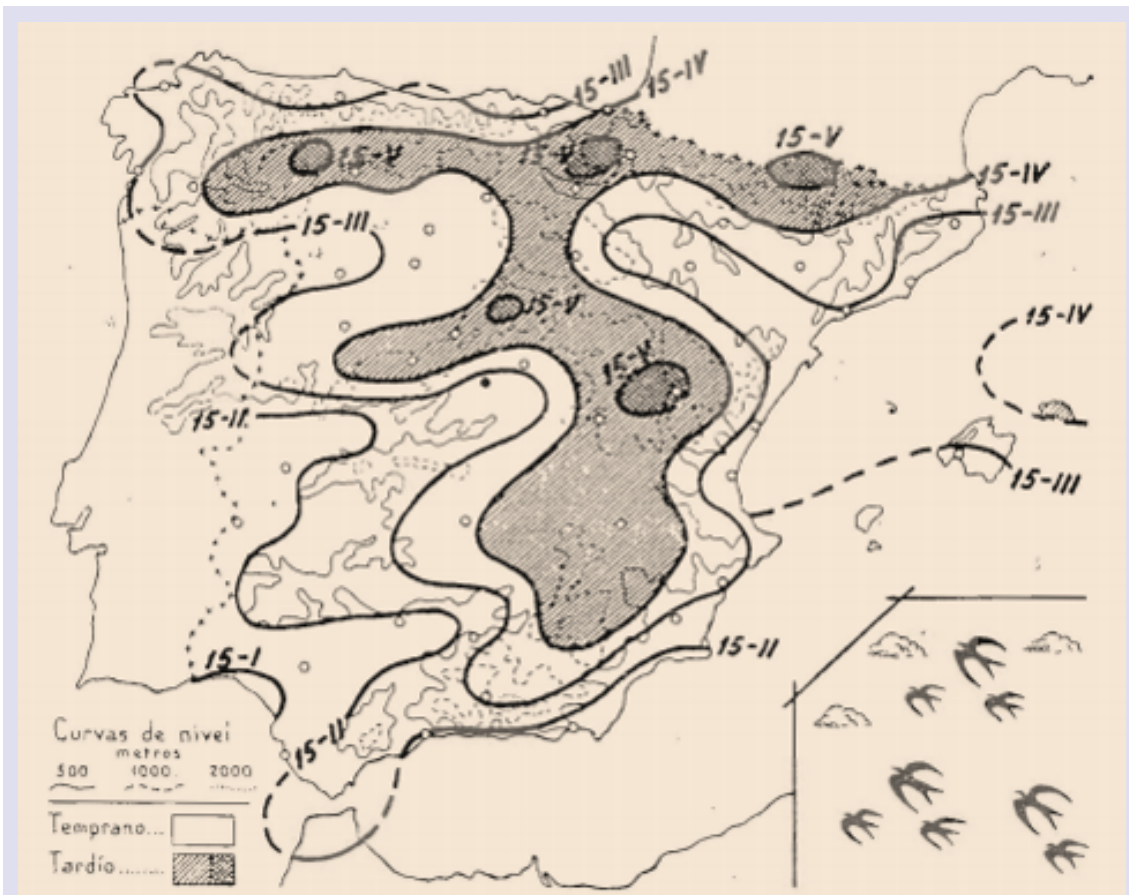


Figura 3. Mapa con las isofenas de llegada de la golondrina. Valores medios del periodo 1945 a 1984.

- 15 de enero: golfo de Cádiz y Algarbe portugués.
- 15 de febrero: Extremadura, Guadalquivir, Costa del Sol.
- 15 de marzo: La Mancha, Murcia, Levante, Ebro, Rías Bajas.
- 15 de abril: Cantábrico, Duero, Cataluña, Navarra.
- 15 de mayo: zonas altas de León, Ávila, Soria, Teruel, Huesca...

Estas alternativas de emigración mantienen un buen cupo de especies sobre la Península a lo largo del año: codorniz, tórtola... en primavera y verano; palomas torcaces, gansos, patos... en otoño e invierno. Todo ello hace de España un paraíso cinegético.

Las plantas y árboles silvestres florecen y echan las hojas en primavera. Muchos animales salvajes están en época de celo. Aparecen colonias de insectos que pueden degenerar en plagas. Los reptiles de sangre fría responden como auténticos termostatos a la subida de la temperatura.

Las líneas que unen puntos de igual fecha de aparición de una fase fenológica (floración, llegada de aves...) se denominan «isofenas». En la figura 3 se ha representado el mapa promediado de la llegada de la golondrina en España.

Las cigüeñas realizan un anticipo precoz de la primavera, avanzando en los meses de febrero y marzo desde África y Extremadura hacia el centro y norte de España. Indica el refranero: «*Por San Blas la cigüeña verás, y si no la vieres, mal año tuvieres*»; San Blas es el 3 de febrero. Y la Candelaria es el día 2.

El mejor «notario» del tiempo que da fe de la llegada de la primavera es el cuco, que hace sentir su rítmico canto por montes y bosques. Un suceso común es el ver cruzar el cielo a la hembra del cuco perseguida por urracas, cuando le sorprenden tratando de poner el huevo en su nido.

La latitud y la altitud influyen mucho en la distribución de luz y temperatura. En España son comarcas precoces el sur y Levante, más tardías el centro y el norte, francamente retrasadas las montañas interiores.

Los gallegos asocian la llegada de la primavera con el vuelo de *volvoretas* y *anduriñas* —de mariposas y golondrinas— por sus prados y montes.

Apoyándonos en la fecha de llegada de las golondrinas se podría establecer una distribución de las primaveras para España:

- 15 de enero: llegada al golfo de Cádiz y bajo Guadalquivir.
- 15 de febrero: están ya en Extremadura, Andalucía y Murcia.
- 15 de marzo: alcanzan La Mancha y el valle del Ebro y también las Rías Bajas gallegas.
- 15 de abril: valle del Duero y litoral cantábrico.
- 15 de mayo: zonas altas del sistema Central, Pirineos e Ibérica.

En ocasiones la floración de una determinada planta coincide con la llegada de una especie de ave, lo que relaciona una regla empírica de existencia, muy ligada al medio ambiente atmosférico.

En la Meseta Sur, concretamente en Madrid, son umbrales bien definidos los siguientes «veranillos»:

- Cigüeña y floración del almendro. Mediados de febrero a mediados de marzo.
- Canto del cuco y floración de lilas. A lo largo del mes de abril.
- Ruiseñor, amapolas y rosas. Primera quincena de mayo.

Las aves hacen los nidos, efectúan la puesta de huevos y los incuban. Cuando nacen los pollos precisan proteínas para su alimentación, ello quiere decir que simultáneamente, ha de haber entrado en actividad el mundo de los insectos y sus larvas. Los cigoñinos son alimentados en el nido con culebras y ranas... Ello requiere humedad ambiental y charcos frecuentes.

Detalles primaverales

En el mes de abril puede haber retrocesos al frío, con heladas. Esto puede provocar grandes pérdidas en la floración de frutales y en el brote de la viña; también merma la producción de leche y queso, cuando coge las ovejas recién esquiladas. Por ello sentencia el refranero: «Abril, deberían llamarte iah vil!».

En ocasiones, mediado abril, puede lucir el sol por la mañana, granizar por la tarde y helar de noche: ello ocurre cuando cruza un frente frío acompañado de nubes de desarrollo vertical con chubascos de granizo y luego la cuña anticiclónica que viene detrás estabiliza la atmósfera, despeja el cielo, calma el viento y por la noche hiela. Por ello dice el proverbio: «Negará la madre al hijo; pero no el hielo al granizo». En época en que el día es lo bastante largo para crear inestabilidad y nubes con movimientos ascendentes; pero la noche es también lo suficiente larga para determinar calma, cielos despejados y enfriamiento del suelo por irradiación. Y a la granizada puede seguir la helada.

Corren vallejitos, riachuelos y ríos y el campo se viste de un verde deslumbrante. Proliferan en primavera las margaritas por los prados, y las amapolas por los sembrados; también surgen setas de cardo y espárragos trigueros en las lindes de las parcelas. Por la zona centro la viña florece después de las lilas y antes que la acacia, casi simultáneamente con la encina y el olivo. Si la primavera es muy lluviosa crece con profusión la hierba; luego, al secarse, constituye un riesgo potencial de incendio por montes y bosques.

El aumento de luz y calor y también la humedad asociada a los chaparrones, determinan un rápido crecimiento de la hierba y los insectos. Es época para tratamiento de herbicidas contra las malas hierbas y de espolvoreos y fumigaciones de productos fitosanitarios contra las plagas. Aparece la «oruga procesionaria» en los pinares y la «lagarta» en las encinas de las dehesas. En función de los valores medios locales de temperatura y humedad se establecen calendarios de tratamiento contra plagas.

Alergias de primavera

En plena primavera aparece una notable *contaminación* natural del campo; nos referimos a la polinización simultánea de muchas especies de plantas y a las pelusas de larvas y crisálidas de insectos que quedan concentrados en bajos niveles de la atmósfera, debajo de la inversión de los anticiclones. La aparición de flores y el ambiente soleado y encalmado pone en acción a los insectos polinizadores (abejas, mariposas, etc.) que vuelan de flor en flor y contribuyen a su fertilización. La «polinosis» desencadena una oleada de estornudos, picores de ojos y nariz, problemas respiratorios, asma, fiebre del heno... Cuando la primavera es fresca y lluviosa, si después aprieta el sol, todas las especies polinizan de golpe, y la concentración de pólenes se hace agresiva. Las zonas continentales como la Meseta presentan un calendario corto y concentrado de pólenes. Cerca del mar, las brisas que proceden del agua son limpias de polen; pero pueden ocasionar asma por alto contenido

de sal pulverizada. La montaña tiene más atrasada la polinización respecto al llano; si en este se da en abril; en aquella aparecerá en junio.

Los bruscos y desconcertantes cambios de presión atmosférica en primavera provocan dolores de cabeza, úlceras sangrantes, palpitaciones... En las personas «meteorolábiles» hay reacciones del hipotálamo, hipófisis, timo... Que ocasiona alteraciones en la digestión, producción de hormonas y procesos metabólicos. Para ellos la primavera no es inofensiva.

El polen de las gramíneas, olivo, encina, etc., las pelusillas y el roce de las patas de las orugas de álamos y fresnos... Estropean la buena prestancia de que goza la primavera y que cantan los poetas.

Las temperaturas *sentidas* por el cuerpo humano, pueden ser muy distintas de las *leídas* en los termómetros. El efecto del viento o de la humedad hace mucho más sensible la sensación del frío.

Las primaveras climáticas de España

Los suelos actúan calentando el aire que se estanca sobre ellos. Los suelos reciben la radiación solar (onda corta), y luego ellos irradian calor (onda larga). Existe un problema de inercia entre el calentamiento y enfriamiento de los suelos. Ya hemos dicho que esto se refleja bien en la curva diaria del termógrafo, o en la representación de temperatura media de los meses del año.

La primavera queda acotada entre las últimas heladas (aire seco y frío) y las primeras tormentas (aire húmedo y caliente). Entre el invierno que se va y el verano que llega. El calor seco —ambiente caliginoso—, es más llevadero que el calor húmedo —ambiente de bochorno—. Asimismo, el frío seco —helada— se aguanta mejor que el frío húmedo —niebla—.

Con los umbrales térmicos ya aludidos, basados en la temperatura media mensual, la primavera queda comprendida entre el intervalo $10^\circ < \bar{T} < 17^\circ$. Hemos aplicado esto a varios observatorios representativos y hemos obtenido los valores que se indican, como ejemplo de *primaveras climáticas*:

- Santander: 3,5 meses (del 15 de febrero al 31 de mayo).
- León: 2 meses (del 1 de abril al 31 de mayo).
- Albacete: 2,5 meses (del 15 de marzo al 10 de junio).
- Córdoba: 2 meses (del 15 de enero al 10 de abril).
- Palma de Mallorca: 3 meses (del 19 de febrero al 10 de mayo).
- Zaragoza: 2 meses (del 1 de marzo al 30 de abril).

Las isolíneas representativas del umbral del comienzo de la primavera ($\bar{T} = 10^\circ$), indican diferentes fechas según comarcas. La más adelantada corresponde al golfo de Cádiz, costa del mar de Albarán y Murcia, las más atrasadas son las frías tierras de Ávila, Burgos, Molina de Aragón, Teruel, León, Jaca, Valladolid, Soria... (en el mes de mayo). Destacan por su primavera avanzada las Rías Bajas gallegas y el bajo Ebro (a comienzos de marzo). En zonas costeras del Mediterráneo y en las islas Baleares la primavera es larga, por el interior de España es corta y con altibajos.

En Canarias, el tiempo es muy uniforme y estable a lo largo del año y en los años. Allí, lo que tienen es *clima* más bien que *tiempo*. Disfrutan todo el año de una temperatura media por encima del umbral de los 17°. Durante los meses de mayo a octubre sopla el viento alisio del NE con persistencia, dando abundante nubosidad (gotitas de nube que mojan la vegetación) en la ladera septentrional de las islas; pero las lluvias son nulas. En invierno pueden llegar invasiones de aire frío en altura (5000 m) con formación de «gota fría» y torrenciales aguaceros.

Resumen

Hemos podido comprobar que no es tan sencillo como parece fijar unos umbrales y periodos que den el principio y fin de la *primavera climatológica*.

- La *Astronomía* la fija un lugar y momento: el paso del Sol por el punto Aries en la esfera celeste, en fecha 21 de marzo. Movimiento relativo del Sol.
- La *Geografía* de la península ibérica complica el problema de distribución de nubes, temperaturas, viento y lluvias con sus contrastes de latitud (entre 36° y 44° N) y altitud (desde el nivel del mar a los 3000 m de la alta montaña).
- La *Climatología* nos ayuda a buscar umbrales térmicos (entre los 10° y 17° de temperatura media) que se corresponden con fechas muy distintas según los observatorios sean del Cantábrico, del Mediterráneo, del Ebro, del Guadalquivir, de las mesetas, de las cordilleras...
- La *Fenología* indica la respuesta y comportamiento de plantas y animales con respecto a la marcha del tiempo atmosférico. Es primavera en el mes de febrero por Extremadura y Andalucía; pero no lo será hasta mayo por los Pirineos y las frías tierras de la cordillera Central y el sistema Ibérico.

La primavera se compara con la vitalidad de la juventud, significa el despertar de los campos y animales después del letargo invernal. Crece la hierba en los prados, llegan las aves emigrantes, florecen árboles y plantas... simboliza una repentina eclosión de vida —de la sangre y de la savia—. «La primavera ha venido y nadie sabe cómo ha sido».

El día 21 de marzo (fecha de la llegada de la primavera astronómica) se celebra el *día del árbol* y los niños de los colegios plantan árboles en los montes y jardines bajo el patrocinio del ICONA. También es la «Fiesta de la poesía» y se celebran juegos florales y certámenes para premiar los mejores versos. El 23 de marzo se celebra el *Día Meteorológico Mundial*, pero ello es casualidad, pues resulta ser fecha de efemérides, en 1951, por la creación de la Organización Meteorológica Mundial (OMM).

Las terrazas de los bares y los puestos de helados y refrescos cambian la imagen de la calle al llegar la primavera y se sustituyen los abrigos por las vistosas y ligeras ropas de «entretiempo» (locución muy acertada).

Cada comarca natural: valle, montaña, costa, meseta, tiene su *primavera climática* asociada a la floración de especies, vuelo de insectos y canto de aves. Son las *primaveras de España* con sus mágicos matices, su sol y sus chaparrones. Según venga el año, aparecerán adelantadas o retrasadas respecto a su «fecha media».

Para acabar y con objeto de suavizar un tanto la cita de umbrales, cifras y fechas, recordemos los versos de Antonio Machado:

*«La primavera besaba
lentamente la arboleda.
Y el verde nuevo brotaba
como una verde humareda.»*

Con ello ponemos fin a nuestras disquisiciones [meteorológicas](#) y [fenológicas](#).

CONDICIONES METEOROLÓGICAS Y DEPORTE

Javier Cano Sánchez

Delegación Territorial de AEMET en Madrid



(publicado en el blog de AEMET
el 9 de junio de 2018)

La carrera más larga comienza por la primera zancada.

Modificado de un proverbio chino.

De cuclillas sobre el suelo último la puesta a punto de mis zapatillas de correr, dispuesto a realizar el circuito que hoy hemos elegido para entrenar. Antes de salir al exterior abro la ventana y echo un vistazo percatándome del tiempo que hace en ese momento ahí afuera. En un instante, a través de los sentidos, percibo si hace frío o calor, si está lloviendo, si hace viento y si la atmósfera está seca o, por el contrario, contiene un cierto grado de humedad, elementos importantes a tener en cuenta para la elección de la vestimenta adecuada y del tipo de entrenamiento a desarrollar.

Cada vez más el deporte forma parte de nuestra vida cotidiana, bien porque practiquemos alguno, bien porque hagamos un especial seguimiento a través de los medios de comunicación. De todos es conocido que el estado de la atmósfera puede influir decisivamente en la práctica de cualquier deporte que se realice al aire libre. Por ello deben tomarse ciertas precauciones para hacer frente a las condiciones meteorológicas reinantes en el momento de la prueba, o de las que estén previstas cuando esta se vaya a celebrar. Estas medidas van desde llevar la indumentaria adecuada hasta escoger correctamente los instrumentos tecnológicos de algunas especialidades deportivas para tal fin. En muchos casos una decisión equivocada puede significar una merma de nuestras condiciones físicas o aparatos, lo que podría suponer una losa insalvable para alcanzar la gloria.

Temperatura

A menudo la práctica del ejercicio coincide con las horas del día en que más altas son las temperaturas o, también, porque este se desarrolla en un país donde el clima es extremadamente cálido. Si estas superan los 24 °C podemos hablar de exceso de calor, lo que repercutirá negativamente en el desarrollo de la actividad, especialmente cuando se trata de

deportes de larga duración como el ciclismo, el maratón y el tenis, en donde pueden aparecer los primeros síntomas de agotamiento por calor (reacción general a la exposición prolongada al calor). En estos casos, una correcta hidratación del organismo y una buena dosificación de sodio se hace imprescindible para evitar calambres y desvanecimientos pues las elevadas temperaturas del ambiente, junto con el exceso de ejercicio que se lleva a cabo, requieren un continuo aporte de líquido y sales con el fin de paliar la pérdida que se produce por sudoración, respuesta fisiológica para regular la temperatura de nuestro cuerpo en esas condiciones. Cuando se pierden del orden de los 3 o 4 litros, sin disponer de líquido para reponerlos, aparecen los primeros síntomas de deshidratación: piel apergamada, mareos, fatiga, inapetencia, fiebre moderada e irritabilidad. Si esta situación se agrava, llegando a perder hasta 8 litros de líquido, no se puede mantener uno erguido; se dilata la lengua, lo que hace difícil tragar; la locomoción se hace imposible y aparecen disfunciones renales y hepáticas. Al subir la temperatura basal del organismo, el sistema nervioso central no puede controlar el ritmo cardíaco ni el respiratorio, dejando en coma y causando la muerte, estado al que pueden llegar algunas personas no habituadas a realizar esfuerzos de larga duración por inverosímil que parezca.

Ocurre lo contrario cuando en el exterior, y en ausencia de viento, tenemos una temperatura por debajo de los 10 °C, lo que se considera como un ambiente frío (aunque la sensación de frío es en parte subjetiva ya que hay una variación individual considerable en la tolerancia al frío al depender del estado de forma de cada uno). Con esta nueva situación todo deportista deberá estar bien abrigado, evitando no perder calor y energía innecesariamente pues de lo contrario podríamos llegar a una situación de hipotermia (cuando la temperatura del cuerpo está por debajo de los 32 °C) lo que produciría una vasoconstricción localizada en las zonas expuestas al frío, generalmente en las extremidades. Para solucionar este problema deberán iniciarse los ejercicios de calentamiento previos a la cita deportiva para preparar el organismo, ya que un calentamiento inadecuado puede provocar el agarrotamiento de los músculos o, lo que sería aún más grave, producir alguna lesión de importancia. A temperaturas bajas, la alta velocidad del viento (el factor congelante del viento) puede aumentar notoriamente la gravedad de una lesión por el frío.

En países de latitudes más septentrionales al nuestro como Bielorrusia, Finlandia, gran parte de Noruega, Rusia, Suecia y Ucrania, que se caracterizan por tener un clima continental frío, de invierno predominantemente seco y donde la isoterma de la temperatura media del mes de enero es igual o menor a 0 °C, estas condiciones determinan la suspensión temporal de toda práctica deportiva al aire libre, exceptuando los considerados como deportes de invierno. Es decir, en estos países se ven obligados a hacer coincidir la temporada deportiva con la estación del año más favorable, desde la primavera hasta el otoño, interrumpiéndose en pleno invierno como consecuencia de las temperaturas extremadamente bajas y porque el suelo permanece congelado o cubierto de nieve en esta época. El ejemplo más conocido de todos los deportes es el paréntesis que se hace en las diferentes ligas de fútbol que dejan de celebrarse durante unos meses hasta que el tiempo mejora, cuando en los países más meridionales están en pleno desarrollo.

Entre ambos extremos, desde el calor agobiante hasta el frío insoportable, pasamos por un intervalo de temperaturas muy agradables para la práctica de la mayoría de los deportes, comprendido entre los 14 y 20 °C. Dentro de esta franja térmica las mejores condiciones

las podemos encontrar cuando, además, el grado de humedad de la atmósfera es superior al 40 % pero inferior al 80 %. Se dice (aunque sobre este particular hay opiniones para todos los gustos) que para la práctica de las pruebas atléticas de fondo como el maratón, el diez mil o el cinco mil y las de 20 y 50 kilómetros marcha, las condiciones ideales de temperatura y humedad deberían estar comprendidas entre los 16 y 18 °C y entre el 55 y el 65 %, respectivamente.

Precipitaciones

La lluvia es con mucho el elemento meteorológico que más influye negativamente en cualquier deporte y por tanto el más adverso. Incluso antes de la celebración de una competición de alto nivel, en la que hay programada una ceremonia de inauguración (como en los juegos olímpicos o en un campeonato del mundo, continental o nacional), la presencia de este fenómeno puede dar al traste con todos los preparativos y deslucir la cita. Cualquier precipitación, ya sea en forma de llovizna, lluvia, granizo o nieve, y según su intensidad, puede ser motivo más que suficiente para la suspensión temporal, hasta que previsiblemente escampe, o de aplazamiento a otra fecha por determinar si esta arrecia y no cesa en un espacio de tiempo razonable.

Las precipitaciones pueden llegar incluso a provocar situaciones de peligro en deportes como el ciclismo, el motociclismo y el automovilismo. Es especialmente peligroso el momento en que comienza a llover cuando se está disputando una carrera ciclista, debido a que en ese instante el agua caída sobre el asfalto no es suficiente como para haber limpiado la arenilla y el aceite depositados en el pavimento, lo que hace muy resbaladiza la carretera. Para un ciclista es mejor que llueva copiosamente y limpie la calzada a que llueva muy poco y quede deslizante. Por otro lado, en los grandes premios de motociclismo si la lluvia se presenta inoportunamente una vez iniciada la carrera, en cuyo caso las motos llevarán neumáticos para correr en seco, deberán verse obligados a cambiarlos por otros adaptados a las nuevas circunstancias. Es por ello por lo que los equipos de mecánicos están siempre muy pendientes de la lluvia y de sus posibles consecuencias para hacer una correcta elección de neumáticos. Además, en función de la intensidad y la persistencia de la precipitación, la Dirección de la carrera puede verse obligada a la suspensión momentánea de la prueba o a darla por finalizada, siempre y cuando se hayan cumplido dos terceras partes de la distancia total a la que estaba prevista la carrera, redondeadas al número entero de vueltas inferior.

Otro caso bien distinto es lo que sucede con las precipitaciones en forma de nieve y los deportes de invierno. Aquí el motivo de máxima preocupación para los organizadores de un acontecimiento deportivo es la ausencia o disminución de la cantidad de nieve sobre las pistas, como consecuencia de la falta de precipitaciones o por el aumento repentino de las temperaturas que provocarían su fusión inmediata. Y eso es precisamente lo que ocurrió en los XXIV Campeonatos del mundo de esquí celebrados en Granada del 11 al 25 de febrero de 1996. En un principio estaban previstos para el mes de febrero de 1995 pero la ausencia de nieve debida a la pertinaz sequía que afectó a la región provocó su aplazamiento por un año, decisión que tuvo que tomar a duras penas el Consejo de Administración de la "Sociedad de Sierra Nevada-95".

Niebla

La niebla es un meteoro que dificulta la visibilidad horizontal allí donde esta hace acto de presencia. Esta reducción puede llegar en ciertas ocasiones hasta mínimos tan bajos como los 20 metros o incluso ser inferior, lo que haría casi imposible la práctica de cualquier deporte. Si este fenómeno, que con relativa frecuencia aparece de forma repentina, hace su aparición justo cuando se va a celebrar un acontecimiento deportivo, con toda seguridad no quedará más remedio que suspender la prueba y aplazarla para otro día, tal y como ocurre con algunos partidos de fútbol en las diversas competiciones que se juegan en los países europeos.

Viento

Otro de los elementos que puede hacer muy desahagible el ambiente para la práctica del deporte es el viento, sobre todo si su velocidad está entre moderada (más de 20 km/h pero menos de 50 km/h) y fuerte (más de 50 km/h), y la dirección está en nuestra contra. Por otro lado, si el viento está a favor también nos puede jugar una mala pasada en ciertas pruebas atléticas, desarrolladas en la pista de un estadio olímpico, aun tomando medidas especiales para contrarrestar su posible influencia, ya que puede ser un factor decisivo a la hora de validar una marca.

Esto último es lo que sucede en las carreras de 100 metros lisos (masculino y femenino), 200 metros lisos (m/f), 110 metros vallas masculino, 100 metros vallas femenino y en las pruebas de salto de longitud (m/f) y triple salto (m/f). Si en los 10 segundos desde el momento de la detonación de la pistola para los 100 metros lisos; 10 segundos desde que el primer atleta toma la curva de los 100 primeros metros en la prueba de los 200 metros lisos; 13 segundos desde el momento de la detonación en 110 y 100 metros vallas, y en los 5 segundos desde que se inicia el salto de longitud y triple salto, la velocidad media del viento a favor en la pista, obtenida por un anemómetro que integra la velocidad instantánea durante el tiempo de medición establecido, es mayor o igual a 2,1 m/s, el registro realizado no estará homologado por los jueces en ningún caso, aunque hayas ganado la prueba. Es decir, que te puedes quedar sin tu mejor marca por culpa del viento.

Otra de las muchas pruebas atléticas que se celebran al aire libre es la carrera de *cross*, bastante más expuesta a las inclemencias meteorológicas, especialmente al viento. Este elemento empieza a ser incómodo para el atleta cuando la velocidad del viento está comprendida entre los 14 y los 20 km/h, y muy molesta cuando la velocidad es mayor de 20 km/h y da de cara, obligándole a que realice un mayor esfuerzo y desgaste físico por las duras condiciones en que se corre.

En las etapas de ciclismo que se disputan en espacios abiertos y sin ninguna protección contra el viento, cuando este entra de costado y un poco a favor en el pelotón el lío está garantizado y puede provocar los temidos abanicos, según el argot ciclista. Estos se producen como consecuencia de que el último ciclista que tiene ganada la posición aerodinámica dentro del pelotón, siguiendo la estela del corredor anterior, mete cuneta al de detrás y este queda cortado, arrastrando tras él a los restantes del grupo hasta conformar un segundo pelotón, y así sucesivamente según las circunstancias.

Por el contrario, en ciertas modalidades deportivas el viento no solo no es perjudicial sino que es indispensable para llevar a cabo dicha actividad, siempre y cuando su fuerza no rebase un cierto límite. Nos estamos refiriendo a los deportes de vela en sus diversas especialidades. De todas ellas, las que son olímpicas (Laser, Soling, 470, Star, Tornado, 49, Europa y Mistral) y según sus respectivos reglamentos específicos, la velocidad del viento para poder competir debe estar comprendida entre un mínimo de 6 nudos (brisa débil) y un máximo de 33 nudos (de brisa fuerte a viento fuerte). Además, han de tenerse en cuenta la componente del viento y el estado de la mar: oleaje y mar de fondo (tabla 1).

Viento	Equivalencia de la velocidad del viento			Probable altura de las olas en metros
	nudos	m/s	km/h	
Calma	< 1	0-0,2	< 1	—
Flojo (de ventolina a brisa muy débil)	1-5	0,3-2,8	1-10	0,1-0,2
Moderado (de brisa débil a brisa fuerte)	5,4-26,5	2,8-13,8	10-49,7	0,6-3
Viento fuerte	≥ 27	13,9	50	4

Tabla 1. Velocidad del viento (expresada en nudos, m/s y km/h) y altura de las olas (en metros) basado en la escala del viento de superficie de Beaufort.

Deporte en altitud

En 1662 el físico británico Robert Boyle demostró que el aire se comprime por efecto de la presión. Esto significa que el aire a nivel del mar soporta el peso del aire de niveles superiores quedando comprimido y haciéndose más denso. A medida que se asciende por la ladera de una montaña, el aire que se encuentra va teniendo menos aire encima, por lo que se halla a menos presión, es menos denso y está más enrarecido al ocupar más sitio. Sin embargo, la proporción de oxígeno en la atmósfera terrestre permanece prácticamente invariable (20,95 % en volumen) a pesar de la altura a la que nos encontremos, aunque la cantidad de moléculas de oxígeno va siendo inferior cuanto más arriba nos situemos debido, justamente, a su menor densidad (tabla 2).

Variación de la densidad del aire con la altura	
Altitud (m)	Densidad (kg/m ³)
0	1,2255
500	1,1677
1000	1,1120
1500	1,0584
2000	1,0068
2500	0,9572
3000	0,9093
3500	0,8634
4000	0,8193
4500	0,7770
5000	0,7363

Tabla 2. Valores de la densidad de la atmósfera terrestre respecto a la altitud, considerándola como atmósfera estándar.

Al ser menos denso el aire en altura se ofrece menos resistencia al deportista cuando este realiza su ejercicio, y la oxigenación de los pulmones y la sangre es menor lo que podría suponer algún serio inconveniente. Precisamente, para los organizadores de los XIX Juegos Olímpicos de la era moderna, celebrados en México en 1968, los 2240 metros sobre el nivel del mar donde estaba emplazado el Estadio Olímpico era la mayor preocupación, y fueron denominados por algunos medios informativos sensacionalistas como los Juegos de la muerte por esta circunstancia. Sin embargo, la realidad fue completamente distinta porque algunos atletas se vieron favorecidos por la propia altura, especialmente saltadores y velocistas, todo lo contrario que los fondistas y los caballos.

Hoy en día, esta disminución progresiva de oxígeno con respecto a la altura es aprovechada por numerosos profesionales del deporte de alta competición, con el fin de preparar a fondo una prueba de gran nivel nacional o internacional, o para mejorar sus registros personales. Para ello los deportistas utilizan instalaciones o lugares ubicados a una determinada altitud, generalmente comprendida entre los 2000 y 3000 metros sobre el nivel del mar, aclimatándose a las nuevas condiciones primero para después seguir con un riguroso plan de entrenamiento. De esta manera pueden adquirir un buen estado de forma, idóneo para desarrollar al máximo su rendimiento dentro de los límites previamente establecidos, debido entre otras causas al incremento del número de hematíes y de hemoglobina en su sangre (tabla 3). Este aumento resulta sumamente beneficioso para el organismo porque cuando está en pleno esfuerzo físico recibe una cantidad de oxígeno superior que en condiciones normales, ya que hay más células sanguíneas, y por tanto más hemoglobina (que es el vehículo que transporta el oxígeno desde el aparato respiratorio hasta las células de los órganos), que distribuyen más moléculas de oxígeno en un mismo periodo de tiempo.

Por último, cuando las condiciones meteorológicas empeoran en la alta montaña, lo cual suele producirse en muy poco espacio de tiempo, y se está disputando una prueba ciclista, es muy probable que se tenga que modificar el itinerario previsto por la organización. Esta solución es la que se toma en las grandes vueltas internacionales que se celebran en primavera, verano y otoño, ya que se atraviesan puertos montañosos tan elevados que al nevar, incluso en los meses de verano, dejan impracticable la calzada para tal fin.

	Número de hematíes (millones/mm ³)		Nivel de hematocrito (VPG) ¹	
	Normal en adultos	Alto rendimiento	Normal en adultos	Máximo legal
Hombres	4,5-5,4	6,3	40-44 %	50 %
Mujeres	4,0-4,8	5,5	37-41 %	47 %

¹ Valor que establece la proporción relativa del plasma y de los glóbulos, con el volumen de sangre utilizado. Ese índice varía en algunos procesos artificiales por medio de transfusiones o con la ingestión de sustancias como la eritropoyetina (EPO).

Tabla 3. Valores normales, y máximos, de hematíes y de hematocrito en personas adultas.

Conclusión

Como se ha puesto de manifiesto la actividad atmosférica puede desempeñar en determinadas ocasiones un papel importante en la actividad deportiva que se desarrolla al aire libre, unas veces beneficiando al deportista y otras perjudicándolo sensiblemente. Esta influencia se percibirá más fácilmente cuanto más extremo sea el elemento meteorológico, en el caso de actuar negativamente, mermando las facultades del deportista lo que repercutirá notablemente en la calidad del juego y, por tanto, en los resultados *a priori* deseados.

Más artículos en:

https://repositorio.aemet.es/simple-search?query=DEPORTE&sort_by=score&order=desc&rpp=10&etal=0&start=0



¿POR QUÉ EL VALLE DEL GUADALQUIVIR ES LA “SARTÉN” DE ESPAÑA?

Nicolás Bermejo Trimiño

Delegación Territorial de AEMET en Andalucía, Ceuta y Melilla



(publicado en el blog de AEMET el 9 de agosto de 2018)

En verano siempre tenemos noticias a diario en los informativos sobre la ciudad con mayor temperatura máxima de la Península, y es raro que no aparezca entre ellas alguna ciudad del valle del Guadalquivir. Normalmente Córdoba, otras veces Andújar o Sevilla, y en los últimos años Montoro, suelen copar el podio de la “sartén” de España. Pero, ¿Por qué suele hacer tanto calor en estas localidades? Esa es la pregunta que me llevó a investigar un poco sobre el tema y a escribir el siguiente artículo.

1. La brisa de valle

Una de las claves acerca de la temperatura máxima que se puede alcanzar en un punto del valle del Guadalquivir durante un día de verano, es saber si ese día entrará la brisa y a qué hora. Una brisa procedente del mar hará que las temperaturas máximas sean más contenidas, sobre todo en las localidades del valle más cercanas a la costa.

Los vientos o brisa de valle forman parte de una circulación cerrada de vientos que se producen debido a la diferencia de temperatura entre el aire dentro del valle y el aire de la llanura situado fuera del valle. Al calentarse más el aire, su presión desciende también más, formándose una pequeña zona de bajas presiones o baja térmica. El viento producido por este gradiente de presión horizontal suele alcanzar una velocidad máxima de entre 18 y 37 km/h, y su dirección es paralela al eje del valle. Durante el día soplan desde de la llanura hacia el interior del valle y de noche al contrario, siempre dirigido desde las altas hacia las bajas presiones.

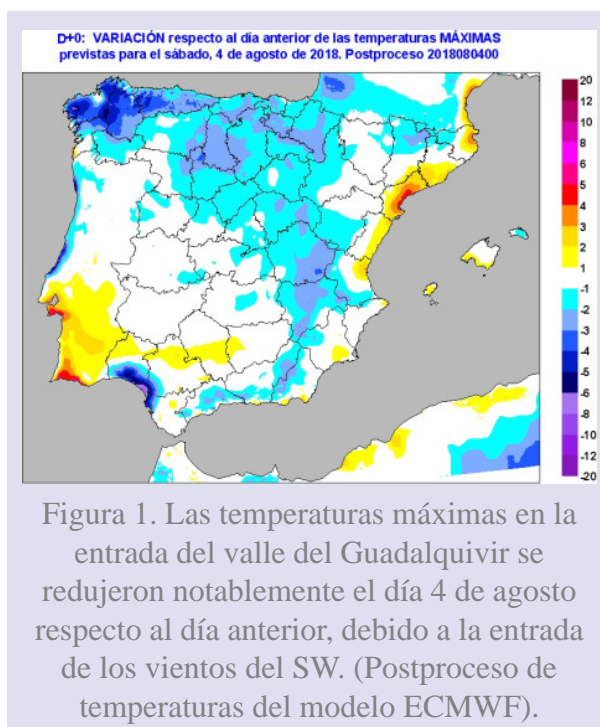


Figura 1. Las temperaturas máximas en la entrada del valle del Guadalquivir se redujeron notablemente el día 4 de agosto respecto al día anterior, debido a la entrada de los vientos del SW. (Postproceso de temperaturas del modelo ECMWF).

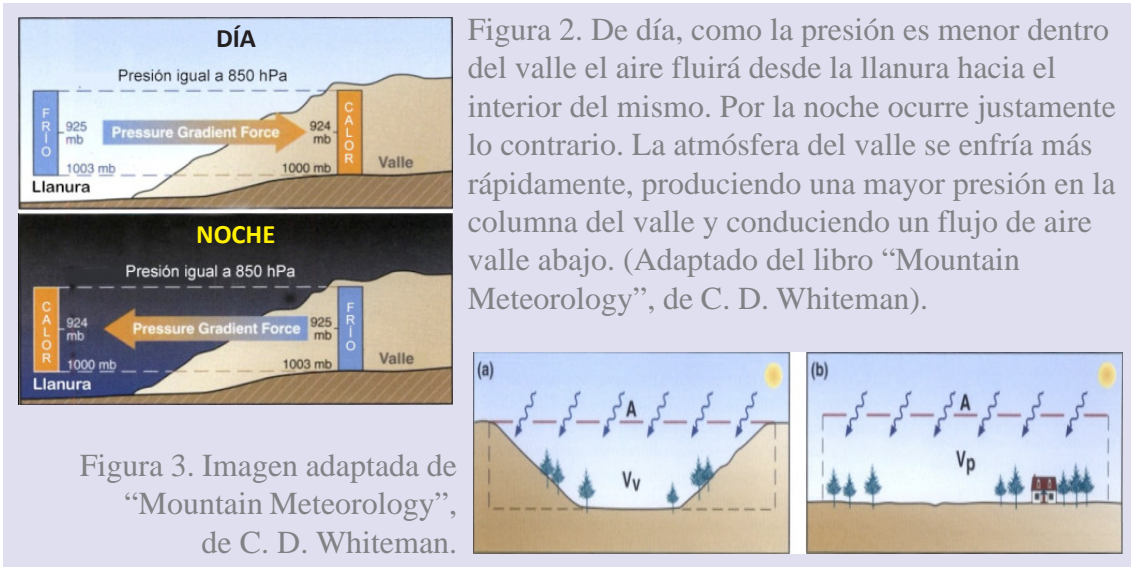


Figura 3. Imagen adaptada de “Mountain Meteorology”, de C. D. Whiteman.

Hemos visto que durante el día el aire dentro del valle se calienta más que el aire de la llanura situado fuera del valle. Pero, ¿por qué se calienta más ese aire? El área del valle (figura 3a) recibe la misma cantidad de insolación que el área de la llanura (figura 3b), pero como el volumen de aire dentro del valle es menor este se calienta más.

En la termografía de la figura 4, tomada por el satélite AQUA el día 13 de julio de 2017, podemos ver cómo al mediodía las zonas más calientes (píxeles naranjas) están dentro del valle del Guadalquivir. Ese día se llegaron a alcanzar temperaturas de hasta 46 °C en Córdoba y Sevilla.

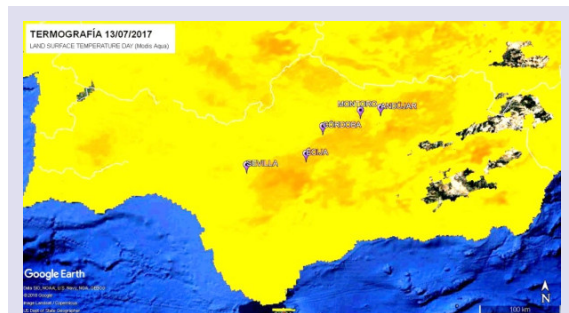


Figura 4. Termografía tomada por el satélite AQUA el día 13 de julio de 2017 a las 13 UTC (15 hora local).

Los vientos valle arriba y valle abajo se superponen a su vez a los vientos de ladera que ascienden desde el fondo del valle hacia la sierra durante el día y descienden desde la sierra al valle por la noche. Los vientos de ladera tienen el mismo origen térmico que los vientos del valle. Por la mañana la ladera de una montaña se calienta antes que la vega del valle, por lo que disminuye la presión y el viento fluye del valle a la montaña.

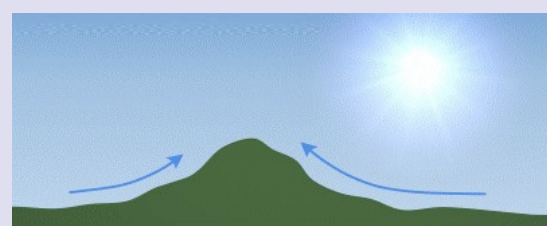


Figura 5. Brisa de ladera ascendente. (Adaptado de The COMET Program).

Después de la puesta de sol la montaña se enfría antes que el valle, y el viento empieza a fluir en sentido contrario, de la montaña hacia el valle.

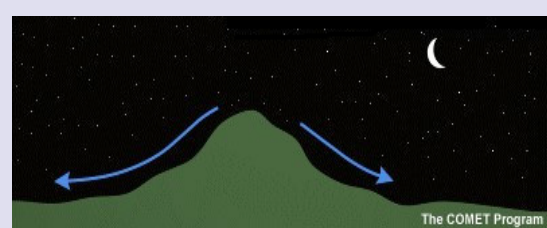


Figura 6. Brisa de ladera descendente.

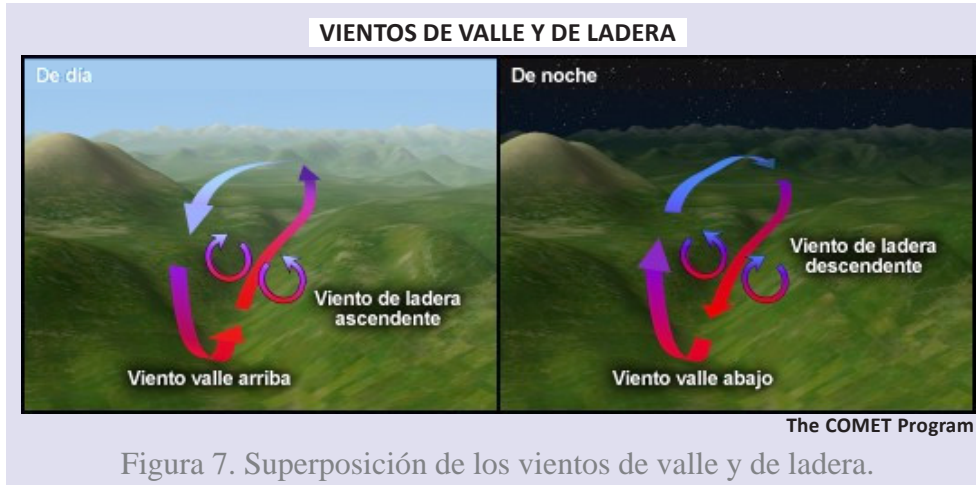
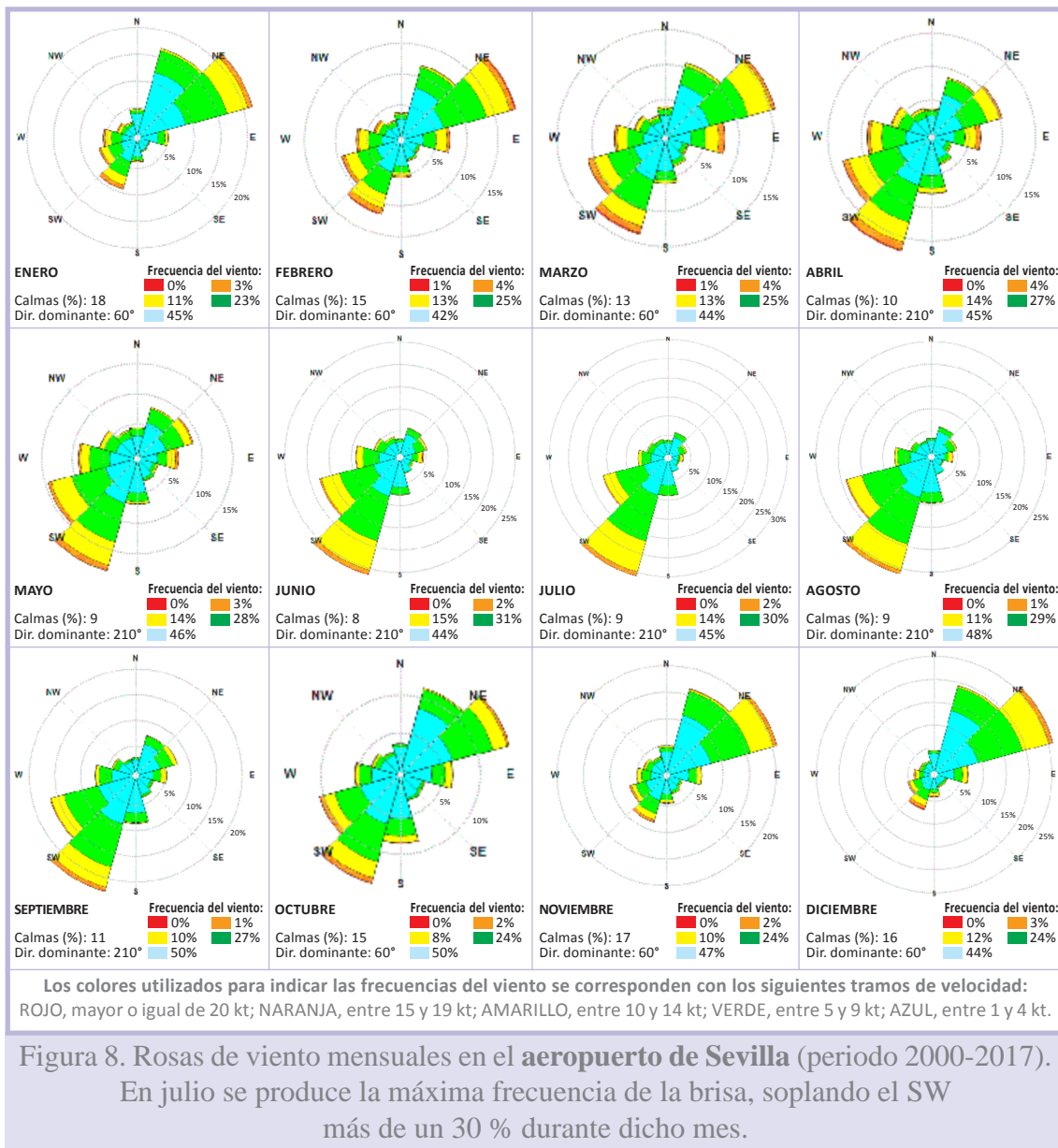


Figura 7. Superposición de los vientos de valle y de ladera.



La orientación de la ladera de la montaña con respecto al Sol también influye en la intensidad de la brisa de ladera ascendente. Las laderas con pendientes expuestas al sur reciben mayor insolación por lo que las brisas de ladera ascendentes serán más intensas.

Los vientos de valle y de ladera están íntimamente relacionados y pueden influenciarse entre ambos.

La superposición de los vientos de valle y de ladera lleva a un giro horario (antihorario) del viento en la parte izquierda del valle (derecha) a lo largo del día.

En el valle del Guadalquivir la máxima frecuencia de las brisas de valle tiene lugar durante los meses de verano, que es cuando la atmósfera está más despejada y hay vientos en calma en altura. La existencia de vientos fuertes en altura puede suprimir las brisas valle arriba y valle abajo provocando la mezcla vertical y perturbando la capa de inversión.

Otra de las condiciones ambientales que pueden inhibir la brisa de valle es la humedad del suelo, ya que minimiza el calentamiento diurno de la superficie. Una estación primaveral muy lluviosa puede hacer que las brisas del valle sean menos intensas a comienzos del verano. Sin embargo, estas condiciones de alta humedad, a su vez, fomentan la generación de vientos valle abajo por la noche.

2. La baja térmica o la que todo lo atrae

Tal como sucede en otros puntos de la meseta durante el verano, en el valle del Guadalquivir se forma una pequeña baja térmica en la parte alta del valle. Suele formarse cerca de las localidades de Andújar y Montoro durante las primeras horas de la mañana, y a lo largo de la tarde se va haciendo mayor a la vez que se desplaza valle abajo.

Se denomina baja térmica a un pequeño sistema cerrado de bajas presiones en superficie, que se forma en respuesta al intenso calentamiento diabático durante el verano. Según algunos autores un calentamiento de 3 o 4 °C afectando un espesor de aire de 2000 metros puede producir una diferencia de presión en superficie de hasta 4 hPa.

Si analizamos la presión media a lo largo de un día del mes de julio en tres ciudades a lo largo del valle del Guadalquivir (figura 9), podemos ver como esta se va reduciendo a lo largo del día, llegando a un mínimo a las 18 UTC, que en el horario local serían las 20 horas, ya que hay dos horas de diferencia con respecto a la hora UTC. Según ascendemos por el valle la presión es menor, sobre todo de día. Al anochecer cesa el calentamiento diurno y las presiones se van igualando hasta ser prácticamente iguales a las 07 UTC (9 horas locales).

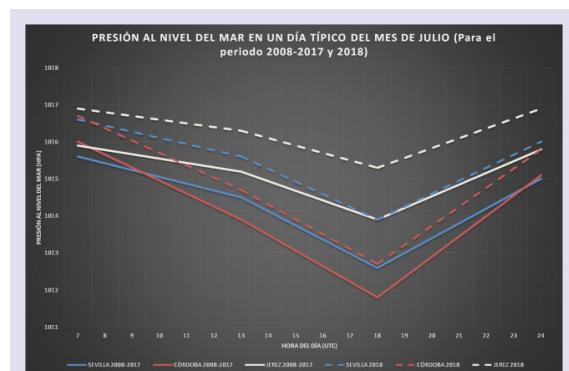


Figura 9. La presión durante este mes de julio de 2018 ha sido más alta que en los últimos diez años. A las 18 UTC la diferencia de presión entre Sevilla y Córdoba ha aumentado 0,4 hPa, y entre Jerez y Córdoba 0,6 hPa.

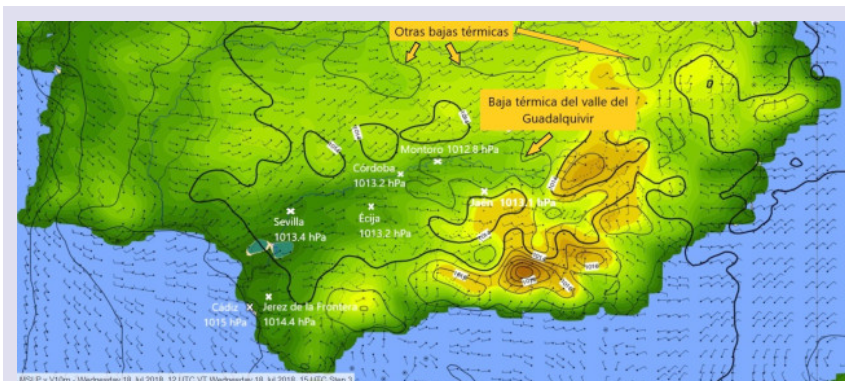


Figura 10. Viento a 10 m y presión reducida a nivel del mar (ECMWF, 18 julio 2018, 15 UTC). Durante el verano suele formarse una pequeña baja térmica en la cabecera del valle, cerca de las localidades de Montoro y Andújar, extendiéndose valle abajo hacia Córdoba y Sevilla hacia el final de la tarde.

Como vemos en la figura 10 el mayor gradiente de presión a las 15 UTC del día 18 de julio tiene lugar en la parte baja del valle. Por ejemplo, entre Cádiz y Sevilla la diferencia de presión es de 1,6 hPa mientras que entre Sevilla y Montoro es de solo 0,6 hPa. Esta mayor diferencia de presión está en consonancia con la mayor velocidad del viento en la parte baja del valle.

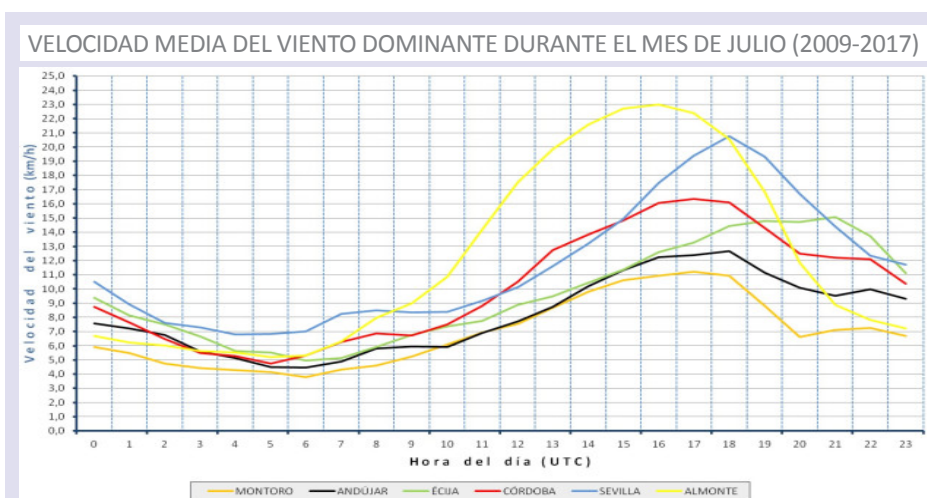


Figura 11. Si analizamos la velocidad media del viento durante el mes de julio para varias estaciones del valle podemos ver como la máxima velocidad se produce en la parte baja del valle y la menor en la parte alta. La hora de la velocidad máxima se corresponde aproximadamente con la máxima diferencia de presión.

3. Ciclo diario de la brisa de valle y de ladera en el valle del Guadalquivir durante el mes de julio

Los vientos de valle y de ladera presentan un marcado ciclo diario y puede observarse (figura 12) casi siempre la misma secuencia en un día de verano o con condiciones de calma y estabilidad.

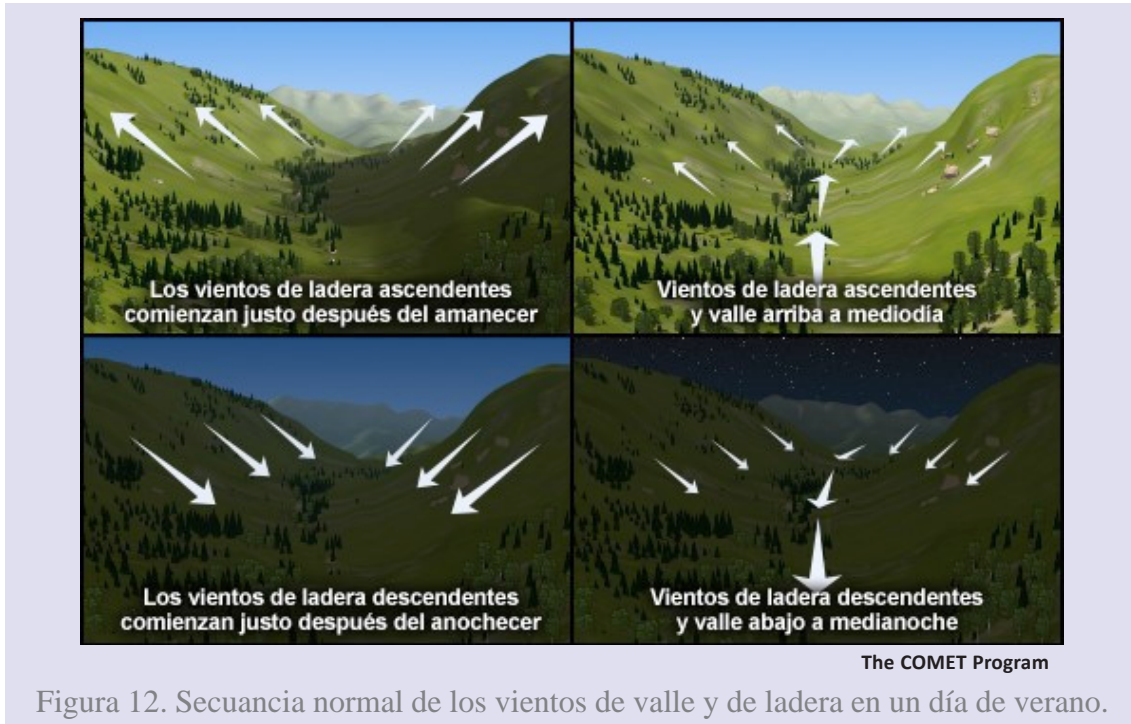


Figura 12. Secuencia normal de los vientos de valle y de ladera en un día de verano.

Veamos cada una de dichas secuencias:

1. Las brisas de ladera ascendentes se forman justo después del amanecer, unos 30 minutos después de que los primeros rayos de sol alcanzan la ladera de la montaña. Alcanzan la máxima velocidad a media mañana y suelen tener menos de 100 metros de espesor. En el valle del Guadalquivir las brisas de ladera ascendentes a la izquierda del valle (Sierra Morena) comienzan antes y son más intensas debido a su mejor orientación hacia el sol. La brisa de valle descendente continúa soplando durante las primeras horas del día y suele ser un viento muy flojo, como podemos ver en la figura 13.
2. Los vientos valle arriba se forman más tarde, cuando la diferencia de temperatura entre el valle y sus alrededores es lo suficientemente grande (fig. 14).

En las sierras la brisa de ladera ascendente de la mañana empieza a interactuar con la brisa del valle con lo que el viento va girando poco a poco en sentido horario (en la ladera norte del valle) o antihorario (en la ladera sur) a lo largo de la tarde (figs. 15 y 16).

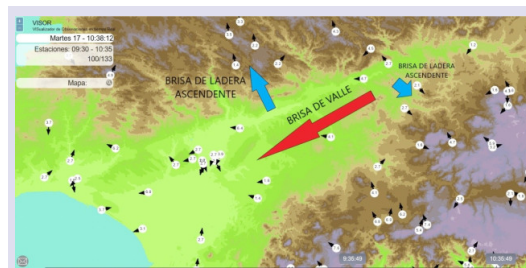


Figura 13. Observaciones de viento en varias estaciones de las redes de AEMET, Meteoclimatic y Wunderground (17/07/2018, 10:38 UTC).

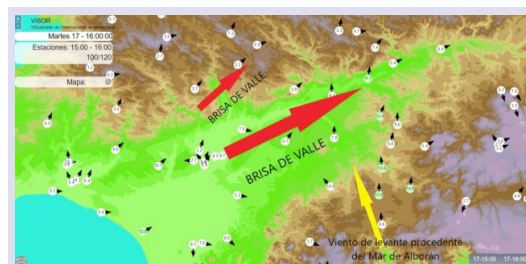


Figura 14. Observaciones de viento en varias estaciones de las redes de AEMET, Meteoclimatic y Wunderground (17/07/2018, 16 UTC). Los días con viento de levante en el mar de Alborán estos se canalizan por el valle del Guadalhorce alcanzando el valle del Guadalquivir.

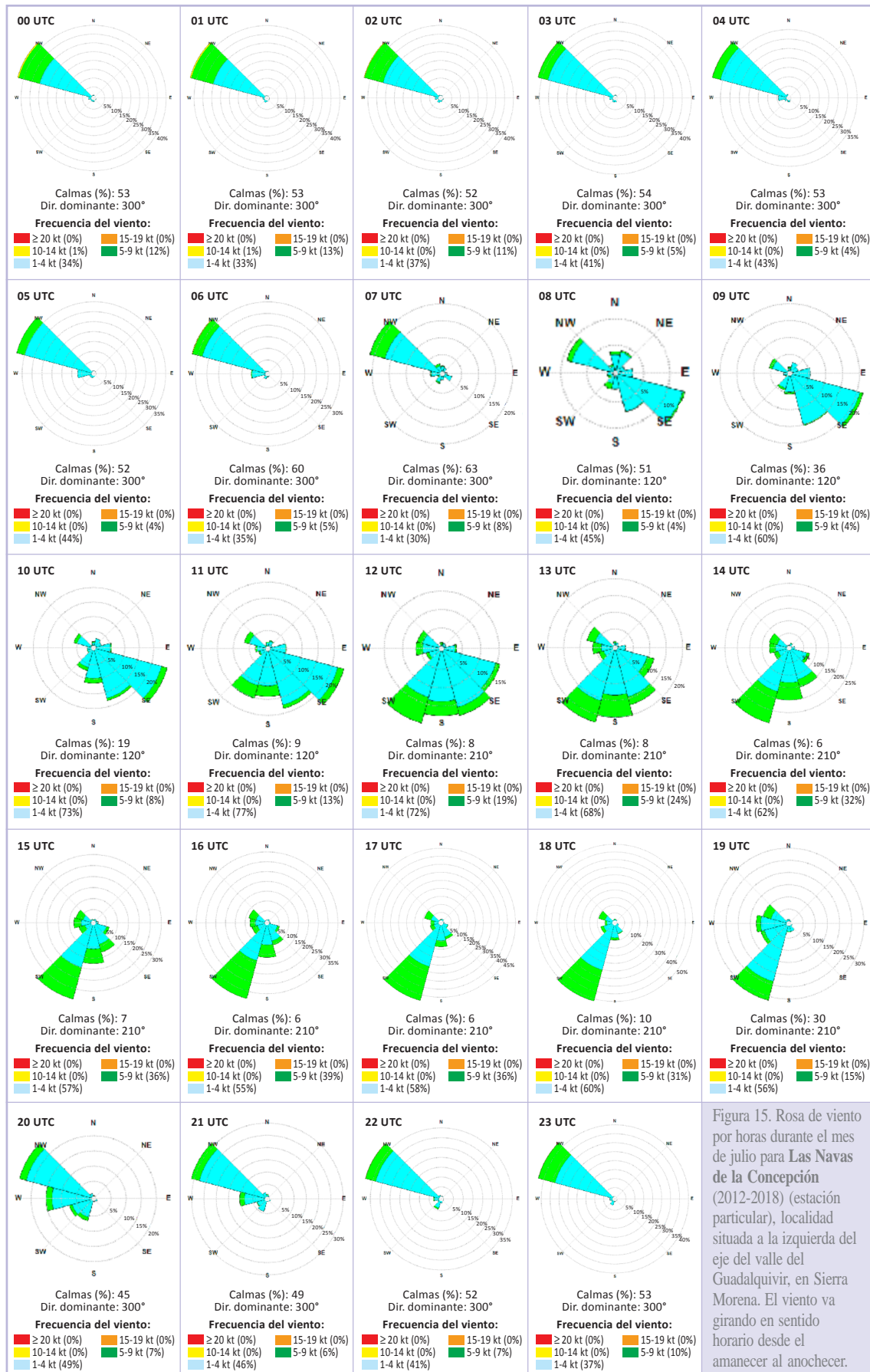


Figura 15. Rosa de viento por horas durante el mes de julio para Las Navas de la Concepción (2012-2018) (estación particular), localidad situada a la izquierda del eje del valle del Guadalquivir, en Sierra Morena. El viento va girando en sentido horario desde el amanecer al anochecer.

¿Por qué el valle del Guadalquivir es la “sartén” de España?

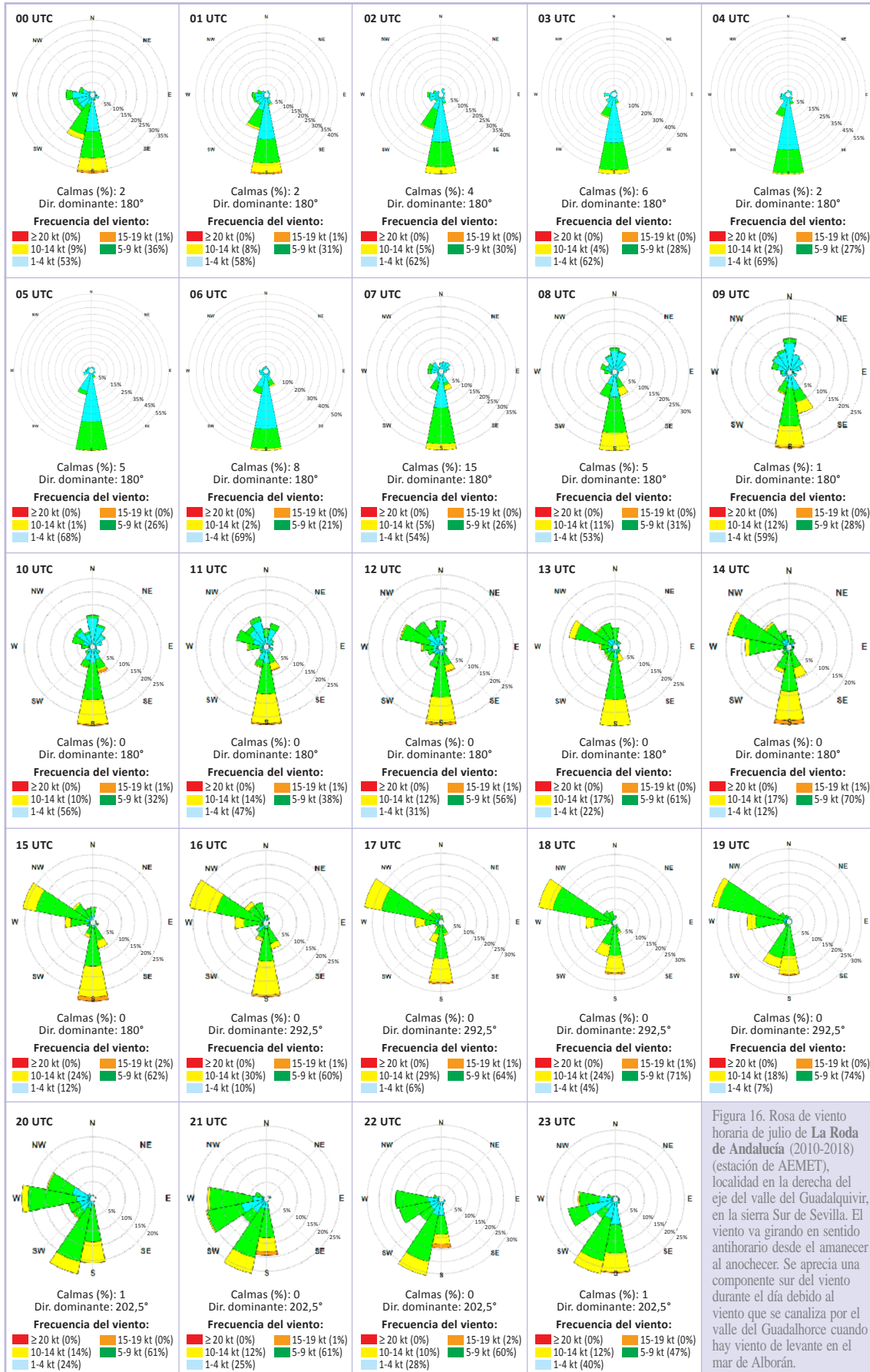


Figura 16. Rosa de viento horaria de julio de La Roda de Andalucía (2010-2018) (estación de AEMET), localidad en la derecha del eje del valle del Guadalquivir, en la sierra Sur de Sevilla. El viento va girando en sentido antihorario desde el amanecer al anochecer. Se aprecia una componente sur del viento durante el día debido al viento que se canaliza por el valle del Guadalquivir cuando hay viento de levante en el mar de Alborán.

En el gráfico de la figura 17 siguiente se representa un día típico del mes de julio en Sevilla. El día típico se calcula tomando la moda de la dirección del viento cada hora (es decir, la dirección de viento que más se repite durante cada hora). En el aeropuerto de Sevilla la entrada usual de la brisa es hacia las 10 UTC (12 horas locales), siendo la intensidad máxima del viento 10 nudos (18,5 km/h) a las 18 UTC (20 horas locales).

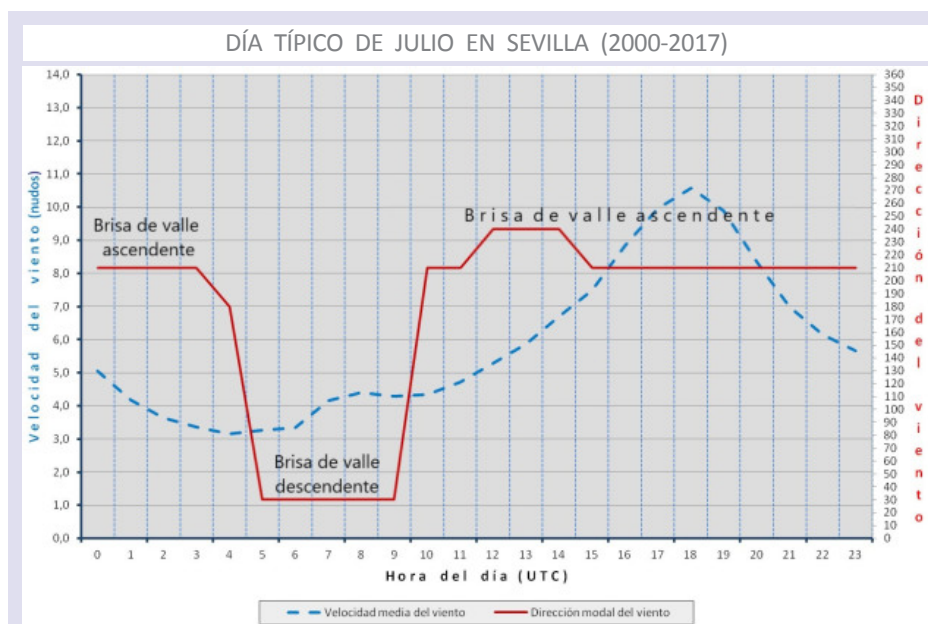


Figura 17. Dirección y velocidad del viento dominante para cada hora del día durante el mes de julio en el aeropuerto de Sevilla (AEMET).

Hay que advertir que la brisa de valle descendente en Sevilla empieza a soplar después de la medianoche pero no se convierte en el viento dominante hasta las 5 UTC de la mañana. En la rosa de viento de la figura 19 se aprecia mejor.

3. Las brisas de ladera descendentes se forman justo después del anochecer (en las pendiente de los valles). La brisa de valle ascendente continúa soplando después del anochecer, aunque su intensidad va disminuyendo a lo largo de la noche.

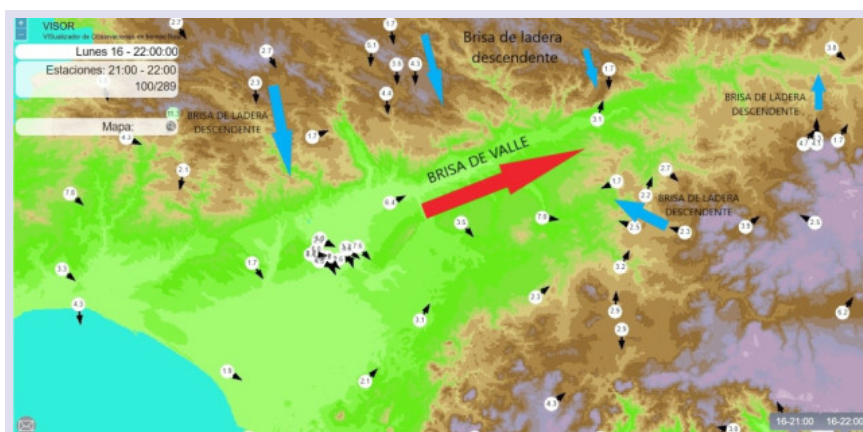


Figura 18. Observaciones de viento en varias estaciones de las redes de AEMET, Meteoclimatic y Wunderground (16 de julio de 2018, 22 UTC).

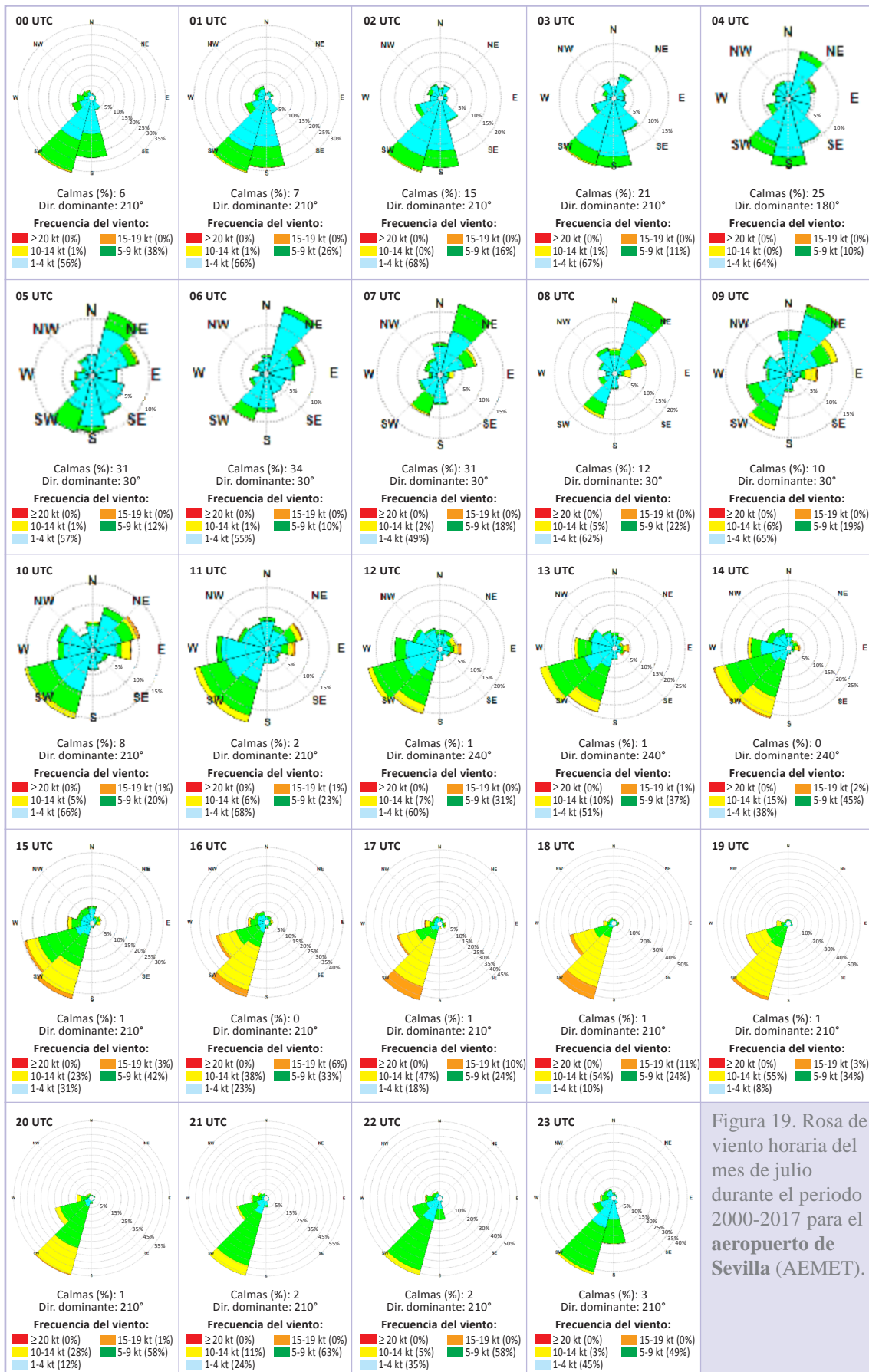


Figura 19. Rosa de viento horaria del mes de julio durante el periodo 2000-2017 para el aeropuerto de Sevilla (AEMET).

Como ejemplo de viento de ladera descendente veamos un día típico de julio en la estación de Montoro (figura 20). Al estar situada dicha estación junto a la sierra comienza a soplar la brisa de ladera descendente justo después de la puesta de sol a las 20 UTC.

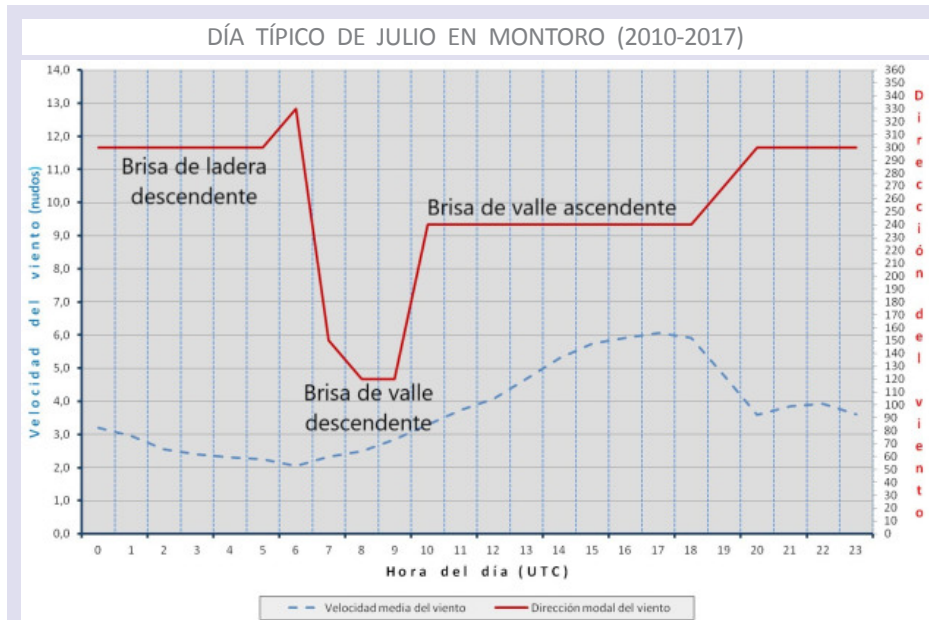


Figura 20. Dirección y velocidad del viento dominante para cada hora del día durante el mes de julio en Montoro. La velocidad del viento a las 18 UTC es menor que en Sevilla y Córdoba. La entrada de la brisa (WSW) suele ser a las 10 UTC.

4. Los vientos valle abajo se forman más tarde por la noche y continúan hasta poco después del amanecer. Son vientos muy flojos y de menos intensidad que los de ladera y de valle arriba, con velocidades que no suelen superar los 3 o 4 nudos (5,6 o 7,4 km/h).

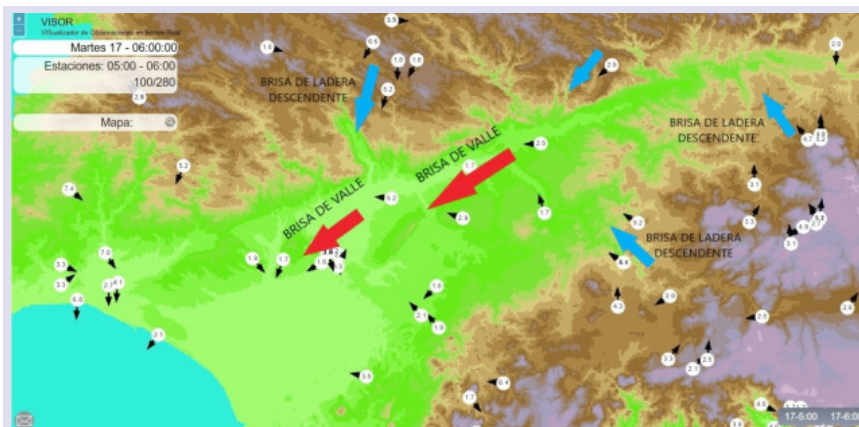


Figura 21. Observaciones de viento en varias estaciones de las redes de AEMET, Meteoclimatic y Wunderground (17 de julio de 2018, 06 UTC).

4. Factores que producen diferencias de temperatura a lo largo del valle

La temperatura máxima en los valles y la montaña está muy condicionada por la cantidad de radiación que recibe, mientras que la temperatura mínima es más dependiente de la topografía local y los drenajes de aire frío.

Hay, por tanto, tres factores que producen diferencias de temperatura a lo largo del valle:

1. La forma de la pared lateral del valle y por consiguiente el volumen del valle (figura 22). Las paredes laterales en la cabecera de un valle son generalmente convexas (c), y por tanto encierran menos volumen de aire que las paredes en forma de U o de V que se encuentran en la mitad del valle. Al tener menos volumen de aire este se calienta antes. Esto sucede en la cabecera del valle de Guadalquivir en localidades como Montoro y Andújar, donde al estar el valle más encajonado hay menos aire que calentar.
2. Las ganancias o pérdidas de radiación solar de onda larga debido a los distintos tipos de suelo a lo largo del valle. Por ejemplo, las temperaturas diurnas en una zona del valle aumentarán si el albedo del suelo en esa zona es bajo.
3. Cambios de humedad a lo largo del valle. Por ejemplo, si la parte superior de un valle está seco y la parte inferior está húmeda, una parte de la radiación solar entrante durante el día y la noche va a calentar o enfriar más el aire en la parte superior que en la inferior, debido a que parte de la energía disponible se utilizará para evaporar o condensar dicho exceso de agua.

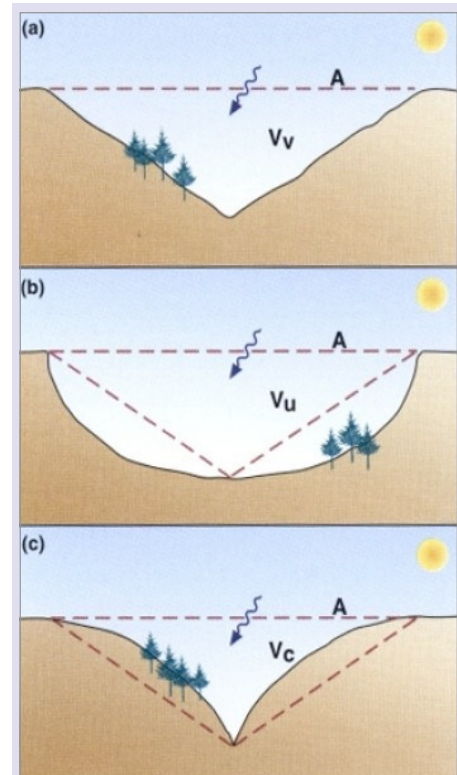


Figura 22. La forma del valle (c) encierra menos volumen de aire en su interior por lo que se calentará antes que las formas (a) y (b). (Imagen de “Mountain Meteorology”, de C. Whiteman).

5. Inversión de subsidencia: la tapadera mágica



Figura 23. Simulación del proceso de inversión por subsidencia.

Normalmente en verano tenemos sobre la Península una inversión de subsidencia a una cierta altura del suelo debido a la persistencia del anticiclón. Una inversión de subsidencia es el aumento de la temperatura del aire con la altura debido al hundimiento paulatino de una capa de aire asociado al anticiclón. La subsidencia de este aire que desciende desde niveles altos de la atmósfera provoca un calentamiento por compresión adiabática y crea una capa de aire caliente, seco y muy estable.

Una inversión actúa como una especie de tapadera, ya que el aire que está por debajo de la inversión apenas se mezcla con el aire situado por encima.

La inversión en verano suele estar alrededor de unos 1500 metros de altura en el interior, y esa es la razón de que en meteorología se use el nivel de 850 hPa para calcular la temperatura máxima. Si el tiempo es estable y se espera una buena mezcla del aire, la curva de estado de la temperatura seguirá la adiabática seca, esto es, el aire se irá calentando 1 °C por cada 100 metros de descenso. De esta forma se puede calcular aproximadamente la temperatura máxima en superficie conociendo la temperatura a unos 1500 metros de altura.

Conforme el aire por debajo de la inversión se va calentando a lo largo de la mañana, este se va mezclando por turbulencia y la inversión va ascendiendo, llegando a desaparecer en algunos casos.

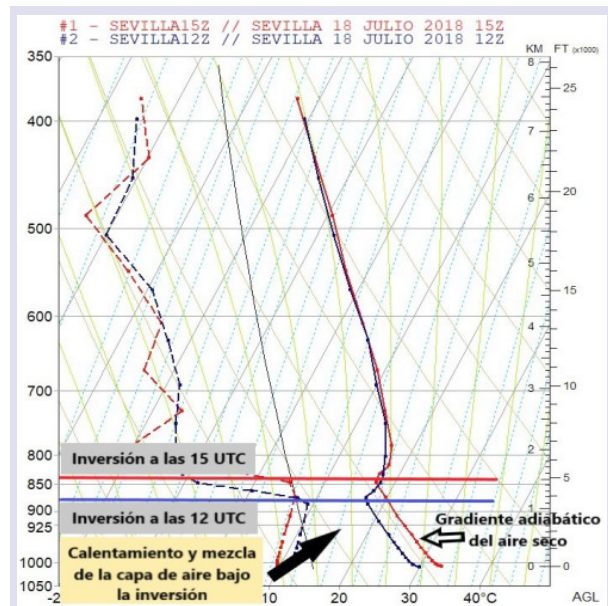


Figura 24. Evolución del sondeo de Sevilla del 18 de julio de 2018 desde las 12 UTC a las 15 UTC (modelo ECMWF). La inversión de subsidencia va ascendiendo conforme la capa que está por debajo se va calentando y mezclando debido al calentamiento diurno. El área entre los 2 sondeos es proporcional al calor añadido por la atmósfera en ese periodo.

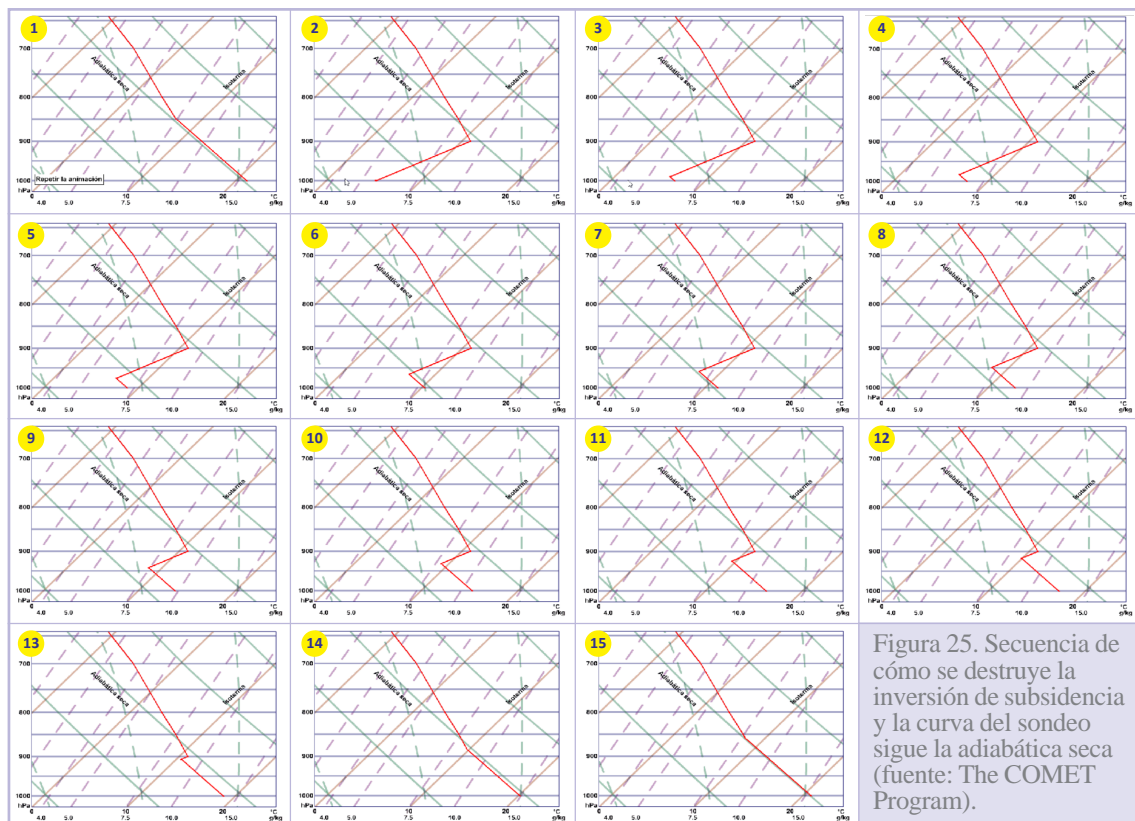


Figura 25. Secuencia de cómo se destruye la inversión de subsidencia y la curva del sondeo sigue la adiabática seca (fuente: The COMET Program).

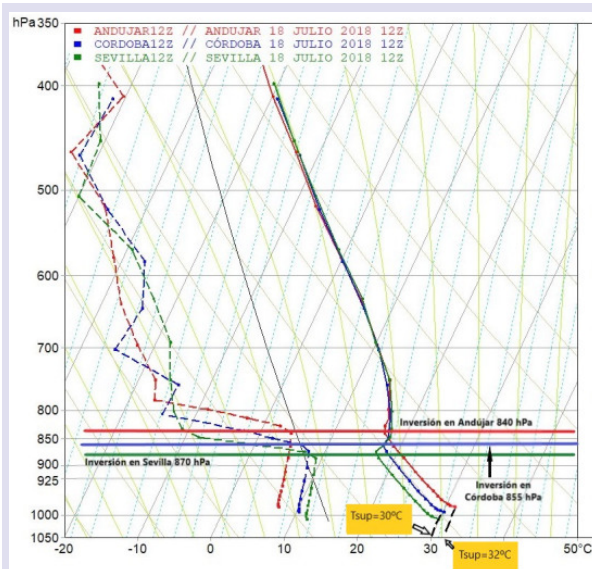


Figura 26. Tres sondeos superpuestos de tres ciudades a las 12 UTC del 18 de julio de 2018 (modelo ECMWF). Según el sondeo la temperatura en superficie en Andújar a las 12 UTC es de 32 °C, mientras que en Sevilla y Córdoba es de 30 °C. Aunque la inversión de Córdoba está más alta, Sevilla tiene la ventaja de su menor altitud sobre el nivel del mar, por lo que sus temperaturas en superficie son iguales.

Las inversiones de temperatura en los valles difieren significativamente de las inversiones en las llanuras cercanas, principalmente porque los valles se someten a ciclos de calentamiento y enfriamiento más intensos. Las inversiones de los valles son por tanto más profundas pero tienen una estabilidad promedio más débil. En el valle del Guadalquivir la inversión de subsidencia suele estar más alta conforme ascendemos en el valle, ya que como vimos antes el volumen de aire a calentar es menor.

Resumiendo algunos conceptos, tenemos que el valle del Guadalquivir es como una gran caja de aire de forma triangular cerrado en su parte superior por una inversión de subsidencia, y que se va calentando por su parte inferior debido al calentamiento diario. La parte alta del valle (Montoro, Andújar, etc.) se calienta antes debido al menor volumen de aire contenido (está a más altitud y más encajonado) y por tanto la inversión asciende más en dicha zona.

La inversión a lo largo del día puede llegar a desaparecer o no. Para tener una temperatura alta en una determinada localidad interesa, por tanto, que a la hora que se alcanza la temperatura máxima, la altura de la inversión esté lo más alta posible, e incluso que desaparezca, ya que la línea del sondeo que va desde la inversión hasta el suelo será igual para dos ciudades con la misma temperatura a 850 hPa (esto es, seguirá la adiabática seca). Esta condición se cumple mejor en la parte alta del valle. Por otro lado, interesa que dicha localidad tenga poca altitud, ya que la línea de la adiabática seca llegará hasta más abajo en el sondeo, calentándose más el aire por compresión adiabática. Esta condición, como es lógico, se cumple en la parte baja del valle.

A todo esto hay que añadir el efecto de las brisas de valle. Si comienzan a soplar pronto y tienen procedencia marítima (SW), tendrán un efecto negativo sobre las temperaturas, sobre todo en la parte baja del valle. En la parte alta del valle los vientos en superficie son más débiles por lo que se favorece la transferencia de calor del suelo hacia el aire por conducción (mayor gradiente superadiabático cerca del suelo).

6. Los días de levante

Los días con viento de levante no favorecen la formación de las brisas de valle debido a dos efectos: primero, la baja relativa del golfo de Cádiz, que hace descender más la presión

en la zona baja del valle, y segundo, el calentamiento del suelo de dicha zona por los vientos de levante, que tiene como efecto también el hacer descender la presión en superficie en la zona de la entrada del valle.

Aun soplando viento de levante, se forma casi siempre una pequeña baja térmica cerca de Andújar y Montoro, por lo que el viento de levante que se canaliza por el valle del Guadalhorce (Málaga) se va curvando y llega a Córdoba y Montoro en forma de oestes. A Sevilla el viento llega del este, aunque a veces se forma una débil baja térmica cerca de Sevilla y el viento se hace variable o viene del oeste o suroeste (a veces sin procedencia marítima, es el viento de levante que se curva hacia la baja térmica).

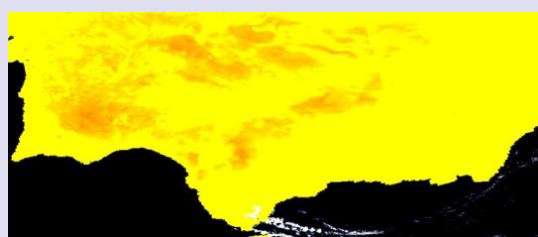


Figura 27. Termografía tomada por el satélite AQUA 12 agosto 2016 a las 14 UTC. Ese día había aviso naranja por fuerte viento de levante en el Estrecho y campiña de Cádiz.



Figura 28. Viento a 10 m y presión reducida a nivel del mar (ECMWF, 02/08/2018, 15 UTC). La presión es menor en Sevilla (1011 hPa) que en Montoro (1011,5 Pa) y Andújar (1011,8 hPa). La baja térmica de Sevilla puede ser debida, además de al calentamiento, a un dipolo orográfico por las sierras de Cádiz.

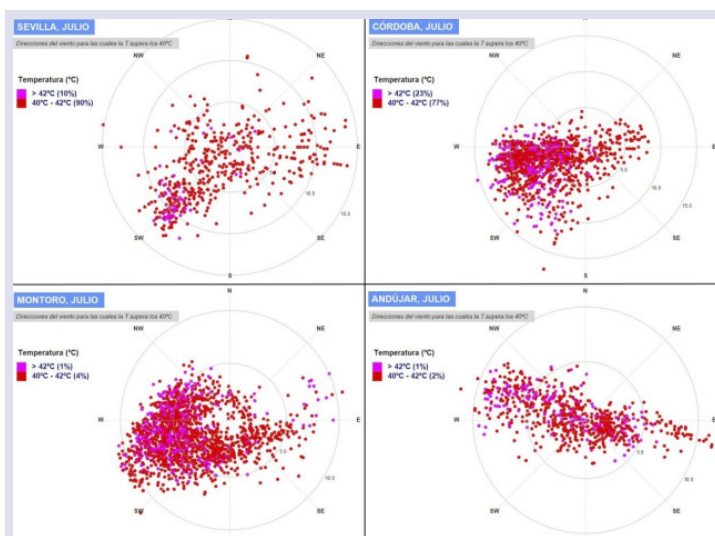


Figura 29. Dirección del viento cuando la temperatura supera los 40 °C y 42 °C durante el mes de julio en cuatro estaciones de la red de AEMET (tomado de datos diezminutales de viento y temperatura entre 2010 y 2017). Las temperaturas mayores de 40 °C vienen acompañadas sobre todo con vientos del oeste y suroeste. A veces también con vientos del este, sobre todo en Sevilla y Andújar.

7. La brisa del mar en el valle del Guadalquivir

La brisa marina tiene el mismo origen térmico que la brisa de valle, esto es, se produce debido a una diferencia de temperatura, aunque en este caso la diferencia se produce entre el mar y la tierra cercana a la costa.

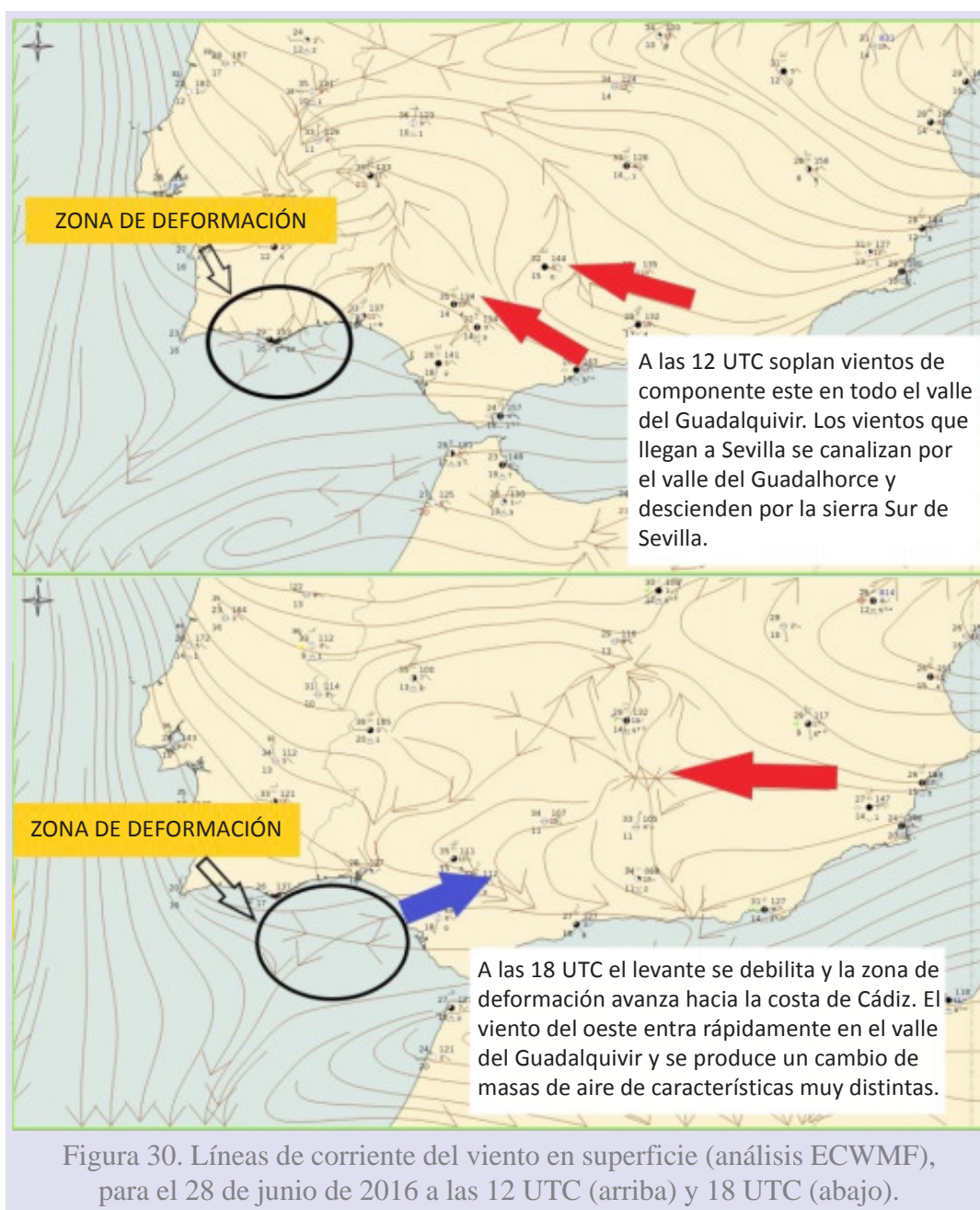
Veamos algunas de las diferencias entre la brisa marina y entre la brisa de valle o baja térmica:

- a) La brisa marina es un fenómeno de escala local mientras que la baja térmica es un fenómeno regional de mayor escala.
- b) A la brisa marina le acompaña siempre una pequeña zona frontal en la zona de máximo gradiente de temperatura llamado frente de brisa. Al paso del frente de brisa la temperatura desciende y la humedad aumenta bruscamente. La baja térmica no posee dicha zona frontal.
- c) En la brisa marina el viento se establece primero mar adentro (sobre unos 4 o 5 km mar adentro) y luego avanza hacia la costa. En la baja térmica el viento se establece directamente hacia la zona donde la presión ha descendido. Se desencadena bruscamente, y no se ve venir como el frente de brisa.
- d) En la baja térmica la fuerza del viento es casi uniforme en 3 o 4 km partiendo de la costa mientras que en la brisa marina el viento es más fuerte cerca de la costa.
- e) La brisa de mar está afectada en mayor medida por la fuerza de Coriolis, por lo que la dirección del viento va girando hacia la derecha conforme la brisa va penetrando tierra adentro. Al final de la tarde el giro de la brisa hacia la derecha hace que esta pueda acabar paralela a la costa. Este es el motivo por lo que en nuestras latitudes la penetración máxima de la brisa del mar tierra adentro sea de 30 o 40 km, aunque se han observado brisas alcanzando distancias mayores. Por el contrario la brisa de valle no se ve afectada apenas por la fuerza de Coriolis, ya que al estar confinada entre sistemas montañosos el viento sigue la dirección del eje del valle.
- f) Ambas tienen una corriente de retorno en altura dirigida en sentido contrario denominada a veces como contrabrisa, pero mientras que en la brisa marina constituye su motor de funcionamiento principal (la corriente de retorno desciende sobre el mar y crea una zona de divergencia en superficie que empuja a la brisa marina hacia tierra) en la brisa de valle es muy débil, y raramente es observada.

En el valle del Guadalquivir tanto la brisa marina como la brisa de valle tienden a superponerse por ser ambas del suroeste, y puede llegar a ser difícil distinguir una de otra. Incluso una puede llegar a inhibir a la otra. Por ejemplo, una brisa de valle muy fuerte puede hacer que no salte la brisa marina ya que reduce el gradiente de temperatura entre el mar y la tierra y además se opone a la contrabrisa, la cual es el motor de la brisa marina. Por el contrario, un viento flojo procedente de tierra ayudará más a que se forme la brisa del mar.

A veces en algunas localidades del valle del Guadalquivir alejadas de la costa como por ejemplo Sevilla, se observa durante varios días a lo largo del verano como por la tarde la

temperatura descende y la humedad aumenta bruscamente. Podría pensarse en un primer momento que se trata del frente de la brisa marina, pero la mayoría de las veces que esto sucede se observa una zona de deformación frente a las costas de Cádiz y Huelva. Dicha zona de deformación se produce por el choque del viento de levante (este) y de poniente (oeste). La zona de deformación se genera normalmente en el sur de Portugal y se va desplazando lentamente hacia el E a la vez que los vientos de levante van perdiendo intensidad. Esto hace que los vientos de levante dentro del valle, recalentados por la larga trayectoria terrestre, sean reemplazados rápidamente por el viento del oeste, mucho más húmedo y templado.



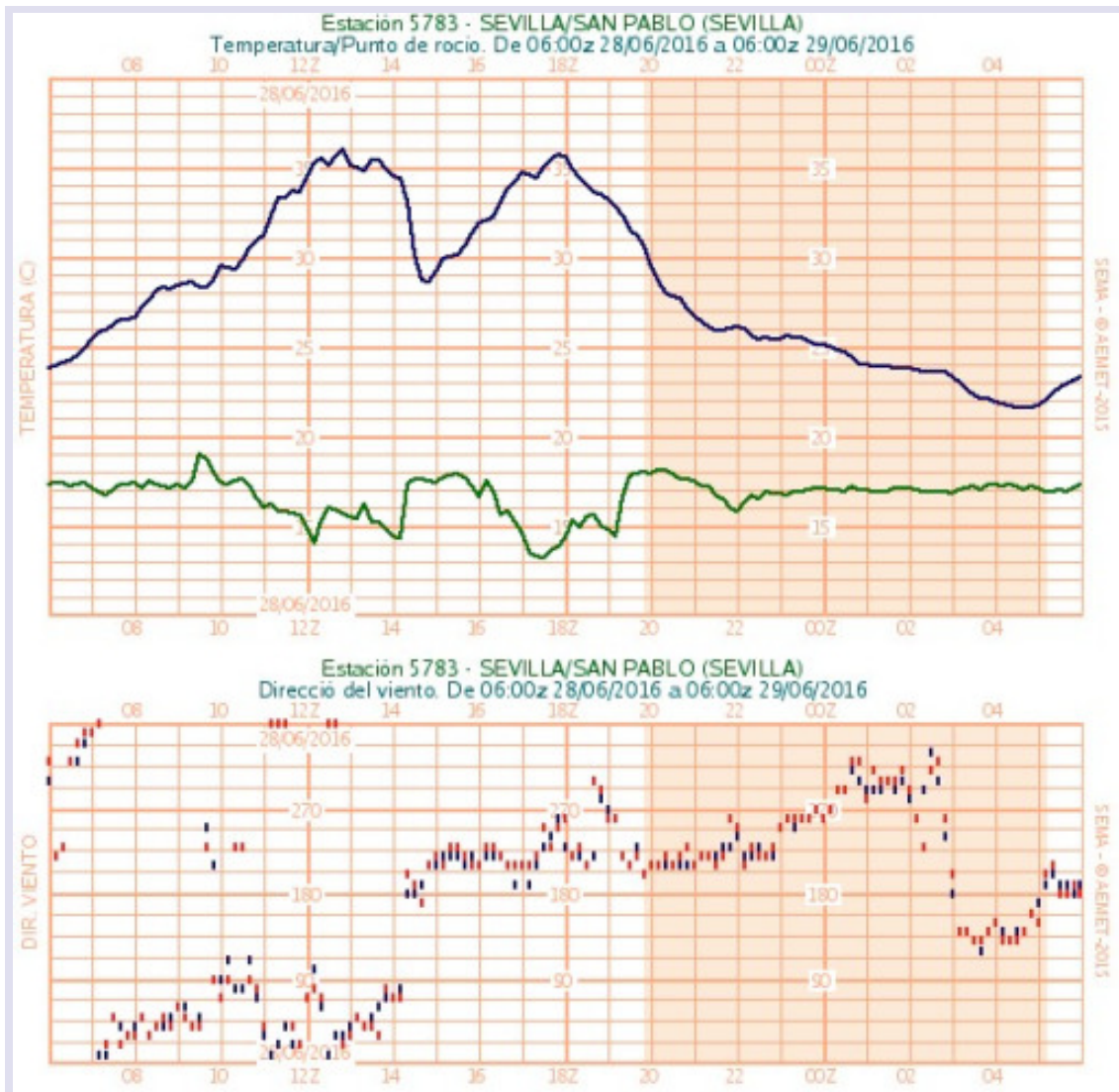


Figura 31. A las 15 UTC la temperatura desciende bruscamente al entrar los vientos de dirección sur. Una vez que pasa la zona de deformación vuelven a entrar vientos del oeste pero procedentes de tierra, y la temperatura vuelve a subir.

Bibliografía

BERNOT, J. Y., 2006. Meteorología y estrategia. Ed. Juventud.


JANSÁ CLAR, A., 1990. Notas sobre análisis meteorológico mesoscalar en niveles atmosféricos bajos. Instituto Nacional de Meteorología.

THE COMET PROGRAM, 2006. Forzamiento térmico de la circulación II: brisas de valle y de montaña. Módulo COMET MetEd. UCAR.

WHITEMAN, C. D., 2000. Mountain Meteorology. Oxford University Press.

LAS GOTAS FRÍAS/DANAS. IDEAS Y CONCEPTOS BÁSICOS

Francisco Martín León
Meteorólogo

 (publicado en el blog de AEMET
el 17 de octubre de 2018)

Reproducción del trabajo divulgativo publicado en febrero de 2003.

Introducción

La gota fría es uno de los términos meteorológicos más usados coloquialmente y más arraigada en España: está presente cada año en los medios de comunicación, en la calle, etc. Es sinónimo de lluvias catastróficas, intensas y dañinas, así como de situaciones meteorológicas altamente peligrosas. En algunas ocasiones las pérdidas humanas y materiales han sido asociadas a la presencia de supuestas gotas frías que se abalanzan o barren las zonas mediterráneas cuando realmente no eran tales. Pero, ¿qué hay de verdad en todo ello?, ¿realmente siempre llevan asociadas lluvias intensas?, ¿cuáles son sus características y qué las distingue de otras perturbaciones atmosféricas?, ¿es el término correcto para describir ciertas situaciones de lluvias intensas? Vamos a tratar de contestar a estas preguntas a lo largo de este trabajo. Abordaremos en este primer capítulo el origen de esta terminología y su evolución histórica hasta nuestros días. No se trata de hacer un trabajo científico complejo sino más bien clarificador. Trabajos de investigación, publicaciones científicas y notas técnicas ya se han realizado sobre este tema, bien con la denominación de gota fría o bien usando otros términos más evolucionados, modernos y acordes con los actuales conocimientos.

Conceptos y definiciones

Existen dos acepciones básicas y generales sobre el concepto de gota fría. La primera se fundamenta en la simplicidad y el fácil uso de este término meteorológico y popular como un «comodín», sin base científica alguna, que sirve para explicar ciertas situaciones meteorológicas de fuerte impacto social. La segunda está basada en los conocimientos adquiridos por la ciencia meteorológica en el devenir de los años. Analicemos cada una de ellas.

La gota fría como «comodín meteorológico»

Se entiende, coloquialmente, como gota fría a cualquier situación meteorológica que lleve o pueda llevar asociada lluvias intensas, efectos desastrosos, preferentemente en la época

otoñal y en la zona mediterránea, independientemente del marco sinóptico donde se desarrollan las precipitaciones. Esta «entidad» o concepto (¡¡¡que no definición!!!) no está basada en aspectos meteorológicos precisos.

Este término está arraigado, sobre todo, en algunos medios de comunicación que tratan de explicar de forma llana y simplista situaciones de lluvias fuertes y dañinas.

Estamos acostumbrados a oír que lluvias cuantiosas, que se han registrado en un lugar determinado, se han producido porque la gota fría ha barrido o afectado a dicha zona. La gota fría se asocia vulgarmente con inestabilidad atmosférica. En esta acepción subyace el hecho de que la gota fría es sinónimo de la presencia de aire muy frío en niveles medios y esto, unido al aire cálido del Mediterráneo en la época otoñal (o incluso durante la primavera-verano sobre las tierras soleadas peninsulares), bastaría para explicar los acontecimientos de fuerte inestabilidad y de carácter tormentoso. **La gota fría es, conceptualmente, una perturbación o ente «comodín».**

Sin embargo, debemos olvidarnos de este concepto de gota fría como sinónimo de situación de catástrofe o de lluvias intensas en la zona mediterránea y en otoño, preferentemente, ya que este término causa cierto impacto social y es inadecuado. Debemos pedir al informador que transmita los conceptos o los agentes reales asociados a las precipitaciones intensas y potencialmente dañinas, que no son ni más ni menos que los originados por **las tormentas intensas o lluvias persistentes. Estos dos últimos elementos locales son los que, en última instancia, provocan los cuantiosos daños en áreas concretas y no la gota fría como tal.**

Es fácil de demostrar, puntualmente y climatológicamente, que **muchas situaciones de gota fría no llevan asociadas lluvias intensas y catastróficas.** De la misma forma, **episodios adversos de lluvias y vientos fuertes en el área mediterránea pueden estar ligados a otro tipo de fenomenología distinta a las gotas frías,** donde las características del agua del mar, áreas costeras, orografía circundante, etc., condicionan el flujo en niveles bajos (su intensidad y contenido de humedad), que a fin de cuentas es uno de los protagonistas principales de estos acontecimientos al generar, mantener y modular las tormentas que se forman en la zona del Mediterráneo siempre y cuando en niveles medios-altos se den condiciones apropiadas.

Definiciones y antecedentes históricos

Antes de comenzar a definir lo que se entiende por gota fría haremos una breve revisión histórica de este concepto, analizaremos las nuevas ideas y acepciones y, por último, trataremos de dar una definición más concordante con las teorías meteorológicas modernas.

Al igual que en otras ciencias, en Meteorología existen «escuelas» o grupos de personas que en determinados países y en unos momentos específicos tuvieron un gran auge e influyeron en la Meteorología por sus ideas y conceptos innovadores a la hora de explicar ciertos fenómenos atmosféricos. Así, se habla de la escuela noruega asociada a la teoría del frente polar con las borrascas móviles en latitudes medias, la escuela anglosajona e incluso la escuela alemana.

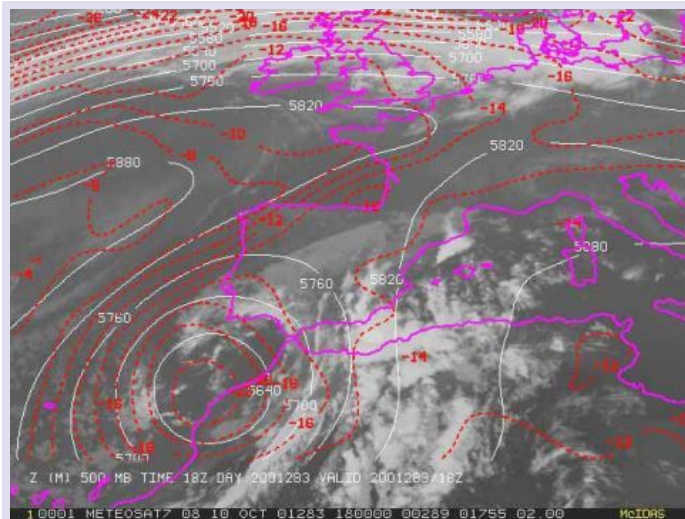
Origen del concepto de gota fría: la escuela alemana

El origen de la gota fría aparece en 1886 en la escuela alemana, que introdujo la idea de «*kaltlufttropfen*», cuya traducción aproximada es gota de aire frío. Llasat (1991) hace un buen resumen histórico del concepto de gota fría a partir de las ideas de la escuela alemana con sus referencias oportunas. Señala que fueron Köppen y, posteriormente, Sherhag los que definieron una gota fría como «una marcada depresión en altura, sin reflejo en superficie, en cuya parte central se encuentra el aire más frío». Esta definición se centra en los aspectos dinámicos (depresión en altura) y, sobre todo, en sus aspectos térmicos (aire muy frío en altura). Hay que resaltar aquí que estamos frente a dos elementos que son básicos:

- Perturbación de altura (digamos a partir de 5500 m para fijar ideas) sin reflejo aparente en superficie.
- Aire frío en niveles medios de la troposfera.

Por lo tanto, una gota de aire frío no es una borrasca o una depresión de latitudes medias con sistemas frontales asociados y bajas presiones en superficie sino una entidad diferenciada, meteorológicamente, de otras. El hecho de estar aislada y sin aparente reflejo en superficie significó, en su momento, un concepto innovador (figura 1). Posteriormente, este concepto de «separación» entre niveles altos y bajos ha quedado superado, como veremos más adelante.

A mediados del siglo pasado, con la mejora de los métodos de observación, se comprobó que algunas gotas frías podían tener reflejo en el campo de presión en superficie pero no



llevaban asociado ese contraste de masas de aire frío-cálido, típico de los sistemas frontales de la escuela noruega. Cuando debajo de la perturbación fría en altura se aprecia una baja en superficie con una circulación cerrada, entonces decimos que se ha generado una borrasca fría aislada (este último concepto se ampliará posteriormente).

Figura 1. Ejemplo de gota fría. En esta imagen podemos ver un embolsamiento de aire frío aislado en el mapa de 500 hPa (geopotencial, en línea blanca, continua y metros, y temperatura, T, en rojo, discontinua y en °C) correspondiente al 10 de octubre de 2001 a las 18 UTC (20 horas local) situado al SW de la Península. La imagen de fondo corresponde al canal infrarrojo del Meteosat. Bandas nubosas con tormentas se sitúan al sur y sureste de la Península y mar de Alborán. Otros focos convectivos están frente a las costas de Castellón y Tarragona, relativamente lejos de la influencia de la llamada gota fría.

Las nuevas teorías modernas en Meteorología dinámica señalan que **las depresiones de altura siempre tienen un reflejo en niveles bajos y superficie**, que se manifiesta en forma de algún tipo de anomalía (presión, temperatura, estabilidad, viento, etc).

El concepto inicial y básico de gota fría que se ha expuesto no se centra directamente en su génesis ni, por supuesto, en otras características que se han observado con la llegada de las nuevas formas de observar y analizar la atmósfera (sondeos, observaciones de superficie y altura, satélites, modelos numéricos, nuevas teorías dinámicas, etc.). En España, el concepto de gota fría se arraiga y permanece en el lenguaje técnico-meteorológico porque la escuela alemana influyó mucho en el antiguo Servicio Meteorológico Nacional español y en ciertos estamentos universitarios en los años de la Guerra Civil y posteriores a ella. Importantes meteorólogos y profesores de Meteorología usaron este término hasta que se hizo popular.

Con el devenir de los años, y a mediados del siglo pasado, se acuñó otro vocablo más preciso de gota fría, que en la terminología anglosajona se le denominó «*cut-off low*». Como veremos en el siguiente apartado, la gota fría es un elemento de niveles altos desgajado y aislado de la corriente en chorro que llega a tener independencia propia. En esta línea, Mariano Medina (1976) ya lo apuntaba en sus trabajos pero mantenía la expresión de gota fría a las perturbaciones que estamos analizando. Su uso en las pantallas de televisión pudo ser el origen del arraigo popular de que goza hoy.

La terminología de gota fría fue progresivamente abandonada por las diferentes escuelas meteorológicas debido, como se comentó anteriormente, a los nuevos enfoques que iban apareciendo en la segunda mitad del siglo veinte. Solo en España y en Alemania se sigue empleando técnicamente el nombre de gota fría, aunque no de forma mayoritaria.

Las corrientes en chorro y el aislamiento de circulaciones intensas en altura: depresión aislada en niveles altos (dana)

La existencia de intensas corrientes canalizadas que circunvalan la Tierra, aproximadamente a unos 9000 m de altura o a 300 hPa en nuestras latitudes, es un hecho conocido. A estas circulaciones concentradas en niveles altos se les denominan corrientes en chorro.

Existen distintos tipos de «*jets*» o chorros a diferentes latitudes, el más conocido es el chorro polar (figura 2). Este lleva asociados máximos de vientos muy intensos, que superan ampliamente los 100 kt (180 km/h). La dirección que normalmente posee el chorro es zonal: fluye de oeste a este rodeando a la Tierra y está limitado a un cinturón de latitudes medias. En el hemisferio norte y en el lado izquierdo del chorro polar, o el lado que «mira» al polo norte, el aire es relativamente frío. En su lado más meridional el aire es más cálido que el del lado polar. Cuando el chorro, originalmente rectilíneo, se intensifica, se ondula y toma una componente norte-sur muy marcada, se puede generar un proceso de aislamiento y estrangulamiento de parte de esta circulación intensa. Estas circulaciones se aíslan de la circulación general, se alejan de las zonas de origen y llegan a cerrarse sobre sí mismas. Las primeras ideas sobre este nuevo enfoque y origen de las gotas frías provienen de Palmén (1949) y Palmén y Newton (1969). Como se comentó anteriormente, el término inglés empleado en la actualidad para nombrar a estas perturbaciones es el de «*cut-off low*», que podría traducirse como depresión o baja aislada. Meteorológicamente, se le denominó o «bautizó» en español como «depresión aislada de niveles altos» (dana). Esta

palabra no fue introducida y usada en el INM hasta mediados de los ochenta como una terminología más apropiada que la de gota fría dentro del Área de Predicción y Vigilancia.

Obsérvese que en el término anglosajón solo se habla de baja o depresión aislada sin hacer referencia al nivel, ya que se supone, de hecho, que se encuentra separada de la circulación en chorro de niveles altos. Por contra, en la terminología española hemos añadido explícitamente el concepto de «niveles altos» para diferenciarlas de otro tipo de depresiones o bajas aisladas, como, por ejemplo, las de origen térmico que se dan en la Península durante los meses cálidos en capas bajas.

En nuestras latitudes podemos estar afectados también por el chorro subtropical: un cinturón de vientos máximos zonal muy concentrado, equivalente al polar, pero situado en latitudes más bajas y a mayor altura, entre 11 000 y 13 000 m, aproximadamente (figura 2). Para él también vale lo comentado en el caso del polar. Por lo tanto, del chorro subtropical se puede separar y aislar un ramal o circulación cerrada cuando este llega a ondularse marcadamente. En ambos casos, el resultado de este proceso es la presencia y generación

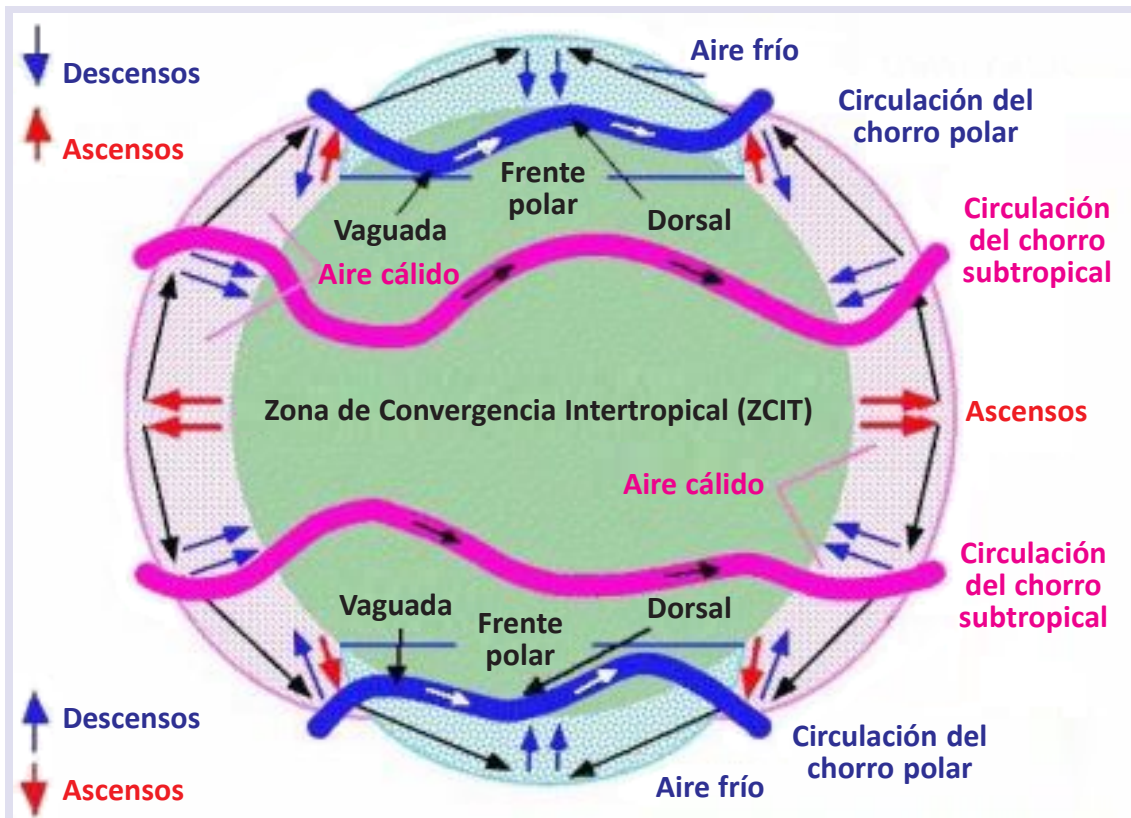


Figura 2. El sistema básico de la circulación atmosférica. Dos cinturones de vientos muy intensos, elevados y canalizados en cada hemisferio se sitúan en latitudes medias y subtropicales: son los chorros polar (en azul) y subtropical (en rosa), respectivamente. Aunque su componente fundamental o direccional es zonal (los llamados vientos de los oestes), en muchas ocasiones aparece una componente meridional (norte-sur) significativa, dando lugar a las típicas ondulaciones que observamos en la figura adjunta. En determinadas ocasiones, esta última componente es tan intensa que puede dar lugar a rupturas y aislamientos de estructuras, dando origen a las danas.

de circulaciones cerradas y separadas de la zona “madre” originaria. Se forma una depresión en altura que posee una circulación propia, independiente y que ha perdido el contacto con la circulación que la generó (polar o subtropical), desplazándose de forma independiente del flujo de los oestes.

Las danas poseen un ciclo de vida característico (figura 3), bien diferenciado de otras perturbaciones sinópticas: se generan en niveles altos asociadas a un proceso de ondulación, separación, ruptura y aislamiento de la circulación del chorro. En su estado de aislamiento completo poseen una circulación ciclónica cerrada que se refleja en niveles altos y medios, digamos en 300 y 500 hPa. Estas perturbaciones conservan parte de las propiedades de la circulación que las originó: en su lado izquierdo tendremos un núcleo de aire muy frío en niveles medios, que contrasta con el aire más cálido en su lado derecho.

Por lo tanto, la explicación basada en circulaciones intensas, que se aíslan de las fuentes originarias (polar o subtropical) y, posteriormente, se cierran sobre sí mismas nos da una visión simple, efectiva y elegante del concepto de dana, que, a su vez, incluye a lo que anteriormente se denominaba gota fría.

Nota. Este es uno de los procesos más comunes del ciclo de vida de las danas. Lógicamente, existen otras formas de generación, evolución y disipación, pero con las mismas ideas subyacentes: la dana se forma como una entidad singular, aislada y separada de una circulación intensa o chorro del flujo de los oestes.

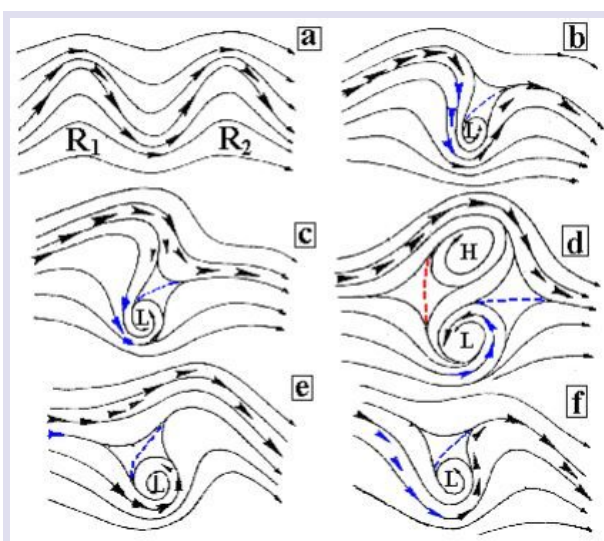


Figura 3. Proceso conceptual de aislamiento y evolución de una dana y sus fases según las ideas de la circulación en chorro en niveles altos. a) Ondulación de la circulación en chorro (flechas negras). R1 y R2 son dorsales. b) Estiramiento meridional norte-sur. El crecimiento e inclinación de la dorsal R1 genera un incremento de la intensidad de la componente meridional del viento en la parte descendente de ella (flechas en azul). L indicaría la dana en sus momentos iniciales. c) Aislamiento inicial.

La circulación del chorro de latitudes más altas se recompone (en negro). La circulación propia e independiente de la dana, en su parte trasera, la aleja de la circulación “madre”. d) Aislamiento total. La dana está separada completamente de la circulación originaria, desarrollando su propia circulación. En muchas ocasiones se desarrolla en su parte norte una dorsal o región de altas presiones, H en la figura. e) Inicio de la absorción. Un ramal del chorro (en azul) asociado a una vaguada tiende a absorber y a capturar a la dana, L. f) Estiramiento sur-norte y absorción completa. La circulación del chorro recurva por la parte occidental de la dana a la vez que esta sube hacia latitudes más altas y es reintegrada a la circulación polar o “madre”. Figura adaptada de Smigelelski y Ellrod (NOAA, sin referencia bibliográfica concreta).

En la península ibérica y Baleares, las danas más significativas e intensas suelen provenir de ondulaciones y aislamientos de aire en niveles altos asociados al chorro polar. A partir de ahora nos centraremos en estas.

La diferencia fundamental de ambas teorías es el enfoque más realista, genético y dinámico de la segunda (dana) frente a la primera (gota fría). Mientras que en el concepto de gota fría se prima el hecho de ser una depresión soportada por un núcleo de temperatura muy fría, el de dana lleva implícito aspectos asociados a circulaciones intensas y cerradas, que a su vez conforman un mínimo depresionario dinámico y térmico. Las observaciones, sobre todo a partir de imágenes de satélite, ponen de manifiesto los conceptos anteriormente enumerados y su ciclo de vida.

Es importante hacer notar que las danas son perturbaciones de altura y que se pueden propagar de arriba a abajo. En su fase inicial y de madurez aparecen en los mapas de altura (250, 300 y en 500 hPa). A medida que su movimiento se hace más lento, la perturbación, siempre y cuando sea intensa, se propaga hacia abajo y se ve reflejada en los mapas de 700 hPa: circulación cerrada y mínimo de temperatura en su seno. Cuando el proceso llega hasta 850 hPa y superficie, a la dana se le puede denominar borrasca fría aislada. Esta última representaría una parte del ciclo de vida de una dana: una perturbación ciclónica aislada que se refleja verticalmente en todos los niveles y lleva asociado un seno de aire frío preferentemente en capas medias y bajas. Si por algún motivo meteorológico la circulación ciclónica desaparece en capas bajas (de 700 hPa hasta superficie) dentro de una borrasca fría aislada tendremos de nuevo, y según los conceptos expuestos, una dana propiamente dicha.

Lo expuesto hasta ahora no implica solamente un cambio de nombre sino que esta nueva denominación conlleva un sentido más moderno, realista y científico que el anterior. Por lo tanto, podemos definir una dana como:

“Una depresión cerrada en altura que se ha aislado y separado completamente de la circulación asociada al chorro, y que se mueve independientemente de tal flujo llegando, a veces, a ser estacionaria o, incluso, retrógrada (su desplazamiento es, en estos casos, de dirección este-oeste)”.

Obsérvese que en esta definición los elementos fundamentales asociados a las danas son el aislamiento, la separación y su movimiento singular, independiente de la circulación del chorro donde se generó. En este nuevo, o renovado, concepto no se hace mención alguna de sus posibles reflejos en superficie (baja cerrada, presencia de frentes, etc.) ni del tiempo o efectos que potencialmente pueda llevar asociada (lluvias intensas, tormentas, rayos, etc.). Como siempre, en la atmósfera se presentan multitud de perturbaciones que entran de lleno en esta acepción de dana, cada una de ellas con sus singularidades particulares, pero en lo fundamental todas presentarán las mismas características comentadas con anterioridad.

Podríamos haber denominado a las danas simplemente como depresiones aisladas (o DA en su versión abreviada) sin el apelativo de niveles altos. Realmente esta sería la traducción más correcta de «cut-off low», pero hemos preferido utilizar su acepción completa de dana porque:

- refuerza explícitamente el carácter del nivel de su formación: niveles altos;
- elimina la ambigüedad que se puede introducir al poderlas confundir con otras que solo se encuentran en niveles bajos;
- por razones históricas y de uso establecidas en el INM.

Nota. Se introdujo el concepto de baja fría como parte del ciclo de vida de una dana, cuando esta última tiene un reflejo en todos los niveles: desde niveles altos hasta superficie. Toda perturbación en niveles altos genera anomalías en capas inferiores y en superficie, de mayor o menor grado. Por lo tanto, y ahondando en lo comentado en el párrafo anterior, la presencia o ausencia de perturbaciones en niveles bajos o en superficie no se va a utilizar para marcar diferencias entre una dana u otra perturbación aislada de niveles altos con reflejo en superficie. En otras palabras, una dana será cualquier perturbación que cumpla la definición anterior, tenga o no reflejo en superficie. Con este concepto en mente se tiene que una borrasca fría aislada es una dana.

Llegado a este punto parece necesario distinguir entre las borrascas frías aisladas de las propiamente llamadas borrascas frías de tipo polar. Las danas, y refiriéndonos al hemisferio norte, deben quedar aisladas y separadas de la circulación del chorro, situándose en su lado ecuatorial. Cuando la dana se manifiesta o refleja marcadamente en todos los niveles y en su vertical tendremos la llamada borrasca fría aislada. Por otra parte, existen borrascas frías que se sitúan en el lado polar de la corriente en chorro. Muchas de ellas se generan como resultado final del ciclo de vida de una depresión móvil de latitudes medias: la depresión en altura queda sobre la baja en superficie y en su vertical. A estas borrascas frías polares se les denomina, simplemente, borrascas frías para diferenciarlas de las borrascas frías aisladas generadas a partir de una dana.

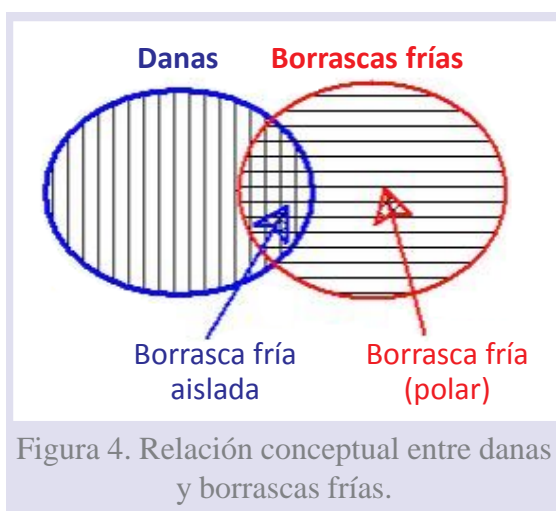


Figura 4. Relación conceptual entre danas y borrascas frías.

Conclusiones

En este breve trabajo hemos tratado de analizar, desde el punto de vista meteorológico, lo que se entiende como gota fría. Queda fuera de los objetivos del documento demostrar que muchas de las situaciones de lluvias intensas en el área mediterránea no están asociadas a episodios de gota fría. En algunos casos, esta terminología es usada inadecuadamente («comodín meteorológico») para justificar la presencia de precipitaciones torrenciales o intensas.

Por otra parte, el término de gota fría es un concepto relativamente antiguo y ha sido superado por el devenir de los años. Las nuevas formas de entender los procesos de la

troposfera y las nuevas herramientas observacionales nos han hecho revisar y redefinir las ideas ligadas a estos embolsamientos aislados de aire frío en niveles superiores. Creemos que el concepto de dana, que asociamos al término anglosajón de «*cut-off low*», es más acertado y realista que el de gota fría. Al ser el concepto de gota fría poco preciso e incompleto, se entiende que debe ser sustituido por otro más moderno, «elegante» y efectivo que explique la formación y evolución de estas perturbaciones de altura de forma simple y que se ajusten a la realidad observacional.

Por todo ello, se propone que el nombre de estas perturbaciones sea el de dana, en vez de gota fría, al menos, a nivel técnico.

Somos consciente que «la gota fría» es parte de la terminología popular, difícilmente des-terrable del lenguaje coloquial. Sepamos, al menos, emplear este concepto correctamente, desde el punto de vista meteorológico y mediático, y no como elemento potencialmente amenazador. En última instancia, son los sistemas tormentosos bien organizados (de menor escala que las gotas frías o danas) los que pueden generar graves daños y pérdidas de vidas humanas. La gota fría, o mejor aún la dana, es uno de los mecanismos atmosféricos que a nivel sinóptico puede unir todos los ingredientes necesarios para generar las temidas lluvias torrenciales. Pero no olvidemos que hay otros elementos sinópticos que también las pueden generar. Es más importante llamar la atención del público y de las autoridades civiles del riesgo potencial de los focos tormentosos que de las gotas frías o danas.

Más información en:

<https://repositorio.aemet.es/simple-search?query=DANA&submit.x=0&submit.y=0>

<http://www.aemet.es/es/portada>

HABLANDO DEL TIEMPO. TIEMPO UNIVERSAL COORDINADO (UTC)

Delia Gutiérrez Rubio
Meteoróloga de AEMET

(publicado en el blog de AEMET
el 27 de octubre de 2018)

El último domingo de octubre toca de nuevo cambiar la hora oficial en nuestro país, para pasar, en este caso, al horario de invierno. Esta puede ser una de las últimas veces que lo hagamos, pues el presidente de la Comisión Europea anunció hace unas semanas que hay un plan para terminar con estos cambios de hora estacionales, visto su escaso o nulo impacto en el ahorro energético y, por el contrario, los efectos nocivos del desajuste en nuestros biorritmos que estos cambios suponen. Ahora que se discuten los detalles del plan, como en qué horario quedaría cada país, cuál es el sentido de los husos horarios, etc., vamos a revisar algunos conceptos elementales en cuanto a los sistemas horarios.



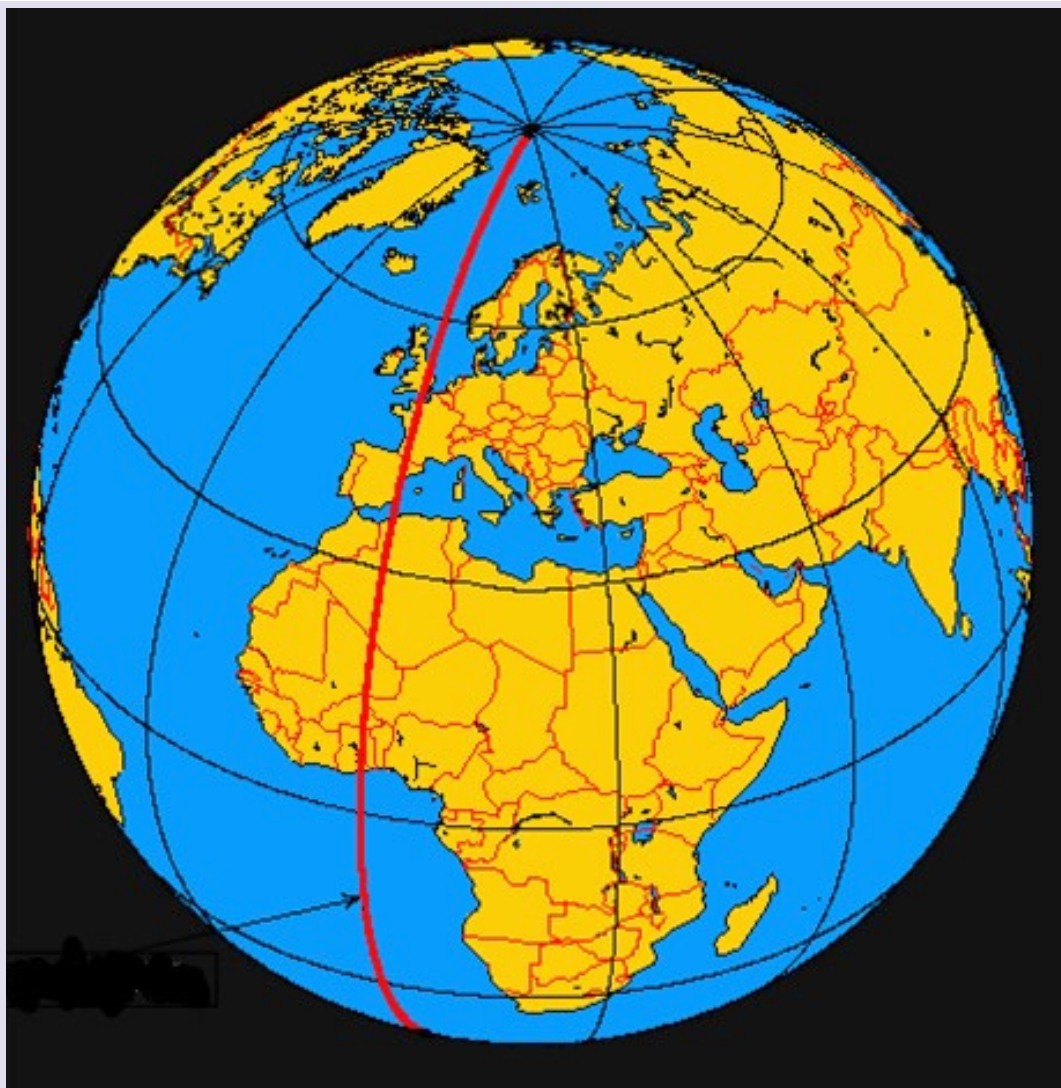
El Tiempo Universal Coordinado (UTC)

La atmósfera no conoce relojes ni fronteras y, por esta razón, ha sido imperioso desde el inicio de la organización de los servicios meteorológicos que las observaciones meteorológicas se realicen siguiendo unos estándares que establece la Organización Meteorológica Mundial, para que los datos sean comparables. Por supuesto, es imprescindible estandarizar también los horarios, y por eso en meteorología todos los datos y mapas suelen ir referidos a la hora UTC. Estas siglas vienen del inglés *Universal Time Coordinated*, es decir, Tiempo Universal Coordinado, y corresponden al horario establecido por la Oficina Internacional de Pesos y Medidas. Cualquier otro horario oficial se define en relación a la hora UTC, por ejemplo, el horario oficial de verano en la España peninsular y Baleares es UTC+2, y el de invierno es UTC+1.

En la práctica, la hora UTC coincide con la hora del meridiano de Greenwich (GMT, por *Greenwich Meridian Time*), el meridiano cero grados, que pasa por el observatorio de

Greenwich (Gran Bretaña), y que también atraviesa la península ibérica, pasando por Castellón de la Plana. En el mundo aeronáutico también se la conoce como *hora Z* u *hora zulú* (por el [alfabeto radiofónico](#) para el deletreo).

La ventaja de tomar como referencia este horario universal en meteorología es que simplifica enormemente la imprescindible puesta en común a nivel internacional de datos y productos meteorológicos, sin que quede ninguna duda sobre a qué horario están referidos. Por el contrario, cuando se trata de dar información al público, los servicios meteorológicos pueden facilitar productos referidos a los horarios locales.



Los husos horarios y la *hora solar verdadera*

Si la Tierra da una vuelta sobre sí misma al día, y el día tiene 24 horas, podemos dividir la Tierra en 24 zonas, cada una de las cuales está centrada en un meridiano donde la *hora solar verdadera* es desde las 00 UTC en el primero hasta las 23 UTC en el último. Cada una de estas zonas tiene una longitud de 15 grados.



Todos los husos horarios se identifican por su distancia al huso horario centrado en el meridiano de Greenwich. Por ejemplo, la casi totalidad de España (salvo el extremo occidental de Galicia y Canarias) queda dentro del huso horario **UTC+0**, mientras que Europa central queda dentro del huso horario **UTC+1** y Canarias y parte de Galicia se encuentran en el huso **UTC-1**. Sin embargo, en el mundo aeronáutico, dichas zonas horarias se identifican mediante letras del alfabeto: desde la A a la M para las 12 zonas horarias al este de la de Greenwich y desde la N a la Y para las 12 zonas al oeste de Greenwich. La zona horaria centrada en Greenwich se identifica con la letra Z, de ahí que en aeronáutica se hable de *hora Z* u *hora zulú*.

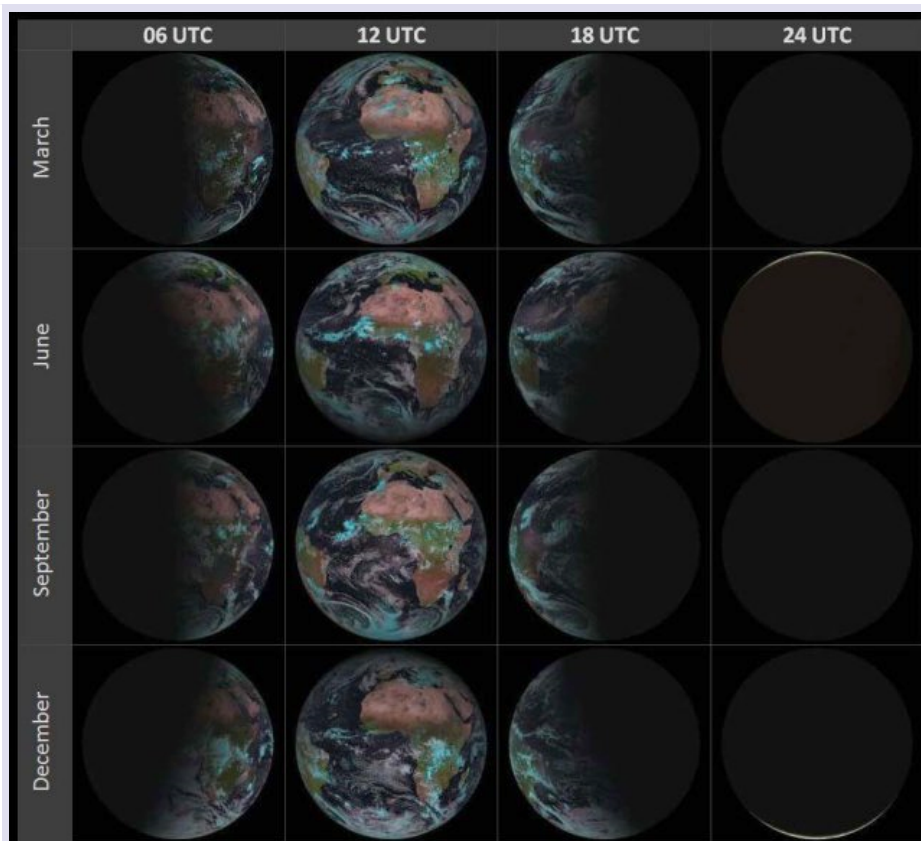
Esta convención internacional facilita desde hace mucho tiempo que en todo el planeta tengamos referencias comunes en cuanto a fechas y horas. Las zonas horarias definidas establecen unos regímenes horarios comunes en regiones amplias que, en principio, solo separarían la hora oficial de la *hora solar verdadera* en media hora como máximo, pues en el centro de cada uno de los husos coinciden la hora del huso y la *hora solar verdadera* (es decir, a las 12 del mediodía es cuando el Sol está en su cénit).

La hora oficial

En la práctica, sin embargo, hay numerosas excepciones, por ejemplo, puede que, para uniformar la hora nacional, una parte relativamente pequeña de un país quede fuera de su huso natural. Además, como se aprecia en la figura anterior, algunos países, incluido España, no están en el huso horario que les corresponde. Por el contrario, en países muy extensos de este a oeste, como la Federación Rusa, Canadá o Estados Unidos, no existe una hora nacional, sino tantas horas como husos atraviesan el territorio.

Cuando la hora oficial se aleja del huso horario que le corresponde, esto tiene un impacto en el desplazamiento de las horas de luz, que dejan de estar centradas en torno a las 12 del mediodía. Por el contrario, no es en absoluto cierto que, como se dice a veces, los días sean más o menos largos porque se cambie la hora, pues la cantidad de horas de luz que recibimos depende de nuestras coordenadas geográficas y de la estación del año, pero no de la hora que marquen nuestros relojes. Esto, aunque sea una obviedad, conviene entenderlo bien. Para ello puede ser de ayuda embarcarnos en nuestro satélite Meteosat, que orbita sincronizado con la Tierra, a unos 35 000 km sobre el punto donde se cruzan el ecuador y el meridiano de Greenwich.

En el siguiente mosaico de imágenes del satélite Meteosat podemos comprobar cómo a las 12 UTC siempre tenemos la máxima iluminación en nuestra ubicación geográfica, mientras que a las 24 UTC es noche cerrada en todo el disco que contempla el satélite (salvo el resplandor que se aprecia en uno u otro polo durante los solsticios de junio y diciembre, cuando no se hace de noche por encima del círculo polar correspondiente). Por el contrario, la línea que separa el día de la noche a las 06 y a las 18 tiene una inclinación respecto a los meridianos que va cambiando con las estaciones: dicha línea pasa a través de los polos en los equinoccios de marzo y septiembre, pero se inclina en los solsticios, de tal manera que los días son más largos en el hemisferio norte y más cortos en el hemisferio sur durante el solsticio de junio, y al revés durante el de diciembre.



Iluminación del planeta a distintas horas y en distintas estaciones, visto desde el satélite Meteosat.

Fuente: https://www.eumetsat.int/website/home/Images/ImageLibrary/DAT_2232544.html

Esto puede entenderse aún mejor viendo un bucle continuo del cambio a lo largo del año de la iluminación del disco terrestre visible desde el satélite Meteosat como el que presenta Brian Greene en este tuit: <https://twitter.com/bgreene/status/843775264442085376>.



Contemplando estas imágenes quizás se entiende mejor que la hora es una convención, mientras que la iluminación del planeta es un hecho físico y astronómico. Sin embargo, el alejar nuestros horarios de la hora solar verdadera tiene un claro impacto biológico, pues los seres vivos somos muy sensibles a la iluminación, que desencadena numerosos procesos bioquímicos en nuestros organismos. Cuando adelantamos la hora oficial respecto a la solar, lo que estamos haciendo es adelantar nuestra actividad a la llegada de la luz natural —es decir, madrugar más— y retrasar la hora de la puesta de sol, y por tanto la de ir a dormir, lo que crea un desajuste entre el horario oficial y el ambiental que tiene consecuencias en el tiempo de descanso.

Con el cambio al horario de invierno que se producirá el próximo domingo, recuperaremos la hora que «se esfumó» de nuestro día el último domingo de marzo, y acercaremos de nuevo nuestro reloj oficial y nuestras rutinas diarias a la hora solar verdadera.

Desde el punto de vista del trabajo en meteorología, estaremos de nuevo a solo una hora de distancia de la que se indica en nuestros mapas y tendremos disponible «antes» la siguiente pasada del modelo.

En las oficinas meteorológicas suele haber un reloj de pared que marca la hora UTC. Recuerdo una ocasión en la que una persona de visita lo miró sorprendida y dijo: «ese reloj está atrasado», y tuvimos que explicarle que ese reloj estaba bien, los que estaban adelantados eran todos los demás...

EL TORNADO DE 1978 Y OTROS TORNADOS HISTÓRICOS EN LA CIUDAD DE SEVILLA

Nicolás Bermejo Trimiño

Delegación Territorial de AEMET en Andalucía, Ceuta y Melilla



(publicado en el blog de AEMET el 20 de julio de 2017)

Hace 40 años, el 27 de diciembre de 1978, tuvo lugar en los alrededores del aeropuerto de Sevilla un tornado que suele aparecer en la lista de tornados más significativos de la historia de España, es decir, tornados de categoría EF2 o superior, cuyos vientos superan los 200 km/h. No es el único tornado que ha afectado a la ciudad de Sevilla. En la antigüedad ya se tenían noticias de vientos muy intensos que afectaban a la ciudad, destrozando casas, arrancando árboles e incluso matando personas a su paso. El clima cambiante durante la Pequeña Edad de Hielo, con alternancia de años muy húmedos con otros secos y fríos, pudo contribuir a un aumento de los fenómenos meteorológicos adversos, entre los cuales estarían incluidos los tornados.

1. El tornado

«No llueve. La oscuridad aumenta por momentos en la masa nubosa que avanza... Al cruzar la gran nube por el aeropuerto se produce un contraste luminoso muy espectacular. Luce el sol con fuerza por el sur mientras hay una profunda oscuridad bajo la mancha nubosa. En esos instantes se oye en toda la zona del aeropuerto un intenso ruido, grave, prolongado y de apariencias subterráneas. El observador de meteorología que está asomado en la terraza del aeropuerto, ve como a unos 150 metros, de repente y coincidiendo con el ruido, un automóvil Citroën comienza a dar vueltas y tras recorrer unos 60 metros choca contra la garita de cobro. Arrencia el ruido. Uno tras otro una fila de coches van siendo arrastrados, volcados y levantados, a la vez que el techo del aparcamiento se eleva hasta las alturas como si fuera un papelillo... Cesa el ruido. Se produce una gran calma. Podría decirse un gran vacío. La nube se aleja. El techo de las nubes sube rápidamente y se hace una gran claridad. El tornado ha pasado.»

De esta forma describía el meteorólogo José Ramón Marín el paso de un tornado por el aeropuerto de Sevilla, allá por 1978. Por azares del destino era pasajero en un vuelo que despegaba minutos antes con dirección Madrid, y había dejado el coche en el aparcamiento que minutos después sería arrasado por el tornado.

Afortunadamente no hubo que lamentar víctimas humanas, pese a destrozar por completo el aparcamiento del aeropuerto (según Marín, más de 75 vehículos afectados, 2 de ellos con las ruedas hacia arriba) y volcar un avión DC-4 que por entonces hacía las veces de cafetería.



Figura 1. Aspecto de una zona del aparcamiento tras el paso del tornado.

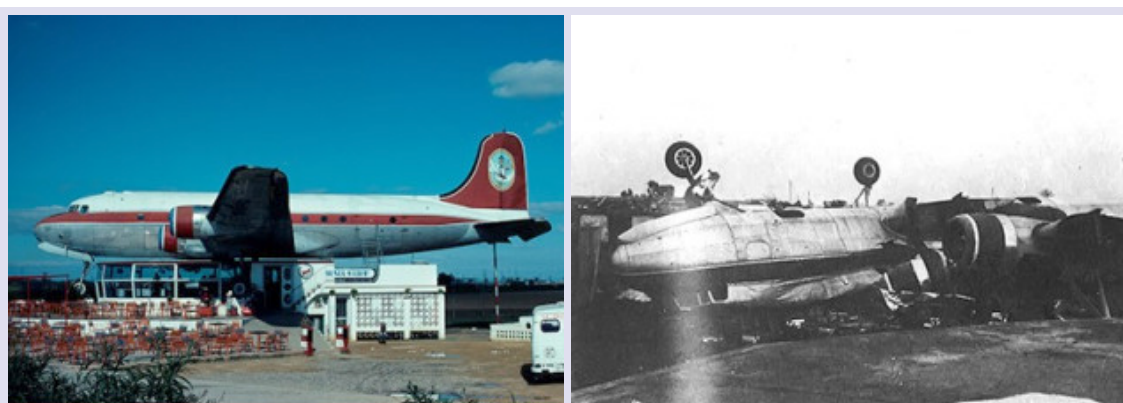


Figura 2. Cafetería El Avión antes y después del paso del tornado. Fue volteado a pesar de su peso (aprox. 18 000 kg) y de los anclajes de acero que lo sujetaban.

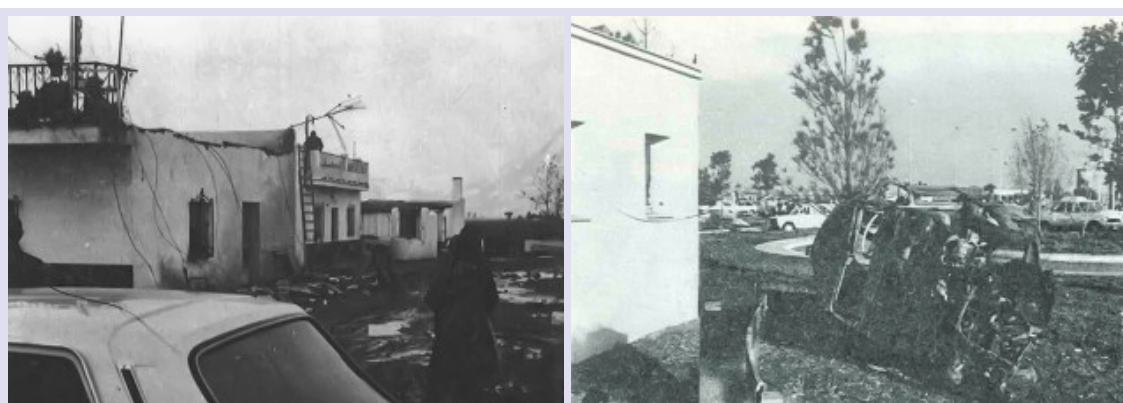


Figura 3. A la izquierda, aspecto de una casa después del paso del tornado y arrancar la planta superior y el tejado; a la derecha, el coche más afectado estaba fuera del aparcamiento y, cogido de lleno por el tornado, voló unos 60 metros hasta ir a estrellarse a la entrada del aparcamiento.

Más tarde el tornado pasaría por unas casas cercanas al aeropuerto y arrancararía el techo completo de una casa donde dormía una niña pequeña en una cuna, a la que milagrosamente no le ocurrió nada. El *Periódico de Cataluña* del día 28 de diciembre, en portada, ofrecía el siguiente titular: «*Volaron vacas por Sevilla*», y en el interior añadía «...*dos vacas volaron ayer, y no es inocentada, cerca del aeropuerto de San Pablo. El remolino originó, aparte del vuelo vacuno reseñado, la muerte de otras reses...*»

Verificar que ha pasado un tornado y evaluar su categoría no es una tarea fácil. Al ser sistemas de muy pequeña escala es muy difícil su detección por los sistemas de vigilancia actuales (satélite, radar, estaciones meteorológicas...). El tornado de Sevilla pasó a solo unos cientos de metros del anemómetro que se hallaba en cabecera de pista del aeropuerto, marcando una racha máxima de 76 km/h, muy lejos de las velocidades alcanzadas en el eje del tornado. El barógrafo que medía la presión atmosférica en el observatorio del aeropuerto, situado solo a 100 metros del punto más próximo del paso del tornado, solo acusó un pequeño descenso de presión de 1,4 mm (unos 2 hPa).

El tornado de Sevilla suele aparecer en la literatura existente de tornados dentro de la categoría EF3 de la escala Fujita (hay 6 categorías, desde EF0 el más leve a EF5 el más violento), es decir, vientos entre 250 y 300 km/h, aunque quizás podría tratarse de un EF2. Los daños fueron producidos principalmente sobre los coches del aparcamiento y la escala Fujita no describe muy bien el efecto de un tornado sobre un vehículo. Hay estudios que afirman (<https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/50675.pdf>) que en un tornado EF3, entre un 10 % y un 50 % de los vehículos afectados son volcados, mientras que según MARÍN solo dos vehículos del aparcamiento aparecieron con las ruedas hacia arriba.

A pesar de que en las llanuras de EEUU se producen tornados de categoría EF3 muy a menudo, en España son muy raros y los que hay ocurrieron ya hace años. El más mortífero de todos ellos fue el tornado de Cádiz de 1671, que pudo ser EF3 y ocasionó más de 60 víctimas mortales. El tornado de Madrid de 1886 también pudo ser un EF3 y causó 47 fallecidos. Otros posibles tornados EF3 fueron el tornado de Ojos negros (Teruel, 1986), el tornado de Ciutadella-Ferrerries (Menorca, 1992), y el tornado de San Leonardo de Yagüe-Navaleno (Soria, 1999).

2. Reanálisis del tornado de Sevilla de 1978

El tornado se produjo sobre las 10:45 UTC de la mañana. Según las anotaciones del observador de meteorología del aeropuerto, había cesado de llover a las 8:30 UTC, por lo que el frente frío ya había pasado y Sevilla se encontraba bajo la descarga fría postfrontal. A pesar de ello las bases de las nubes seguían estando muy bajas, sobre unos 300 m, y el viento soplabla del suroeste con unos 30 km/h de velocidad. A las 11 UTC el observador cifró una nube cumulonimbo en el informe METAR.

La situación sinóptica generadora del tornado de Sevilla de 1978 estaría enmarcada dentro del grupo de tornados invernales de vertiente atlántica con flujo del oeste (RIESCO ET AL.). En superficie existe una baja profunda (970 hPa) y extensa que no cruza la Península, pero que la barre de oeste a este con sus frentes asociados.

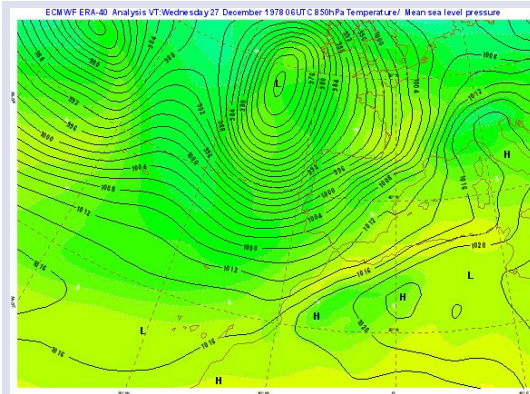


Figura 4. Temperatura a 850 hPa (color) y presión a nivel del mar (reanálisis ECMWF ERA-40).

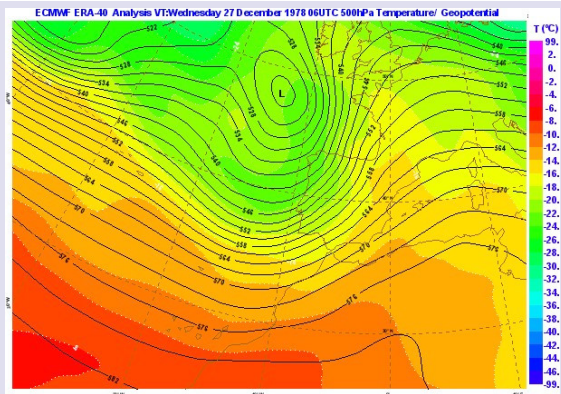


Figura 5. Temperatura (color) y geopotencial a 500 hPa (reanálisis ECMWF ERA-40).

En niveles medios se observa a las 06 UTC una vaguada con eje paralelo a las costas portuguesas y pequeña difluencia sobre el suroeste de la Península, mientras que existe una dorsal de bloqueo sobre Francia.

A las 09 UTC en 300 hPa un potente chorro de viento de 60 m/s (120 nudos) apunta al interior peninsular, quedando Sevilla a la derecha de la entrada del máximo de viento o *jet streak* (zona favorable a ascensos).

La presencia del chorro de viento en el sur de la Península garantiza un entorno de elevada cizalladura, fundamental para que se produzca el tornado.

A las 09 UTC podemos apreciar como existe una entrada de aire de húmedo de procedencia subtropical (colores azules claros) en la parte delantera de la baja. Este flujo cálido y húmedo del suroeste en niveles bajos, unido a la entrada de aire relativamente frío en niveles medios/altos aumenta la inestabilidad favoreciendo los movimientos ascendentes del aire (convección).

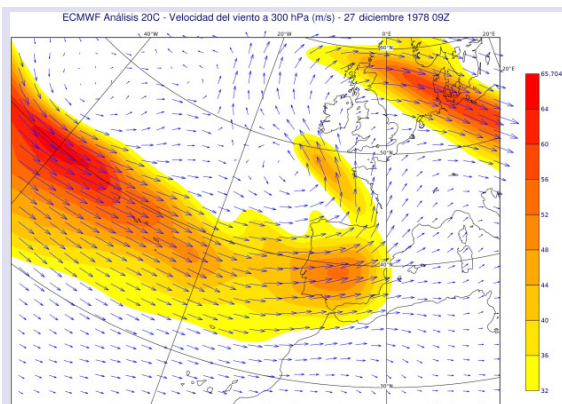


Figura 6. Velocidad (en m/s, color) y dirección del viento a 300 hPa (reanálisis ECMWF ERA-20C).

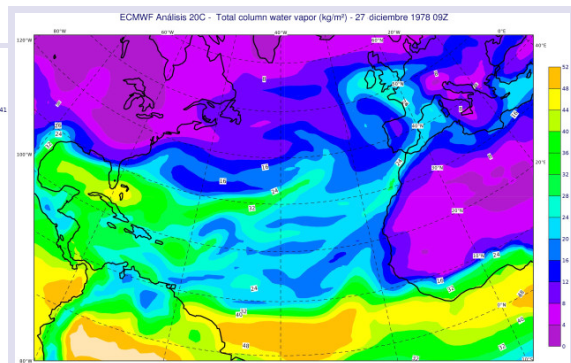


Figura 7. Vapor de agua total en columna (mm). Incluye vapor de agua más el agua de las nubes, pero no el debido a la precipitación (reanálisis ECMWF ERA-20C).

El reanálisis del sondeo de las 09 UTC es representativo de este tipo de tornados invernales: un perfil vertical muy húmedo (agua precipitable en toda la columna PW = 19 mm), sobre todo en niveles bajos, elevada cizalladura del viento en los primeros 3 km (CIZ_0_3000 = $8,8 \times 10^{-1} \text{ s}^{-1}$) y 6 km (CIZ6 = 34,3 m/s, CIZ_0_6000 = $5,7 \times 10^{-1} \text{ s}^{-1}$), elevada helicidad relativa en los primeros 3 km (sRH_0_3000 = $160 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), mientras que los índices de inestabilidad muestran valores marginales (CAPE = 79 J/kg, LI = 6, LI7 = 0, TT = 37, K = 15, SI = 9), y el CIN se mantiene por debajo de 100 (CIN = 0). El viento gira en sentido horario en niveles bajos (advección cálida), existiendo además cizalladura direccional del viento.

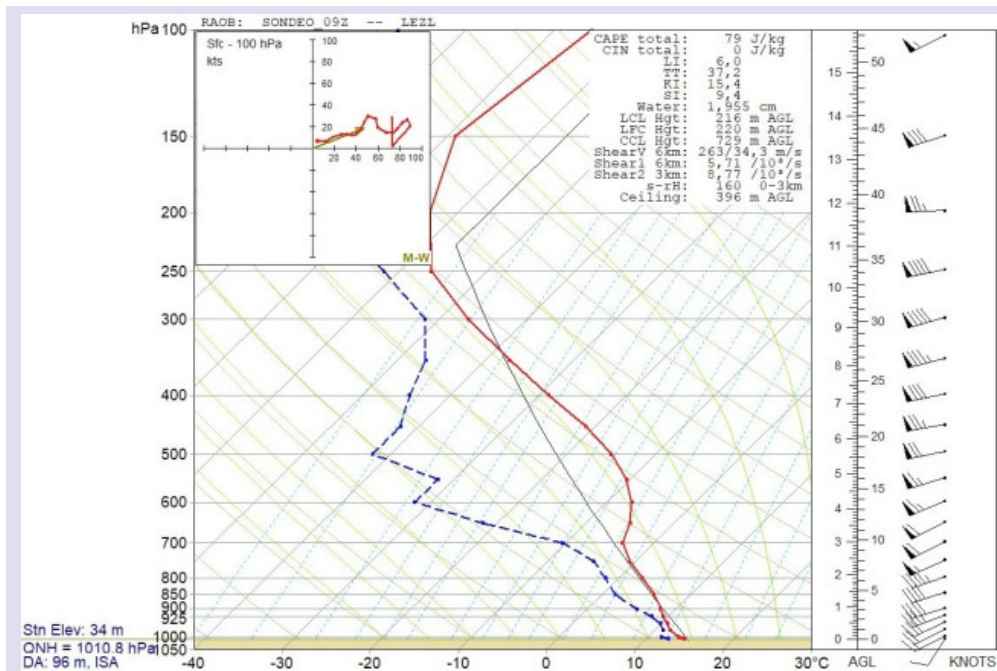


Figura 8. Reanálisis ECMWF-20C de un sondeo próximo a Sevilla a las 9 UTC. La línea roja continua muestra la temperatura, y la línea azul discontinua el punto de rocío (elaboración propia, corregido con la T y Hr en superficie).

Estos tornados de elevada cizalladura y bajo CAPE (*High Shear and Low CAPE environments*, como son conocidos en EEUU) se dan también en otras partes del mundo, y son propios de la estación fría. Algunos estudios sugieren que se producen preferente a últimas horas de la tarde, de noche, o primeras horas de la mañana. Como el CAPE es muy bajo para producir corrientes ascendentes, existe un fuerte forzamiento sinóptico o mesoescalar debido al paso de una potente borrasca.

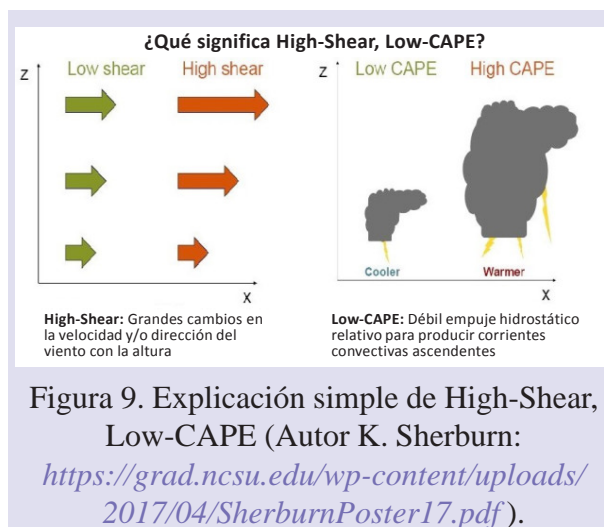


Figura 9. Explicación simple de High-Shear, Low-CAPE (Autor K. Sherburn: <https://grad.ncsu.edu/wp-content/uploads/2017/04/SherburnPoster17.pdf>).

3. Algunos posibles tornados históricos en la ciudad

Vemos como últimamente aparecen noticias de tornados con más frecuencia en los medios de comunicación, y como debido al aumento de las cámaras digitales y de los teléfonos inteligentes, tenemos imágenes e incluso vídeos de tornados en la televisión y en las redes sociales. Ante esto surge una pregunta. ¿Se registraban también tornados en la antigüedad, o son en cambio, un fenómeno meteorológico reciente? ¿Hubo algún tornado más en la ciudad de Sevilla?

El mismo meteorólogo José Ramón Marín, en su estudio sobre el tornado del aeropuerto de Sevilla, afirmaba que en los últimos 40 años se habían registrado dos tornados más en la misma zona, por lo que sugería que dicha zona debía tener algo peculiar. Sin irnos muy lejos en el tiempo, en abril de 2018, se produjo un episodio de fuertes vientos en las calles de Sevilla (<https://sinobas.aemet.es/index.php?pag=detal&rep=1079>), que fue estudiado por la AEMET y catalogado como posible vórtice de racha o *gustnado* (una especie de tornado menos dañino).

Hay muchísimas noticias de vientos intensos en la historia de la ciudad de Sevilla. Hemos seleccionado algunos posibles casos de tornados, aunque a veces es difícil distinguir un tornado de otros tipos de vientos fuertes de pequeña escala (reventón, frente de racha), que no son tornados pero que pueden producir también vientos muy fuertes.

Uno de los primeros tornados de los que se tienen noticia en España, tuvo lugar precisamente en la ciudad de Sevilla, el 18 de febrero de 1464. La trayectoria que siguió está muy bien descrita por diversas fuentes documentales, y posiblemente fue un tornado de categoría EF3. Aunque se afirma que murió mucha gente no se da un número aproximado de víctimas mortales.

18 de febrero de 1464

...cerca de la huerta de San Alfonso, que es de cabo de Triana, frente a la Torre del Oro, se levantó un gran torbellino así como una torre muy negra, el cual subió hasta el cielo bramando tan fuerte como la boca del infierno, con un viento tan fuerte que derribó todos los pilares del adarve con las almenas que van desde la Puerta de Jerez hasta el Postigo del Alcázar; así mismo sacó de raíz a cuantos naranjos y árboles estaban en la Puerta de la Alcobá, de los cuales levantó un naranjo de tronco tan grueso como un pino, el cual sacó por encima de las almenas y lo echó lleno de

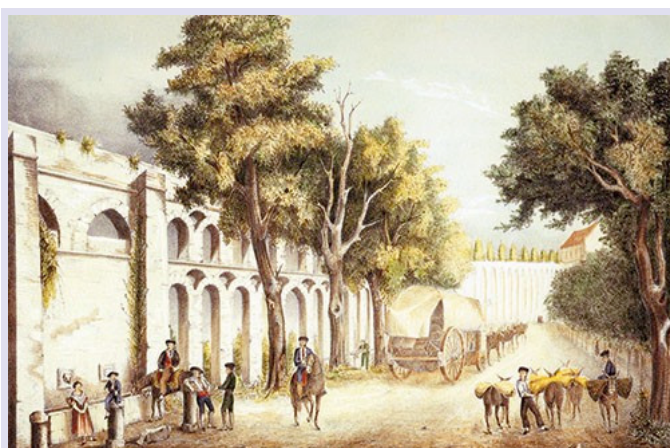


Figura 10. Grabado de los Caños de Carmona (J. Guichot, 1860). Acueducto que llevaba el agua a Sevilla y que llegaba a la ciudad por la Puerta de Carmona, de ahí su nombre. Según las crónicas, el tornado derribó 53 de los 400 arcos que tenía.

naranjas fuera de la ciudad... Así mismo derribó todas las más de las casas que están entre Barrionuevo con la iglesia de Santa Cruz. También cayeron por el suelo 53 arcos de los caños de Carmona, comenzando el primer arco desde la fuente que está frente de Santo Domingo, y fueron cayendo hasta el pilar de agua que está en la Puerta de Carmona... Murió mucha gente a causa de las paredes y casas que cayeron sobre ellos... Todo esto fue en momento de un credo. (Relación del gran huracán acaecido el 18 de febrero de 1464, J. Martínez de Burgos).

En una crónica de 1626, al hablar del tornado de 1464 se menciona otro torbellino que ocurrió a finales del siglo XVI, y que pudo afectar al Giraldillo o figura de la Fe, como se le denominaba por esa época.

4 de octubre de 1590

...no hay hombre que no ande como asombrado especialmente quien sabe lo sujeta que ha sido siempre esta ciudad a semejantes torbellinos en nuestros días; el año de 1590 día de San Francisco (4 octubre) una borrasca de viento nos tuvo medio asolados y en los campos arrancó de cuajo infinidad de árboles gruesísimos y trastornó muchos de ellos hasta ponerle las raíces donde tenían las cimas («Quando el agua llegare aqui Sevilla...» La avenida del río Guadalquivir en 1626).

...la grandeza de borrascas excedió una el 4 de octubre de 1590, tan horrible y espantosa, que de ella se leen notables ponderaciones, y entre muchos daños, fue uno particular torcerle el perno o espiga sobre que se mueve la figura de la Fe, que sobre la torre de la Santa Iglesia, que se llama comúnmente Giralda... (Anales de Sevilla, Ortiz de Zúñiga).

En el siglo XVII hay noticia de dos posibles tornados con víctimas mortales en ambos, uno en el puente de barcas (actual puente de Isabel II de Triana), y otro afectó a una iglesia de la calle Feria, aunque no se describe la posible trayectoria en ambos. Durante este segundo episodio, tuvo lugar una de las mayores inundaciones de la ciudad, de tal forma que el año de 1626 fue conocido en Sevilla como el «año del diluvio».

21 de marzo de 1608

...a las dos de la tarde hubo una gran tempestad y tormenta de viento y agua. Hizo pedazos el puente y arrancó la estacada de ella, dándole la vuelta al puente, y echó al portero al agua, y se ahogó, y arrancó cinco almenas del Castillo de Triana y las arrojó sobre el puente e hizo otros destrozos notables, sin llegar al montón de chamiza que está tan cerca

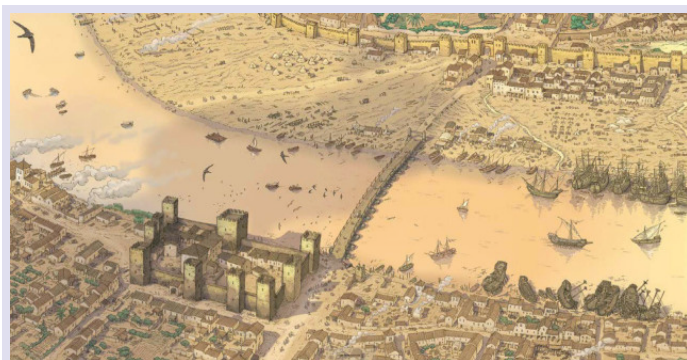


Figura 11. Puente de barcas que comunicaba la ciudad con el arrabal de Triana. Al lado del puente se encontraba el castillo de San Jorge, utilizado por la Santa Inquisición durante años. El posible tornado le dio la vuelta al puente y derribó algunas almenas del castillo.

ni a los toldos de estera de las ostioneras*, que cualquier soplo las destroza. Fue breve y cosa infernal; es largo contar las particularidades de muertes, ruinas de casas, y de árboles y de otras cosas. (Memorias eclesiásticas y seculares de la ciudad de Sevilla).

* Roca sedimentaria muy porosa que se utilizó en la construcción de la catedral de Sevilla.

11 de febrero de 1626

...un torbellino se llevó los tejados de la parroquia del Omnium Sanctorum ... un viento con la mayor pujanza que se ha visto en nuestros tiempos, motivó daños por valor de muchos millones de maravedís; por causa de él murieron algunas personas y quedaron destruidos gran parte de los tejados de la calle Feria... (Archivo de la iglesia del Omnium Sactorum).



Figura 12. Parroquia del Omnium Sanctorum antes del siglo XVIII (Pintura de Pedro de Vega Muñoz, 1878).

En el siglo XVIII hay bastantes noticias de inundaciones, vientos fuertes y «huracanes» que destrozan y arrancan olivos, viñas, y toda clase de árboles a su paso.

Enero y febrero de 1708

...le arrancaron los huracanes más de 6000 pies de olivos, y partidas de 500 y 600 olivos. En el barrio de San Bernardo el huracán arrancó el techo de una casa, todo entero, y lo plantó dos calles más allá sobre otra casa, que al peso se hundió y mató 2 niños. En San Bernardo derribó 3 casas y mató una mujer y 2 niños, y maltrató más de 500 casas.

3 de diciembre de 1742

...padeció esta ciudad una furiosa tempestad de viento que rompió algunos mármoles, derribó el campanario de la Cruz del Campo, y, tronchando los tres candados con que estaba cerrada la Puerta Real, entró una furiosa manga del huracán por ella e hizo algunos destrozos en la calle de las Armas: más lastimosos fueron los que causó en el campo, descuajando viñas, olivares y los más corpulentos árboles; pero sin desgracia notable en persona alguna. (Anales eclesiásticos y seculares de la ciudad de Sevilla desde 1701 a 1800).

En el siglo XIX, con el aumento de la prensa de la época, son cada vez más numerosas las noticias de catástrofes debidas al viento. En 1805 un tornado destruyó la mitad de la plaza de toros de Sevilla, y en 1859 un tornado causó la muerte de 8 personas y varios heridos.

26 de octubre de 1805

El día 26 de octubre, amaneciendo nublado y frío, preludió con súbitas y violentas rachas huracanadas la tromba, que viniendo con sordo estrépito y en formidable remolino de entre poniente y sur, arrancó toda la parte de madera de la plaza de toros, cerca de la mitad de su circuito, arrebatando pies, tablas, vigas y traveseros como frágiles aristas, desparramándolas por la ciudad, con daño de torres, tejados y azoteas, y sembrando de maderos y árboles descuajados los contornos de las Puertas de Osario y Carmona y Prado de Santa Justa. Testigos de aquel fenómeno nos han referido que en los tejados del convento de San Francisco se encontraron berlingas disformes, clavadas como saetas; que en el colegio carmelita de San Alberto lastimó la cúpula el roce de algunos árboles, envueltos en la manga de aire como gigantescos proyectiles; que en la vega de Triana y en el arenal, y al paso del torbellino, fueron volcados carros y bestias de carga, y arrollados algunos transeúntes, aunque no hubo que lamentar desgracias personales. (Anales de Sevilla de 1800 a 1850).



Figura 13. Grabado de la plaza de toros de Sevilla (David Roberts, 1835). La plaza era de madera en su mayor parte hasta que llegó a cerrarse en 1881. Después del paso del tornado costó mucho dinero rehacerla aunque hubo tiempo para ello, pues desde febrero de 1805 el rey Carlos IV había prohibido los festejos taurinos en España.

6 de enero de 1821

A las 2:30 de la tarde se padeció en Sevilla y su comarca un fuerte huracán, que en forma de columna oscurísima se precipitó desde los montes de la villa de Gelves contra Sevilla, desde donde pasó a Carmona, dejando en su curso señales de violencia ... El grueso de la manga entró en la llanura de Sevilla atravesando el río por la Bellaflor (actual Jardín de las Delicias) donde destrozó varios árboles de paseo, y dirigiéndose a San Sebastián destruyó sus huertas, principalmente las de San Bernardo en que arrancó el tinahón, cuyas ruinas mataron al ganado que había dentro. En la huerta de la Moraleja arrancó la noria y la llevó hasta la huerta del Rey ... Siguió a la Cruz del Campo, y en la huerta que le está inmediata arruinó la casa, matando a un hombre, más el mayor destrozo fue en la hacienda de Ranillas que derribó parte de la tapia, la capilla y un almacén. (Noticia del huracán padecido en Sevilla el 5 de enero de 1821, A. López).*

* Tinahón: cuadra para bueyes.

22 de octubre de 1859

El día 22 se señaló en los anales de esta ciudad por el espantoso huracán, que entre seis y siete de la tarde descargó sobre su suelo, causando no pocas desgracias en la población. Fueron las más señaladas, el hundimiento de la casa corral de la Estrella, en la calle del Conde Negro, barrio de San Roque, entre cuyos escombros quedaron sepultadas once personas, de las cuales cinco fueron extraídas cadáveres y las demás heridas más o menos gravemente; en la casa-corral del Ahorcado hubo un hundimiento que causó tres muertos y ocho heridos; en la calle ancha de San Roque, siete heridos; en la de la Pescadería cayó un andamio dejando muy maltratados a los albañiles que estaban subidos en él; el edificio de San Agustín y varias casas de aquella demarcación sufrieron notables deterioros; finalmente en el paseo de las Delicias, en San Telmo y en las cercanías de las puertas de la Carne, de Carmona y del Osario fueron innumerables los árboles arrancados por la fuerza del viento. Afortunadamente el fenómeno meteorológico fue de corta duración; pasó como un torbellino. (Historia de la ciudad de Sevilla desde los tiempos más remotos hasta nuestros días, J. Guichot, 1875).

En 1892 hay noticia de un tornado muy cerca de Sevilla, en Sanlúcar la Mayor, y se hace referencia a su trayectoria.

18 de febrero de 1892

...el ciclón que pasó el día 18 sobre Sanlúcar la Mayor debió alcanzar serias proporciones. Según telegrafía, son grandísimos los estragos causados por el huracán en el arbolado del término del pueblo, contándose un considerable número de árboles arrancados de raíz o desmochados. Los daños, en la parte del campo más castigada por el huracán, están comprendidos en una trayectoria de 6 km de largo por 700 m de ancho. En la calle del Mercado se encuentran dos casas destruidas y tres apuntaladas, en inmigrante peligro de ruina. En la calle Tetuán hay dos casas hundidas por completo, y en el centro de la calle grandes montones de escombros, chimeneas, vuelos de tejados y cristales.

Los meses de enero y febrero de 1895 fueron muy lluviosos en Sevilla (383 mm registrados en la iglesia de la Anunciación) y hubo varios temporales de lluvias. El día 9 de febrero hay noticia de varios tornados (Jerez, Sevilla y Utrera) durante el mismo día. Muy a menudo los tornados se producen en oleadas o grupos (“tornado outbreak”), por lo que es muy probable que fueran distintos tornados en lugar de uno solo.

9 de febrero de 1895

Ayer descargó un ciclón, con gran velocidad rotativa y de traslación. Atravesó el río junto a San Telmo, produciendo en las aguas el efecto de un gran embudo giratorio. Levantó la caseta del muelle ... desparramando por el suelo la techumbre de zinc. En los jardines de Eslava derribó varios árboles, y un altísimo eucalipto en la calle San Fernando. Las gentes corrían apresuradamente buscando lugar donde guarecerse. (Diario La Época y El Día).

En Utrera también se han dejado sentir los efectos del ciclón. Una manga de aire arrojó a mucha distancia del sitio donde estaba la caseta del guarda-agujas, el cual sufrió varias heridas. Una mujer que pasaba cerca de la caseta fue levantada por el viento a gran altura, y al caer se produjo varias contusiones. Un hombre, que montaba un burro, fue derribado, causándose una herida en la cabeza. En la fábrica de Marzán arrancó el aire el tejado y una pared. El molino de la viuda de Peña ha quedado en estado ruinoso. Muchos olivos han quedado descuajados. El ciclón dejó, como huella de su marcha asoladora, una faja de cien metros de anchura cubierta de árboles tronchados. Los destrozos son grandes. (Diario La Época).

Anoche, a las once y media, descargó sobre Jerez un terrible ciclón, acompañado de multitud de descargas eléctricas, causando grandes destrozos, arrancando corpulentos árboles e hiriendo a varios transeúntes. (El País, diario republicano).

7 de enero de 1897

Una manga de aire atravesó a las diez y media de la mañana la parte sureste de la ciudad, causando destrozos considerables. En los jardines de Cristina los árboles están caídos a docenas, con las ramas desgajadas y tronchadas. Un pino de dos metros de ancho y enorme peso cayó de raíz sobre la baranda y bancos de la rotonda, cuyas barandas de hierro torció aplastando el asiento de la mampostería. En el paseo de las Delicias han caído muchos árboles. En la calle Industria, cerca de la Puerta de Carmona, un árbol grandísimo se partió cerca de la copa. En los pisos del Sr. Sebián el aire destrozó parte de una azotea ... Frente a San Telmo arrojó el aire a un ciudadano. En Triana ocurrieron varios accidentes. (La Correspondencia de España).



Figura 14. Trayectorias de algunos de los posibles tornados que tuvieron lugar en Sevilla.

4. Relación entre tornados y clima. El clima de Sevilla durante la Pequeña Edad de Hielo

Como hemos visto, los tornados y los fenómenos adversos producidos por el viento eran frecuentes en la antigüedad en Sevilla. También lo fueron en el resto de Europa. La mayoría de los tornados que más víctimas humanas se cobraron sucedieron en la antigüedad, como podemos ver en el siguiente mapa (fig. 15).

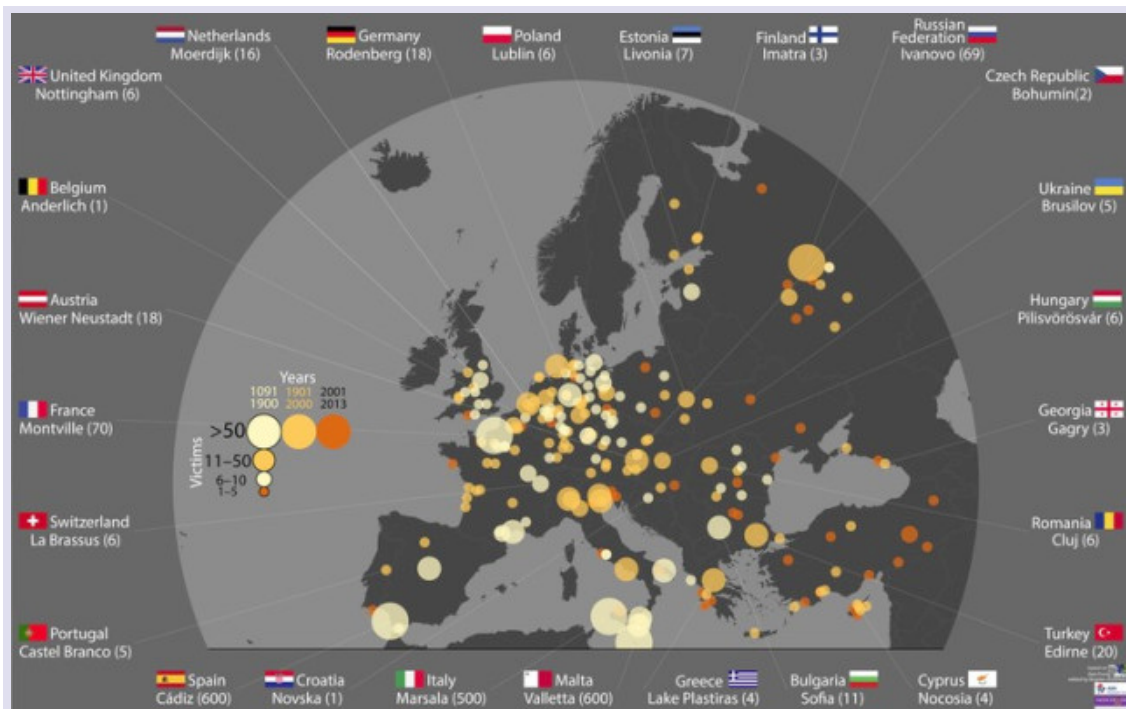


Figura 15. Relación de los tornados que produjeron víctimas mortales en Europa entre los años 1091 (año con un tornado de Londres) y 2013. El tamaño del círculo está en proporción con el número de víctimas mortales del tornado, y el color se relaciona con la antigüedad del tornado. Los tornados más mortíferos tuvieron lugar hace muchos años (color amarillo claro 1091-1900). Por ejemplo, el tornado de La Valeta en Malta (600 víctimas, 23 septiembre 1556), Cádiz (600 víctimas, marzo 1671), Montville en Francia (70 víctimas, 19 agosto 1845) o los tornados de Sicilia (más de 500 víctimas, diciembre 1851). (Fuente: <http://bogdanantonescu.squarespace.com/blog/2014/10/23/deadly-european-tornadoes>).

Si los tornados en el suroeste de la Península se producen fundamentalmente con el paso de borrascas atlánticas, un aumento del paso de dichas borrascas nos llevaría a un posible aumento de tornados. Pero, ¿fueron aquellos siglos más lluviosos de lo normal? Lógicamente no lo sabemos porque no se disponen de medidas de precipitación de aquella época, pero sí hay algunas evidencias de que al menos pudo ser muy lluvioso durante algunos periodos de la denominada Pequeña Edad de Hielo (de aquí en adelante PEH).

Se puede considerar la PEH como un modesto enfriamiento de la temperatura del hemisferio norte en menos de 1 °C comparado con los registros de finales del siglo XX. Los historiadores y climatólogos no logran ponerse de acuerdo sobre la fecha de inicio y final, ya que

varía según las condiciones locales, pero se estima que aproximadamente tuvo lugar entre los siglos XIV y mitad del siglo XIX. En la península ibérica se cree que la PEH se caracterizó por la variabilidad climática, principalmente en el régimen de precipitaciones. Periodos húmedos que se alternaban con periodos secos, con una alta frecuencia de inundaciones, causadas por un aumento de las borrascas invernales de origen atlántico.

El bajo número de noticias térmicas, hace pensar que la temperatura tuvo un carácter secundario durante la PEH en comparación con las precipitaciones, aunque hay un claro predominio de las crónicas de fríos intensos sobre las de calores extremos. En Sevilla, las noticias de nevadas en la misma ciudad eran mucho más frecuentes que en la actualidad, aunque no más frecuentes que a finales del siglo XIX y primera mitad del siglo XX. Aunque esto quizás se deba a la mayor información que se posee a partir del siglo XIX con el aumento de los registros instrumentales y documentales.

Estas son algunas de las noticias de nevadas y fríos intensos en la ciudad:

- **1505** («...cayó tanta nieve en Sevilla que en la ciudad subió más de un palmo y algo más en el campo»)
- **1622** («...en 3 de enero nevó hasta otro día, y duró un palmo en alto la nieve dos días»)
- **1624** («...31 de enero hizo mucho frío, y nevó algo; a la noche nevó mucho, y amaneció la nieve en las calles un palmo alta, y con día claro»)
- **1647** («estando ya en los 9 de mayo vino un frío tan grande que por enero no lo hace mayor cuando más hace; duró hasta el 16 de mayo, que estando los trigos como jarales se pasmaron, y se enjugó el grano...»)
- **1657** («...el fin de año fue tan excesivo el frío y tan grandes las heladas, que padeció mucho esta comarca, con mucha mortandad de ganados de toda suerte llegando a suceder helarse los hombres en el campo, y morir de frío, cosa poco vista en Andalucía»)
- **1694** («...fue un año de muchas nieves y el domingo 10 de enero estuvieron cayendo copos desde las 8 de la mañana hasta las 5 de la tarde; y el día de Pascua de Navidad cayeron copos grandes por cerca de tres cuartos de hora»)
- **1709** («...el mes de enero fue de agua y fríos, estos tan intensos en la primera quincena como jamás se conocieron en Sevilla»)
- **1754** («...el día 13 de marzo amaneció nevando con tanta abundancia que el cabildo de la catedral no pudo hacer su estación a las monjas de San Leandro, como tenía por costumbre en su día»)
- **1789** («...fueron muchas las nieves e intensos los fríos, no conocidos en este clima, con que empezó el mes de enero»)
- **1820** («...el invierno de este año fue riguroso desde los primeros días de enero, comenzando a nevar a las 7 de la mañana hasta cubrirse de una espesa capa blanca torres, miras, azoteas, tejados, plazas y calles, y en la noche arreció la nevada de tal suerte que

había más de media vara de nieve en el piso (*1/2 vara aprox. son 40 cm*); fenómeno raro en este clima...»)

- **1823** («...a un otoño lluvioso sucedió un invierno crudísimo»)
- **1829** («...el invierno de este año se distinguió por su crudeza, reinando bajo su imperio vientos secos y fríos, que en este clima producen tantas enfermedades»)
- **1860** («...amanecieron los tejados de Sevilla cubiertos completamente de nieve. Esta particularidad que no solía verse más que cada unos 20 años...»)
- **1867** («...la mañana del día 10 de diciembre amanecieron las calles y los tejados de Sevilla cubiertos con una magnífica sábana blanca»)
- **1885** («...comenzó a media noche y duró la nevada hasta las 11 de la mañana: los copos de nieve llegaron a formar una capa de diez centímetros. Fue un día grande de fiesta para Sevilla: la gente pululaba por las calles, donde surgían a cada paso episodios cómicos de resbalones y caídas. ¡La falta de costumbre! ...»)

Durante la primera mitad del siglo XX hay varias noticias de nevadas, algunas débiles (**1905, 1914, 1935, 1940, 1944, 1946, 1953, 1957**) y otras más intensas, como en 1945 y la famosa nevada de 1954:

- **1945** («...durante dos horas y media ha nevado intensamente en Sevilla, entre la sorpresa y el regocijo de los sevillanos; la plaza de San Fernando parecía un paisaje nórdico. Después de la nevada ha llovido fuertemente con granizada, calmando algo el frío. El sábado 13 fue el día más frío en Sevilla, con $-3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ »).
- **1954** («...anoche cayó la mayor nevada que hemos conocido: estuvo nevando sin parar desde las 9 de la noche hasta las 2 de la madrugada. Era un aspecto fantástico y desconocido el que ofrecían Sevilla y sus alrededores: en algunos lugares la nieve alcanzó los 15 cm de espesor...»)

Otro indicador de la bajada de las temperaturas en aquella época fue un cambio en el abastecimiento de hielo a la ciudad de Sevilla. A finales del siglo XVII se dejó de traer el hielo a Sevilla desde la sierra de las Nieves (Málaga, 1600 metros de altitud), y se comenzó a fabricarlo en los Pozos de Nieve de Constantina (a tan solo 550 metros de altitud y a 60 km de Sevilla). El hielo se fabricaba por métodos naturales mediante albercas poco profundas que se llenaban de agua. Las noches con helada (temperatura menor o igual a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$) se daba noticia por las calles del pueblo y la gente acudía a recoger el hielo y a guardarlo en los pozos.

En cuanto a las noticias de inundaciones, son las más abundantes en la historia de la ciudad. En el libro «Historia de las riadas del Guadalquivir en Sevilla» se detallan hasta 89 grandes inundaciones entre 1297 y 1877. Los únicos apuntes climatológicos que poseemos de aquella época en Sevilla, datan de finales del siglo XVIII, donde el médico Nieto de Piña se dedicó a recopilar algunos datos meteorológicos. Nieto de Piña creía que la epidemia de fiebres tercianas (paludismo) que padecía la ciudad estaba muy relacionada con el aumento de las precipitaciones, así que se dedicó a apuntar diariamente durante

9 años los días de lluvia, el número de tormentas, la temperaturas, los días despejados y cubiertos... Afortunadamente existe una correlación alta (entre 0,8 y 0,9) entre el número de días de lluvia y la cantidad de precipitación acumulada (SÁNCHEZ RODRIGO). En la figura 16 superponemos el número de días de lluvia de la Sevilla actual (azul, años 1980-2018) con los días anotados por Nieto de Piña (rojo, años 1778-1786). Aunque se piensa que el límite inferior de precipitación observable por un ser humano es de 0,3 mm hemos tomado todos los días de lluvia (precipitación ≥ 0 mm) del periodo actual (1980-2018), por lo que las observaciones de Nieto de Piña podrían estar infravalorando lo que realmente ocurrió.

Podemos ver en la gráfica de color rojo (años desde 1778 a 1789) como hay 4 años consecutivos con escaso número de días de lluvia y 3 años consecutivos con un número de días de lluvia muy elevado. Según Nieto de Piña los años desde 1779 a 1782 no fueron años de sequedad muy extrema, por lo que aún existieron años más secos durante el siglo XVII. En la actualidad (1980-2018) el número de días de lluvia es más variable y no existen contrastes tan acusados.

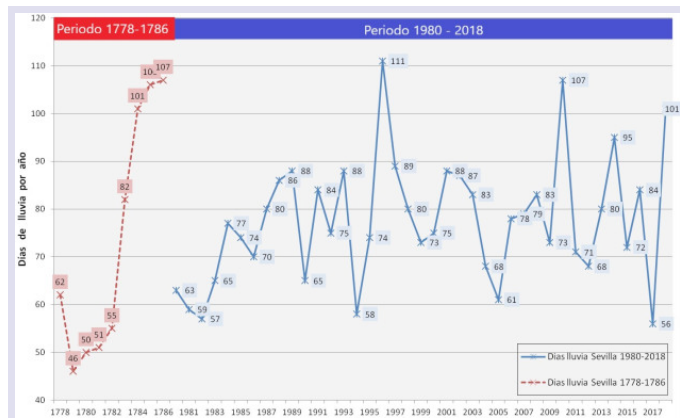


Figura 16. Número de días de lluvia en Sevilla para el periodo 1778-1786 (según el médico Nieto de Piña) y para 1980-2018 (Fuente AEMET, Aeropuerto de Sevilla).

5. Bibliografía

ALBEROLA ROMÁ, A., 2014. Los cambios climáticos. La Pequeña Edad de Hielo en España. Ed. Cátedra.

FONT TULLOT, I., 1988. Historia del clima de España: cambios climáticos y sus causas. Instituto Nacional de Meteorología.

GAYÁ, M., 2015. Els Fiblons a Espanya. Edicions UIB.

GUITÉRREZ RUBIO, D., 2018. Informe preliminar sobre la posibilidad de ocurrencia de tornado en el municipio de Sevilla el 12-04-2018.

<https://sinobas.aemet.es/index.php?pag=detal&rep=1079>.

MARÍN DOMÍNGUEZ, J. R., 1985. Tornado en Sevilla 27/12/1978. Nota técnica. Instituto Nacional de Meteorología.

RIESCO, J., F. POLVORINOS, J. A. NÚÑEZ, J. D. SORIANO y C. JIMÉNEZ, 2015. Climatología de tornados en España Peninsular y Baleares. Agencia Estatal de Meteorología.

http://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/publicaciones/Climatologia_tornados/Climatologia_tornados.pdf.

SÁNCHEZ RODRIGO, F., 1994. Cambio climático natural: la pequeña edad de hielo en Andalucía: reconstrucción del clima histórico a partir de fuentes documentales. Universidad de Granada.

<http://hdl.handle.net/10481/37533>.

SÁNCHEZ RODRIGO, F., 2017. Variabilidad climática e inundaciones en Sevilla en la década de 1780 a partir de fuentes documentales. *Sémata*, 29, 165-183. Universidad de Santiago de Compostela.

<http://www.usc.es/revistas/index.php/semata/article/viewFile/4154/4900>.

¿UN NUEVO ESTADO CLIMÁTICO EN EL ÁRTICO?

Peio Oria Iriarte

Delegación Territorial de AEMET en Navarra

(publicado en el blog de AEMET
el 29 de diciembre de 2018)

El Ártico es una de las regiones del planeta con mayor importancia dentro del sistema climático ya que actúa como mecanismo regulador del clima debido a su capacidad para generar y almacenar el frío. Sin embargo, los últimos años el clima y el medio ambiente de esta región del planeta están viéndose alterados muy rápidamente como consecuencia del calentamiento global y el cambio climático asociado. El Ártico actúa de indicador climático esencial ya que sus hielos marinos y continentales, el permafrost y el manto nivoso estacional son especialmente sensibles al calentamiento que se está registrando. Por otro lado, los cambios acontecidos en las últimas décadas en esta región están resultando mucho más acentuados que en el resto del planeta y además se espera que esta tendencia se mantenga o acelere en el futuro.

¿Qué cambios se han observado ya en el Ártico? Evidencias y registros

La comunidad científica está observando que durante el invierno de los últimos años el aumento de temperatura promedio en las regiones árticas ha alcanzado valores que se han disparado más allá de cualquier registro en el pasado. Por ejemplo entre enero y marzo de 2016 y entre enero y febrero de 2018 las anomalías de temperatura rondaron los 6 °C en el Ártico central siendo aproximadamente el doble que los años inmediatamente anteriores. En cuanto a las temperaturas medias del aire en el conjunto del Ártico se puede afirmar que los últimos cinco años han sido más cálidos que cualquier otro año previo del que se tenga registros. En términos numéricos el Ártico se ha calentado 2,6 veces más rápido que el resto del hemisferio norte si se considera la temperatura media anual y 2 veces si solo se tiene en cuenta la temperatura media estival. Esto traducido a valores absolutos significa que la temperatura media del Ártico ha aumentado 2,2 °C desde comienzos del siglo pasado si se contabiliza el conjunto de todos los meses del año pero 1,8 °C si se analizan solo los meses de verano (julio, agosto y septiembre) y 3,2 °C si son los de invierno (enero, febrero y marzo).

La pérdida de volumen de hielo marino durante el mínimo estival de septiembre ha alcanzado ya un 75 % si se toma como referencia de partida los últimos años de la década de 1970. No solo se ha reducido su extensión, sino especialmente el espesor de manera que ha aumentado significativamente el hielo de grosor inferior a un metro que flota en el océano y que tiene altas probabilidades de seguir fundiéndose cada verano. Por el contrario

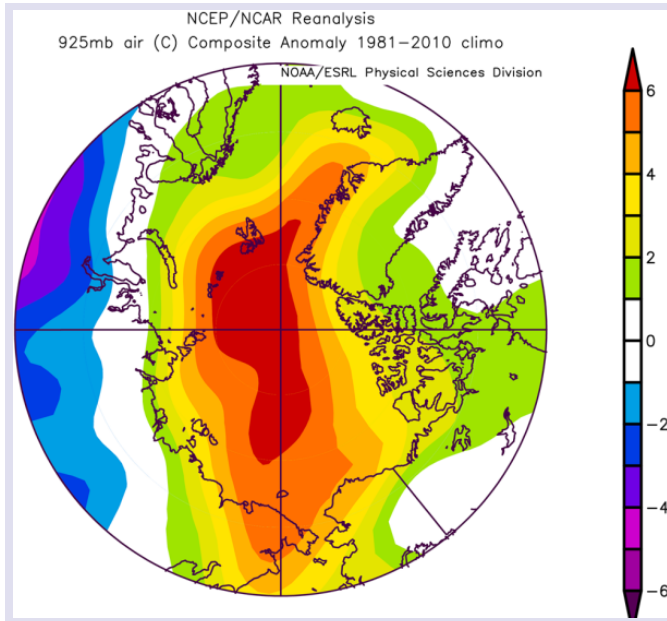


Figura 1. Anomalías de temperatura para otoño de 2016 (octubre-diciembre) respecto a la referencia del periodo 1981-2010 en el nivel de 925 mb (se ha empleado este nivel para eliminar efectos locales en superficie y tener un patrón espacial de gran escala). Los datos de esta figura han sido obtenidos de NOAA/ESRL, Boulder, CO, <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

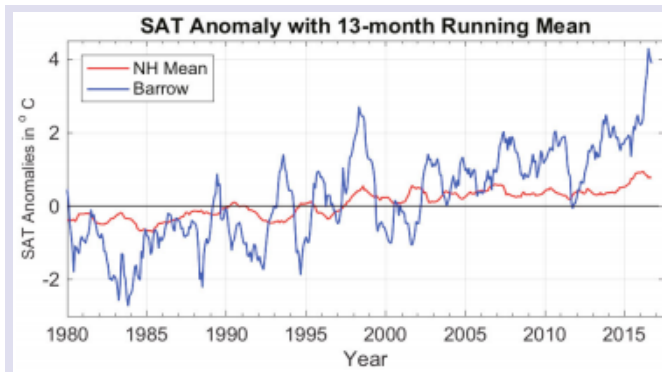


Figura 2. Media móvil anual para la anomalía de temperatura en superficie respecto al periodo de referencia 1981-2010 en el conjunto del hemisferio norte (rojo) y en Barrow, Alaska (azul). Obtenido de la base de datos de temperaturas globales en superficie CRUTEM4 (www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/).

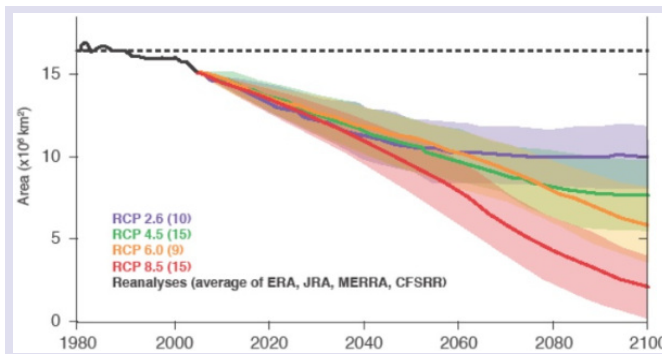


Figura 3. Proyección de la superficie ocupada por suelos de permafrost en el conjunto del hemisferio norte. La disminución puede alcanzar un 20% para 2040. Figura tomada de Slater y Lawrence (2013).

el hielo de varios metros de espesor no suele derretirse en la misma temporada ya que tiene más posibilidades de aguantar las mayores temperaturas y el incremento radiativo durante los meses de verano.

El manto nivoso estacional ha decrecido varios millones de kilómetros cuadrados durante la primavera de las últimas décadas y se espera que continúe haciéndolo en virtud del aumento de las temperaturas y de mayores precipitaciones en forma líquida. No solo disminuye la cobertura nivosa sino también la duración de su permanencia estacional. El manto nivoso podría llegar a reducirse entre un 10 % y un 20 % para mediados de siglo e incluso el 30 % en el sector euroasiático.

Retroalimentaciones, ¿qué procesos no se entienden suficientemente bien pero podrían ser la clave del futuro?

Recientemente algunos científicos expertos en el estudio del clima han apuntado que los procesos de retroalimentación positiva específicos del Ártico pueden obstaculizar la estabilidad del sistema climático global incluso si se alcanza el objetivo de la Cumbre de París acordado en 2015 para limitar el calentamiento medio global a 2 °C. A continuación se mencionan cuatro procesos fundamentales de retroalimentación.

Por un lado aquel relacionado con el equilibrio radiativo entre la superficie y la humedad de la troposfera: una atmósfera más caliente y húmeda puede contener una mayor concentración de vapor de agua, potente gas de efecto invernadero que incrementa la reemisión de radiación de onda larga sobre la Tierra, reteniendo más calor y aumentando la evapotranspiración de manera que se añade todavía más vapor de agua a la atmósfera.

En segundo lugar, la retroalimentación sobre el albedo y el almacenamiento de calor tiene su origen en que la constante pérdida de hielo marino y superficie innivada debido a las mayores temperaturas en la atmósfera, criosfera y océanos se retroalimenta con la disminución en la capacidad de reflejar la radiación solar entrante por la propia criosfera. El consenso sobre el funcionamiento de estos dos ciclos de retroalimentación es bastante alto.

Hay más incertidumbre sobre cómo los cambios de las corrientes oceánicas y el intercambio hidrosfera-atmósfera afectarán al clima global y sobre todo hasta qué punto el derretimiento del permafrost (fracción permanente de suelo congelado en las regiones periglaciares) puede servir de fuente de nuevas emisiones de gases de efecto invernadero. Recientes estimaciones señalan que aproximadamente la mitad del carbono orgánico presente en los suelos a nivel global está ubicado en regiones árticas por lo que, a corto, medio y largo plazo podría pasar a la atmósfera aumentando el efecto invernadero. Las incertidumbres radican esencialmente en la velocidad a la que tendrá lugar este proceso de fusión del permafrost. En cualquier caso las proyecciones de los modelos muestran una reducción aproximada de 15 a 12 millones de kilómetros cuadrados de superficie total de permafrost ártico entre 2020 y 2040, siendo prácticamente independiente del escenario RCP escogido. Sin embargo, bajo la trayectoria RCP 4.5 se podría alcanzar incluso un 80 % de superficie reducida para 2080. El derretimiento del permafrost puede ocasionar serios impactos: en primer lugar es una pérdida irreversible de metano, CO₂ y hielo por parte de un suelo que durante miles de años ha formado parte de un sistema en equilibrio. Además, en regiones costeras se incrementa la erosión por la acción del mar debido a la pérdida de hielo.

Como último ciclo de realimentación están las alteraciones en el transporte de calor a gran escala entre océanos y atmósfera lo que incluye no solamente flujos en sentido vertical sino posibles modificaciones de las corrientes marinas superficiales y en profundidad y de los grandes cinturones de viento que rodean el planeta, hecho que posee grandes repercusiones en nuestras latitudes, tanto a nivel climático como meteorológico.

En cualquier caso no está suficientemente claro cómo los ciclos anteriores pueden afectar al clima del planeta aunque hay una gran probabilidad de que supongan una aceleración del proceso de cambio climático a nivel global y de que la superación de ciertos umbrales (quizá ya alcanzados) conduzca a una irrefrenable trayectoria del sistema climático global hacia un nuevo estado. Es muy posible que este nuevo estado ya se haya instaurado en el Ártico.

Las proyecciones en el futuro, ¿cuánto puede llegar a dispararse la temperatura?

El Programa Mundial de Investigaciones Climáticas (WCRP), copatrocinado por la Organización Meteorológica Mundial, la Unión Científica Internacional y la Comisión Oceanográfica Intergubernamental, dispone de un grupo de trabajo focalizado en el proyecto de intercomparación de modelos climáticos (CMIP). Actualmente se encuentra en la quinta fase y es una fuente de información crucial para la redacción y emisión de los informes del IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático).

En la figura 4 se observan las proyecciones de temperatura media anual del aire en superficie para el conjunto del planeta, la región ártica (latitudes entre 60° y 90°) y la región ártica en invierno. Los diferentes colores hacen referencia a los escenarios proyectados expresados como desviaciones respecto a los promedios entre 1900 y 1950. El gran rango de incertidumbre procede de las diferencias entre modelos y la distinta respuesta de la variabilidad interna que haya sido modelizada para el conjunto del sistema climático.

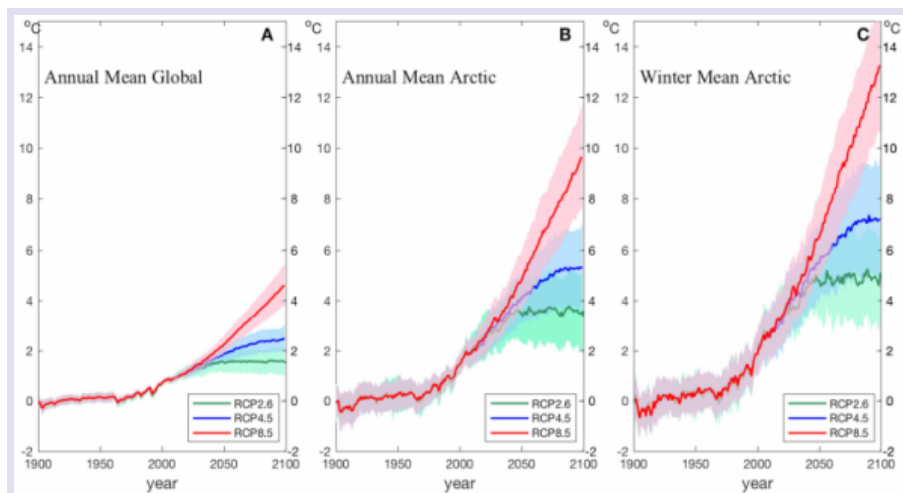


Figura 4. proyecciones de temperatura media anual del aire en superficie para el conjunto del planeta, la región ártica (latitudes entre 60° y 90°) y la región ártica en invierno.

El escenario 2.6 es extremadamente ambicioso puesto que supondría la interrupción actual de las emisiones totales de gases de efecto invernadero así como emisiones negativas o secuestro de CO₂ atmosférico durante la segunda mitad del siglo XXI. Gran parte de los científicos del IPCC han reconocido que es totalmente inalcanzable un escenario de estas características. En el otro extremo estaría el escenario 8.5, conocido como “*business as usual*”, según el cual las temperaturas medias globales (y especialmente en el Ártico) se dispararían a valores de bastantes grados por encima respecto a la era preindustrial. El escenario 4.5 es un escenario base representativo y acorde con el objetivo del acuerdo de París de limitar el calentamiento global a 2 °C para finales de siglo.

En cuanto a la reducción del hielo marino ya se ha hecho mención de que el gran cambio cualitativo que está aconteciendo es la modificación en el régimen de espesor en el hielo estacional. Hay un claro y creciente aumento del hielo que se forma y derrite con periodicidad estacional frente a aquel de duración y características multianuales.

Los promedios de los modelos globales para un escenario 4.5 son congruentes con un Ártico libre de hielo durante el mínimo estival del mes de septiembre para finales de siglo. Sin embargo, teniendo en cuenta la tendencia en los últimos años y llevando a cabo una extrapolación hacia el futuro, es probable que este evento pueda adelantarse a las próximas tres décadas. La falta de concordancia a la hora de modelizar la cobertura de hielo marino sugiere que hay claras deficiencias en las representaciones de los modelos así como probablemente en otros procesos relacionados con la atmósfera, océanos y criosfera que tienen lugar en el Ártico y que afectan al hielo marino.

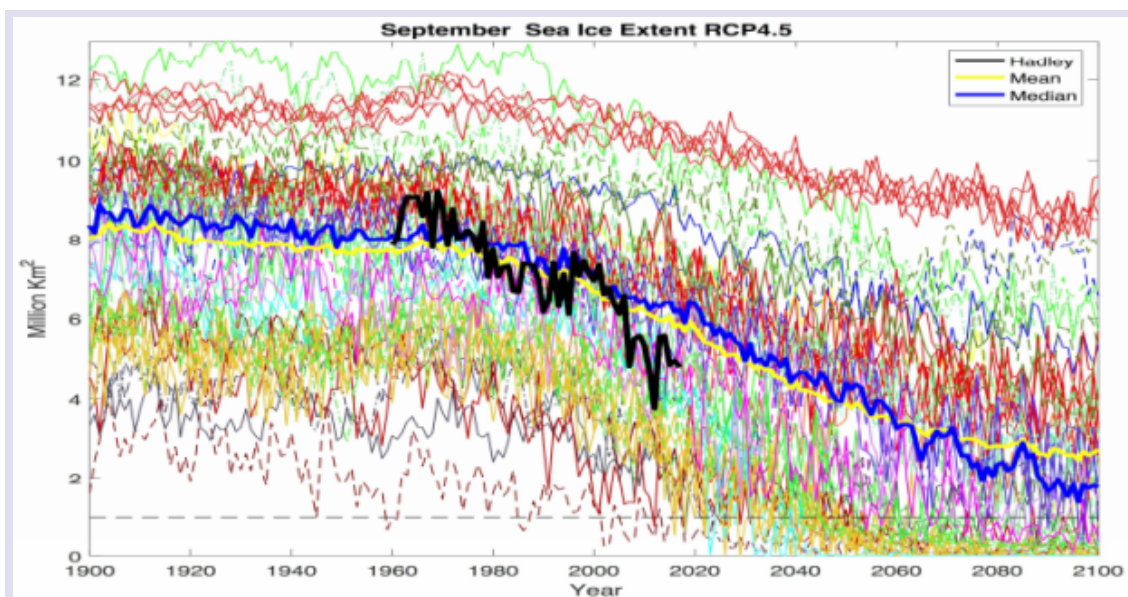


Figura 5. Extensión del hielo marino ártico en durante el mínimo estival basado en los miembros del *ensemble* de los 36 modelos empleados en la quinta fase de CMIP. Hay hasta 5 miembros por modelo. La línea amarilla es la media aritmética de todos los miembros de los modelos y la línea azul la mediana. La línea negra de trazo grueso representa las observaciones basadas en el análisis de hielo y hielo marino HadISST (<https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/data/download.html>).

La línea horizontal marca el valor de un millón de kilómetros cuadrados y que simboliza de manera aproximada un Ártico libre de hielo.

Un nuevo estado climático, ¿el Ártico ha experimentado un salto más allá de la variabilidad natural y del patrón de tendencias observadas?

En el sistema climático hablamos de la existencia de un cambio cuando la variación en alguno de sus componentes es lo suficientemente importante como para alterar su equilibrio dando lugar a un nuevo estado de equilibrio tras un periodo de transición entre ambos. Por definición y por su propia categorización y caracterización, los climas son estables dinámicamente, y su comportamiento se describe en términos de parámetros estadísticos observados como la tendencia central o la dispersión de las fluctuaciones. Se viene hablando con mucha frecuencia del cambio climático que está sufriendo la Tierra en las últimas décadas y de su proyección en las venideras. Hasta ahora las observaciones en un

año concreto han encajado en un escenario compatible con la combinación obtenida de la variabilidad natural y los patrones de calentamiento detectados. Sin embargo parece que el Ártico ha quedado fuera de la variabilidad natural en los últimos cinco o diez años y que ha alcanzado un estado persistente y multianual, suficientemente alejado del estado o tendencia media previos. En ese sentido en el caso del Ártico ya no se habla tanto de un cambio progresivo sino de un probable salto a un nuevo estado climático del que no se tiene conocimiento previo. Según la tipología de cambios y variaciones climáticas mostrada en la figura 6, es probable que el Ártico pudiera estar sufriendo una alteración mixta entre el tipo B y C (con tendencia en aumento en el caso de la temperatura).

Si el establecimiento de un nuevo estado se mantiene en los próximos años o décadas es probable que el aumento de la temperatura media en el Ártico alcance los 4 °C antes de mediados de siglo resultando en un entorno completamente diferente al conocido hasta ahora.

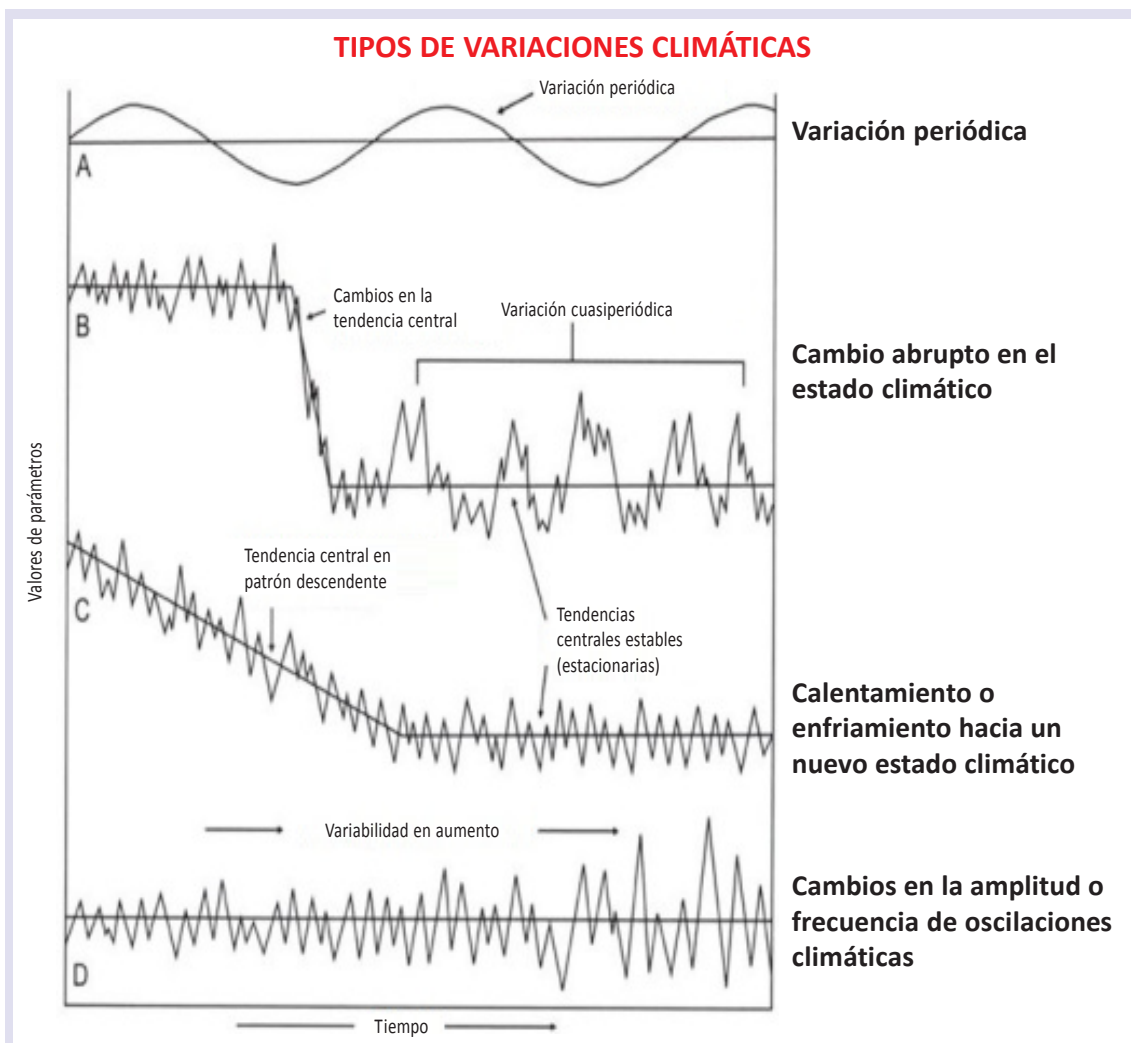


Figura 6. Tipos de variaciones climáticas. Pueden ser saltos bruscos, tendencias suaves o comportamientos periódicos o cuasiperiódicos.

Fuente: OMM (1979): Proceedings of the World Climate Conference, Ginebra, Organización Meteorológica Mundial.

¿Cómo contribuirán los cambios en el Ártico a lo que pueda suceder en el resto del planeta?

Además de la subida del nivel del mar pronosticada en todo el planeta (de la que aproximadamente el Ártico contribuirá en un 50 %), se estima una doble interacción entre el Ártico y el resto del sistema climático global aunque las incertidumbres relacionadas son muy grandes.

En primer lugar estarían los impactos ocasionados en la circulación oceánica del Atlántico Norte debido a una mayor entrada de agua dulce en el sistema. El origen de este aporte proviene por un lado de un mayor derretimiento del hielo pero también del hecho de que las proyecciones muestran incrementos en la cantidad de precipitación en el Ártico, sumado al hecho de que una parte creciente caería en forma de lluvia en detrimento de la precipitación sólida. Hay una gran controversia acerca de esta alteración ya que algunos datos paleoclimáticos muestran profundas afecciones del aumento de agua dulce sobre el transporte oceánico de calor hacia la fachada noroccidental del continente europeo. Un cambio en la salinidad (aparte del aumento de la temperatura del agua) incidiría sobre la estabilidad de la columna de agua posibilitando cambios en las corrientes a gran escala. Algunos trabajos apuntan a un debilitamiento de la Circulación Meridional Atlántica de Retorno (AMOC) durante los últimos años. Entre los posibles escenarios, no necesariamente en contradicción con un calentamiento a escala global, está el de un marcado enfriamiento de todo el sector occidental europeo bañado actualmente por la circulación oceánica proveniente de latitudes tropicales y subtropicales.

En segundo lugar, las diferencias de densidad del aire y el gradiente horizontal de presión entre las latitudes medias y altas se están viendo afectados por un mayor calentamiento en la troposfera ártica e influyendo sobre los sistemas de viento a escala planetaria como por ejemplo el chorro polar y la posible amplificación de la trayectoria ondulatoria que sigue alrededor del planeta. Ya se han documentado evidencias de las conexiones meteorológicas entre la excepcional pérdida de hielo marino durante las últimas temporadas en los mares árticos de Barents y Kara y las irrupciones de aire frío en el este de Asia. No obstante, es un asunto de gran complejidad y no hay un consenso en la comunidad científica acerca de estas interacciones ya que existen otros forzamientos climáticos asociados a la variabilidad interna del sistema climático que sin duda juegan un importante rol en este tipo de conexiones.

Algunas conclusiones y la importancia de los esfuerzos en mitigación y adaptación

Debido a la celeridad y gravedad de los cambios que están siendo observados en latitudes altas del hemisferio norte, los países miembros del Consejo Ártico (aquellos que poseen territorios que están más al norte de los 66° de latitud, es decir, Estados Unidos, Rusia, Canadá, Islandia, Dinamarca, Suecia, Noruega y Finlandia) ven clara la necesidad urgente de un mayor conocimiento basado en los programas de observación, en una mejor monitorización satelital y en más investigaciones de cómo interaccionan y se retroalimentan los sistemas físicos y biológicos en el Ártico así como de avances en modelización para reducir las incertidumbres en el futuro.

De crucial importancia resultan las estrategias de actuación a medio y largo plazo así como la adaptación a las nuevas condiciones observadas y proyectadas.

Es muy probable que los cambios pronosticados tengan lugar en las siguientes décadas independientemente de si los esfuerzos de adaptación y la reducción de emisiones de carbono a la atmósfera son más o menos ambiciosos. En cualquier caso son muy necesarios ya que pueden incidir sobre la velocidad a la que vayan a producirse esos cambios. Una de las claves de lo anterior radica en el hielo continental de Groenlandia. La pérdida proyectada de hielo no se podría estabilizar hasta el siglo XXII debido al lento tiempo de respuesta del hielo continental. Otro ejemplo que ilustra esta circunstancia es que para que los glaciares árticos se encontrasen en equilibrio con las temperaturas actuales deberían perder todavía un 35 % de su volumen, lo que contribuirá de manera crítica al aumento del nivel del mar.

El Ártico a mediados de siglo XXI estará compuesto por componentes del sistema climático muy distintas a las del siglo XX, especialmente en lo que se refiere a la criosfera y los ecosistemas pero también a la atmósfera y los océanos. Es posible que a finales del siglo XXI el aspecto de las latitudes altas del hemisferio norte sea totalmente irreconocible.

Sea cual sea el escenario futuro estamos sin duda ante un cambio con enormes implicaciones potenciales a nivel global y con graves y profundas consecuencias para los sistemas sociales y ecosistemas en el Ártico y en el resto del mundo.

Bibliografía

CUADRAT, J. F. y M. F. PITA, 2000. Climatología. Ediciones Cátedra, 2.^a edición. Grupo Anaya.

MASSONNET, F. *ET AL.*, 2012. Constraining projections of summer Arctic sea ice. *The Cryosphere*, 6, 1383-1394.

OVERLAND, E., E. DUNLEA, J. E. BOX, R. CORELL, M. FORSIUS, V. KATTSOV, M. S. OLSEN, J. PAWLAK, L. REIERSEN y M. WANG, 2018. The urgency of Arctic change. *Polar Science*.

OVERLAND, E., E. HANNA, I. HANSSSEN-BAUER, S.-J. KIM, J. E. WALSH, M. WANG, U. S. BHATT y R. L. THOMAN, 2017. Surface Air Temperature. Arctic Essays, Arctic Report Card: Update for 2017.

OVERLAND, E., M. WANG y T. J. BALLINGER, 2018. Recent increased warming of the Alaskan marine Arctic due to midlatitude linkages. *Advances in Atmospheric Sciences*, 35, January 2018, 75-84.

OVERLAND, E. y M. WANG, 2013. When will the summer Arctic be nearly sea ice free? *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2097-2101.

ROGERS, T. S., J. E. WALSH, M. LEONAWICZ y M. LINDGREN, 2015. Arctic sea ice: Use of observational data and model hindcasts to refine future projections of ice extent. *Polar Geogr.*, 38, 22-41.

SLATER, A. G. y D. M. LAWRENCE, 2013. Diagnosing present and future permafrost from climate models. *Journal of Climate*, 26, 5608-5623.

STROEVE, J. C. *ET AL.*, 2012. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L16502.

ÍNDICE ALFABÉTICO DE AUTORES

(con indicación del año y del número de página en que el artículo de cada autor aparece en la Selección del blog)

ARTECHE GARCÍA, JOSÉ LUIS: 2018 (5).
BERMEJO TRIMIÑO, NICOLÁS: 2018 (32, 64).
CANO BARBACIL, CARLOS: 2017 (17).
CANO SÁNCHEZ, JAVIER: 2017 (17), 2018 (25).
DE ORY AJAMIL, FERNANDO: 2016 (59).
FUENTES LÓPEZ, BENITO JOSÉ: 2016 (30), 2017 (5).
GARCÍA DE PEDRAZA, LORENZO: 2018 (14).
GARCÍA VEGA, JOAQUÍN: 2018 (14).
GONZÁLEZ HERRERO, SERGI: 2016 (23), 2017 (29).
GUTIÉRREZ RUBIO, DELIA: 2016 (50), 2018 (59).
MARTÍN GIMÉNEZ, MARGARITA: 2006 (42).
MARTÍN LEÓN, FRANCISCO: 2018 (50).
MORA GARCÍA, MANUEL: 2006 (12).
NÚÑEZ MORA, JOSÉ ÁNGEL: 2016 (5).
ORIA IRIARTE, PEIO: 2018 (80).
PINAR SOLÉ, ANDRÉS: 2017 (32, 39).
SECCIÓN CLIMATOLOGÍA (DT GALICIA): 2017 (12).
SORIANO ROMERO, JUAN DE DIOS: 2016 (50).

AEmet