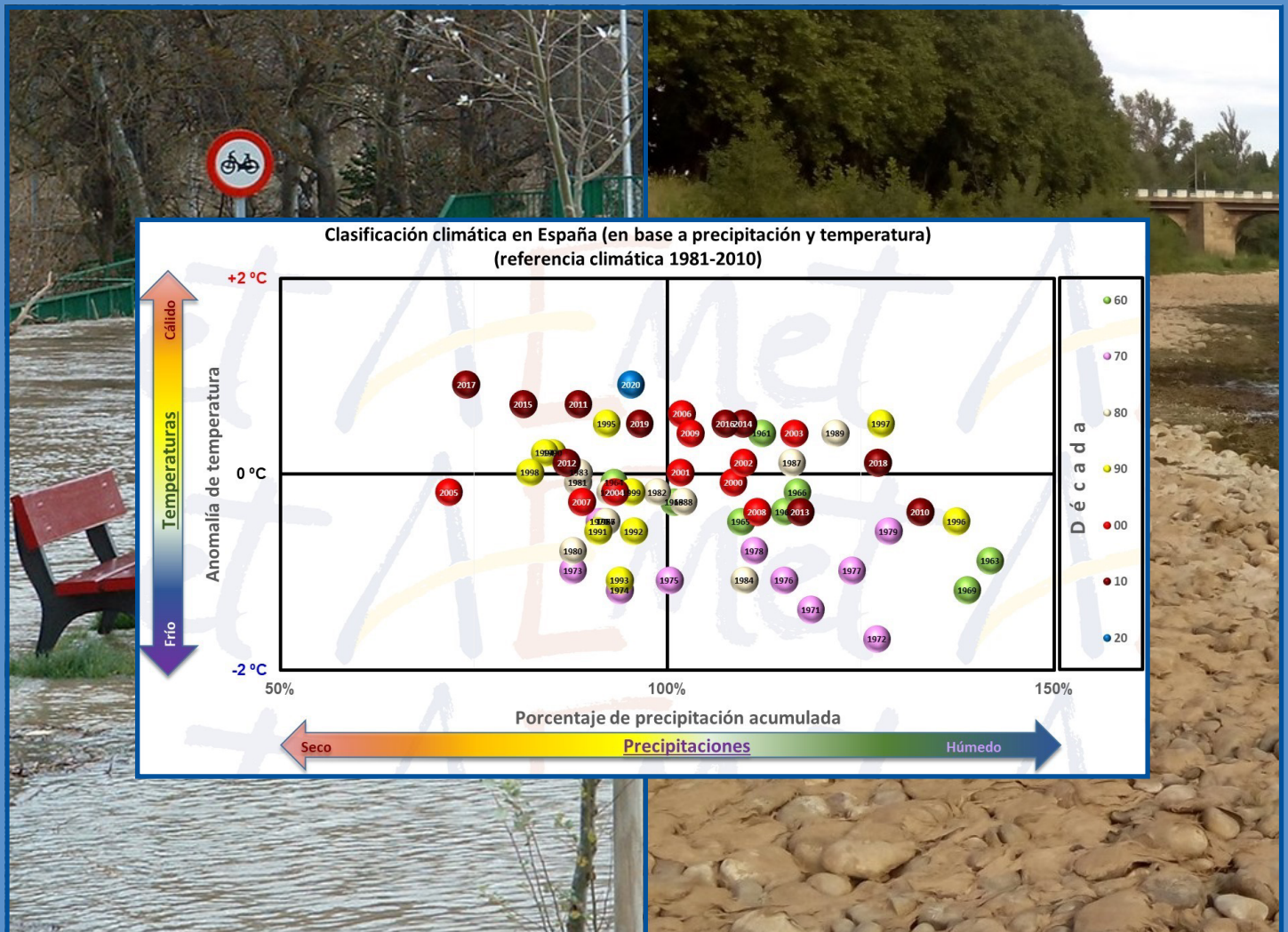


Informe sobre el estado del clima de España 2020



Informe sobre el estado del clima de España 2020

Documento elaborado, en el seno de la Agencia Estatal de Meteorología, por José María Sánchez-Laulhé Ollero, Manuel Antonio Mora García, José Ángel Núñez Mora, Rubén del Campo Hernández, Alejandro Roa Alonso, Ramiro Romero Fresneda, Andrés Chazarra Bernabé, Maite Huarte Ituláin, César Rodríguez Ballesteros, Miguel Ángel García Couto, Federico Franco Manzano, Alicia García Ortega, Jesús Barroso Pellico, David Suárez Molina y Ricardo Sanz Barajas.

Han colaborado también: Ana Belén Morata Gasca, Belinda Lorenzo Mariño, María Teresa Toha Rebull, Beatriz Peraza Sánchez, José Vicente Moreno García, Jaime Rey Vidaurrázaga, Carlos Jiménez Navajo, Josep Pascual Massaguer, Margarita Martín Giménez, Miguel Ángel Gili Guasch y José Hierro Carnicero.



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

© Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2021

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

NIPO: 666-21-002-3
<https://doi.org/10.31978/666-21-002-3>

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
C/ Leonardo Prieto Castro, 8
28040 Madrid
<http://www.aemet.es/>

 @Aemet_Esp

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

PRÓLOGO

Es para mí un auténtico honor el poder prologar este segundo informe del estado del clima de España 2020, en adelante IECLÉ20, elaborado por la Agencia Estatal de Meteorología, dependiente del Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. Las diferentes secciones del IECLÉ20 se basan en gran medida en los conjuntos de datos recolectados, explotados y conservados de forma operativa y casi en tiempo real por AEMET y que constituyen un legado de enorme valor científico.

Esta segunda edición del informe significa mucho más que una segunda edición, viene a establecer una tendencia consolidada en cuanto a una publicación que nos proporciona un diagnóstico descriptivo y exhaustivo del clima de nuestro país, y que nos posibilita explicitar la situación en la que nos encontramos. Además, esta segunda edición contribuye a alinear a España con la mayoría de los países de su entorno, que realizan publicaciones similares en este ámbito, siguiendo la estela determinada por el *Estado Global del Clima de la Organización Meteorológica Mundial* (disponible su última edición en <https://public.wmo.int/en/our-mandate/climate/wmo-statement-state-of-global-climate>), o por el *Informe del Estado del Clima Europeo*, elaborado por el Servicio de Cambio Climático de Copernicus (<https://public.wmo.int/en/our-mandate/climate/wmo-statement-state-of-global-climate>).

Al igual que las publicaciones sobre el estado del clima global y europeo, entre las pretensiones del IECLÉ20 se encuentra la pormenorización de los aspectos más significativos del tiempo y el clima en nuestro país con periodicidad anual e indagar en las tendencias climáticas a largo plazo.

El cambio climático ya es una realidad y sus impactos se muestran en todas las regiones del planeta, y en particular en España, a través de un conjunto cada vez más amplio de señales. La presente edición del IECLÉ20 continúa con la aportación de señales y evidencias y viene a configurar este informe como una herramienta esencial para la consolidación de diferentes fuentes de observación sistemática del clima.

El IECLÉ20 es una de las muchas aportaciones que realiza la Agencia para aumentar el conocimiento y observación del clima. Esta aportación está totalmente coordinada con el resto de actividades en las que AEMET aparece como responsable en el Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático 2021-2030 (PNACC). El PNACC tiene como objetivo general promover la acción coordinada y coherente frente a los efectos del cambio climático en España con el fin de evitar o reducir los daños presentes y futuros derivados del cambio climático y construir una economía y una sociedad más resiliente. En particular, el IECLÉ supone la materialización en una publicación de las principales conclusiones obtenidas de las redes de observación sistemática del clima y una aportación importante para la implementación efectiva de la línea 1.1 *Observación sistemática del clima* del citado plan.

Asimismo, el IECLÉ20 no solo aporta conocimiento sobre el estado del clima, sino que recopila los episodios meteorológicos adversos que durante el año 2020 han acontecido en nuestro país y, por ende, constituye una herramienta básica a emplear en las tareas de análisis y diseño de medidas en el ámbito de la gestión del riesgo de desastres. La adaptación al cambio climático comparte muchos vínculos con la reducción y prevención del riesgo de

desastres. En el ánimo del IECLE20 está el ayudar a mejorar el conocimiento de los principales riesgos de desastres naturales, y facilitar la realización de evaluaciones para determinar la exposición y la vulnerabilidad a los riesgos relacionados con el clima. Además, contribuye a promover la resiliencia en España, de conformidad con los objetivos del *Marco de Sendái para la Reducción de Riesgos de Desastres (2015-2030)*.

El IECLE20 está formado por tres capítulos: el primero descriptivo sobre el clima en el mundo y Europa; el segundo, centrado en el estado del clima en España; el tercero, sobre los patrones atmosféricos que dieron lugar a distintos tipos de tiempo y fenómenos adversos. Asimismo, varios anexos aportan información adicional.

El año que constituye el ámbito temporal del IECLE20 ha sido un año muy complicado por las razones que todos conocemos, por eso, quiero concluir este prólogo expresando mis mejores deseos a los lectores, usuarios, científicos y gestores públicos que utilicen este informe con el ánimo de que constituya una herramienta muy provechosa para todos ellos en el ámbito del conocimiento de nuestro clima, fomentando la concienciación y facilitando la resiliencia de nuestra sociedad.

Hugo Morán Fernández
Secretario de Estado de Medio Ambiente

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
1. ESTADO DEL CLIMA GLOBAL Y DE EUROPA	9
1.1. Temperaturas	9
1.2. Precipitación	12
1.3. Océanos, hielo y nieve	13
1.4. Gases de efecto invernadero	17
1.5. Anomalías y fenómenos climáticos extremos	21
2. ESTADO DEL CLIMA DE ESPAÑA: AÑO 2020	23
2.1. Temperatura	24
2.1.1. Evolución de las temperaturas durante 2020	25
2.1.2. Episodios de temperaturas extremas	26
2.1.3. Evolución de los récords diarios de temperatura en España	28
2.1.4. Evolución de las temperaturas en España desde los niveles preindustriales	30
2.1.5. Evolución de la temperatura superficial del agua del mar	32
2.2. Precipitación	36
2.2.1. Evolución de la precipitación a lo largo de 2020	37
2.2.2. Episodios de precipitaciones intensas	38
2.3. Sequía meteorológica, índice de precipitación estandarizado (SPI) y humedad del suelo	40
2.3.1. Precipitación por zonas características de AEMET o grandes cuencas	40
2.3.2. Índice de precipitación estandarizado (SPI) por zonas características de AEMET o grandes cuencas	40
2.3.3. Humedad del suelo y anomalía por provincias	42
2.4. Insolación	46
2.4.1. Anomalías significativas de insolación	47
2.5. Descargas eléctricas y tormentas durante 2020	49
2.5.1. Descargas eléctricas	49
2.5.2. Días de tormenta	54
2.6. Fenómenos meteorológicos y climáticos extremos	55
2.6.1. Principales episodios de fenómenos meteorológicos y climáticos extremos	55
2.6.2. Avisos de fenómenos meteorológicos adversos	57
3. ANALISIS ESTACIONALES PARA ESPAÑA Y EL SECTOR ATLÁNTICO NORTE - EUROPA	61
3.1. El invierno (DIC-FEB) 2019-20	64
3.2. Primavera	70
3.3. Verano	75
3.4. Otoño y diciembre	83
AGRADECIMIENTOS	91
REFERENCIAS	93
ANEXOS	97
A. Descripción sinóptica estacional del año 2020	97
B. Efemérides climatológicas	105
C. Episodios de temperaturas extremas	107
D. Notas sobre fenómenos y circulaciones asociados a la variabilidad de interanual a subestacional del sistema climático	122
E. Lista de siglas y acrónimos	133

INTRODUCCIÓN

El sistema climático global se está calentando, mayoritariamente como consecuencia de las actividades humanas, que provocan un aumento en la concentración de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera. Desde 1950 se han observado cambios sin precedentes, tanto si se toman como referencia los registros instrumentales, que abarcan aproximadamente el último siglo y medio, como si se comparan con registros paleoclimáticos referidos a los últimos milenios. Los indicadores más importantes asociados a este calentamiento global son el aumento de la temperatura media global del aire en superficie, el aumento de fenómenos extremos (olas de calor, inundaciones y sequías), la subida del nivel del mar, la acidificación y el aumento del calor almacenado en los océanos, la disminución en cantidad y extensión de las masas de hielo y nieve, y el aumento de los GEI de larga duración.

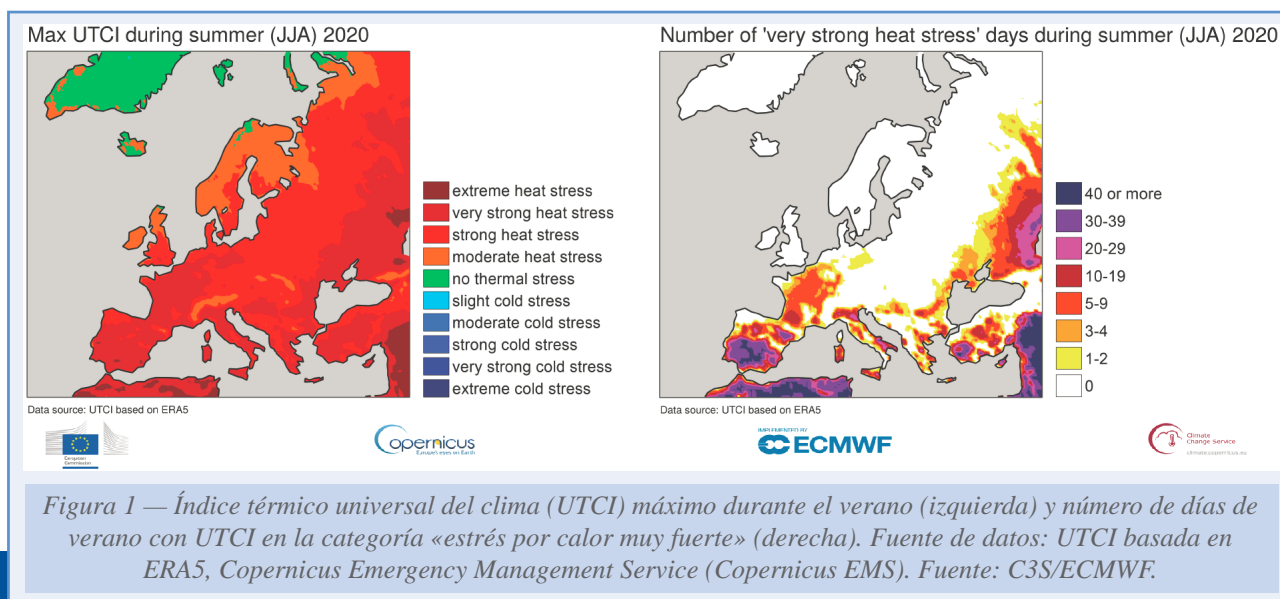
Los datos del presente informe ponen de manifiesto que en 2020 la concentración de CO₂ en la atmósfera ha seguido aumentando a un ritmo anual de aproximadamente 2.3 ppm*, a pesar de la reducción temporal de emisiones en 2020 en relación con las medidas tomadas en respuesta a la COVID-19. La temperatura media global en superficie superó en 1.2 °C a la del periodo de referencia preindustrial. 2020 fue uno de los tres años más cálidos a escala global desde que hay registros, siendo la temperatura comparable a la de 2016, año más cálido en el registro, a pesar de que en buena parte de 2020 estuvo activo el fenómeno de La Niña mientras que en 2016 hubo un excepcionalmente fuerte El Niño. Los últimos 6 años han sido excepcionalmente cálidos, siendo el sexenio 2015-2020 el más cálido registrado. Europa también vivió en 2020 su año más cálido. El calentamiento en el continente europeo está próximo a los 2.2 °C con respecto a la era preindustrial.

También los datos de España son rotundos: 2020 ha sido un año extremadamente cálido, con una temperatura media en la España peninsular 1.0 °C mayor que el valor medio anual del periodo de referencia 1981-2010, y el más cálido registrado igualado con 2017 (la serie histórica comienza en 1961). Los cinco años más cálidos son del último decenio: 2020, 2017, 2015, 2011 y 2019, este último empatado con 2006. El incremento de la temperatura desde mediados del siglo XIX hasta nuestros días ha sido de alrededor de 1.7 °C. Además, el calentamiento es acelerado; la mayor parte de ese incremento de temperatura (unos 1.3 °C) se han producido en los últimos 60 años.

Cobran particular importancia las temperaturas extremas del verano. En los últimos cinco años han muerto en España una media de 1790 personas por exceso de calor cada verano, según los datos del Instituto de Salud Carlos III (GIL-BELLOSTA *et al.*, 2020). En 2020 fueron 1880 los fallecidos entre los meses de junio a septiembre, algo menos que los 2103 fallecidos del año 2019. Tres cuartas partes del exceso de mortalidad por esta causa se producen en personas de más de 74 años. El número de días con ola de calor está aumentando y estas tienden a hacerse de mayor duración en España (ver cuadro 1). Además, las proyecciones de cambio climático muestran que las olas de calor serán más frecuentes, intensas y de mayor duración, lo que podría contribuir al aumento de la morbilidad y de las muertes prematuras,

* A lo largo de este informe se utilizará la notación ppm, ppb y ppt para referirse, respectivamente, a las partes por millón (10⁶), a las partes por mil millones (equivalentes al billón anglosajón, 10⁹) y a las partes por billón (equivalente al trillón anglosajón, 10¹²).

particularmente en poblaciones vulnerables con recursos de adaptación limitados. El verano de 2020 tuvo un carácter extremadamente cálido en amplias zonas de la mitad sur peninsular. Se produjeron tres olas de calor, en julio y agosto, con una duración total de dieciocho días. La duración de la más larga fue nueve días (ver anexo C). Por otra parte, el número de días durante los cuales el *índice térmico universal del clima*, UTCI, alcanzó la categoría de «estrés por calor muy fuerte» fue el más alto de Europa, superando los 40 días en amplias zonas del sur peninsular (figura 1).



2

En cuanto a precipitaciones extremas e inundaciones cabe destacar el episodio de los días 18-25 de enero, en el que el temporal asociado a la borrasca Gloria dio lugar a precipitaciones muy abundantes en la costa mediterránea y Baleares, con cantidades acumuladas superiores a 100 mm en una extensa franja costera comprendida entre Cataluña y Alicante. Es uno de los episodios con registros más extremos asociado a una borrasca mediterránea.

Cuadro 1. Olas de calor e índice UTCI

Las temperaturas extremadamente altas, como las que se experimentan durante una ola de calor, representan un grave peligro meteorológico para la salud humana. Los impactos en la salud incluyen trastornos relacionados con el calor, como deshidratación e insolación, y exceso de morbilidad y mortalidad en las áreas afectadas debido a enfermedades cardiovasculares y respiratorias. Los episodios más extremos de altas temperaturas sostenidas incluyen la ola de calor europea de 2003 y la ola de calor rusa de 2010 que mataron a unas 70 000 y 55 000 personas, respectivamente. La intensidad, duración y momento de las olas de calor influyen en el riesgo de mortalidad durante los eventos. Las olas de calor de larga duración generan una mortalidad diaria de 1.5 a 3 veces mayor que en otras olas de calor. El impacto en la mortalidad aumenta con la edad y es mayor en las mujeres (atribuible a las condiciones sociales y fisiológicas de las mujeres ancianas y su mayor número dentro de los grupos de mayor edad).

AEMET considera «ola de calor» un episodio de al menos tres días consecutivos, en que como mínimo el 10 % de las estaciones consideradas registran máximas por encima del percentil del 95 % de su serie de temperaturas máximas diarias de los meses de julio y agosto del periodo 1971-2000.

Cuadro 1. Olas de calor e índice UTCI (continuación)

La figura 2 muestra una tendencia creciente del número de olas de calor en España, y que los episodios más extremos en cuanto a duración han ocurrido en el siglo XXI (más información en el anexo C).

Según el Quinto Informe de Evaluación del IPCC, las predicciones del cambio climático muestran un especial aumento en la frecuencia y la intensidad de las olas de calor en el sur de Europa.

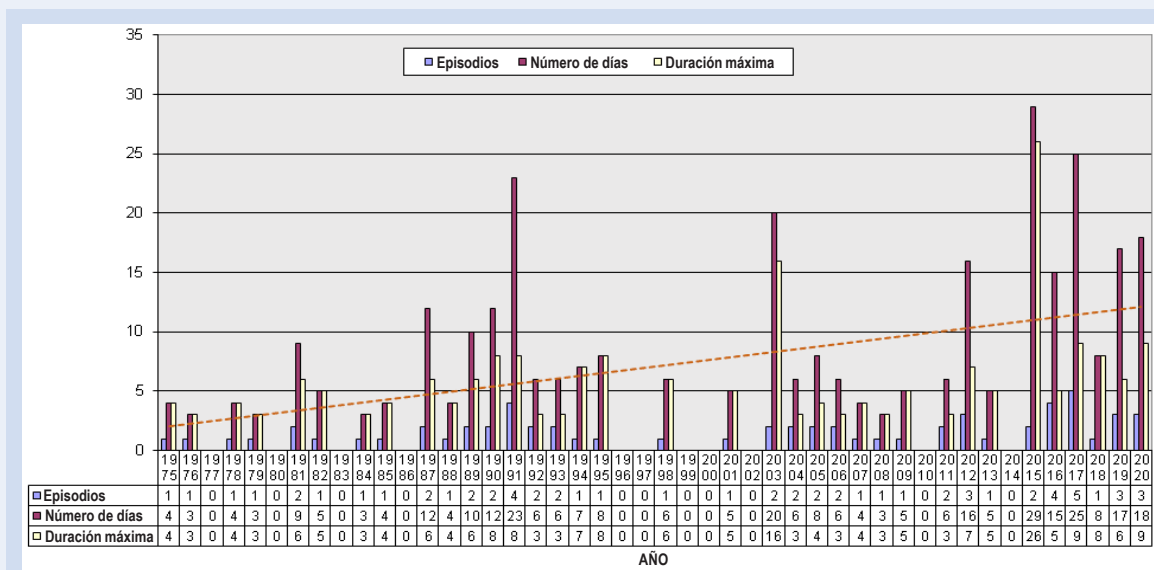


Figura 2 — Episodios de ola de calor, número de días con ola de calor durante el verano y duración de la ola de calor más larga de cada verano desde 1975. Fuente: AEMET.

La categorización de las olas de calor basada en la salud es importante, especialmente para fines de alerta temprana. El *índice térmico universal del clima* (UTCI), es un índice bioclimático que describe la carga de calor fisiológica, llamada estrés, que experimenta el cuerpo humano en el intento de mantener un equilibrio térmico con el entorno exterior circundante. Mientras que los índices simples de estrés por calor se basan exclusivamente en parámetros meteorológicos como la temperatura y la humedad del aire, el UTCI se calcula a partir de un modelo de balance de energía llamado modelo UTCI-Fiala que combina un modelo fisiológico que incluye transferencia de calor y masa dentro del cuerpo, reacciones termorreguladoras del sistema nervioso central y respuestas perceptivas (FIALA *et al.*, 2001), con un modelo de aislamiento de ropa adaptable a la temperatura para climas exteriores. Por tanto el UTCI estima el estrés térmico inducido en la fisiología humana por la temperatura del aire, la velocidad del viento, la humedad y la radiación. Para una combinación dada de temperatura del aire, viento, radiación y humedad, el UTCI se define como la temperatura del aire de un ambiente de referencia que provocaría en el cuerpo humano la misma respuesta del modelo UTCI-Fiala (producción de sudor, escalofríos, humedad de la piel, flujo sanguíneo y rectal, temperatura media de la piel y la cara) como el entorno real.

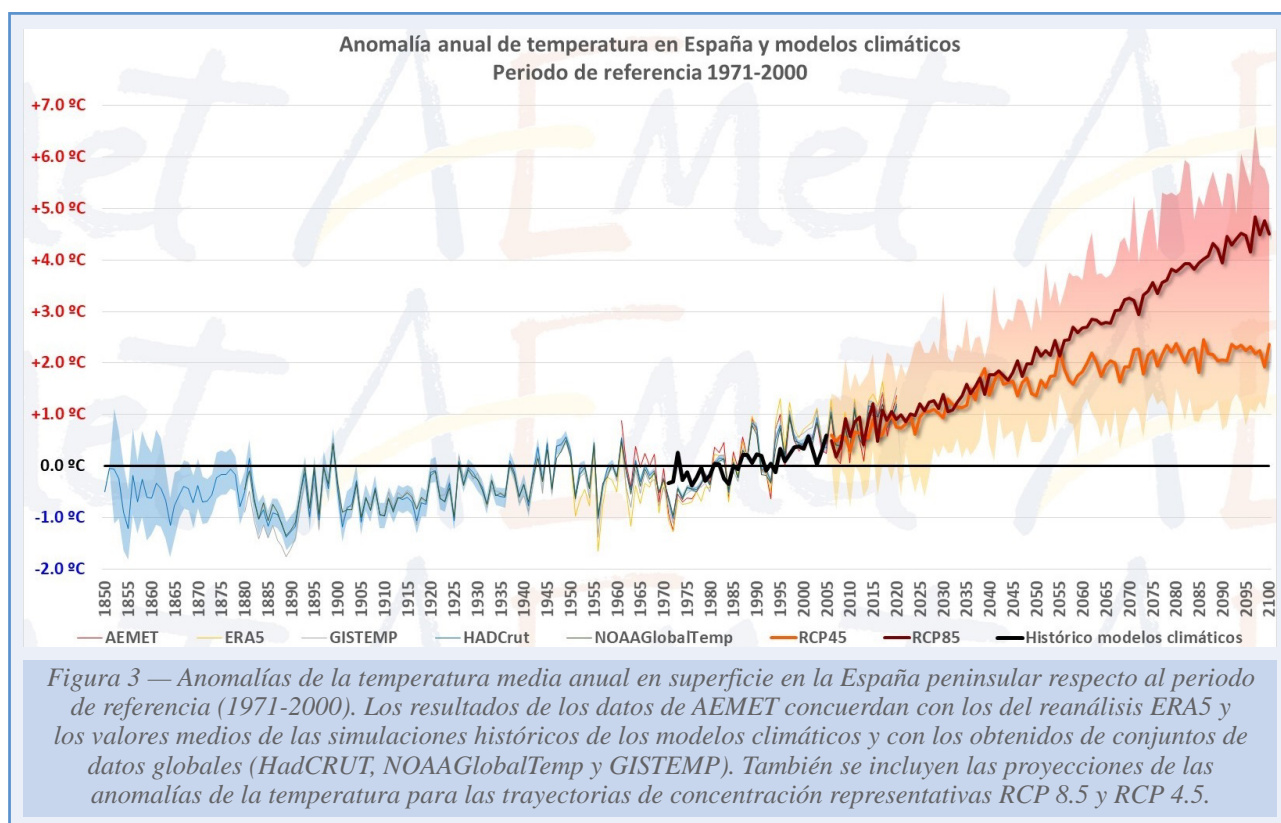
El UTCI se expresa en términos de una escala de evaluación compuesta por diez niveles de estrés (figura 1). Cada nivel, definido por un rango específico de valores UTCI, es representativo de la carga causada por las respuestas fisiológicas y termorreguladoras del cuerpo humano cuando responde a las condiciones ambientales reales.

Escenarios de cambio climático para el siglo XXI

La figura 3 muestra la evolución de la anomalía de temperatura media anual de España: en azul, la histórica (periodo 1850-2020), obtenida por diferentes reconstrucciones descritas en el apartado 2.1.4 de este informe; en línea gruesa negra, la obtenida de simulaciones históricas de los modelos climáticos para 1971-2005; y en ocre y naranja, la anomalía de temperatura proyectada por los modelos climáticos para 2006-2100. Las líneas ocre y naranja de trazo grueso, y las zonas sombreadas que las envuelven, representan las proyecciones regionalizadas de la anomalías de temperatura para España para el periodo 2006-2100, realizadas a partir de las proyecciones globales de 16 modelos del Quinto Informe de Evaluación del IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático) (IPCC, 2014) para dos escenarios diferentes de emisión de gases de GEI o *trayectorias de concentración representativas* (RCP), que corresponden a un escenario intermedio (RCP 4.5) y al peor escenario de emisiones (RCP 8.5). Las líneas gruesas representan la media de los modelos y las zonas sombreadas la dispersión de los mismos para los respectivos escenarios. Este gráfico refleja que:

- 1) Los modelos han sido capaces de reproducir la tendencia de temperatura en el periodo 1971-2020, requisito fundamental para poder dar validez a las proyecciones climáticas.
- 2) Los modelos climáticos proyectan que las temperaturas continuarán al alza y de forma similar en ambos escenarios hasta mediados del siglo XXI. A partir de ahí, en el escenario intermedio (RCP 4.5), la tendencia de temperatura al alza se estabiliza, resultando un incremento de temperatura medio en España próximo a 2 °C a final de siglo respecto a la referencia climática 1971-2000 (2.6 °C con respecto a los niveles preindustriales). En el peor escenario (RCP 8.5) seguirá con tendencia creciente, con un incremento de temperatura medio próximo a 5 °C a final de siglo respecto a la referencia climática 1971-2000 (5.6 °C con respecto a la era preindustrial).

4



En el Acuerdo de París, adoptado en 2015, prácticamente todas las naciones del mundo se comprometieron a limitar el calentamiento global «muy por debajo» de 2.0 °C respecto a los niveles preindustriales, y también a tratar de limitar el calentamiento a 1.5 °C. Para alcanzar el objetivo de no superación de 1.5 °C (2.0 °C), las emisiones antropogénicas netas mundiales de CO₂ tendrían que disminuir aproximadamente en 2030 un 45 % (25 %) con respecto a los niveles de 2010, alcanzando el cero neto alrededor de 2050 (2070); «escenario de mitigación más ambicioso» («escenario de fuerte mitigación»). En la actualidad, el mundo no está cerca de estar bien encaminado para alcanzar ninguno de los dos objetivos. El informe IPCC SR1.51 (HOEGH-GULDBERG *et al.*, 2018) muestra que incluso un calentamiento de 1.5 °C está asociado con impactos y riesgos prominentes y generalizados de eventos climáticos extremos, que como se explica en el cuadro 2 serían notablemente inferiores a los que causaría un calentamiento global de 2.0 °C.

Aunque normalmente se han evaluado los riesgos del calentamiento climático a largo plazo (finales del siglo), cuando la señal del calentamiento climático emerge de la variabilidad climática natural, según estudios recientes (MCKENNA *et al.*, 2020) una mitigación estricta de las emisiones produciría «beneficios sustanciales a corto plazo». Bajo el escenario más ambicioso de mitigación se reduciría sustancialmente el riesgo de experimentar tasas de calentamiento global sin precedentes durante los próximos veinte años, 2021-2040, lo que brinda a las sociedades y los ecosistemas mayores oportunidades de adaptarse y evitar los peores impactos del cambio climático. De hecho, para tasas de calentamiento de 0.3 °C por decenio, que se acercan al umbral de tasas de calentamiento sin precedentes, se ha estimado que solo el 30 % de todos los ecosistemas afectados por el cambio climático y solo el 17 % de los bosques afectados pueden adaptarse. Para tasas de calentamiento superiores a 0.4 °C por decenio, la evidencia sugiere que todos los ecosistemas decaerían, ya que no podrán adaptarse lo suficientemente rápido.

La reducción del riesgo de alcanzar tasas de calentamiento sin precedentes en los próximos dos decenios es una motivación adicional a los beneficios a largo plazo de un acotamiento para el calentamiento máximo y de la estabilización del clima, para establecer estrictos objetivos para alcanzar emisiones netas cero lo antes posible, tanto a nivel mundial como de país individual.

Estructura de este informe

El documento se estructura como sigue: en el capítulo 1 se presenta una visión general de indicadores globales y europeos del año 2020, en base a los informes *State of the Global Climate 2020* (WMO, 2021) y *European State of the Climate 2020* (COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE, 2021): temperatura global de la superficie; contenido calorífico de las capas superiores de los océanos y ascenso del nivel del mar; estado de la criosfera; concentración de los GEI en la atmósfera.

En el capítulo 2 se analiza el comportamiento anual (en conjunto y regionalmente) en España de la temperatura del aire y de la superficie del mar, la precipitación, la sequía meteorológica y las tormentas y descargas eléctricas, así como información sobre los episodios de fenómenos meteorológicos y climáticos extremos. Es importante señalar que se ha mejorado el método de cálculo de la temperatura y de la precipitación media en España respecto al usado en el informe sobre el clima del año 2019. Este cambio se ha traducido en una disminución en la estimación de la tasa de calentamiento de unos 0.09 °C/decenio para el periodo de estudio

Cuadro 2. Calentamiento global de 1.5 °C vs 2 °C

Según el IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático), aun limitando el calentamiento global a 1.5 °C respecto a los niveles de temperatura preindustriales, nos enfrentaremos a riesgos importantes, aunque notablemente inferiores a los que causaría un calentamiento global de 2.0 °C:

Nivel del mar: continuaría creciendo hasta mucho después de 2100, fecha en la cual se prevé que llegue a ser entre 26 y 77 cm mayor que en el nivel inicial estimado desde 1986 hasta 2005. Con un calentamiento global de 2.0 °C el nivel del mar estaría unos 10 cm más alto.

Hielo marino: con un calentamiento de 1.5 °C, la probabilidad de un océano Ártico libre de hielo marino en verano sería de una vez por siglo, mientras que con un calentamiento de 2.0 °C sería de una vez por decenio.

Océanos: la limitación del calentamiento global ralentizaría tanto el aumento de la acidez y la temperatura, como la disminución de los niveles de oxígeno de los océanos. Todo lo cual reduciría los riesgos para la biodiversidad marina. (Por ejemplo, se prevé que el 70-90 % de los arrecifes de coral de aguas cálidas desaparezcan con un calentamiento de 1.5 °C).

Biodiversidad: los impactos en la biodiversidad y los ecosistemas, incluidas la pérdida y la extinción de especies, serán menores a 1.5 °C, aunque seguirán afectando a miles de especies, a un 6 % de los insectos y a un 8 % de plantas, y se proyecta, además, que el 4 % de los vertebrados pierda más de la mitad de su extensión geográfica determinada por el clima para el calentamiento global de 1.5 °C, en comparación con el 18 % de los insectos, el 16 % de las plantas y el 8 % de los vertebrados para un calentamiento global de 2.0 °C.

Bienestar humano: aumentos en la temperatura media en la mayoría de las regiones terrestres y oceánicas, olas de calor en la mayoría de las regiones habitadas, mayor frecuencia, intensidad y/o cantidad de fuertes precipitaciones en diferentes regiones, y mayor intensidad y frecuencia de sequías y déficit de precipitación hacen prever que los riesgos para la salud, los medios de vida, la seguridad alimentaria, el suministro de agua, la seguridad humana y el crecimiento económico relacionados con el clima aumenten con el calentamiento global de 1.5 °C y aumentarán aún más con 2.0 °C. Limitar el calentamiento a 1.5 °C en lugar de 2.0 °C podría tener como resultado que 420 millones de personas menos estén expuestas a olas de calor intensas.

Agua: dependiendo de las condiciones socioeconómicas futuras, limitar el calentamiento global a 1.5 °C, en comparación con 2.0 °C, podría reducir la proporción de la población mundial expuesta a un aumento de la escasez de agua inducido por el cambio climático hasta en un 50 %.

En el Mediterráneo, incluido sur de Europa: un calentamiento global limitado a 1.5 °C implicaría un calentamiento en verano de hasta 3 °C. Los riesgos asociados con aumentos en la frecuencia y magnitud de las sequías serían bastante mayores con 2 °C que con 1.5 °C.

1961-2018, que puede ser atribuida a que el nuevo método suaviza el creciente efecto «isla de calor» debido al desarrollo urbano. Con respecto a la precipitación media en España los valores recalculados con el nuevo método no varían en ningún caso en más de un $\pm 6\%$ con respecto a los calculados por el método antiguo.

Para finalizar, en el capítulo 3 se describe con detalle, al menos trimestral, los regímenes de tiempo predominantes en el sector Atlántico Norte-Europa y su relación con el comportamiento climático en España, tratando de explicar en especial su relación con los fenómenos extremos.

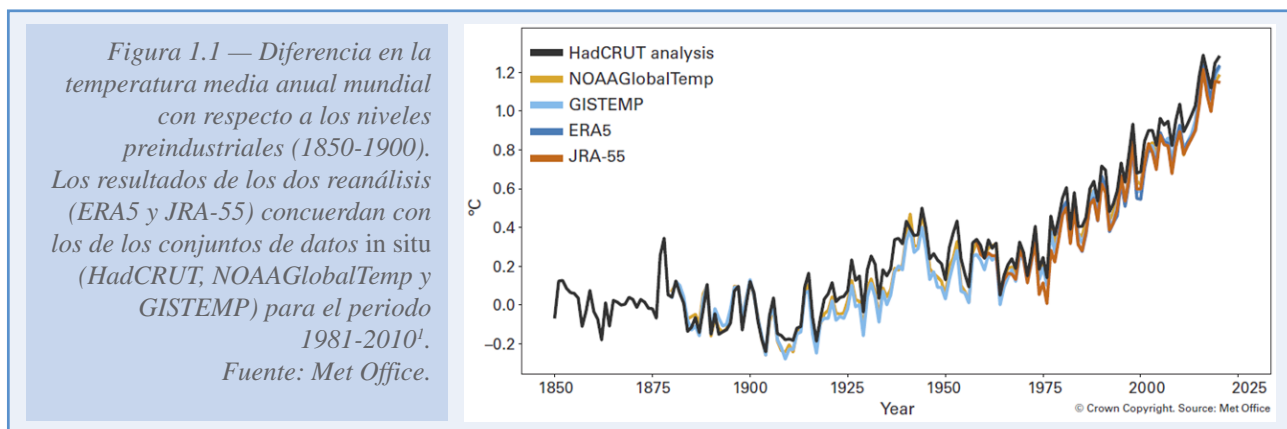
Como información complementaria, en los anexos se incluyen una descripción sinóptica cronológica del año 2020 (anexo A), las principales efemérides registradas en los observatorios (anexo B), las olas de calor y de frío (anexo C), una breve guía de interpretación de fenómenos y circulaciones asociados a la variabilidad interanual y subestacional del sistema climático (anexo D), y una lista de los acrónimos empleados (anexo E).

1. ESTADO DEL CLIMA GLOBAL Y DE EUROPA

1.1. TEMPERATURAS

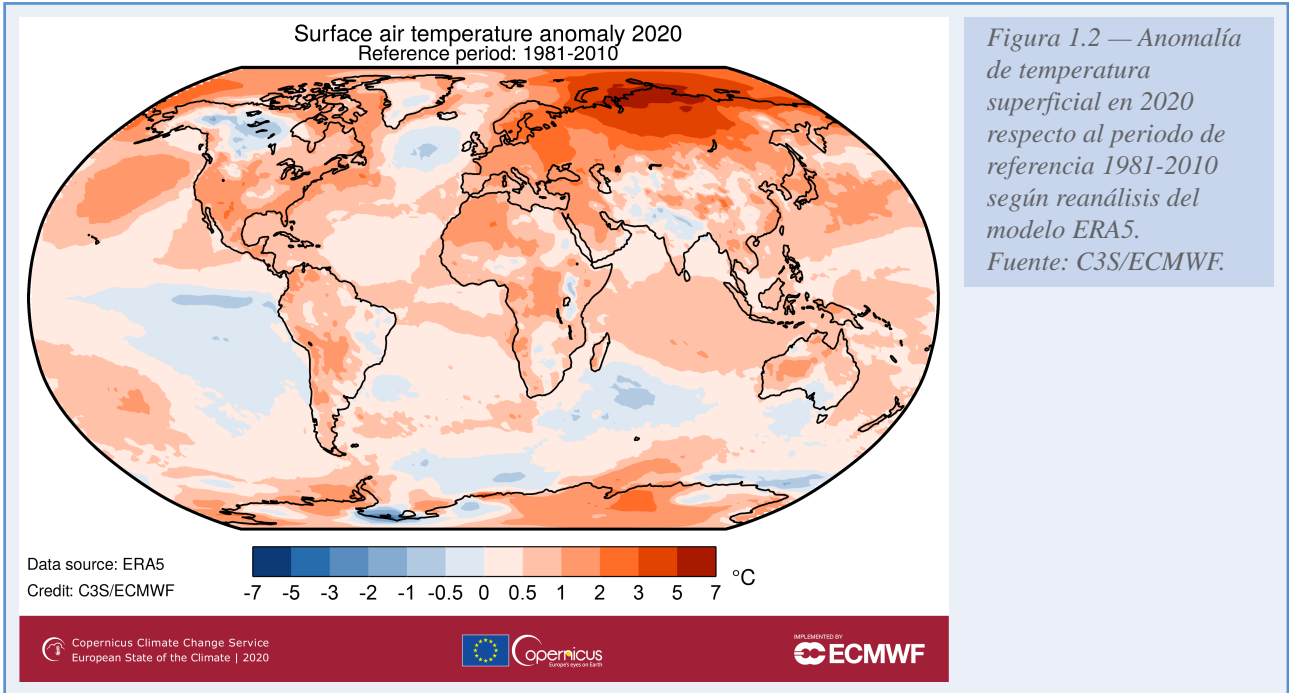
El pasado 2020 fue uno de los tres años más cálidos registrados a escala mundial, prácticamente igualado con 2016 y 2019. La temperatura media mundial fue de unos 14.9 °C, es decir, 1.2 ± 0.1 °C superior a los niveles preindustriales (1850-1900). Es reseñable que 2020, a pesar del enfriamiento asociado al fenómeno climático de La Niña en la segunda mitad del año, iguale el récord de 2016, que comenzó con un episodio de El Niño excepcional que contribuyó al calentamiento global.

Los últimos 6 años han sido excepcionalmente cálidos, por lo que el sexenio 2015-2020 ha sido el más cálido registrado, y la década 2011-2020 ha sido la más cálida registrada, según se desprende del estudio del conjunto de 5 modelos de datos que la OMM utiliza como referencia (figura 1.1).



Durante 2020, la mayoría de las regiones de la superficie terrestre fueron más cálidas de lo normal (periodo de referencia 1981-2010), destacando una amplia extensión en el norte de Eurasia con anomalías superiores a los cinco grados Celsius (figuras 1.2 y 1.3). Otras áreas notables con temperaturas por encima de lo normal se observan en amplias zonas del resto de Eurasia, incluyendo China, suroeste de los Estados Unidos, norte y oeste de América del Sur y zonas de América Central.

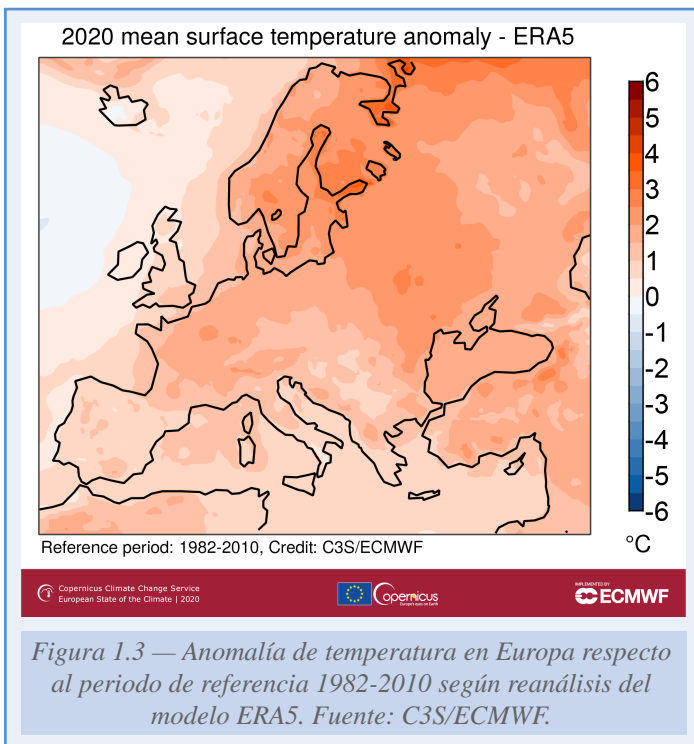
¹ Se representan tres conjuntos de datos —HadCRUT5.0.1.0, producido por la Met Office del Reino Unido; NOAAGlobalTemp v5, producido por la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA) de los Estados Unidos; y GISTEMP v4, producido por el Instituto Goddard de Investigaciones Espaciales de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA)— así como dos reanálisis —ERA5, producido por el Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF) para el servicio de Copernicus relativo al cambio climático, y JRA-55, producido por el Servicio Meteorológico de Japón—.

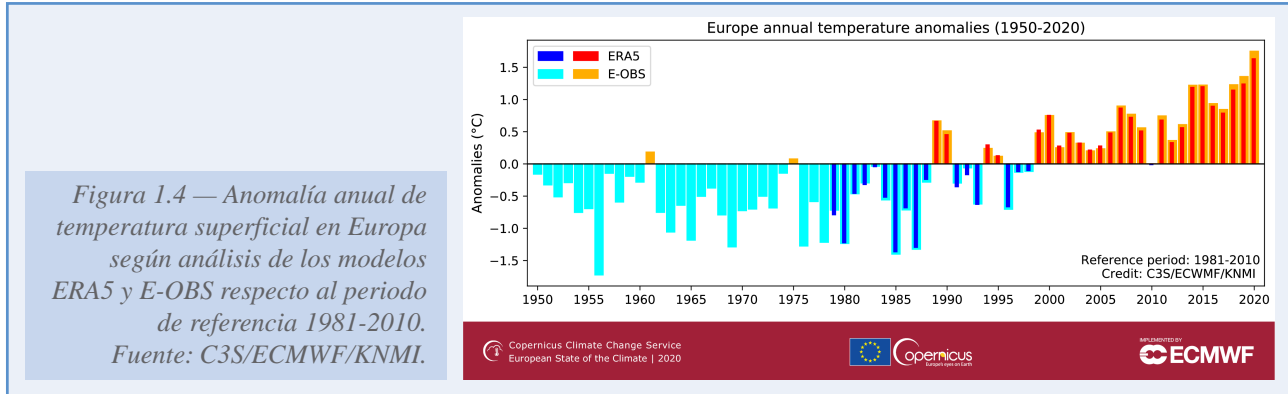


Sin embargo, algunas zonas presentaron temperaturas inferiores a lo normal, como el oeste de Canadá, zonas de Brasil, el norte de la India y el sureste de Australia. En la superficie del mar, se produjo un calentamiento inusual en zonas del Atlántico tropical y del océano Índico. En el Pacífico destacaron las anomalías frías en las zonas oriental y ecuatorial, asociadas al fenómeno de la Niña. Otras anomalías frías acaecieron en el Atlántico Norte al oeste de Irlanda, relacionadas con el fenómeno conocido como *cold blob* y achacado al debilitamiento de la Circulación Meridional de Retorno del Atlántico Norte (AMOC). La AMOC es un importante componente del sistema climático que consiste en un flujo de agua cálida que

viaja desde los trópicos hacia el norte en superficie y otro de agua fría que fluye varios kilómetros bajo la superficie en dirección opuesta y que constituye la mayor contribución oceánica al transporte de calor. También hubo anomalías frías en algunas zonas oceánicas en el hemisferio sur.

En Europa, 2020 fue el año más cálido registrado, 1.6 °C por encima del periodo de referencia 1981-2010, y 0.4 °C por encima de 2019, el anterior año más cálido (figura 1.4). Estacionalmente, el invierno 2019/20 y el otoño de 2020 también fueron los más cálidos registrados. El invierno de 2020, es decir, de diciembre de 2019 a febrero de 2020, superó el anterior más cálido de 2016 en casi 1.4 °C, mientras que el otoño (de septiembre a noviembre de 2020) superó el antiguo récord establecido en 2006 en 0.4 °C. Además, Europa occidental experimentó una ola de





calor significativa a finales de julio y principios de agosto. Los otros cuatro años más cálidos para Europa también ocurrieron durante el último decenio.

Las mayores desviaciones respecto sus valores medios anuales ocurrieron en zonas del Ártico y norte de Siberia, donde una gran región experimentó desviaciones superiores a $+3.0^{\circ}\text{C}$, e incluso mayores de $+6.0^{\circ}\text{C}$ en la península de Taimir. En un análisis mensual, se observaron anomalías de temperatura positiva para la región que alcanzaron repetidamente más de 8.0°C . Siberia occidental experimentó un invierno y una primavera excepcionalmente cálidos, un patrón que también se observa durante el verano y el otoño en el Ártico siberiano y en gran parte del océano Ártico.

1.2. PRECIPITACIÓN

En 2020 se registraron precipitaciones muy superiores a la media en zonas bajo la influencia de los monzones en Norteamérica, África y el suroeste y sureste de Asia. El monzón africano se extendió más hacia el norte de lo habitual en el Sahel. Sin embargo, otras muchas zonas registraron precipitaciones inferiores a lo normal, como determinadas áreas del continente americano (figura 1.5).

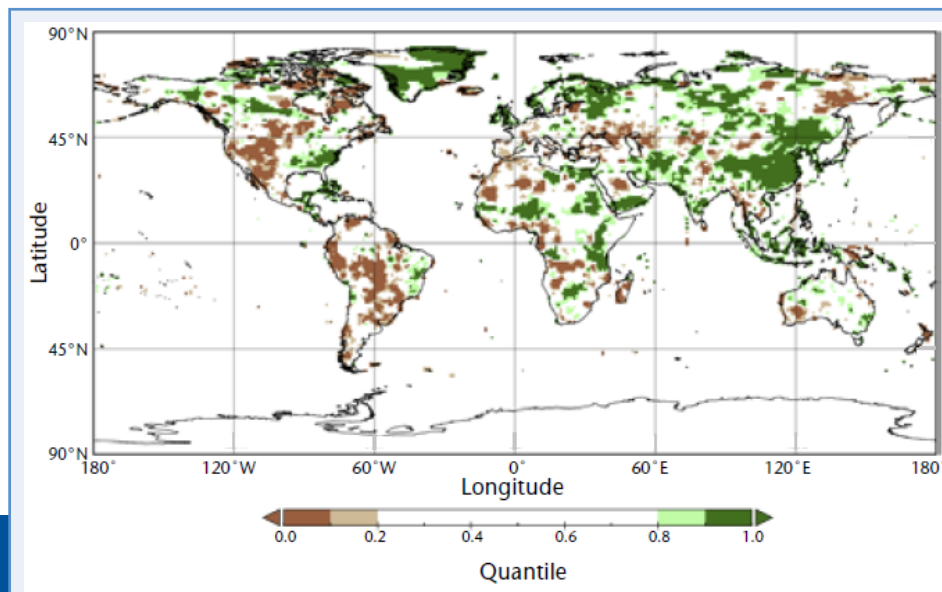


Figura 1.5 — Precipitación anual en 2020 expresada en percentiles respecto al periodo de referencia 1951-2010. Las zonas sombreadas en marrón indican carácter seco y muy seco y las verdes húmedo y muy húmedo. Fuente: GPCC/DWD.

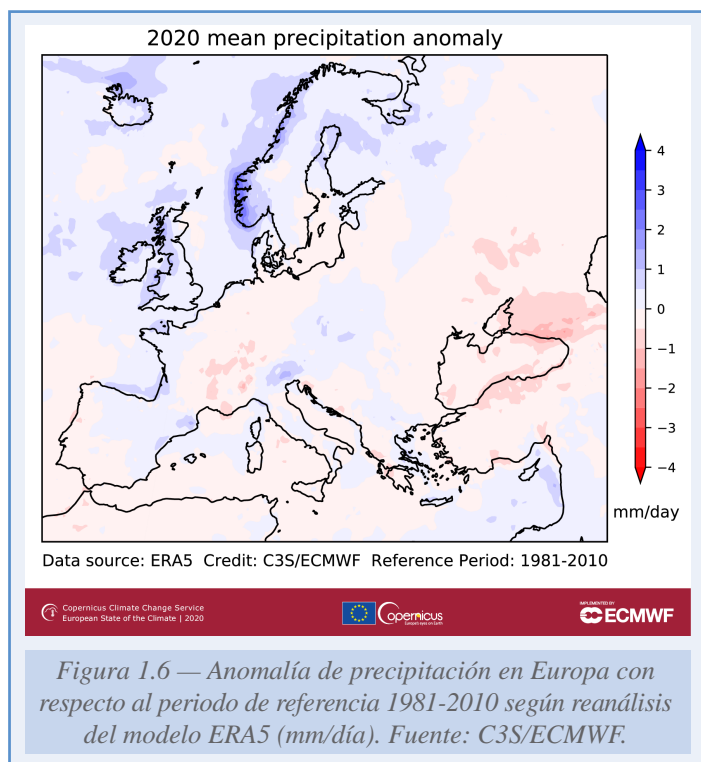


Figura 1.6 — Anomalía de precipitación en Europa con respecto al periodo de referencia 1981-2010 según reanálisis del modelo ERA5 (mm/día). Fuente: C3S/ECMWF.

En Europa la precipitación en su conjunto estuvo dentro de los valores medios, no observándose tendencias significativas. Sin embargo, hubo una gran variabilidad, con precipitaciones superiores a lo normal en los países nórdicos, el Reino Unido, Irlanda, noreste de España y en el área que se extiende desde la región central alpina hasta Europa del este. Condiciones más secas que lo habitual se observaron en el área que se extiende desde el sur de Francia hacia el mar Báltico, y desde el mar Negro hasta las llanuras de Europa del este (figura 1.6).

1.3. OCÉANOS, HIELO Y NIEVE

Océanos

Aproximadamente el 90 % del exceso de energía que se acumula en el sistema Tierra como consecuencia del aumento de las concentraciones de los gases de efecto invernadero (GEI) es absorbido por el océano, provocando el calentamiento y la expansión térmica del agua, cuyo resultado es el aumento del nivel del mar. La superficie del océano se calienta más rápidamente que las aguas profundas, observándose en el aumento de la temperatura media global. La tasa de calentamiento durante la última década ha sido más alta que el promedio a largo plazo. También hay una mayor incidencia de olas de calor marinas; más del 80 % del área oceánica experimentó al menos una ola de calor marina en 2020, la mayoría clasificadas como «fuertes» (45 %). Los análisis preliminares indican que probablemente en 2020 se habría alcanzado el contenido de calor oceánico más alto registrado.

Desde que se realizan medidas globales del nivel medio del mar basadas en altimetría, el nivel medio se está elevando a razón de 3.3 ± 0.3 mm/año, incrementada en los últimos años principalmente por la fusión de hielo en Groenlandia y en la Antártida debida al calentamiento global. El nivel medio del mar a nivel global en 2020 fue similar al de 2019 y ambos son consistentes con la tendencia a largo plazo de subida del nivel. Temporalmente, durante 2020, el nivel del mar bajó ligeramente, debido a la transferencia de agua del océano a las cuencas fluviales sobre los continentes por el cambio en el patrón de lluvias asociado a La Niña. Al final del año el nivel del mar había vuelto a subir.

A medida que la concentración de CO_2 en la atmósfera aumenta, también lo hace la concentración de CO_2 en los océanos, lo que afecta la química del océano, bajando el pH promedio del agua en un proceso conocido como acidificación del océano. Estos cambios tienen una amplia gama de impactos en los océanos y las zonas costeras. Entre ellos, merma la capacidad del océano para absorber CO_2 atmosférico y por tanto su capacidad para moderar el cambio climático.

Hielo y nieve

La criosfera, que comprende nieve, hielo de ríos y lagos, hielo marino, glaciares, capas de hielo y suelo congelado, desempeña un papel importante en el sistema climático de la Tierra. Dado que todos sus componentes son inherentemente sensibles al cambio de temperatura en una amplia gama de escalas de tiempo, la criosfera es un integrador natural de la variabilidad climática y proporciona algunas de las señales más visibles del cambio climático. Los glaciares y los mantos de hielo (Groenlandia y Antártida) están perdiendo masa. La cobertura de hielo marino ártico está disminuyendo, mientras que la del hielo marino antártico ha tenido en los últimos años una variabilidad elevada. En el hemisferio norte la cobertura de nieve en primavera ha disminuido y el permafrost se está fundiendo (IPCC, 2019).

El Ártico ha estado experimentando cambios drásticos a medida que ha aumentado la temperatura global. Desde mediados de la década de 1980, la temperatura del aire sobre el Ártico se ha incrementado el doble de rápido que el promedio mundial, mientras que la extensión de hielo marino, la capa de hielo y los glaciares de Groenlandia han disminuido al mismo ritmo durante el mismo periodo. Esto tiene implicaciones potencialmente grandes no solo para los ecosistemas árticos, sino también para el clima de todo el planeta a través de las teleconexiones.

En 2020, el Ártico destacó como la región del planeta con las mayores desviaciones de temperatura con respecto a los valores promedio. Una fuerte fase positiva de la Oscilación Ártica (AO) durante el invierno 2019/2020 preparó el escenario a principios de año, con temperaturas superiores a la media en Europa y Asia y muy por debajo de la media en Alaska durante todo 2020 (figura 1.7).

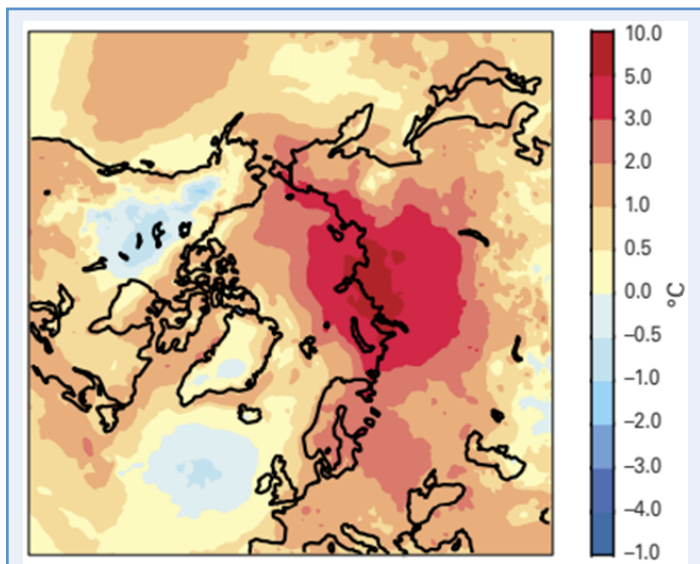


Figura 1.7 — Anomalías de temperatura en 2020 con reanálisis de ERA5 con respecto al periodo 1981-2010. Fuente: C3S.

Este año en particular ha sido testigo de un calor excepcional en gran parte del Ártico, con temperaturas muy altas registradas en Svalbard (figura 1.8), el desplome de la última plataforma de hielo que quedaba en el Ártico canadiense, un calor récord e incendios generalizados en Siberia y una extensión de hielo marino muy baja para el mes de julio, estableciéndose el récord para dicho mes.

A diferencia de 2019, Groenlandia ha tenido un año relativamente «normal» en lo que respecta a los movimientos de hielo de su superficie. Sin embargo, las pérdidas por la desintegración de los icebergs siguen siendo elevadas en comparación con los primeros años del registro satelital, que se remonta a finales del decenio de 1970.

La cubierta de hielo en Groenlandia terminó la temporada (septiembre 2019- agosto 2020) perdiendo alrededor de 152 000 millones de toneladas, teniendo en cuenta tanto el deshielo de la superficie como la descarga de los icebergs. Esto significa que la cubierta de hielo continúa perdiendo masa, aunque a un ritmo más lento que el visto en 2019. Si se compara la evolución de la extensión promediada mensualmente del hielo marino del Ártico en 2020 respecto al año 2019 (figura 1.9), se observa que fueron muy parecidas. Durante el primer semestre, la cobertura de hielo marino fue ligeramente superior al año precedente, invirtiéndose la tendencia en el segundo semestre. Dos meses, julio y octubre, fueron récords en cuanto a la extensión menor del hielo marino en los últimos 42 años, desde que se dispone de registros satelitales.

En marzo se alcanzó la mayor extensión anual del hielo marino que en promedio fue de 14.78 millones de km², la undécima más baja del registro; 650 000 km² por debajo del promedio de marzo de 1981 a 2020 (figura 1.9) y

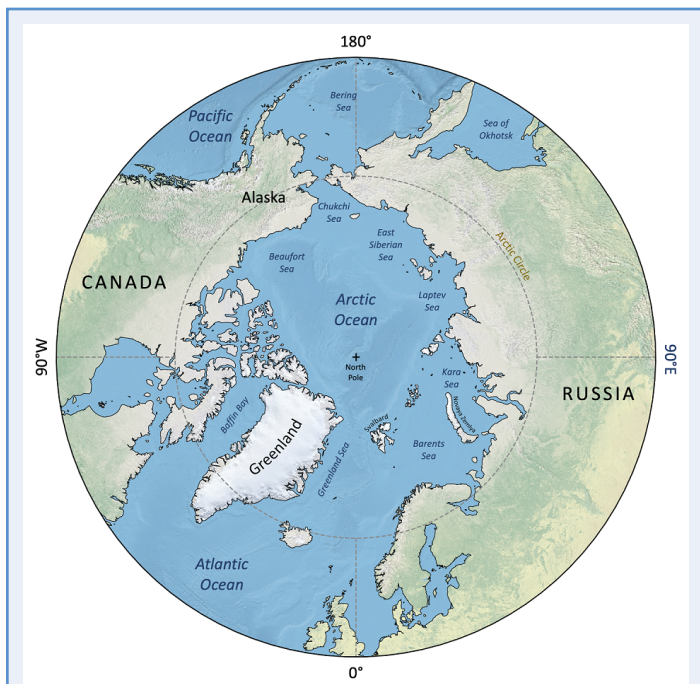
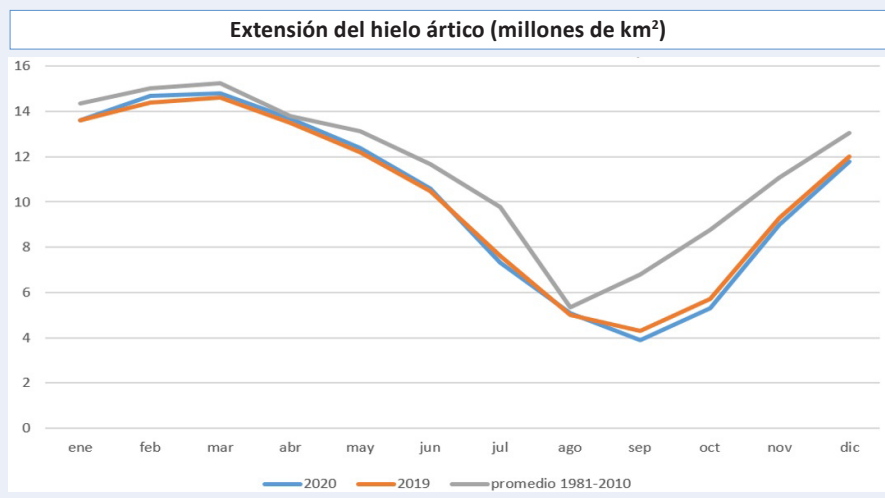


Figura 1.8 — Mapa físico de la región ártica. Fuente: C3S.

Figura 1.9 — Extensión media mensual del hielo marino ártico. Fuente: NSIDC.



490 000 km² por encima de la extensión mínima récord de marzo en 2017. Después de alcanzar su máximo el 5 de marzo, la cobertura de hielo disminuyó lentamente hasta el 19 de marzo y rápidamente durante los siguientes diez días. El decrecimiento fue más pronunciado en el mar de Bering, donde el área cubierta de hielo pasó de estar ligeramente por encima del promedio en el momento del máximo, a muy por debajo del promedio a fin de marzo. Para el conjunto del Ártico, la superficie del hielo marino disminuyó 750 000 km² entre el 5 de marzo y el 31 de marzo, con 590 000 km² de este descenso entre el 19 y el 29 de marzo. La pérdida de hielo también fue importante en el mar de Ojotsk y el golfo de San Lorenzo (figura 1.10).

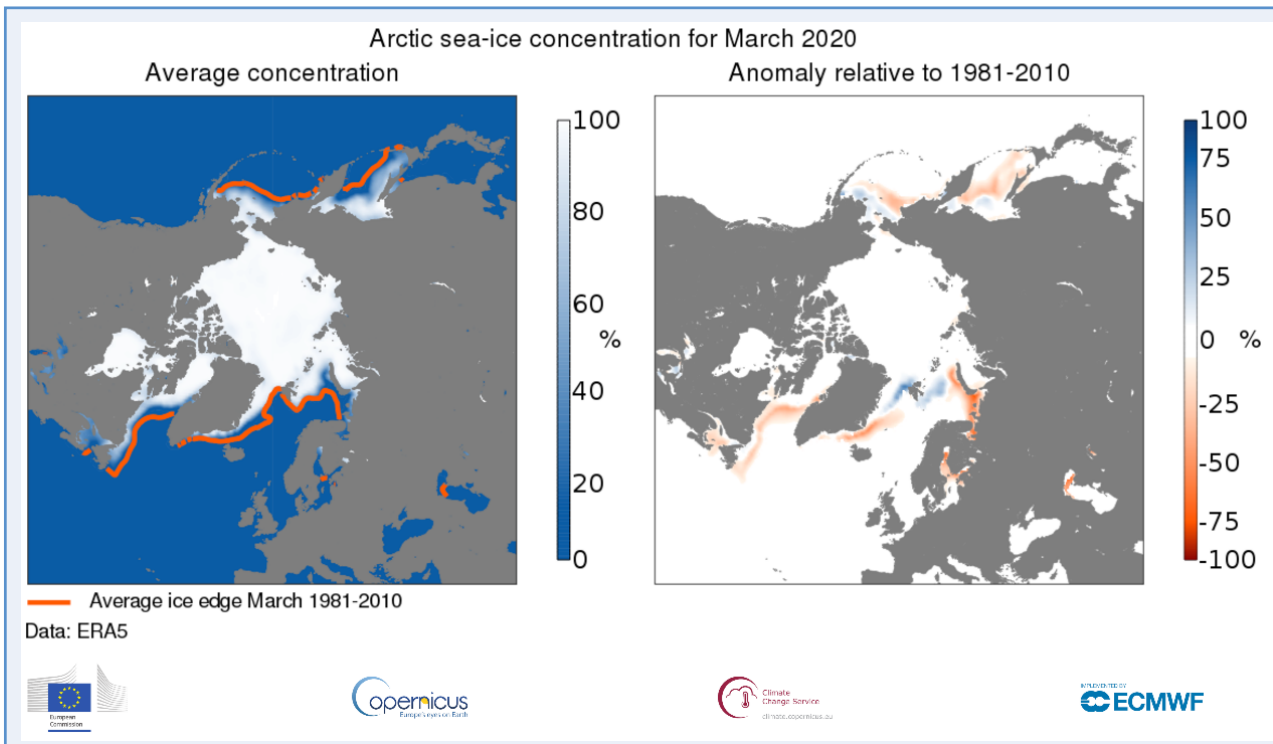
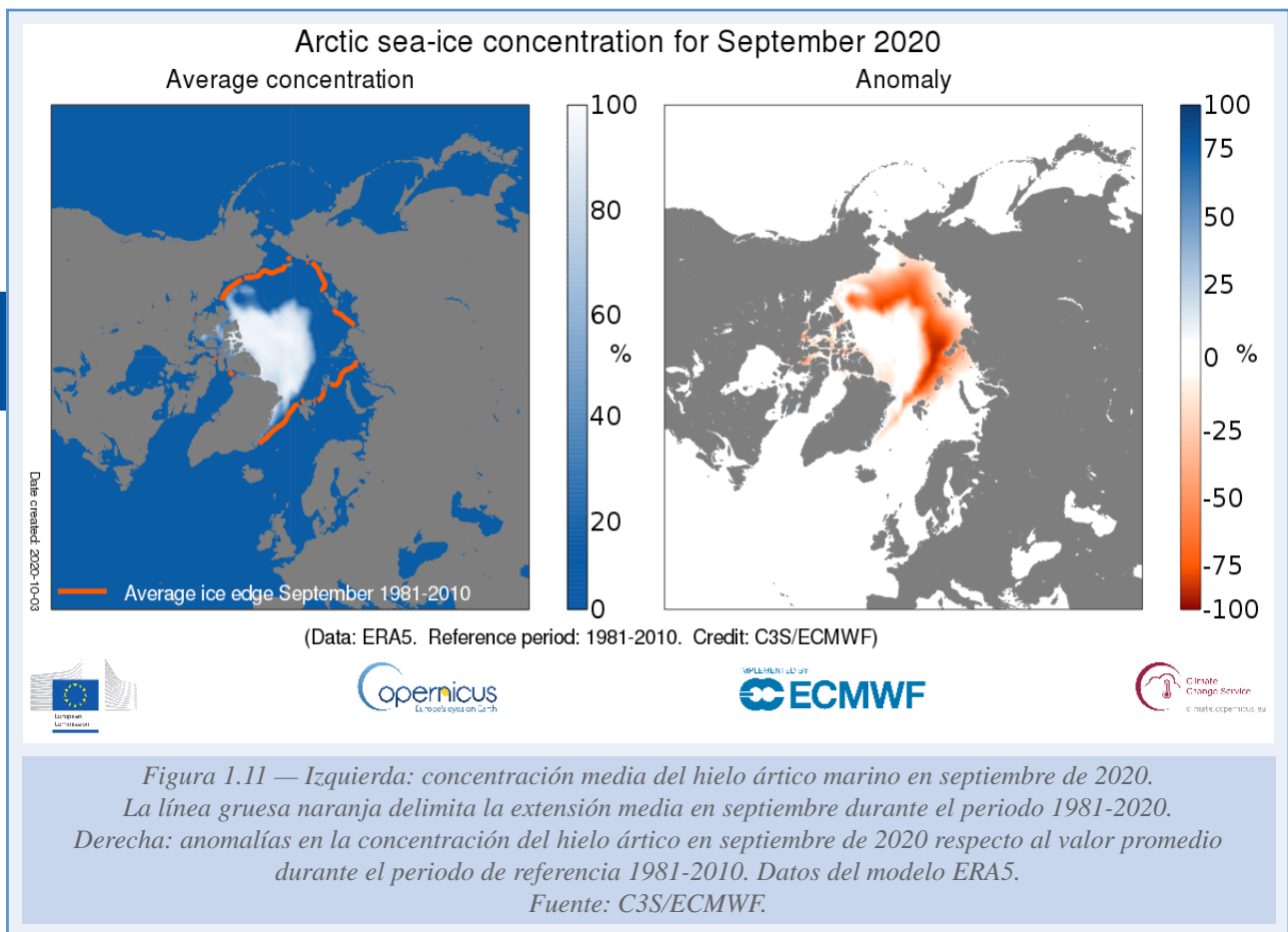


Figura 1.10 — Izquierda: concentración media del hielo ártico marino en marzo de 2020. La línea gruesa naranja delimita la extensión media en septiembre durante el periodo 1981-2020. Derecha: anomalías en la concentración del hielo ártico en marzo de 2020 respecto al valor promedio durante el periodo de referencia 1981-2010. Datos del modelo ERA5. Fuente: C3S/ECMWF.

En el mes de septiembre se alcanzó la mínima extensión del hielo marino. La superficie del hielo marino del Ártico promediada en este mes fue de 3.92 millones de km², la segunda más baja en el registro, solo por detrás de septiembre de 2012; 350 000 km² por encima de ese mínimo histórico y 2.49 millones de km² por debajo del promedio de 1981 a 2010 (figura 1.11). Después de la extensión mínima, que ocurrió el 15 de septiembre, el hielo creció rápidamente en el norte del mar de Beaufort y en el mar de Siberia Oriental. Diez días después de que se produjera la extensión mínima, la superficie total del hielo marino ártico superó los 4 millones de km², alcanzando a finales del mes de septiembre, la extensión de 4.25 millones de km².

En la Antártida, la extensión mínima del hielo marino se observó más tarde de lo habitual, el 2 de marzo, con 2.73 millones de km². La extensión del hielo marino estuvo cerca del promedio climatológico durante la mayor parte del año y solo se situó por encima de la media en septiembre y octubre. La extensión máxima se alcanzó el 28 de septiembre con alrededor de 18.95 millones de km².



1.4. GASES DE EFECTO INVERNADERO

El calentamiento global es el resultado de desequilibrios en el balance energético de la Tierra, que son causados por procesos y agentes naturales y antropogénicos. El forzamiento radiativo cuantifica el cambio en los flujos de energía originados por variaciones en la acción de estos agentes.

Los principales GEI de larga duración (CO_2 , CH_4 y N_2O), junto con los clorofluorocarbonos (CFC), son los responsables de aproximadamente el 96 %² (BUTLER y MONTZKA, 2020) del forzamiento radiativo debido a los GEI de larga duración.

Dióxido de carbono (CO_2)

El CO_2 es el GEI antropogénico más abundante en la atmósfera, y contribuye en aproximadamente un 66 % al forzamiento radiativo ocasionado por los GEI de larga duración. Es la causa de alrededor del 82 % del aumento de ese forzamiento en el último decenio. El promedio mundial de la fracción molar del CO_2 correspondiente a 2019 fue de 410.5 ± 0.2 ppm (partes por 10^6) (WMO GHG Bulletin No. 16).

Según las mediciones satelitales, el máximo de CO_2 global promediado por columna alcanzó 413 ppm. El CO_2 siguió aumentando en 2020, incrementándose en 2.3 ± 0.4 ppm, un poco menos que la tasa de crecimiento del año anterior (figura 1.12).

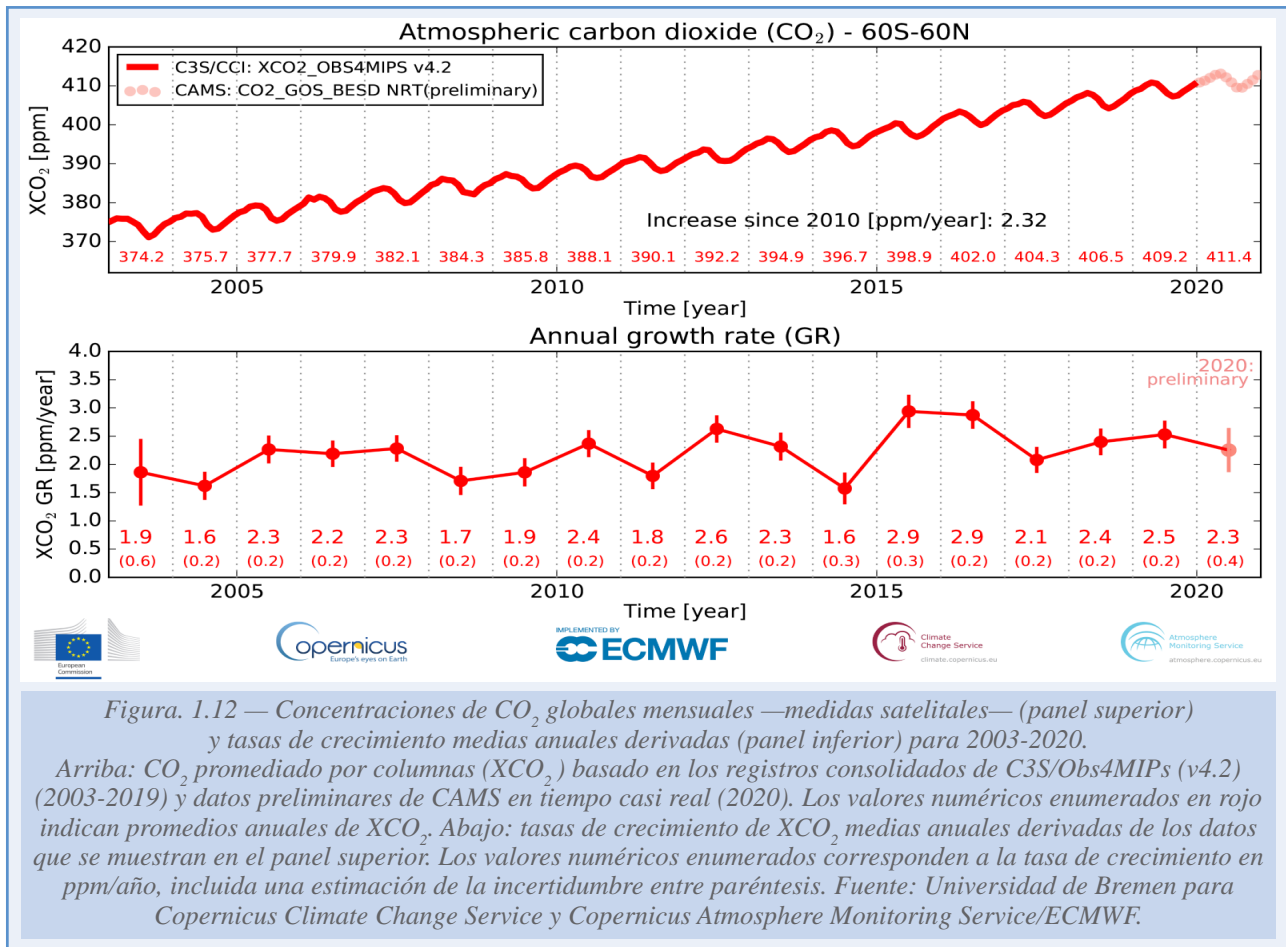


Figura. 1.12 — Concentraciones de CO_2 globales mensuales —medidas satelitales— (panel superior) y tasas de crecimiento medias anuales derivadas (panel inferior) para 2003-2020.

Arriba: CO_2 promediado por columnas (XCO_2) basado en los registros consolidados de C3S/Obs4MIPs (v4.2) (2003-2019) y datos preliminares de CAMS en tiempo casi real (2020). Los valores numéricos enumerados en rojo indican promedios anuales de XCO_2 . Abajo: tasas de crecimiento de XCO_2 medias anuales derivadas de los datos que se muestran en el panel superior. Los valores numéricos enumerados corresponden a la tasa de crecimiento en ppm/año, incluida una estimación de la incertidumbre entre paréntesis. Fuente: Universidad de Bremen para Copernicus Climate Change Service y Copernicus Atmosphere Monitoring Service/ECMWF.

² Este porcentaje se calcula en términos de la contribución relativa del gas o gases mencionados al incremento del forzamiento radiativo mundial causado por el conjunto de los GEI de larga duración desde 1750.

El análisis de estos datos revela que las concentraciones de dióxido de carbono han seguido aumentando en 2020, alcanzando un máximo mundial sin precedentes en la medida de promedio en columna, de aproximadamente 413.1 ppm. La tasa de crecimiento media anual estimada de XCO₂ para 2020 fue de 2.3 ± 0.4 ppm/año. Este valor es menor que la tasa de crecimiento en 2019, que fue de 2.5 ± 0.2 ppm/año y también menor que el aumento de 2.9 ppm/año en 2015 y 2016. Sin embargo, 2015 y 2016 experimentaron un fuerte evento climático de El Niño, que resultó en una mayor tasa de crecimiento debido a una absorción más débil de lo normal de CO₂ atmosférico por la vegetación terrestre y grandes emisiones de CO₂ por incendios forestales, particularmente en Indonesia en esos años. Los incendios forestales en el Ártico y Australia en 2020, aunque de una magnitud sin precedentes en sus regiones, representan solo una pequeña fracción de las emisiones globales de incendios.

En el Observatorio de Vigilancia Atmosférica Global de Izaña (Tenerife) se alcanzó el 18 de abril de 2020 una cifra de 418.7 ± 0.5 ppm de concentración media diaria de CO₂, lo que supone un nuevo récord histórico de la serie (figura 1.13). Este hito, concretamente 2.2 ppm por encima de lo alcanzado en 2019, es superior al crecimiento promedio interanual (1.9 ppm/año) desde que se poseen datos (1984).

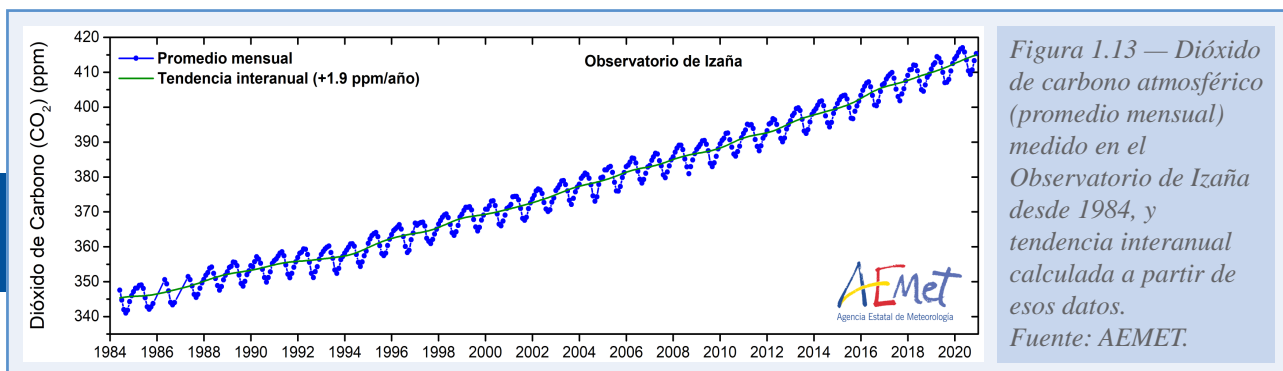


Figura 1.13 — Dióxido de carbono atmosférico (promedio mensual) medido en el Observatorio de Izaña desde 1984, y tendencia interanual calculada a partir de esos datos.
Fuente: AEMET.

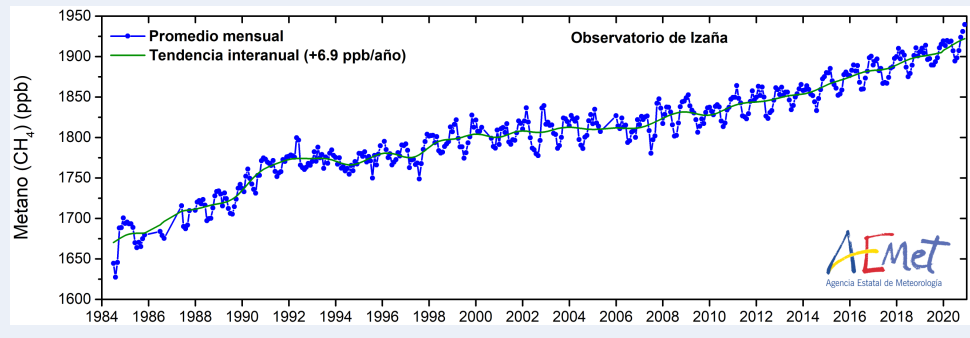
Las emisiones generadas por actividades humanas, principalmente procedentes de la quema de combustibles fósiles, producción de cemento, la deforestación y cambios en el uso de la tierra han causado que en 2019 el CO₂ atmosférico alcance el 148 % del nivel preindustrial.

Metano (CH₄)

El CH₄ contribuye en aproximadamente un 16 % al forzamiento radiativo causado por los GEI de larga duración. Según las observaciones *in situ*, el promedio mundial de CH₄ alcanzó en 2019 un nuevo máximo de 1877 ± 2 ppb (partes por 10⁹), lo que representa un aumento de 8 ppb con respecto al año 2018. El incremento sigue siendo ligeramente superior al aumento medio anual registrado durante el decenio anterior. Como resultado del aumento de las emisiones, el CH₄ atmosférico se ha incrementado de forma paulatina, hasta alcanzar el 260 % del nivel preindustrial (aproximadamente 722 ppb). La causa probable de dicho incremento es el aumento de las emisiones de CH₄ procedentes de los humedales en los trópicos y de fuentes antropogénicas en las latitudes medias del hemisferio norte (WMO, 2019).

Los datos registrados en el Observatorio de Vigilancia Atmosférica Global de Izaña (figura 1.14), muestran una tendencia al alza desde el año 1984 hasta la actualidad, con un crecimiento promedio anual de 6.9 ppb para el CH₄. El día 28 de noviembre de 2020 se registró en

Figura 1.14 — Metano atmosférico (promedio mensual) medido en el Observatorio de Izaña desde 1984, y tendencia interanual calculada a partir de esos datos.
Fuente: AEMET.



Izaña 1969.83 ± 3.2 ppb de concentración media diaria de CH_4 , valor que constituye el máximo histórico de la serie.

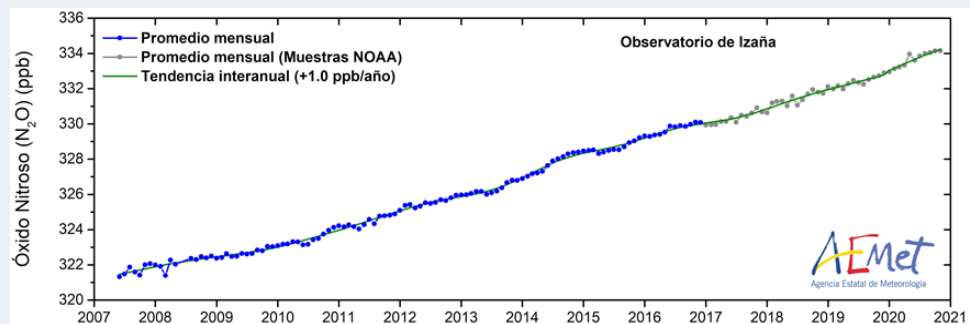
Alrededor del 40 % del CH_4 que se emite a la atmósfera procede de fuentes naturales (por ejemplo, humedales y termitas), mientras que cerca del 60 % proviene de fuentes antropogénicas (por ejemplo, ganadería de rumiantes, cultivo de arroz, explotación de combustibles fósiles, vertederos y quema de biomasa).

Óxido nítrico (N_2O)

El N_2O causa aproximadamente el 7 % del forzamiento radiativo debido a los GEI de larga duración, y es el tercer gas que más contribuye a ese forzamiento. En 2019 el promedio mundial de la fracción molar del N_2O alcanzó 332.0 ± 0.1 ppb, es decir, se situó 0.9 ppb por encima del valor del año 2018 lo que equivale a un 123 % del nivel de la era preindustrial (270 ppb) (WMO, 2019).

La figura 1.15 muestra el promedio mensual del N_2O medido en el Observatorio de Vigilancia Atmosférica Global de Izaña, así como la tendencia interanual. Se observa de forma clara la tendencia positiva con un crecimiento en promedio anual de 1.0 ppb para el N_2O . El día 27 de diciembre de 2020 se registró en Izaña 334.31 ppb de concentración media diaria de N_2O .

Figura 1.15 — Óxido nítrico atmosférico (promedio mensual) medido en el Observatorio de Izaña desde 2007, y tendencia interanual calculada a partir de esos datos.
Fuente: AEMET.



Las emisiones mundiales de N_2O inducidas por el hombre (las fuentes antropogénicas constituyen aproximadamente el 40 % del total de las emisiones de N_2O), en las que predomina la fertilización de las tierras de cultivo con nitrógeno, han aumentado en un 30 % en los últimos cuatro decenios. Ese aumento es el principal responsable del incremento de la carga atmosférica de N_2O (TIAN *et al.*, 2020).

Otros gases de efecto invernadero

Los CFC que agotan la capa de ozono estratosférico y los gases halogenados menores contribuyen aproximadamente en un 11 % al forzamiento radiativo causado por los GEI de larga duración. Entre estos gases cabe destacar al hexafluoruro de azufre (SF_6), que, a pesar de estar presente con una baja abundancia, es un GEI de larga duración sumamente potente, y que además está aumentando a un ritmo relativamente rápido. La industria química produce esta sustancia principalmente para su uso como aislante eléctrico en equipos de distribución de energía. Su fracción molar actual es más del doble que la registrada a mediados de los años noventa (WMO, 2019).

Los datos registrados en el Observatorio de Vigilancia Atmosférica Global de Izaña (figura 1.16), muestran una tendencia al alza con un crecimiento promedio anual de 0.32 ppt (partes por 10^{12}) para el SF_6 . El día 27 de diciembre de 2020 se registró en el observatorio de Izaña 10.64 ppt de concentración media diaria de SF_6 .

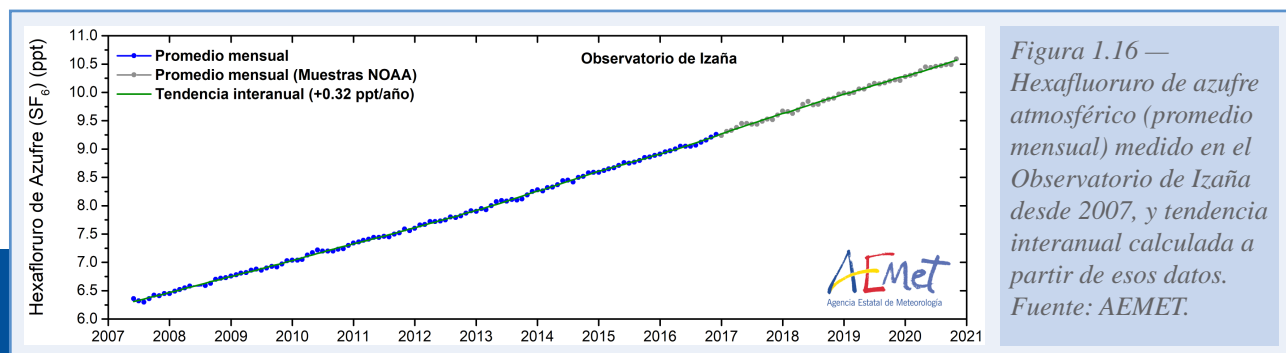


Figura 1.16 — Hexafluoruro de azufre atmosférico (promedio mensual) medido en el Observatorio de Izaña desde 2007, y tendencia interanual calculada a partir de esos datos. Fuente: AEMET.

1.5. ANOMALÍAS Y FENÓMENOS CLIMÁTICOS EXTREMOS

Lluvias intensas e inundaciones

Uno de los fenómenos meteorológicos extremos con mayor impacto son las lluvias intensas que dan lugar a inundaciones, en especial cuando ocupan zonas extensas.

En 2020 se produjeron lluvias por encima de lo normal en grandes regiones de África e inundaciones extensas, como en el Cuerno de África y en el Sahel, siendo Sudán y Kenia los países más afectados por las inundaciones. En India y países próximos las lluvias asociadas al monzón fueron muy notables, con inundaciones importantes, así como en la cuenca del río Yangtsé en China, península de Corea y partes de Japón. En el sureste asiático, las lluvias extremas, consecuencia de varios ciclones y depresiones tropicales, originaron también grandes inundaciones.

Olas de calor, sequías e incendios forestales

Las sequías afectaron notablemente en 2020 a grandes zonas de Sudamérica, especialmente en el norte de Argentina, Paraguay y oeste de Brasil, que junto a las temperaturas altas ocasionadas por una ola de calor provocó numerosos incendios forestales en los meses de septiembre y octubre. En Australia, a principios de año continuaron los excepcionales incendios de finales de 2019, unidos a episodios de calor extremo, cesando con las intensas lluvias de principios del mes de febrero, que contribuyeron a aliviar la pertinaz sequía. Otros episodios de calor extremo afectaron a la región del Caribe, mientras que en el este de Asia el verano fue muy cálido.

En Rusia, 2020 fue excepcionalmente cálido. El 20 de junio se registró una máxima de 38.0 °C en Verkhoyansk, valor que nunca se había alcanzado dentro del círculo polar ártico. También fueron destacables los extensos incendios forestales en el norte de Siberia. Otras zonas afectadas por incendios forestales debido a la sequía y el calor, fueron los estados de California y Colorado en EE. UU.

La primavera y el verano tuvieron un carácter seco en zonas del norte de Europa central, y en agosto una significativa ola de calor afectó a Europa occidental. A principios de septiembre la zona afectada por extremos de calor fue el Mediterráneo oriental, precedida de una ola de calor a finales de julio en Oriente Próximo.

Frío extremo y nieve

Las nevadas más significativas en América del Norte se produjeron a principios de año; sin embargo, lo más significativo fueron los dos temporales que se produjeron de forma muy temprana en otoño. El primero tuvo lugar en la segunda semana de septiembre en el estado de Colorado, con extensas nevadas en cotas bajas, tres días después de un episodio de temperaturas extremadamente altas. El segundo episodio, en octubre, afectó a las Montañas Rocosas y los estados centrales, con temperaturas muy bajas y nevadas.

El invierno extremadamente húmedo y cálido en el norte de Europa provocó fuertes contrastes en cuanto a las precipitaciones en forma de nieve. En el sur de Finlandia la cobertura de nieve fue excepcionalmente escasa, mientras que en el norte del país la cobertura fue excepcionalmente elevada.

En América del Sur el invierno fue frío, especialmente en el sur. En Tierra del Fuego a finales de julio se produjo un episodio frío significativo, y la cobertura nivosa en la Patagonia fue excepcional. Por otra parte, en Tasmania (Australia) nevó en cotas muy bajas.

Ciclones tropicales

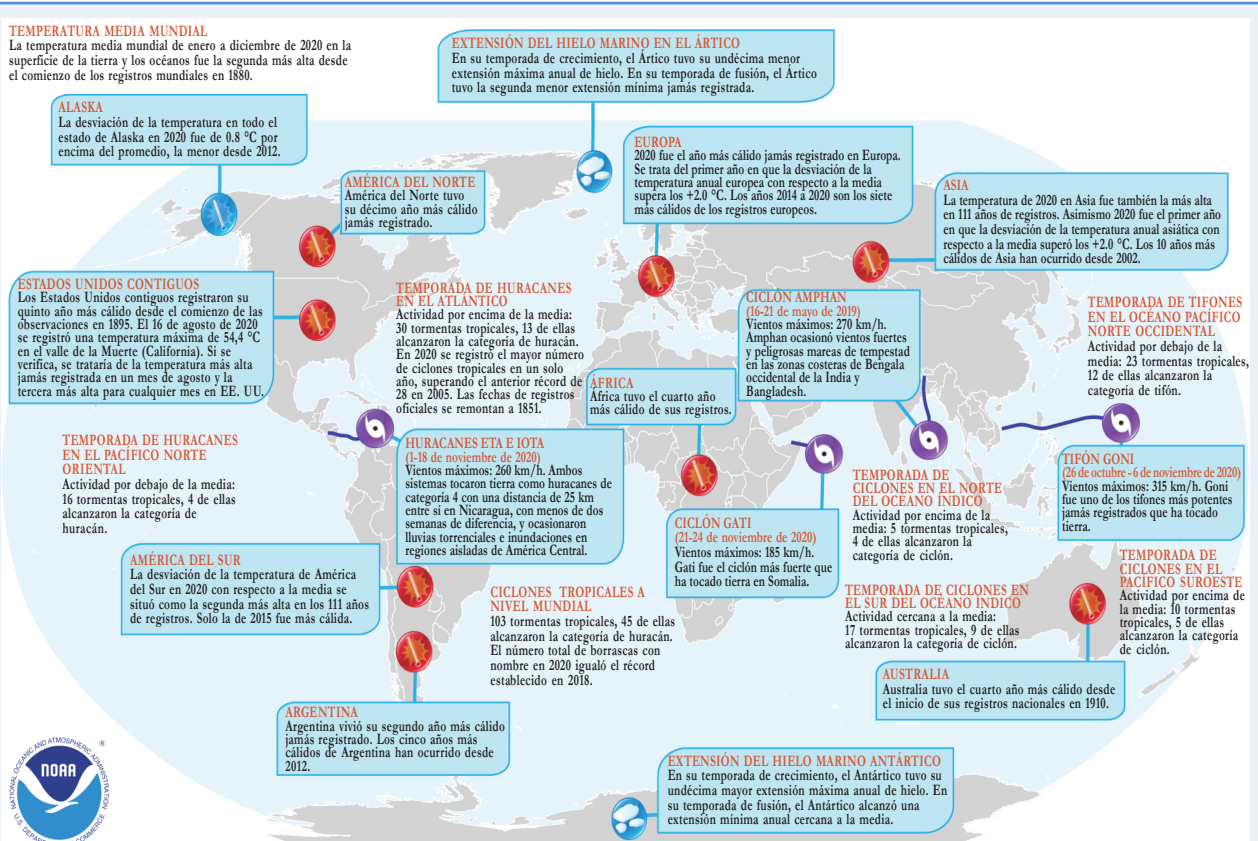
Durante la temporada de huracanes 2019-2020 de ambos hemisferios, hubo 98 tormentas o ciclones tropicales. La temporada de huracanes en el Atlántico Norte tuvo carácter excepcional, tanto por el número de tormentas y ciclones tropicales (30) como por el número de ellos que alcanzaron la costa de EE. UU. (12). América Central se vio afectada por dos huracanes mayores casi seguidos. Sin embargo, en el resto de zonas del planeta afectadas por ciclones tropicales, la actividad fue normal o ligeramente inferior a la normal, aunque los impactos asociados fueron notables.

Ciclones extratropicales y tormentas convectivas de gran impacto

En Estados Unidos, el Medio Oeste se vio afectado por una línea de tormentas convectivas de movimiento muy rápido, conocida como *derecho*, el 10 de agosto con efectos destructores. La temporada de tornados tuvo la consideración de normal.

En amplias zonas del este de Australia se produjeron tormentas convectivas de gran impacto en la tercera semana de enero. El 30 de junio una línea de turbonada muy destructiva afectó al sur de Brasil.

En el mes de febrero, gran parte de Europa se vio afectada por varios ciclones extratropicales de alto impacto, que entre otros efectos adversos originaron inundaciones. A mediados de septiembre, un *medicane* (ciclón mediterráneo con características tropicales) afectó al suroeste de Grecia.

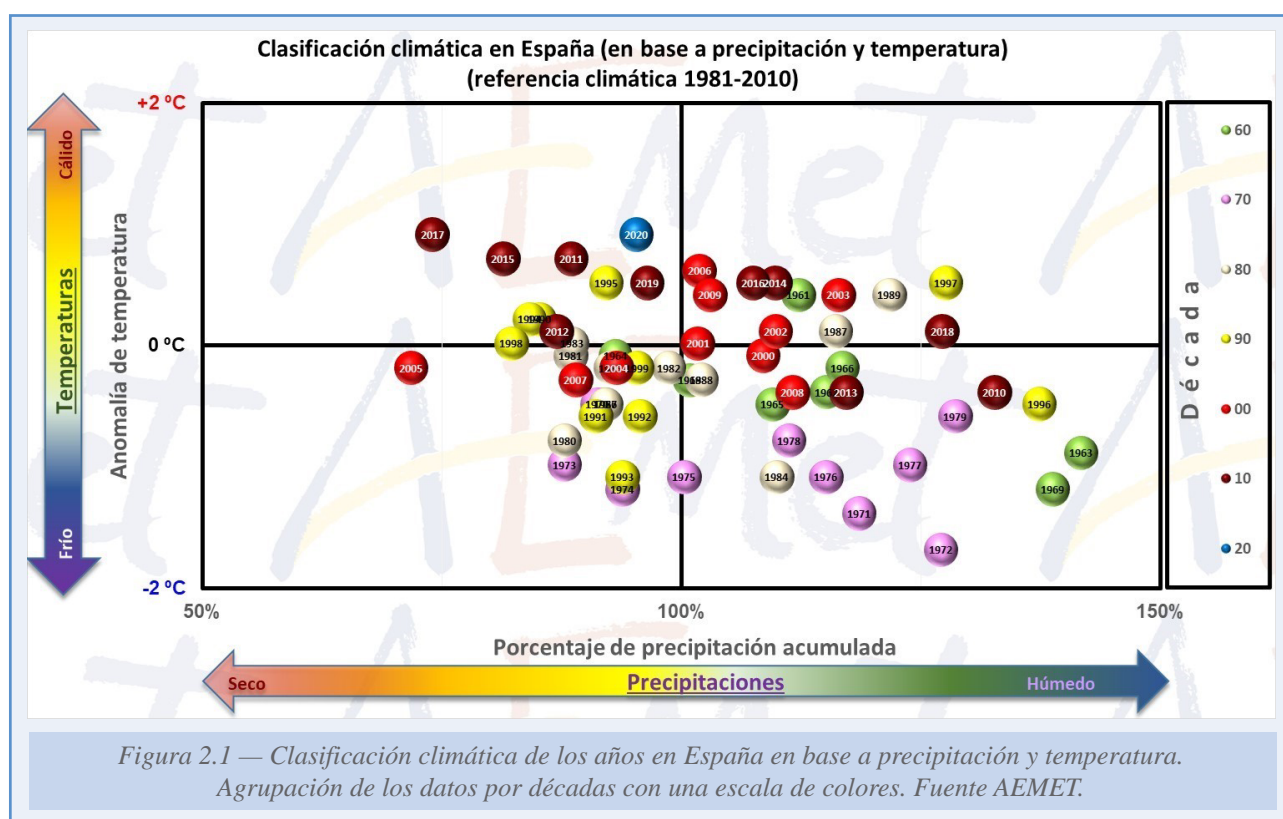


Nota: la información que se ofrece en este mapa ha sido recopilada a partir de los Informes sobre el estado del clima (Centros Nacionales de Información Ambiental, NOAA) y del Estado provisional del clima en 2020 (OMM). Puede obtener más información en el sitio web: <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc>

Figura 1.17—Anomalías y eventos extremos significativos seleccionados ocurridos en 2020. Fuente NOAA/NCEI (2021).

2. ESTADO DEL CLIMA DE ESPAÑA: AÑO 2020

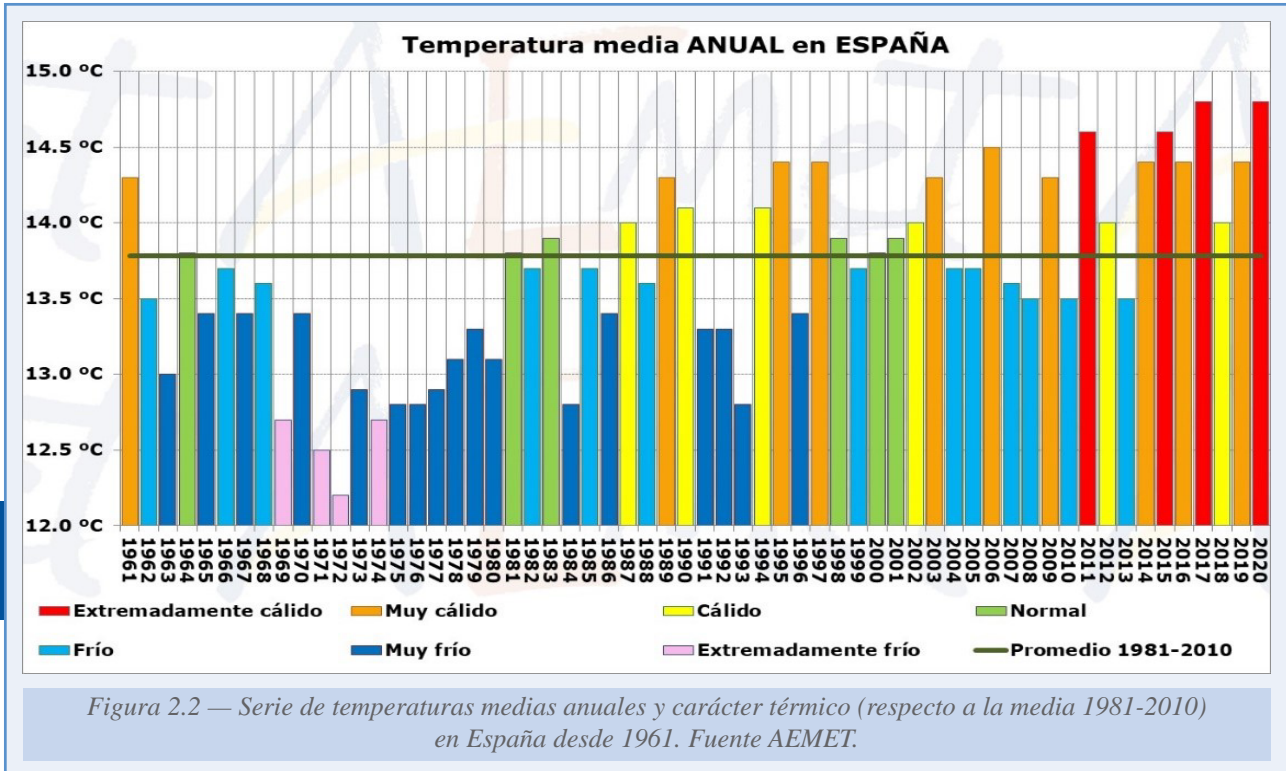
El año 2020 presentó en España un carácter extremadamente cálido en cuanto a temperaturas y normal en lo que respecta a las precipitaciones¹. Así se muestra en la figura 2.1, en la que se clasifican los distintos años en función de su temperatura y precipitación acumulada, ubicándose en el cuadrante superior izquierdo, donde se sitúan los años más cálidos y secos que las medias de temperatura y precipitación del periodo 1981-2020.



¹ Coincidiendo con el comienzo del año hidrológico 2020-2021 (1 de octubre de 2020), la metodología para el cálculo de la temperatura y precipitación ha sido modificada. Este cambio se ha traducido en una disminución en la estimación de la tasa de calentamiento de unos 0.09 °C/decenio para el periodo de estudio, 1961-2018, que puede ser atribuida a que el nuevo método suaviza el creciente efecto «isla de calor» debido al desarrollo urbano. Con respecto a la precipitación media en España, los valores recalculados con el nuevo método no varían en ningún caso en más de un $\pm 6\%$ con respecto a los calculados por el método antiguo. (CHAZARRA *et al.*, 2020; ROMERO *et al.*, 2020).

2.1. TEMPERATURA

El año 2020 fue extremadamente cálido en España, con una temperatura media de 14.8 °C (14.7 °C en el promedio de la España peninsular, 20.4 °C en Canarias y 17.6 °C en Baleares), valor que supera en 1.0 °C al promedio anual normal (periodo de referencia 1981-2010). Fue, junto con 2017, el año más cálido desde el comienzo de la serie en 1961. De los diez años más cálidos, ocho pertenecen al siglo XXI y siete de ellos a la década 2011-2020 (figura 2.2).



El año 2020 tuvo un comportamiento muy uniforme en España en cuanto a las temperaturas, habiendo resultado muy cálido o extremadamente cálido en prácticamente toda la España peninsular y en los archipiélagos balear y canario. Las anomalías tomaron valores próximos a +1 °C en todo el territorio español (figura 2.3).

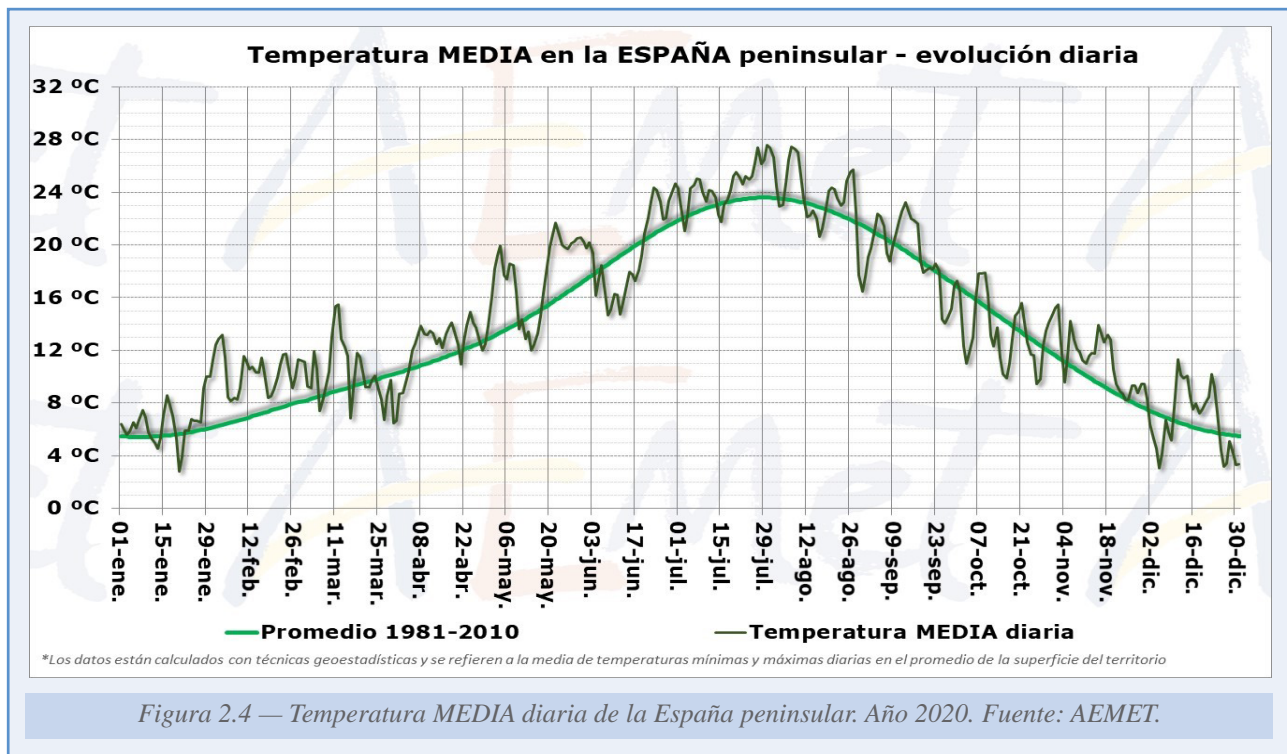
Las temperaturas máximas diarias se situaron en promedio 0.9 °C por encima del valor normal, mientras que las temperaturas mínimas diarias fueron 1.0 °C superiores a los mismos, resultando una oscilación térmica diaria 0.1 °C inferior a la normal.



2.1.1. Evolución de las temperaturas durante 2020

En la figura 2.4 se ha representado la evolución anual de la **temperatura media** peninsular en la que además de los días más cálidos del año, entre los días finales de julio y la primera quincena de agosto, y los dos periodos fríos registrados durante el temporal asociado a la borrasca Gloria en enero y los días finales de 2020, se identifica un prolongado periodo cálido que transcurrió entre el 28 de enero y el 4 marzo, con temperaturas muy superiores al promedio normal. Otros dos prolongados periodos de temperaturas muy cálidas para la época del año se registraron entre el 1 y el 9 de mayo y entre el 19 de mayo y el 3 de junio, para evolucionar hacia los valores normales a partir de entonces, sobre todo desde mitad de agosto, sucediéndose breves periodos fríos y cálidos hasta el final de año.

El 69% de los días de 2020 tuvieron una temperatura media superior al promedio normal del periodo de referencia y el 31 % tuvieron una temperatura media inferior a ese periodo.



Salvo junio y octubre, que fueron meses con una temperatura inferior al valor climático de referencia, los demás tuvieron una temperatura media superior al promedio. Destacó febrero, el más cálido de la serie con una anomalía de +3.5 °C y mayo, que con una anomalía de +2.6 °C, fue el segundo más cálido de la serie.

En la tabla 2.1 se adjunta la temperatura media en España de cada mes, la media estacional y la anual, así como el promedio 1981-2010 de cada uno de los periodos, la anomalía, y la jerarquía que ocupan en la serie ordenada de más a menos cálido dentro de la serie de los 60 años de datos.

Mes	Temperatura media 2020	Promedio normal (1981-2010)	Anomalía	Jerarquía
Enero	6.8	5.9	+0.9	15
Febrero	10.6	7.1	+3.5	1
Marzo	10.3	9.9	+0.4	17
Abril	12.8	11.5	+1.3	11
Mayo	17.8	15.2	+2.6	2
Junio	19.5	19.8	-0.3	33
Julio	24.6	22.9	+1.7	3
Agosto	23.3	22.7	+0.6	19
Septiembre	19.6	19.2	+0.4	24
Octubre	13.6	14.5	-0.9	44
Noviembre	11.5	9.6	+1.9	3
Diciembre	7.0	6.8	+0.2	20
Invierno	8.7	6.6	+2.1	1
Primavera	13.6	12.2	+1.4	7
Verano	22.5	21.8	+0.7	11
Otoño	14.9	14.5	+0.4	18
ANUAL	14.8	13.8	+1.0	1

Tabla 2.1. Temperatura media mensual, estacional, anual, promedio normal, anomalía y jerarquía. Año 2020.

2.1.2. Episodios de temperaturas extremas

Durante el verano de 2020 hubo varios episodios cálidos significativos, destacando las tres olas de calor registradas en la España peninsular y Baleares en los meses de julio y agosto. La **primera** se extendió entre el 18 y el 20 de julio y en ella se alcanzaron o superaron los 40 °C en numerosas estaciones del suroeste peninsular. La **segunda** ola de calor destacó por su duración, ya que se extendió desde el 25 de julio al 2 de agosto. Esos nueve días la convirtieron en la tercera ola de calor más larga desde 1975, igualada con la de julio de 2017 y tan solo superada por las de julio de 2015 y agosto de 2003. En su transcurso se superaron los 40 °C en gran parte del cuadrante suroeste de la Península y en puntos del sureste, interior del valle del Ebro, Cantábrico oriental e isla de Mallorca. La **tercera ola de calor**, que se extendió entre el 5 y el 10 de agosto, afectó a 27 provincias y a lo largo de ella se alcanzaron 40 °C o más en el cuadrante nordeste y mitad sur peninsular. En **Canarias** destacó el intenso episodio cálido de los días 25-27 de agosto, en el que la llegada de una masa de aire de origen sahariano arrastrada por vientos de componente este dejó temperaturas muy altas, especialmente en zonas del interior de las islas, aunque sin llegar a conformar una ola de calor.

En la figura 2.5 se ha representado la evolución anual de la **temperatura máxima** de la España peninsular. Las temperaturas más elevadas de 2020 se registraron durante la ola de calor de finales de julio y comienzos de agosto, destacando, entre los observatorios principales: 43.9 °C en Córdoba/aeropuerto tanto el 26 de julio como el 1 de agosto; 43.7 °C en Málaga/aeropuerto, el 2 de agosto; 43.3 °C en Granada/aeropuerto, el 26 de julio; y 42.8 °C en Murcia, el 1 de agosto. Destacaron también, por inusuales, las elevadas temperaturas que se alcanzaron en el País Vasco los últimos días de julio, llegando a registrarse 42.2 °C en la estación principal de Hondarribia, valor que es la temperatura máxima absoluta observada en esa estación desde el comienzo de la serie en 1956, superando en 1.8 °C el anterior valor más alto de 25 de julio de 1995.

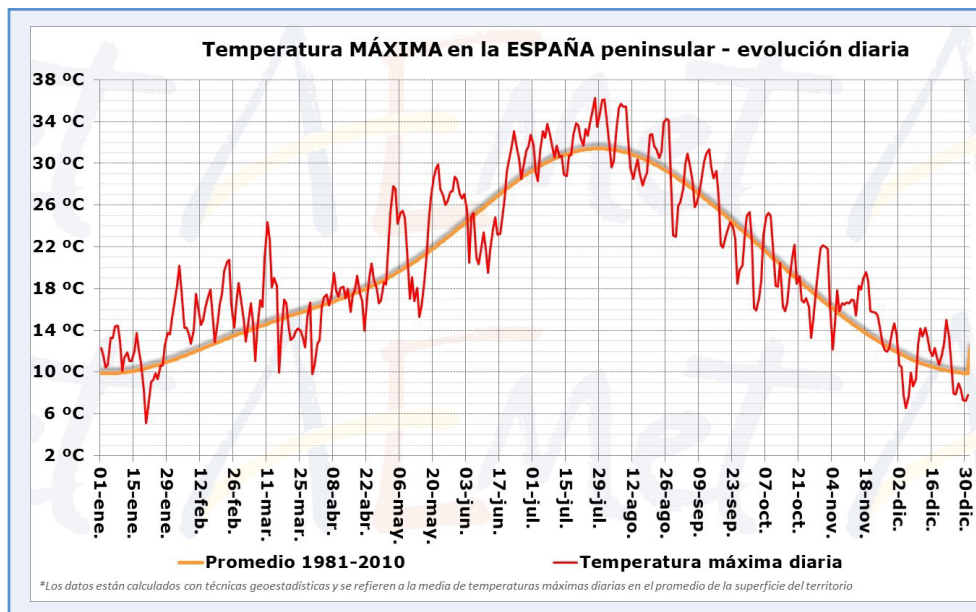


Figura 2.5 —
Temperatura
MÁXIMA diaria de la
España peninsular.
Año 2020.
Fuente: AEMET.

En la figura 2.6 se ha representado la evolución anual de la **temperatura mínima** de la España peninsular en la que queda reflejado la escasez de episodios fríos en los meses invernales y la ausencia de olas de frío.

Durante la primera mitad del año, las temperaturas mínimas se situaron por encima de los valores normales de forma persistente, mientras que durante la segunda mitad del año hubo más alternancia entre noches relativamente frías y cálidas. Destacaron, por la anomalía cálida, las madrugadas de los días 31 de enero y 1 y 2 de febrero, con una temperatura mínima que llegó a ser más de 7 °C superior al promedio diario del periodo de referencia 1981-2010, mientras que por la anomalía fría destacaron las madrugadas de los días 16 y 17 de octubre, cuya temperatura mínima media fue más de 5 °C inferior al promedio normal.

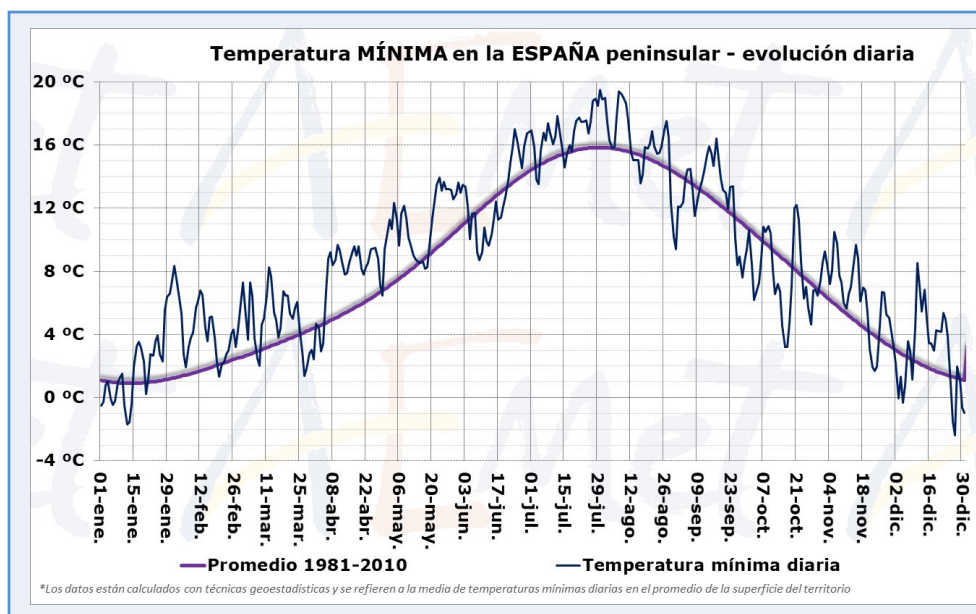


Figura 2.6 —
Temperatura
MÍNIMA diaria de la
España peninsular.
Año 2020.
Fuente: AEMET.

Destacaron dos episodios fríos en el mes de enero, el primero de ellos los días 12-14, con temperaturas bajas generalizadas, especialmente las mínimas, y el segundo los días 19-21 de enero, durante el temporal asociado a la borrasca Gloria. En diciembre destacó el episodio frío que comenzó el día 24 y que se prolongaría e intensificaría posteriormente durante los primeros días de enero de 2021, tras las nevadas que se produjeron al paso de la borrasca Filomena.

Las temperaturas más bajas de 2020 se registraron en los dos episodios fríos de enero, destacando entre estaciones principales el puerto de Navacerrada, con -10.8°C , medidos el 20 de enero; Molina de Aragón, con -10.3°C , el 12 de enero; Teruel, con -8.6°C , el 13 de enero; y Salamanca/aeropuerto, donde se observaron -6.7°C el 12 de enero.

En las estaciones principales de Melilla y Tenerife Norte/aeropuerto se registraron las temperaturas mínimas más altas desde el comienzo de las respectivas series (es decir, las noches más cálidas de las que se tienen registros), al no bajar la temperatura de 31.8°C , el 2 de agosto y de 29.0°C , el 27 de agosto, respectivamente.

2.1.3. Evolución de los récords diarios de temperatura en España

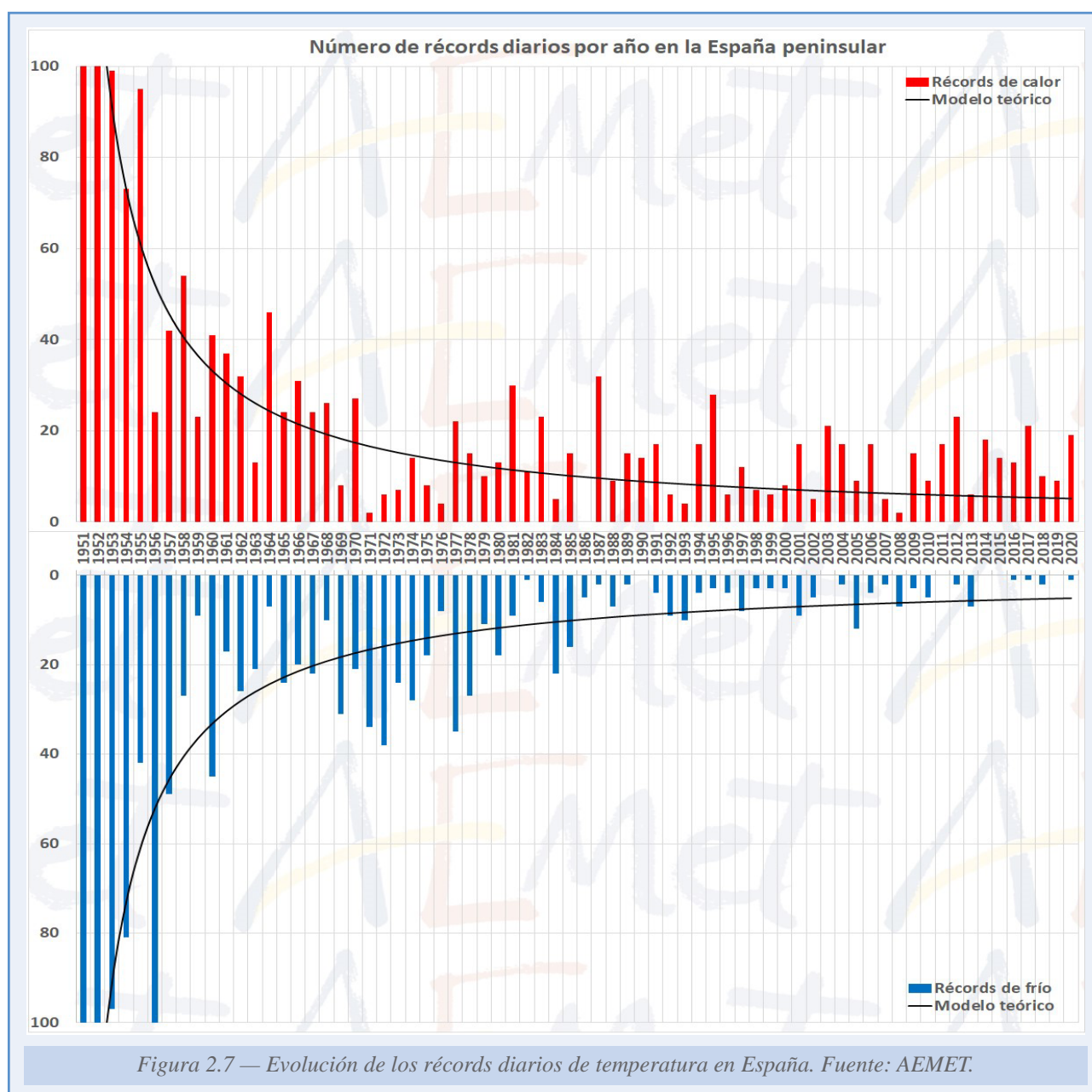
En base a los datos diarios calculados con técnicas geoestadísticas, se ha estimado cómo han ido variando con el tiempo los récords diarios de temperatura media en la España peninsular desde 1950, a los que llamaremos «récords de temperaturas altas y bajas». No son, por tanto, efemérides de estaciones meteorológicas ni se trata tampoco de evolución de olas de calor, al estar referidos a todo el año y a datos calculados. Sin embargo, sí que muestra una de las consecuencias más evidentes del cambio climático: el incremento del número de días cálidos y, consecuentemente, la mayor frecuencia y duración de los episodios de calor. Justo lo contrario ocurre con los días fríos, que disminuyen notablemente, al igual que la frecuencia y duración de los episodios fríos.

De entre los métodos existentes para estimar el número teórico de récords de temperatura en un año, en este informe anual del clima 2020 se ha aplicado el método usado por el Servicio de Cambio Climático de Copernicus (COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S), European State of the Climate 2019, 2020) que asume que, en un clima estacionario, el número anual de récords de temperaturas altas y bajas no debería variar demasiado con el paso del tiempo, ajustándose a la misma distribución estadística teórica.

El método parte de la base de que, en el primer año de registros, en nuestro caso 1950, todos los días se producen de forma simultánea récords de temperaturas altas y bajas (solo hay un registro cada día del primer año de nuestra serie, por lo que ese registro es a la vez el más alto y el más bajo). Así, el número de récords de ese primer año es de 365, tanto en temperaturas altas como bajas. En 1951, el segundo año de nuestra serie, el registro de cada uno de los días del año solo puede ser superior o inferior al del año anterior, por lo que aproximadamente el número de récords del segundo año será $365/2$, tanto para días cálidos como para días fríos. Asimismo, en el tercer año, aproximadamente uno de cada tres días se establecerá un récord, por lo que el número teórico es $365/3$, y así sucesivamente. En general, para una serie que comienza en 1950, el número teórico de récords en el año AAAA en un clima teórico estable sería de $365/(AAAA - 1949)$.

La figura 2.7 proporciona el número teórico para un clima estacionario y el número real observado de récords diarios de temperaturas altas y bajas desde 1950 en la España peninsular. Durante los últimos 30 años, el número real de récords de temperaturas altas diarias es mucho mayor que el valor teórico, y el número de récords diarios de temperaturas bajas es mucho menor que el valor teórico, lo cual es coherente con el calentamiento observado en España en las últimas décadas, que presupone una mayor frecuencia en los récords de temperaturas altas frente a los de bajas, si bien los de estas últimas seguirán produciéndose.

Según el modelo teórico, basado en un clima estable, durante la década pasada, que finalizó en 2020, se deberían haber producido 55 récords de temperaturas altas y 55 de temperaturas bajas (la probabilidad es igual en ambos casos), mientras que la realidad muestra que en los últimos 10 años se produjeron 14 récords de temperaturas bajas y 150 de temperaturas altas, resultando, por tanto, que el número de récords de temperaturas altas multiplica por 10.7 el número de récords de temperaturas bajas.



2.1.4. Evolución de las temperaturas en España desde los niveles preindustriales

Según el IPCC, el calentamiento provocado por la actividad humana ya ha llegado a 1 °C con respecto a los niveles preindustriales, entendiendo como niveles preindustriales el criterio establecido por el IPCC en el informe especial «Global Warming of 1.5 °C», que adopta el promedio de 51 años 1850-1900 como periodo de referencia (ALLEN *et al.*, 2018).

El Servicio de Cambio Climático de Copernicus (C3S, estima que el **ascenso de temperatura global** alcanzado en enero de 2021 con respecto a los valores medios preindustriales es de 1.19 °C (COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S), 2021).

En el **continente europeo** la temperatura media anual de los últimos cinco años es de alrededor de 10 °C, que es casi 2.2 °C superior a la de los valores típicos preindustriales. Este incremento de la temperatura en Europa es aproximadamente 1 °C mayor que el incremento global medio. Europa también se ha calentado más rápido que cualquier otro continente en las últimas décadas (C3S, 2021). La temperatura ha ascendido en Europa desde una media continental ligeramente inferior a 8 °C en la segunda mitad del siglo XIX, hasta casi 10 °C en el promedio de los últimos 5 años (figura 2.8). La justificación de este mayor ascenso en el continente europeo respecto al conjunto del planeta se debe precisamente a la continentalidad y a su ubicación geográfica. Una de las consecuencias del cambio climático inducido por el hombre es que el calentamiento está siendo más acusado sobre tierra que sobre los océanos y, a su vez, más acusado en las latitudes altas del hemisferio norte, lo que justifica esta mayor anomalía de temperatura en el conjunto del continente europeo.

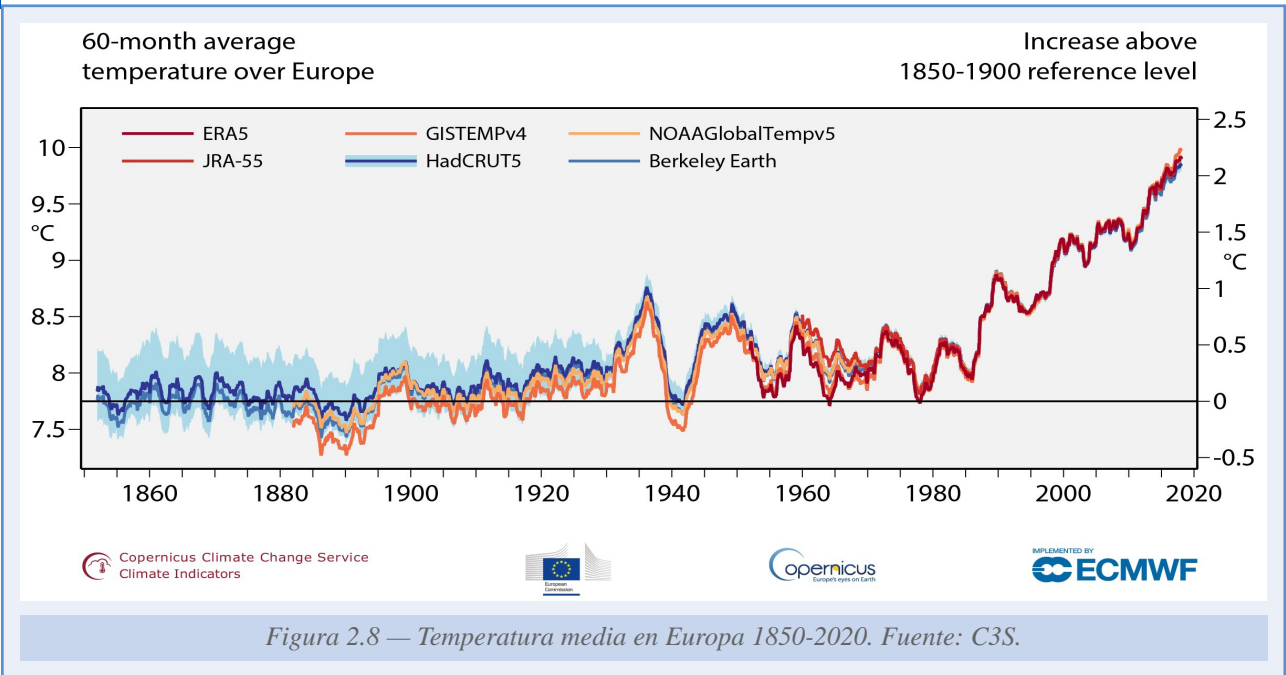
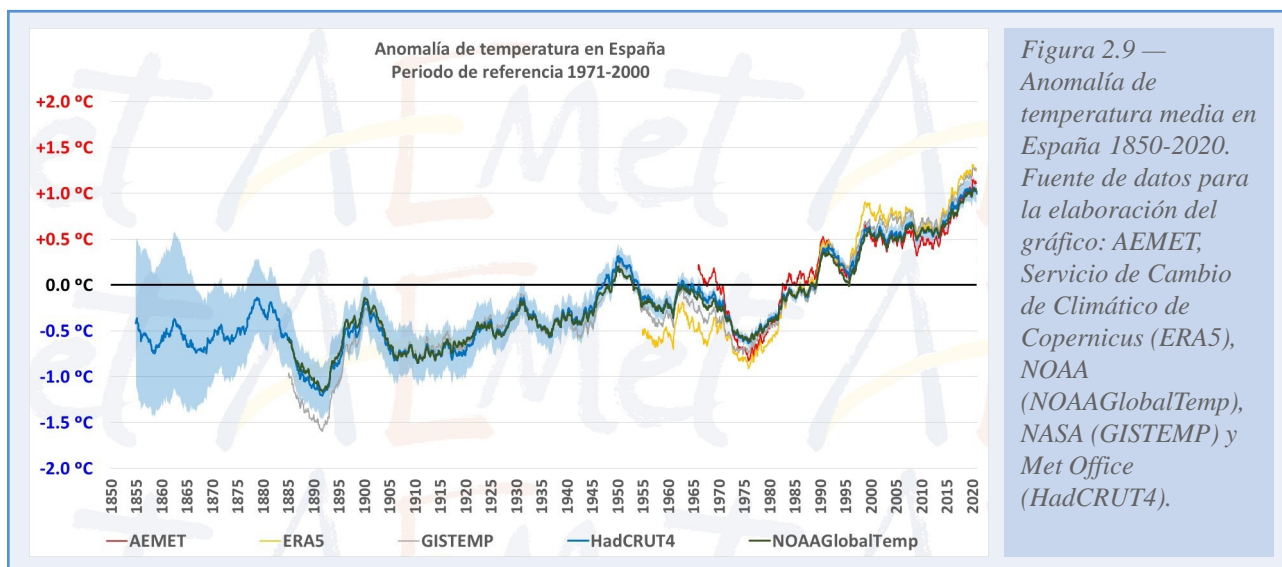


Figura 2.8 — Temperatura media en Europa 1850-2020. Fuente: C3S.

En **España**, el incremento de temperatura desde niveles preindustriales hasta la segunda década del siglo XXI ha sido de 1.7 °C. Los últimos análisis indican que el calentamiento se ha

acelerado en las décadas más recientes, con un incremento de la temperatura media desde 1961 a razón de $0.21\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{decenio}$ para la España peninsular y Baleares ($+1.26\text{ }^{\circ}\text{C}$ de ascenso entre 1961 y 2020) y algo menos en Canarias, $0.19\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{decenio}$ (CHAZARRA BERNABÉ *et al.*, 2020). Además, es muy significativo, por el impacto que esta situación tiene sobre las olas de calor, que la tendencia de la temperatura sea mayor en verano ($+0.27\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{decenio}$) que en invierno ($+0.16\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{decenio}$).

En la figura 2.9 se ha representado la temperatura media estimada sobre la superficie de España a través de medias móviles de 60 meses de datos, con el objetivo de reducir la variabilidad natural de onda corta. Los datos de temperatura de AEMET se basan en las últimas estimaciones realizadas para todo el territorio nacional con los datos de observación del periodo 1961-2020. En la figura también se representan las estimaciones extraídas para la superficie de España de las últimas versiones de cuatro conjuntos de datos: ERA5, producido por el C3S de la Unión Europea; GISTEMP, producido por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio de los Estados Unidos (NASA); HadCRUT4, producido por el Centro Hadley del Met Office en colaboración con la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia; y NOAAGlobalTemp, elaborado por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (NOAA). Para el caso de las anomalías de temperatura en España estimadas con los datos HadCRUT4 del Centro Hadley, se han empleado también los datos de los cien miembros del conjunto (sombreado azul), representando con una línea continua azul la mediana de los datos, de esta forma queda representada también la incertidumbre de esta reconstrucción climática.



En la figura 2.9, tomando como referencia el periodo 1971-2000 para el conjunto de todos los datos, se comprueba la tendencia creciente de la temperatura a partir de un mínimo relativo que se produjo a mitad de la década de los setenta del siglo XX y, al que sigue un periodo estable durante los últimos años del siglo XX y primeros del siglo XXI, para finalizar con un nuevo ascenso continuo de la temperatura media en España hasta 2020, último año analizado.

2.1.5. Evolución de la temperatura superficial del agua del mar

Para este informe se ha analizado la evolución de la temperatura superficial del agua del mar utilizando los datos mensuales y diarios (a las 12 UTC) de los reanálisis ERA5 de C3S (HERSBACH *et al.*, 2020). Se ha calculado también la anomalía anual con respecto al promedio del periodo 1981-2010 y la anomalía en las zonas costeras (desde el litoral hasta 20 millas mar adentro) de cada una de las islas y provincias con mar, así como de las zonas marítimas circundantes al territorio español, cuyos límites son los indicados en la figura 2.10, en la que se representa la temperatura media de la superficie del mar del año 2020.

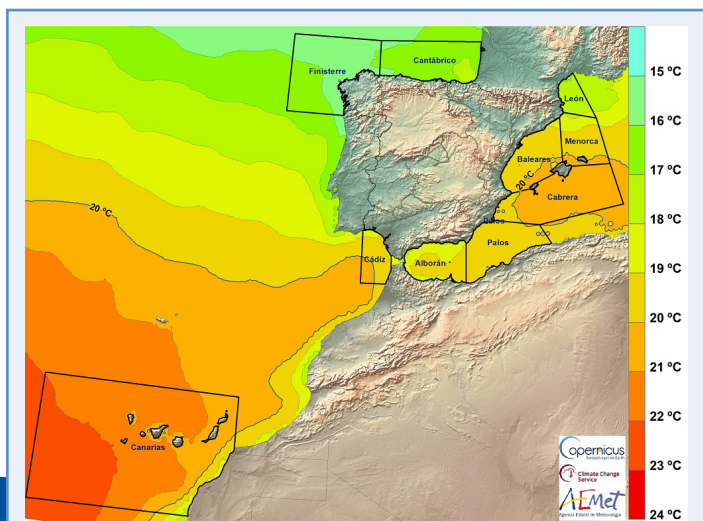


Figura 2.10 — Temperatura media de la superficie del mar. Año 2020. Fuente de datos para la elaboración del mapa: C3S.

En el año 2020, los valores más altos de temperatura superficial del mar en las zonas marítimas y costeras se registraron en el mes de agosto, con más de 28 °C en las zonas de Baleares y Cabrera. Los mínimos anuales, con valores ligeramente inferiores a 11.5 °C, se registraron en la zona marítima cantábrica, al final de febrero y a lo largo de marzo.

Prácticamente todas las zonas marítimas y costeras tuvieron durante 2020 una anomalía positiva de la temperatura superficial del agua del mar, salvo zonas litorales de la fachada atlántica gallega, donde estuvieron ligeramente por debajo del valor medio del periodo 1981-2010 (figura 2.11).

En el Mediterráneo noroccidental, entre las costas de Barcelona, Tarragona y norte de las islas Baleares, la anomalía de la temperatura superficial del mar fue superior a +1 °C. Anomalías ligeramente inferiores a +1 °C se registraron en el Cantábrico oriental, zona del Estrecho y litoral norte de la Comunitat Valenciana.

De acuerdo con los reanálisis de temperatura superficial del mar ERA5, la temperatura media anual de la superficie del agua del mar en las zonas marítimas circundantes a España en 2020 fue la segunda más alta de la serie, tras 2017, con una anomalía media en el promedio de todas las zonas de +0.5 °C respecto al periodo de referencia climática 1981-2010 (figura 2.12).

La temperatura media anual de la superficie del agua del mar en 2020 en las zonas marítimas y costeras (desde el litoral hasta 20 millas mar adentro) de cada una de las islas y

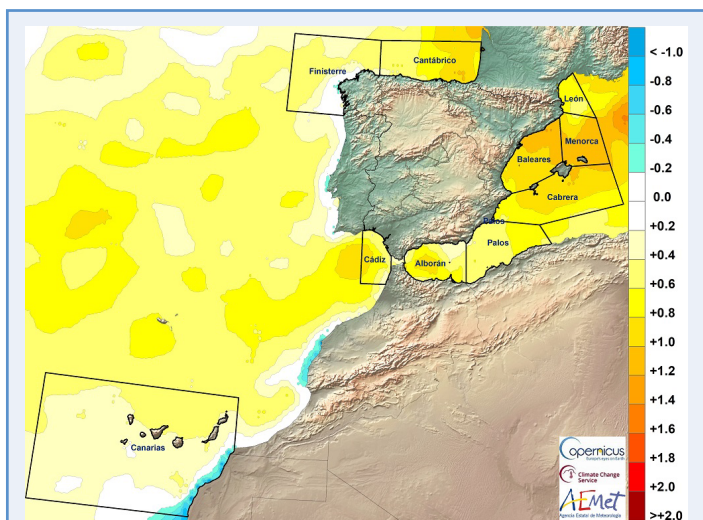
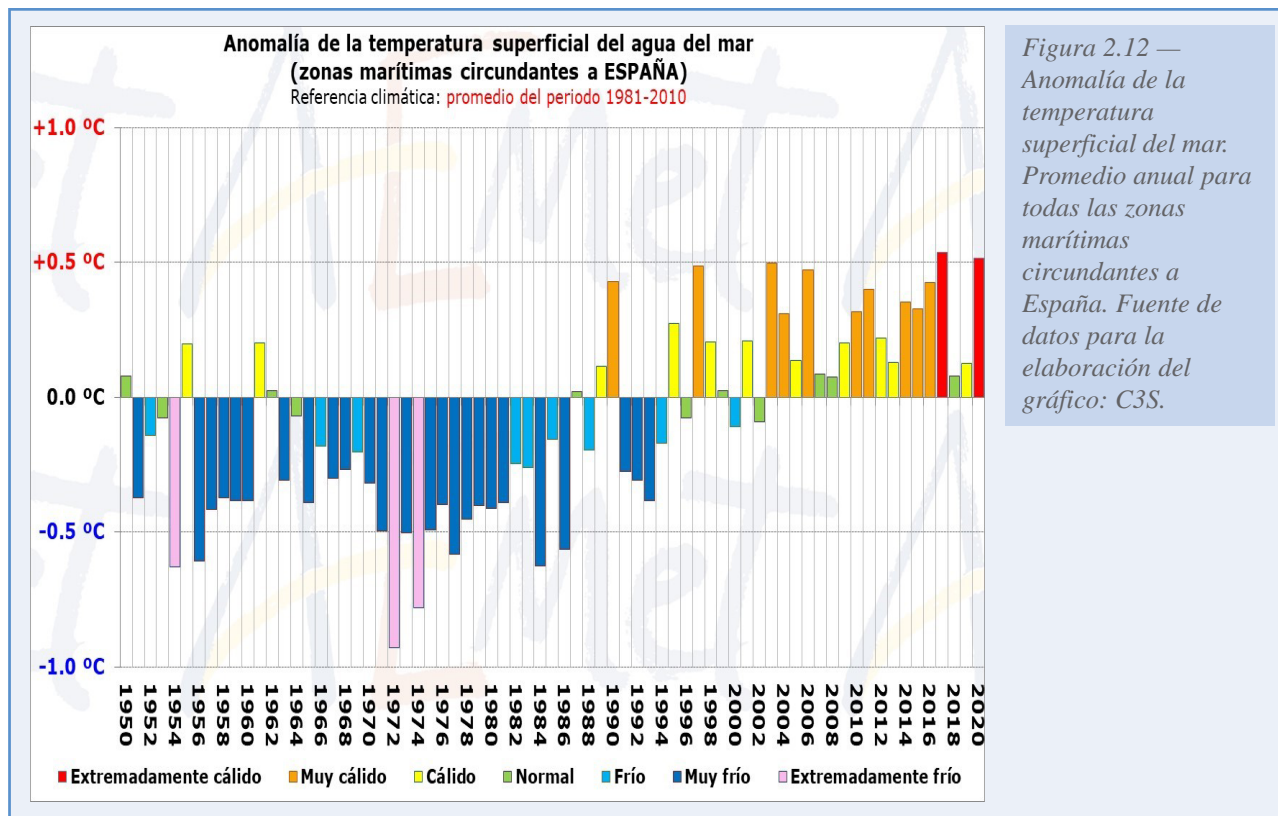


Figura 2.11 — Anomalía de la temperatura superficial del mar. Año 2020. Fuente de datos para la elaboración del mapa: C3S.



provincias con mar, así como el promedio normal, la anomalía y la jerarquía que ocupan en la serie ordenada de más a menos cálido dentro de la serie de 71 años de datos es la que se adjunta en la tabla 2.2.

En aguas costeras de Bizkaia, Gipuzkoa, Ibiza y Formentera, Melilla, Menorca y Tarragona el promedio de la temperatura superficial del mar del año 2020 es el más alto de la serie; y en Barcelona, Cantabria, Castellón, Girona, Mallorca y Valencia, el segundo.

En las zonas marítimas de Cádiz y Menorca también fue 2020 el año con la temperatura superficial del mar más alta desde al menos 1950, año de inicio de la serie de los reanálisis, y en Baleares, Cabrera y el Cantábrico, el segundo más cálido.

Para la estimación de tendencias en las series de datos climatológicos es frecuente emplear el estimador de Sen (SEN, 1968); y para el análisis de significación, el test de Mann-Kendall (KENDALL & GIBBONS, 1990), que es una prueba no paramétrica que permite identificar tendencias en series temporales de datos. Estos test se han aplicado a las series anuales de temperatura superficial del agua del mar, considerando una significación al 95 % del nivel de confianza, y se ha encontrado una tendencia estadísticamente significativa, con un 95 % de nivel de confianza, de que la temperatura superficial del mar ha aumentado en todas las zonas marítimas y costeras analizadas durante las últimas décadas, por lo que la anomalía positiva de temperatura superficial del mar durante 2020 se encuadra dentro de una tendencia general al alza.

En la tabla 2.3 se detallan los valores estadísticos básicos del promedio anual de la temperatura superficial del mar en cada zona marítima del periodo 1950-2020, indicando el valor máximo anual de la serie y el año en el que se produjo, el mínimo anual y el año, la media, y el incremento de temperatura entre 1950 y 2020 en función de la pendiente calculada.

Provincia / isla	Promedio anual 2020	Promedio normal (1981-2010)	Anomalía	Jerarquía
Zonas costeras				
A Coruña	+15.4	+15.3	+0.0	19
Alicante	+19.9	+19.2	+0.7	3
Almería	+19.1	+18.7	+0.4	9
Asturias	+16.2	+15.7	+0.4	5
Barcelona	+19.2	+18.0	+1.2	2
Bizkaia	+16.9	+16.0	+0.9	1
Cádiz	+18.8	+18.4	+0.4	9
Cantabria	+16.8	+16.1	+0.7	2
Castellón	+19.8	+18.9	+0.9	2
Ceuta	+18.7	+18.0	+0.7	5
El Hierro	+21.6	+21.4	+0.2	11
Fuerteventura	+20.7	+20.4	+0.4	7
Gipuzkoa	+17.2	+16.2	+1.0	1
Girona	+17.9	+17.2	+0.8	2
Gran Canaria	+20.9	+20.5	+0.3	7
Granada	+18.3	+17.9	+0.4	7
Huelva	+18.9	+18.4	+0.4	8
Ibiza y Formentera	+20.2	+19.3	+0.9	1
La Gomera	+21.4	+21.1	+0.3	10
La Palma	+21.3	+20.9	+0.4	6
Lanzarote	+20.6	+20.3	+0.4	6
Lugo	+16.0	+15.6	+0.4	5
Málaga	+18.6	+18.0	+0.6	5
Mallorca	+20.2	+19.2	+1.0	2
Melilla	+19.3	+18.6	+0.7	1
Menorca	+20.0	+19.0	+1.1	1
Murcia	+19.6	+19.0	+0.5	8
Pontevedra	+15.4	+15.2	+0.2	11
Tarragona	+19.5	+18.5	+1.1	1
Tenerife	+20.9	+20.5	+0.4	6
Valencia	+19.8	+19.0	+0.8	2
Zona	Promedio anual 2020	Promedio normal (1981-2010)	Anomalía	Jerarquía
Zonas marítimas				
Alborán	+19.0	+18.4	+0.6	4
Baleares	+19.7	+18.8	+1.0	2
Cabrera	+20.2	+19.3	+0.8	2
Cádiz	+19.6	+19.0	+0.6	1
Canarias	+21.5	+21.2	+0.3	9
Cantábrico	+16.5	+15.8	+0.7	2
Finisterre	+15.9	+15.5	+0.4	6
León	+17.4	+16.8	+0.6	4
Menorca	+19.4	+18.4	+1.0	1
Palos	+19.6	+19.1	+0.6	5

Tabla 2.2. Temperaturas medias de la superficie del mar en 2020 por costa provincial y por zonas marítimas; sus anomalías respecto sus valores medios en el periodo de referencia; y sus jerarquías en los 71 años de la serie. Fuente de datos para la elaboración de la tabla: C3S.

Zona marítima	Mínimo	Año	Máximo	Año	Media	Incremento 1950-2020
Alborán	17.7 °C	1977	19.2 °C	2015	18.4 °C	+0.6 °C
Baleares	17.7 °C	1972	19.8 °C	2017	18.7 °C	+1.2 °C
Cabrera	18.3 °C	1972	20.3 °C	2017	19.3 °C	+1.0 °C
Cádiz	18.0 °C	1972	19.6 °C	2020	18.9 °C	+0.9 °C
Canarias	20.3 °C	1972	21.9 °C	1997	21.1 °C	+0.7 °C
Cantábrico	14.6 °C	1972	16.5 °C	2006	15.7 °C	+1.1 °C
Finisterre	14.6 °C	1972	16.1 °C	1997	15.4 °C	+0.6 °C
León	15.7 °C	1974	17.8 °C	2018	16.7 °C	+0.8 °C
Menorca	17.5 °C	1972	19.4 °C	2020	18.4 °C	+0.9 °C
Palos	18.4 °C	1977	19.8 °C	2017	19.0 °C	+0.8 °C

Tabla 2.3. Estadística de la serie anual de temperatura media de la superficie del agua del mar en cada zona marítima (1950-2020). Fuente de datos para la elaboración de la tabla: C3S.

En la figura 2.13 se muestra la evolución de la temperatura media anual en la zona de Baleares, la de mayor incremento de temperatura superficial del mar desde 1950, y en la figura 2.14 se muestra la evolución de la temperatura media anual en la zona de Finisterre, la de menor incremento de temperatura superficial del mar. En ambas imágenes se ha incluido la pendiente de Sen.

En todas las zonas el mayor calentamiento se ha producido en verano, salvo en Canarias que ha sido en otoño. La estación en la que se ha producido el menor incremento de temperatura ha sido el invierno, en las zonas mediterráneas (salvo Alborán), y la primavera en las atlánticas y Alborán.

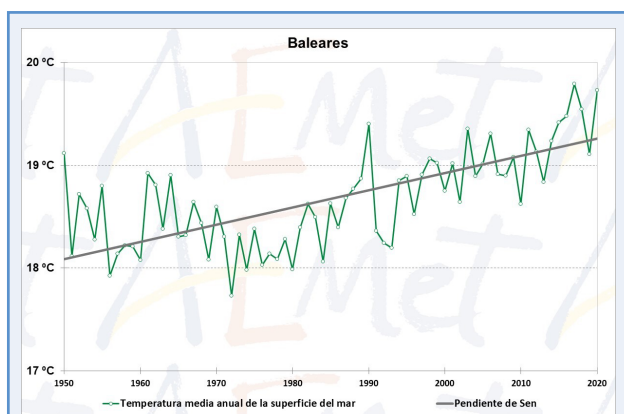


Figura 2.13 — Temperatura media anual de la superficie del mar y pendiente de Sen en la zona de Baleares. Fuente de datos para la elaboración del mapa: C3S.

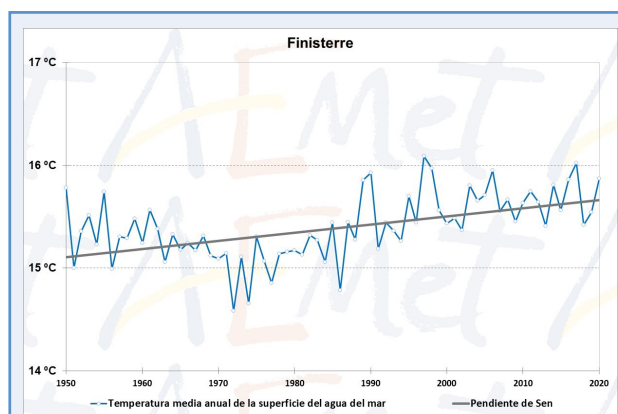
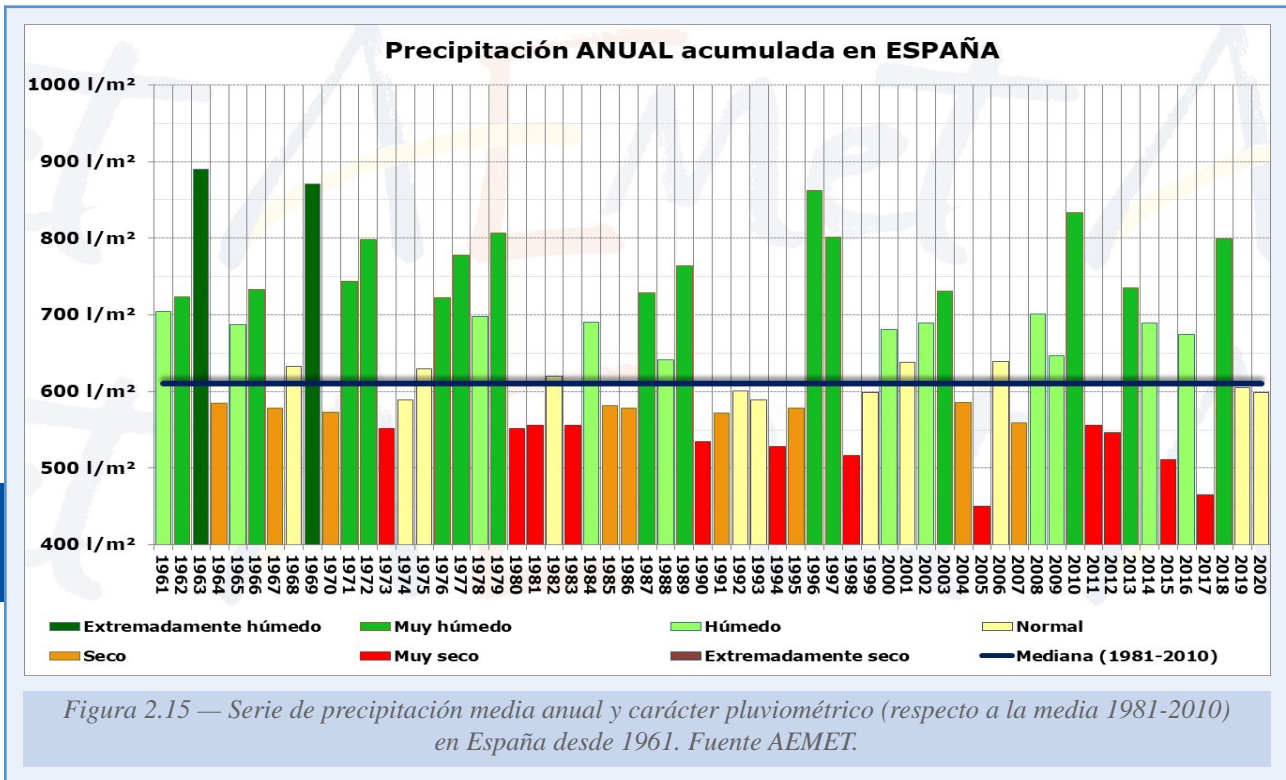


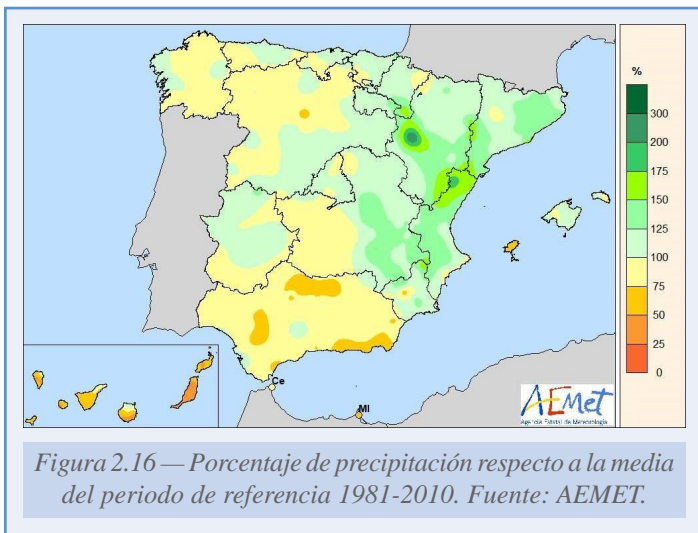
Figura 2.14 — Temperatura media anual de la superficie del mar y pendiente de Sen en la zona de Finisterre. Fuente de datos para la elaboración del mapa: C3S.

2.2. PRECIPITACIÓN

El año 2020 fue normal en cuanto a precipitaciones (figura 2.15), con una precipitación media acumulada en España de 598.2 mm (606.0 en el promedio de la España peninsular, 160.7 en Canarias y 521.6 en Baleares). El acumulado total de 2020 en España quedó un 6 % por debajo del valor medio anual (periodo de referencia 1981-2010). Dentro del conjunto, 2020 fue el vigesimocuarto año más seco desde el comienzo de la serie en 1961 y el octavo más seco del siglo XXI.



El año fue muy húmedo en el cuadrante noreste de la Península y húmedo en amplias zonas del tercio este y en puntos del centro y norte de la Península, mientras que resultó seco o muy seco en el noroeste y en el suroeste peninsular. En Baleares tuvo un carácter variable, resultando seco en Ibiza y Formentera y normal en el resto del archipiélago, mientras que en Canarias fue, en conjunto, muy seco.



Las precipitaciones acumuladas superaron los valores normales en la mayor parte de Cataluña, Aragón, Navarra, La Rioja, Comunitat Valenciana, Región de Murcia, este de Castilla-La Mancha, Madrid y en zonas del Cantábrico, Extremadura y este de Castilla y León, superándose en más de un 25% los valores normales en amplias zonas del tercio este de la Península, y en más de un 50% en algunos

puntos de Aragón y del norte de la Comunitat Valenciana. En el resto de la España peninsular las precipitaciones acumuladas quedaron por debajo de los valores normales, llegando a situarse por debajo del 50 % en algunas zonas de Andalucía. En Baleares la precipitación acumulada fue inferior al 75 % de la normal en Ibiza y Formentera y cercana a la media en el resto, mientras que en Canarias no alcanzó en general el 75 %, quedando por debajo del 50 % en Lanzarote y en el sur de Gran Canaria (figura 2.16).

2.2.1. Evolución de la precipitación a lo largo de 2020

Salvo la primavera, que en conjunto fue muy húmeda, con una precipitación media acumulada un 28 % superior al promedio normal, el resto de estaciones registró déficit pluviométrico.

Dentro del invierno, febrero fue extremadamente seco, el más anómalo de 2020, con una precipitación media de tan solo 7.9 mm, equivalente al 15 % del valor normal (déficit del 85 %), resultando el mes de febrero más seco desde el comienzo de la serie en 1961. Así pues, el mes de febrero de 2020 ha sido simultáneamente el más cálido y el más seco de la serie histórica. El mes siguiente, marzo de 2020, fue el más anómalo del año en cuanto al superávit pluviométrico, ya que en conjunto fue un mes muy húmedo, con una precipitación un 79 % superior a la del promedio normal.

En la tabla 2.4 se adjunta la precipitación acumulada en España de cada mes del año, la estacional y la anual, así como el promedio normal de cada uno de los periodos, la anomalía (% de déficit o superávit), y la jerarquía que ocupan en la serie ordenada de más a menos seco dentro de la serie de los 60 años de datos.

Mes	Precipitación acumulada 2020	Promedio normal (1981-2010)	Anomalía	Jerarquía
Enero	64.3	62.0	+4 %	33
Febrero	7.9	51.9	-85 %	1
Marzo	82.8	46.3	+79 %	51
Abril	83.1	63.4	+31 %	44
Mayo	49.2	59.0	-17 %	27
Junio	31.2	33.2	-6 %	28
Julio	12.4	17.1	-27 %	17
Agosto	24.6	22.3	+10 %	41
Septiembre	33.8	43.8	-23 %	22
Octubre	68.4	76.1	-10 %	30
Noviembre	68.4	78.4	-13 %	31
Diciembre	72.1	81.6	-12 %	37
Invierno	179.0	195.6	-8 %	28
Primavera	215.1	168.6	+28 %	49
Verano	68.2	72.7	-6 %	28
Otoño	170.6	198.2	-14 %	24
ANUAL	598.2	635.1	-6 %	24

Tabla 2.4. Precipitación media mensual, estacional y anual durante el año 2020, precipitación media normal, anomalía y jerarquía de sequedad. Fuente: AEMET.

2.2.2. Episodios de precipitaciones intensas

A lo largo de 2020 hubo numerosos episodios de lluvias fuertes, siendo más frecuentes en enero y en los meses de primavera y otoño.

En enero destacó el episodio de los días 18-25, asociado a la borrasca Gloria, que dio lugar a precipitaciones muy abundantes en la costa mediterránea y Baleares, con cantidades acumuladas superiores a 100 mm en una extensa franja costera comprendida entre el norte de Cataluña y Alicante. Durante ese temporal invernal se llegaron a superar los 400 mm en la zona de montaña del norte de la provincia de Alicante (528.6 mm en L'Orxa, 433.5 en Gaianes y 423.0 en Benimassot) y en la zona de montaña del litoral sur de Valencia (473.1 en La Drova y 433.8 en Barx); también se superaron los 400 mm en observatorios de l'Alt Empordà y la Garrotxa, en Girona (516.0 en Lliurona y 410.4 en Santa Pau) y del macizo del Montseny, en la provincia de Barcelona (428.9 en La Morera, —el Brull— y 409.2 en Vilanova de Sau).

En la primavera destacó el episodio de los días 1 al 6 de marzo, en el que el paso sucesivo de las borrascas Karine, Myriam y Norberto dejó abundantes precipitaciones en gran parte del territorio peninsular, que fueron más intensas en la franja norte, superándose los 200 mm en observatorios de la comarca de Pontevedra, como Campo Lameiro y A Lama.

Todavía en marzo, los días 30-31 hubo precipitaciones muy intensas en el oeste de Andalucía, Castellón y algunas zonas del interior de la Península, especialmente las del día 31, muy superiores a 120 mm en algunos puntos. En el observatorio de la red principal de Castelló de la Plana (Almassora), se observaron el día 31 de marzo 150.0 mm, la cantidad más alta registrada en 24 horas en este observatorio en toda su serie. En marzo fueron también frecuentes las nevadas en la mitad norte de la Península.

En el verano el episodio más destacado fue el de los días 11-12 de agosto, en el que la presencia de una dana en el oeste peninsular provocó precipitaciones intensas en el centro de la Península y en Galicia, Asturias y provincia de Córdoba.

En el otoño destacó el episodio de los días 19-22 de octubre, en el que la borrasca Bárbara dejó precipitaciones abundantes en el oeste de la Península, siendo muy intensas en el sistema Central, y estando acompañadas de rachas de viento muy fuertes en muchas zonas. Durante este episodio se superaron los 400 mm en la zona de Gredos (426.4 mm en el puerto del Pico, en la provincia de Ávila), y en la comarca de La Vera, en Cáceres (416.8 mm en Garganta la Olla).

El episodio de los días 4-5 de noviembre dejó precipitaciones abundantes en zonas de Extremadura, Andalucía occidental, Castilla-La Mancha y, sobre todo, en las provincias de Valencia, Castellón y Tarragona, donde tuvieron intensidad torrencial. En el observatorio de Alginet, en la comarca de la Ribera Alta de València, se registraron 426.9 mm en este episodio.

En diciembre, el paso durante los días 4-10 de sucesivos frentes asociados a las borrascas Dora y Ernest dejó precipitaciones abundantes en la mayor parte del territorio español, siendo muy intensas en zonas de Galicia y del Cantábrico. En numerosos observatorios de las provincias de Cantabria, Asturias, Navarra, Gipuzkoa, León, Bizkaia, Lugo, Pontevedra y Álava, así como en otros de Granada y Cádiz, se acumularon durante este episodio más de 200 mm.

Entre los valores de precipitación máxima diaria registrados en un observatorio de la red principal en el año 2020 destacan los 150 mm medidos en Castelló de la Plana (Almassora) el día 31 de marzo, que como se ha citado anteriormente, constituye un nuevo récord absoluto de precipitación diaria en este observatorio. También destacan los 137 mm registrados en

Tortosa el día 21 de enero, y los 108 mm registrados en Girona/aeropuerto y en el puerto de Navacerrada los días 20 de enero y 20 de octubre, respectivamente. En la estación del puerto de Navacerrada se registraron 107 días de precipitación a lo largo de 2020, constituyendo un nuevo récord en la serie desde su comienzo en 1951.

En Canarias, aun cuando es habitual que anualmente alguno de los observatorios de la red principal registre precipitaciones máximas diarias de más de 50 mm, lo más cercano a ese umbral en 2020 fueron los 46 mm observados en La Gomera/aeropuerto el 3 de diciembre, en la fase final de la borrasca Clement.

2.3. SEQUÍA METEOROLÓGICA, ÍNDICE DE PRECIPITACIÓN ESTANDARIZADO (SPI) Y HUMEDAD DEL SUELO

Como se ha visto en los dos apartados anteriores, el año 2020 fue en conjunto normal en cuanto a precipitaciones, pero extremadamente cálido en cuanto a temperaturas. Sin embargo, las precipitaciones estuvieron muy irregularmente repartidas, lo que dio lugar a que hubiese cuencas con un carácter muy seco, y otras en las que fue muy húmedo.

2.3.1. Precipitación por zonas características de AEMET o grandes cuencas

En la tabla 2.5 se muestran la precipitación anual (año natural 2020), el valor normal (periodo de referencia 1981-2010), el porcentaje sobre el valor normal y el carácter para cada una de las zonas características o grandes cuencas y para el total de la España peninsular.

Las zonas con mayor escasez de precipitaciones fueron las zonas características Sur y del Guadalquivir, con un 63 % y un 75 % de precipitación sobre su valor normal, junto con la zona del Guadiana, que se quedó en un 85 % de su valor normal para el mismo periodo de referencia.

Zonas características (grandes cuencas)	Precipitación anual 2020	Precipitación normal (1981-2010)	% de precipitación	CARÁCTER
NORTE Y NOROESTE	1245.0	1307.0	95 %	SECO
DUERO	537.0	582.0	92 %	SECO
TAJO	580.0	594.0	98 %	NORMAL
GUADIANA	440.0	519.0	85 %	SECO
GUADALQUIVIR	433.0	580.0	75 %	MUY SECO
SUR	325.0	519.0	63 %	MUY SECO
SEGURA	356.0	363.0	98 %	NORMAL
JÚCAR	547.0	498.0	110 %	HÚMEDO
EBRO	632.0	590.0	107 %	HÚMEDO
PIRINEO ORIENTAL	834.0	690.0	121 %	MUY HÚMEDO
MEDIA ESPAÑA PENINSULAR	606.0	641.0	95 %	NORMAL

Tabla 2.5. Precipitación anual (año natural 2020), valor normal (periodo de referencia 1981-2010), porcentaje sobre el valor normal y el carácter para cada una de las zonas características o grandes cuencas y para el total de la España peninsular. Fuente: AEMET.

2.3.2. Índice de precipitación estandarizado (SPI) por zonas características de AEMET o grandes cuencas

Las precipitaciones en España se caracterizan por presentar una distribución irregular tanto espacial como temporal, por lo que conviene analizar los periodos en los que a lo largo del año el déficit de precipitaciones acumuladas pueda haber provocado periodos de sequía

meteorológica. Aunque el concepto de sequía es complejo, dado que existen distintas definiciones según el sector al que pueda afectar (agrícola, hidrológica, económica, etc.), nos referimos en este apartado a la sequía meteorológica, que estudia exclusivamente el comportamiento de la precipitación sin tener en cuenta otros factores.

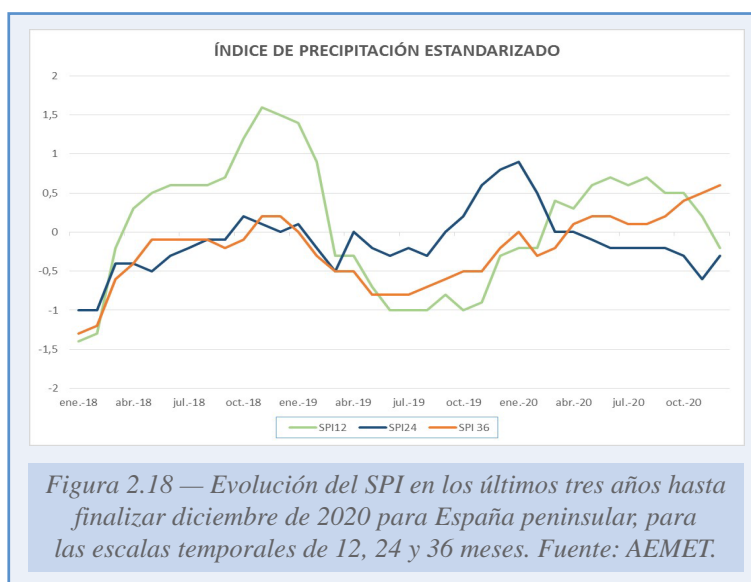
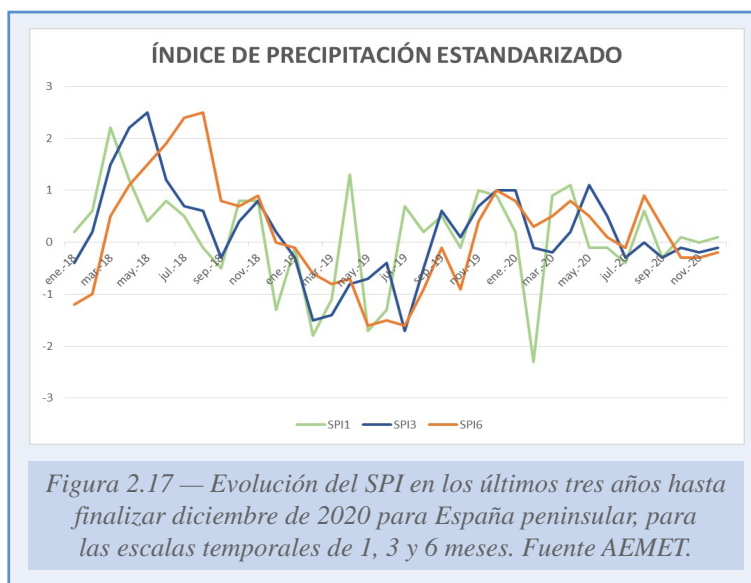
MCKEE *et al.* (1993) definieron el concepto de sequía para una zona determinada y para una escala temporal de acumulación dada (1, 3, 6, ... meses) como el periodo de tiempo que se inicia cuando el *índice de precipitación estandarizado* (SPI) alcanza el valor de -1 , para dicha zona y escala, y finaliza cuando el SPI pasa a ser positivo. El índice SPI se define como un valor numérico que representa el número de desviaciones estándar de la precipitación caída a lo largo del periodo de acumulación de que se trate, respecto de la media, una vez que la distribución original de la precipitación ha sido transformada a una distribución normal.

En la figura 2.17 se muestra, para la España peninsular, la evolución de los valores del SPI para cada mes en los últimos tres años, a escalas temporales de 1, 3 y 6 meses. La sequía meteorológica que se venía arrastrando en el SPI a escala temporal de seis meses se recuperó en los primeros meses del año, ya que este pasó a ser positivo en diciembre de 2019 y se mantuvo así durante todo el año 2020. A esta escala temporal el índice está relacionado con la actividad agrícola, por lo que durante el año 2020 la disponibilidad de agua para los cultivos fue suficiente a nivel de la España peninsular.

En la figura 2.18 se muestra la evolución, en la España peninsular, de los valores del SPI para cada mes a lo largo de los últimos tres años, a escalas temporales de 1, 2 y 3 años. A estas escalas, el índice guarda relación con la disponibilidad de agua en los embalses y en los acuíferos.

El periodo seco en la escala a un año del SPI que había comenzado a finales de junio de 2019 se fue recuperando hasta alcanzar valores positivos en marzo de 2020, en parte debido a que este mes resultó extremadamente húmedo y mantuvo esos niveles positivos durante gran parte del año, gracias también a la primavera muy húmeda en su conjunto.

El SPI a 3 años, que utiliza valores de precipitación acumulada desde enero de 2018 a diciembre de 2020, se encontraba en valores positivos a finales de 2020, lo que indica una buena disponibilidad de agua para usos hidrológicos.





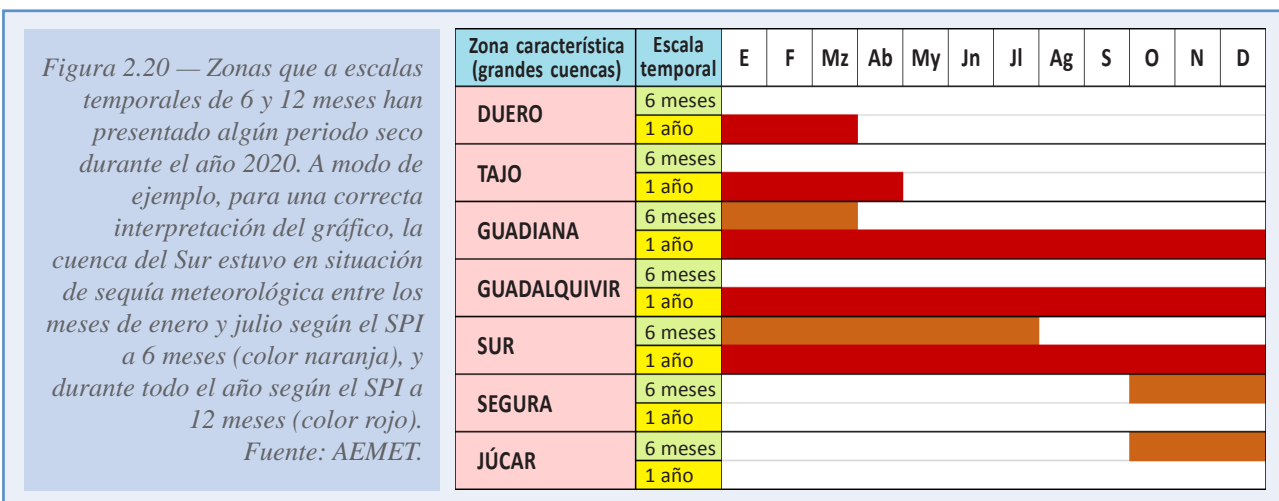
En la figura 2.19 se presenta el valor del SPI a escala de 1 año al finalizar diciembre de 2020 para cada una de las zonas características o grandes cuencas. Todas las zonas de la mitad oeste peninsular se encontraban en valores negativos, aunque cabe destacar las zonas del Guadiana, Guadalquivir y Sur.

En la figura 2.20, donde se representan las zonas que, a escalas temporales de 6 y 12 meses, han padecido algún periodo seco durante el año 2020, destacan las tres zonas mencionadas anteriormente en las que al finalizar el año 2020 podíamos hablar de «sequía meteorológica» acusada y que habría sido persistente durante todo el año.

Las zonas del Duero y el Tajo, a pesar de acabar con un valor cercano a su valor

normal, estuvieron en «sequía meteorológica» durante los primeros meses del año, como se refleja en los valores del SPI a un año.

Si se tiene en cuenta el déficit de precipitación durante los seis meses anteriores, esta vez fueron las zonas del Júcar y el Segura las más afectadas, ya que acabaron el año con un SPI a 6 meses en valores negativos y por debajo de -1.



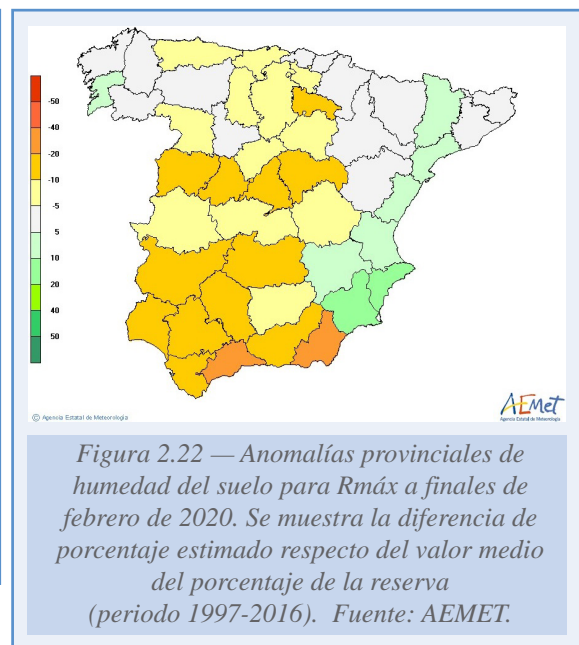
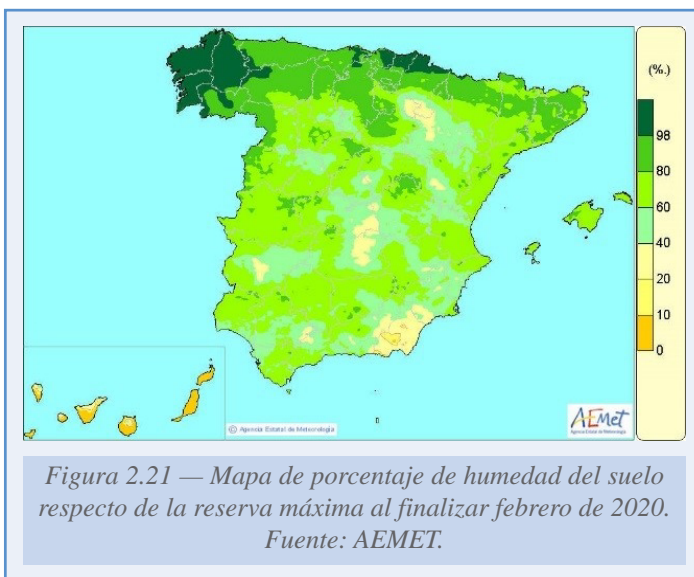
2.3.3. Humedad del suelo y anomalía por provincias

La humedad del suelo se expresa en términos de porcentaje de agua disponible para las plantas respecto de la reserva máxima (R_{máx}), y la anomalía se expresa en puntos por debajo o por encima del porcentaje medio de los veinte años considerados (1997-2016). R_{máx} es la cantidad

de *agua disponible total* para las plantas (ADT) que un suelo puede retener en un volumen que alcanza la profundidad de las raíces. Dada la gran variabilidad de tipos de suelo y de su reserva máxima de unas zonas a otras, se ha preferido informar de la anomalía a nivel provincial comparando valores medios por provincia obtenidos de la rejilla correspondiente de porcentaje de agua disponible respecto al ADT².

El año 2020 comenzó con un mes de enero húmedo, con una precipitación sobre la España peninsular que quedó un 4% por encima del valor normal (periodo de referencia 1981-2010), que hizo que a final de mes los suelos se encontraran húmedos en la mayor parte de la Península e islas Baleares, especialmente en la mitad oeste, en el tercio norte y a lo largo del tercio oriental peninsular. Por el contrario, febrero fue extremadamente seco, resultando el mes de febrero más seco desde el comienzo de la serie en 1961.

Debido a lo anterior, y a pesar de que a finales de los meses de **invierno** los suelos se encontraban húmedos en la mayor parte del tercio norte peninsular (figura 2.21), la anomalía negativa a finales del mes de febrero fue acusada en la mayor parte de las provincias de la mitad oeste peninsular (figura 2.22), factor que pudo repercutir negativamente en algunos cultivos.



La **primavera** resultó muy húmeda en su conjunto, pero también muy cálida. De hecho, mayo fue extremadamente cálido, resultando el segundo más cálido de la serie, por detrás tan solo de mayo de 1964. Al finalizar el trimestre los suelos se encontraban húmedos principalmente en el cuadrante noreste peninsular y en la isla de Mallorca (figura 2.23).

La anomalía provincial del valor medio del porcentaje de agua máxima a finales de mayo era especialmente negativa en las provincias del norte peninsular, con valores entre 10 y 20 puntos porcentuales en las provincias correspondientes a las comunidades de Galicia, Asturias, Cantabria y Gipuzkoa y Bizkaia en el País Vasco. Por el contrario, en amplias zonas del levante

² Más información sobre la metodología del balance hídrico en el enlace http://www.aemet.es/documentos/es/serviciosclimaticos/vigilancia_clima/balance_hidrico/Metodologia.pdf

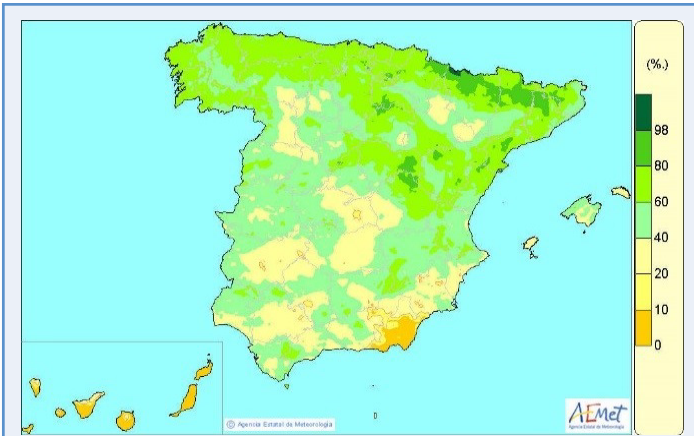


Figura 2.23 — Mapa de porcentaje de humedad del suelo respecto de la reserva máxima al finalizar mayo de 2020. Fuente: AEMET.

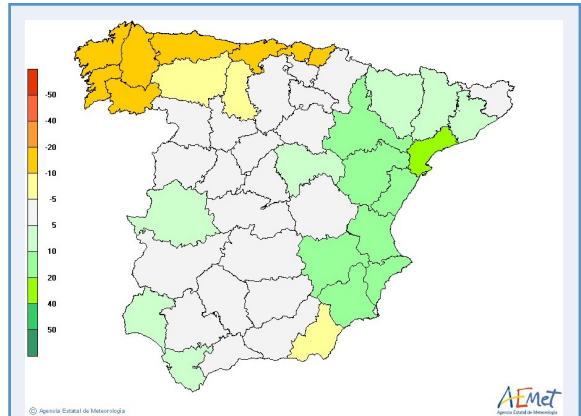


Figura 2.24 — Anomalías provinciales de humedad del suelo para Rmáx a finales de mayo de 2020. Se muestra la diferencia de porcentaje estimado respecto del valor medio del porcentaje de la reserva (periodo 1997-2016). Fuente: AEMET.

peninsular y Aragón la anomalía de humedad provincial destacaba por sus valores positivos en torno a 20 puntos porcentuales por encima de su valor medio para el periodo 1997-2016 (figura 2.24).

Al finalizar el **verano** de 2020 los suelos se encontraban húmedos en el litoral cantábrico y en el noroeste de Cataluña, mientras que en el resto del territorio estaban secos o muy secos (figura 2.25).

La anomalía provincial a finales del mes de agosto resultó negativa en todo Aragón y en algunas provincias limítrofes, como Lleida, Castellón y Soria (figura 2.26).

El **otoño** resultó seco, con precipitaciones en los tres meses por debajo de su precipitación normal, mientras que diciembre tuvo un carácter normal. A pesar de ello, a finales de año los



Figura 2.25 — Mapa de porcentaje de humedad del suelo respecto de la reserva máxima al finalizar agosto de 2020. Fuente: AEMET.

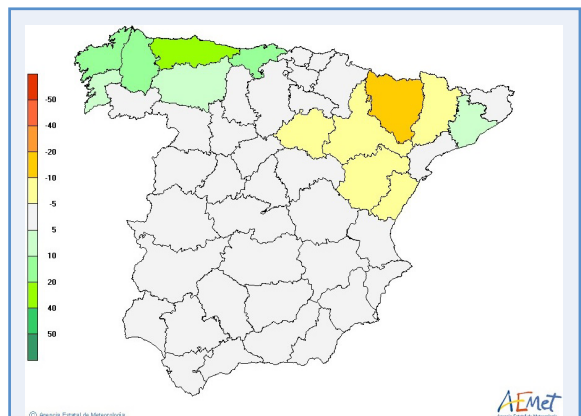
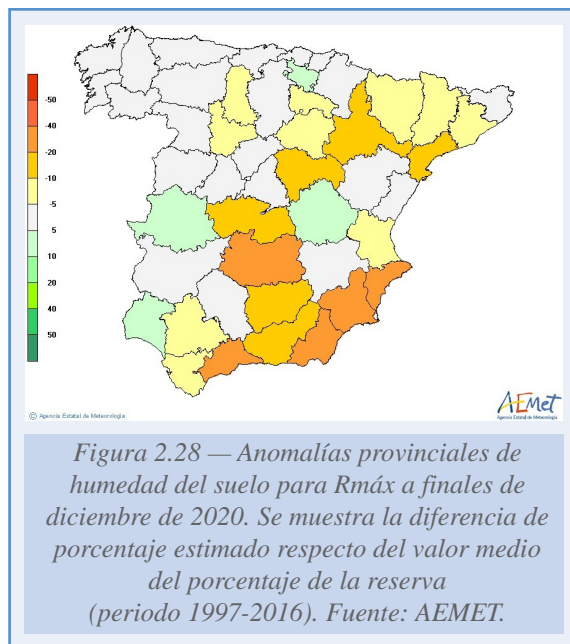
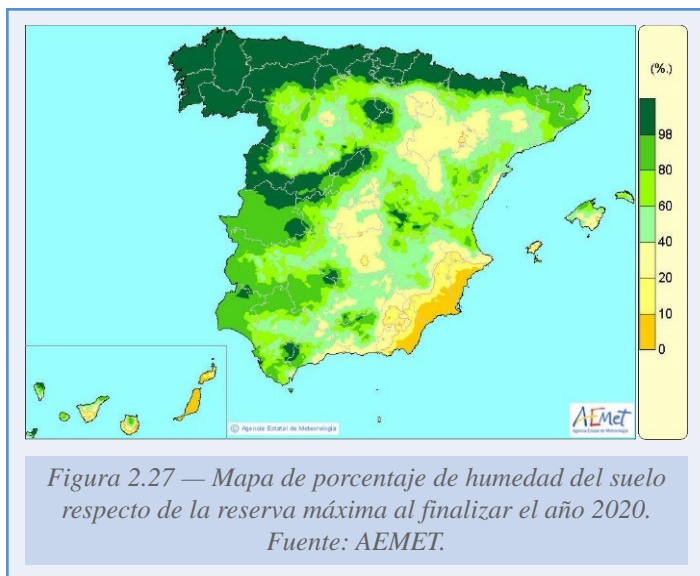


Figura 2.26 — Anomalías provinciales de humedad del suelo para Rmáx a finales de agosto de 2020. Se muestra la diferencia de porcentaje estimado respecto del valor medio del porcentaje de la reserva (periodo 1997-2016). Fuente: AEMET.



suelos aún mantenían una humedad apreciable en todo el territorio nacional, con las excepciones de Aragón, las provincias de Toledo y Ciudad Real, una franja en el levante que va desde Alicante hasta Almería y las islas canarias de Lanzarote y Fuerteventura (figura 2.27).

La anomalía provincial del mes de **diciembre** era negativa en la mayoría de las provincias del territorio, especialmente en la mitad sur, quedando muchas de ellas con diferencias negativas porcentuales de entre 20 y 40 puntos respecto al valor medio del porcentaje de la reserva del periodo (1997-2016).

2.4. INSOLACIÓN

De acuerdo con los datos del producto SDU (*sunshine duration*) del Servicio de Aplicaciones Satelitales de EUMETSAT para la vigilancia del clima (CM SAF), el año 2020 terminó con un total de 2842 horas de sol en el promedio de la superficie del territorio español, cantidad muy próxima al valor medio del periodo 1983-2010. Como se puede ver en la figura 2.29, en la que

se representa la anomalía de horas de sol en 2020, hubo un fuerte contraste entre la insolación en España y la insolación en Europa central y occidental, ya que en estas zonas del continente han tenido un exceso de insolación en 2020.

En valores absolutos, como suele ser habitual, el mayor número de horas de sol durante 2020 se registró en las islas orientales y sur de las islas Canarias y en Andalucía, la Región de Murcia y el sur de la Comunitat Valenciana, con más de 3200 horas de sol en el total anual, mientras que en el Cantábrico y Pirineos el número de horas de sol fue inferior a 2000.

El promedio de cada provincia o ciudad autónoma, las horas de sol registradas en 2020, la insolación normal anual y el déficit de horas de sol en % es el que se adjunta en la tabla 2.6.

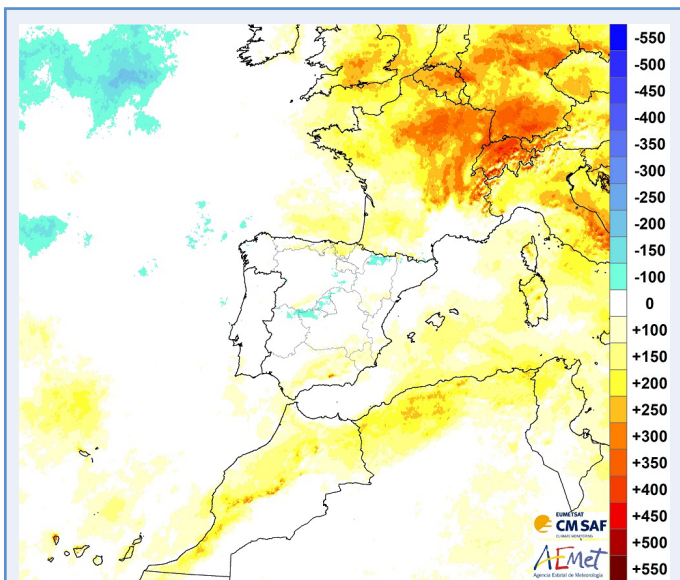


Figura 2.29 — Anomalía de horas de sol (horas). Año 2020. Fuente de datos para la elaboración del mapa: CM SAF (EUMETSAT).

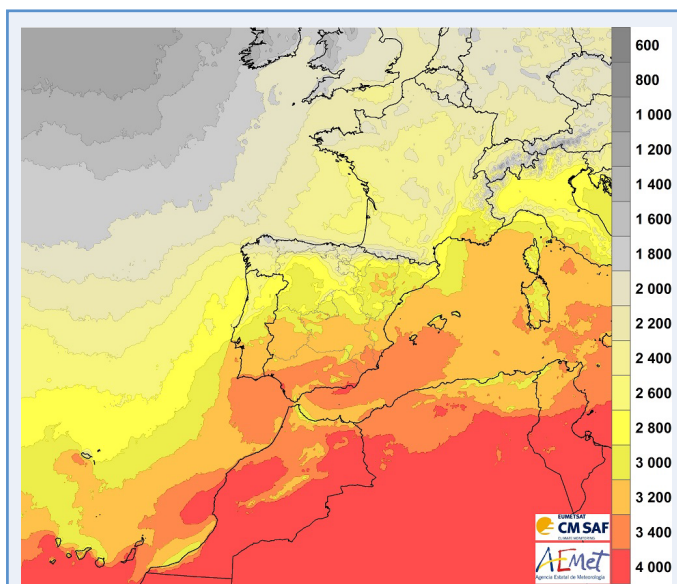


Figura 2.30 — Número anual de horas de sol. Año 2020. Fuente de datos para la elaboración del mapa: CM SAF (EUMETSAT).

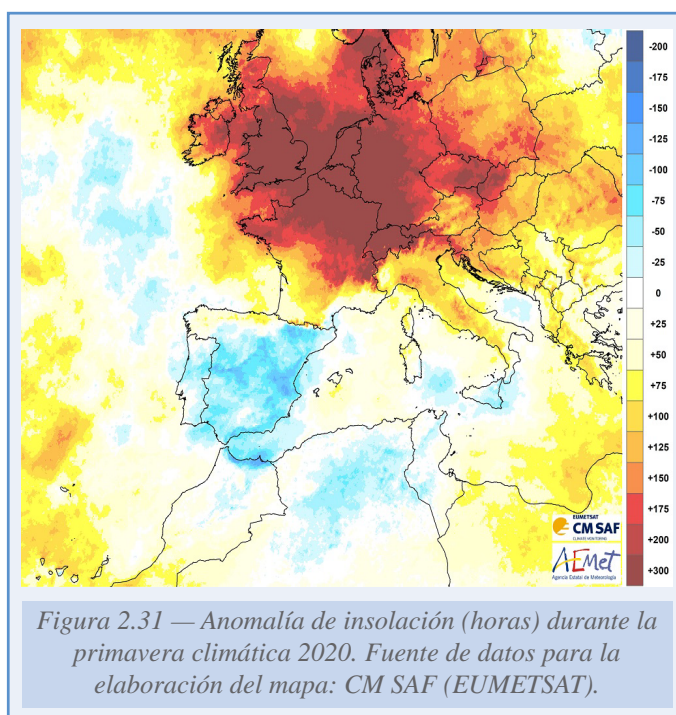
Insolación 2020 — Número de horas de sol (Promedio provincial)

Provincia	Insolación normal (promedio 1983-2010)	Insolación 2020	Anomalía	Provincia	Insolación normal (promedio 1983-2010)	Insolación 2020	Anomalía
A Coruña	2097	2059	-38	Jaén	3035	3153	+117
Alicante	3073	3173	+101	La Rioja	2380	2419	+39
Albacete	2997	3093	+95	Las Palmas	3160	3302	+142
Almería	3202	3293	+91	León	2576	2570	-6
Araba/Álava	2084	2216	+132	Lleida	2745	2749	+4
Asturias	1856	1931	+75	Lugo	2070	2091	+21
Ávila	2791	2848	+57	Madrid	2953	2869	-84
Badajoz	3060	3087	+26	Málaga	3110	3198	+88
Barcelona	2805	2830	+26	Melilla	2959	3006	+46
Bizkaia	1880	2036	+156	Murcia	3118	3235	+117
Burgos	2414	2435	+21	Navarra	2427	2455	+27
Cáceres	3026	2983	-43	Ourense	2384	2392	+9
Cádiz	3107	3231	+123	Palencia	2696	2693	-3
Cantabria	1896	2013	+117	Pontevedra	2318	2331	+13
Castellón	2875	2926	+52	Salamanca	2831	2862	+32
Ceuta	2860	2903	+43	Santa Cruz de Tenerife	2895	2989	+94
Ciudad Real	3037	3080	+43	Segovia	2660	2713	+54
Córdoba	3092	3187	+95	Sevilla	3187	3260	+73
Cuenca	2937	2968	+31	Soria	2680	2626	-55
Gipuzkoa	1826	1978	+152	Tarragona	2876	2911	+35
Girona	2653	2621	-32	Teruel	2786	2874	+88
Granada	3109	3230	+121	Toledo	3062	3019	-43
Guadalajara	2801	2782	-19	Valencia	2958	3034	+76
Huelva	3146	3168	+22	Valladolid	2855	2850	-5
Huesca	2835	2774	-61	Zamora	2829	2801	-28
Illes Balears	2949	3049	+99	Zaragoza	2897	2901	+4

Tabla 2.6. Insolación normal, insolación total en 2020 y anomalía en el promedio de la superficie de cada provincia. Fuente de datos para la elaboración de la tabla: CM SAF (EUMETSAT).

2.4.1. Anomalías significativas de insolación

Mientras que febrero fue muy soleado en España, con un 23 % más de horas de sol, durante el mes de abril se produjo un gran déficit de insolación, con un 25 % menos de horas de sol con respecto al promedio normal. Abril estuvo enmarcado dentro una primavera de 2020 con dos caras bien diferentes en Europa: muy soleada en la Europa noratlántica y central, y nubosa y con poca insolación en el sur, sobre todo en el entorno de la Península. En tanto que numerosos servicios meteorológicos, como la Oficina Meteorológica del Reino Unido o el Real Instituto Meteorológico de Bélgica notificaron récord de horas de sol en su país durante la primavera de 2020, España fue el país con más déficit de insolación en el trimestre y, en el



promedio del territorio de cada autonomía o ciudad autónoma, la Comunitat Valenciana y Melilla estuvieron a la cabeza del déficit de insolación.

Esta anomalía de insolación en España durante gran parte de la primavera se produjo a causa de una situación persistente de bloqueo escandinavo, con altas presiones en el Atlántico nororiental que favorecieron un constante tránsito de borrascas por el sur de la Península, lo que no solo provocó déficit de insolación, sino también superávit de precipitación, como ha quedado indicado en el punto 2.2.1.

2.5. DESCARGAS ELÉCTRICAS Y TORMENTAS DURANTE 2020

El número de descargas registradas a lo largo de 2020, tanto en la zona de la Península y Baleares como en la de Canarias, fue inferior al del promedio de la serie. De hecho, en Canarias los registros de 2020 fueron los más bajos desde que la red de detección de rayos de AEMET está allí operativa (2007). Por otra parte, en algunas zonas de la Península, sobre todo en provincias de Castilla y León, el número de días de tormenta fue muy superior a lo normal, principalmente por las tormentas que se registraron durante la primavera.

2.5.1. Descargas eléctricas

El total de descargas registradas en zonas marítimas y terrestres de la ventana geográfica de coordenadas 45° N, 11° O, 34° N, 5° E, donde están situadas la Península, las islas Baleares y las ciudades autónomas de Ceuta y Melilla, fue de 1 189 380 (figura 2.32, arriba), mientras que en las zonas marítimas y terrestres de la ventana geográfica de coordenadas 30° N, 19° O, 27° N, 12° O, donde están situadas las islas Canarias, se registraron 2134 descargas (figura 2.32, abajo).

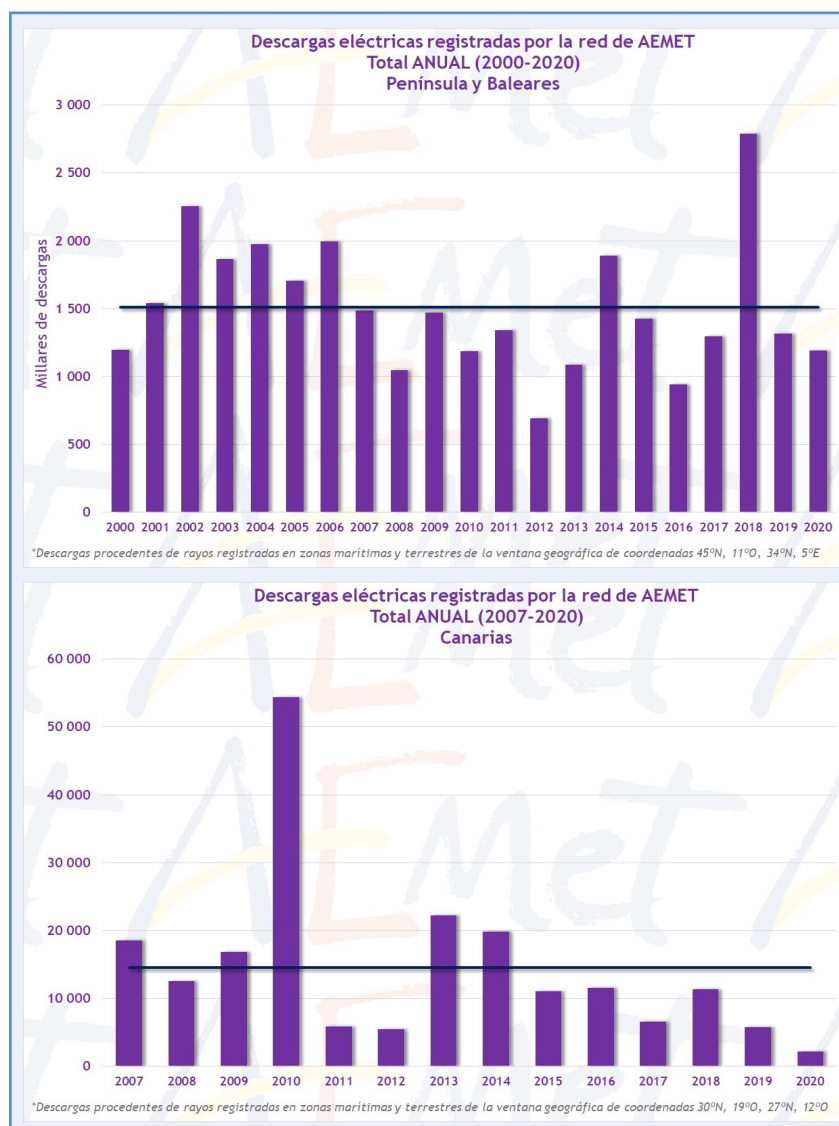
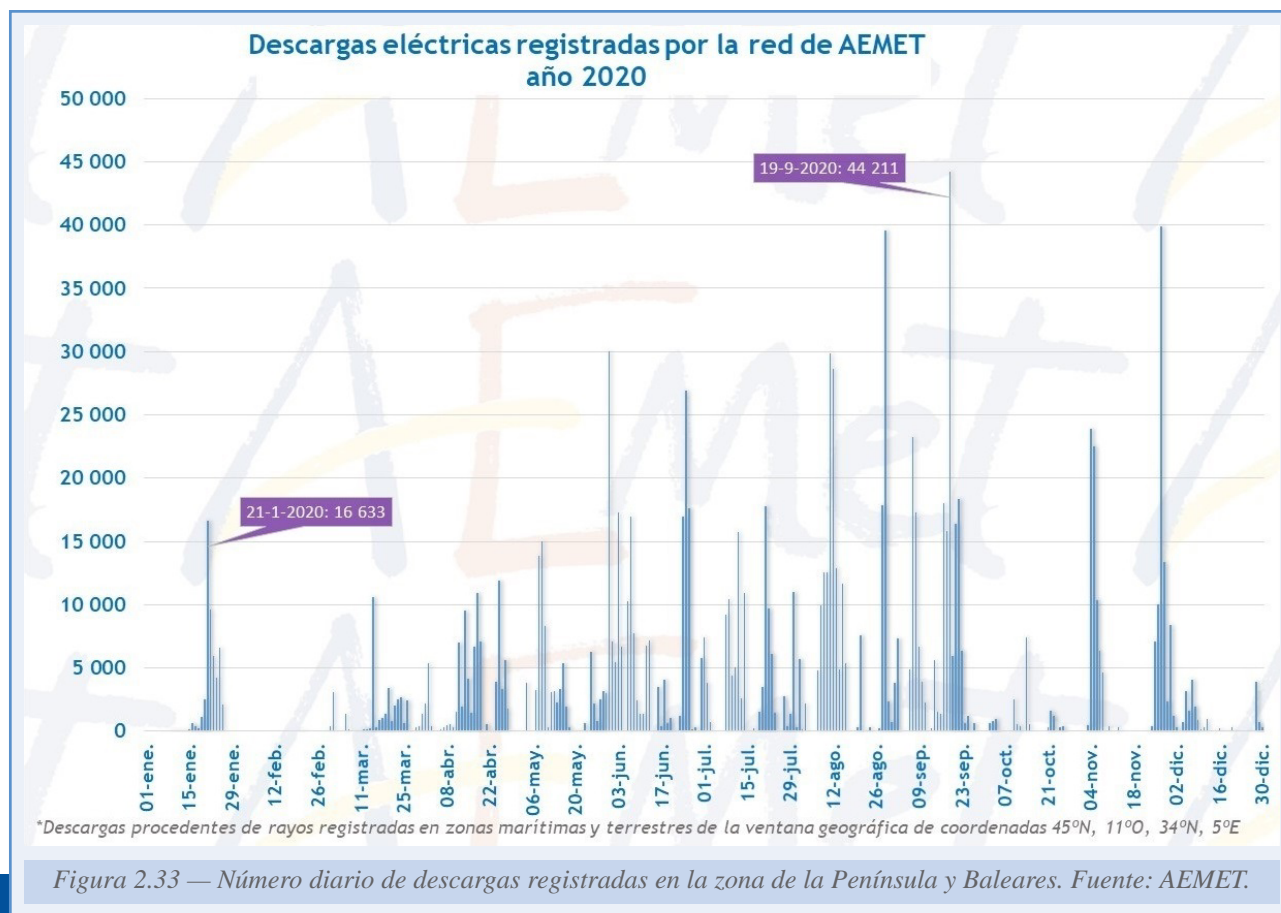


Figura 2.32 — Número anual de descargas registradas en la zona de la Península y Baleares (arriba) y en la zona de Canarias (abajo).
Fuente: AEMET.



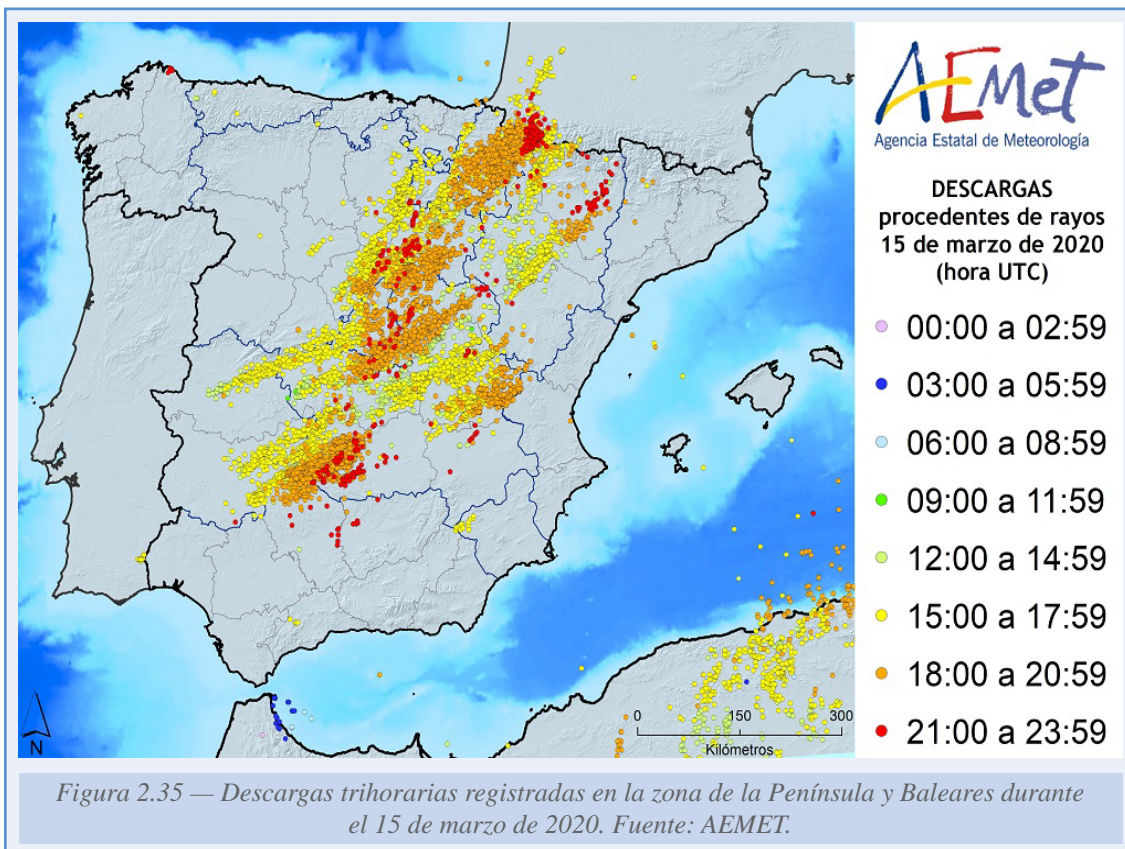
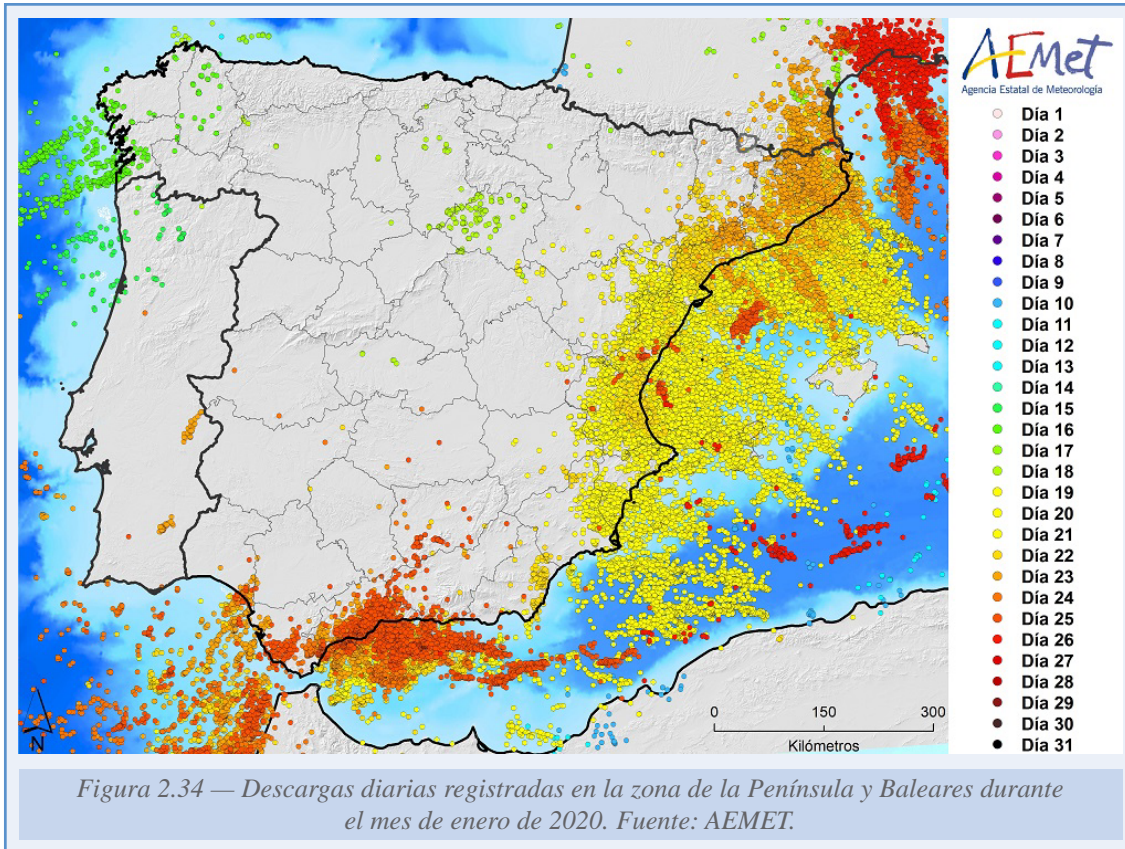
En la zona de la Península, el día de más descargas eléctricas fue el 19 de septiembre (figura 2.33), con más de 44 000, aunque la mayoría de las descargas detectadas a lo largo de esa jornada impactaron en el mar, en la zona del golfo de León.

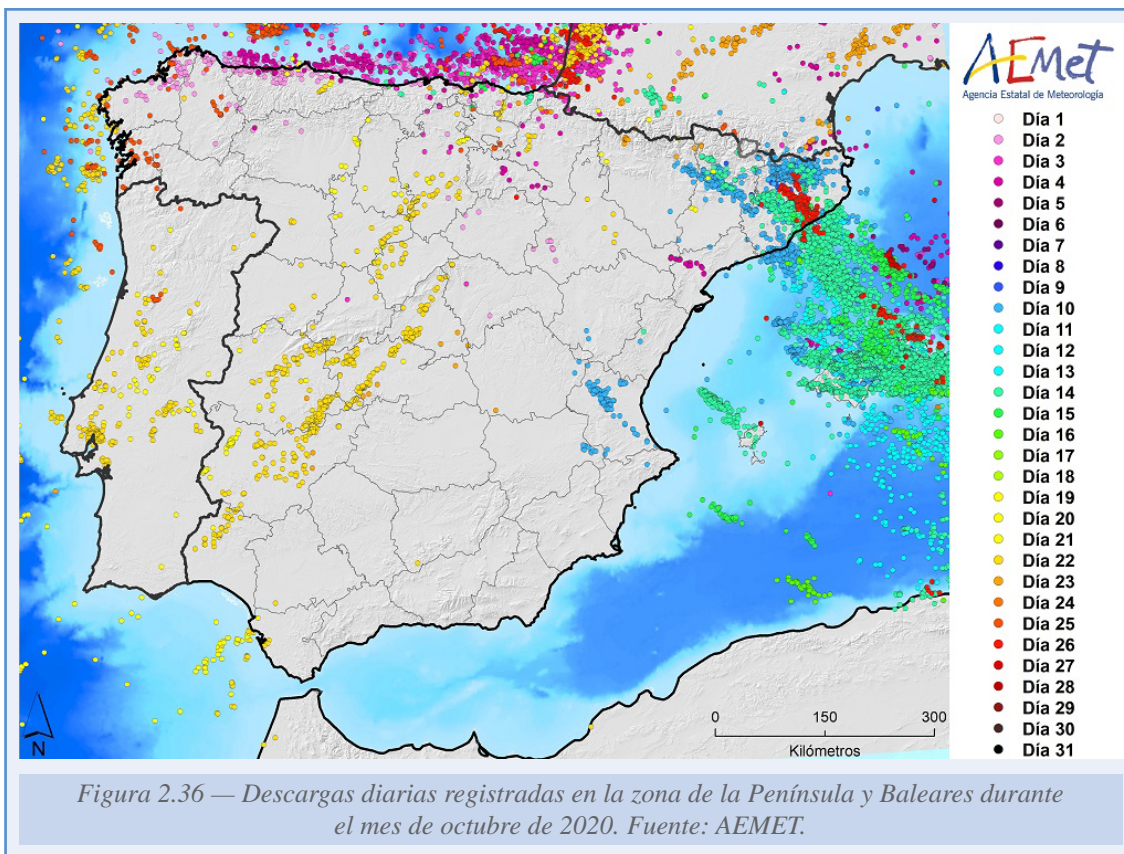
Durante los meses de enero, marzo y abril de 2020 se produjeron tres episodios convectivos muy significativos asociados a fenómenos meteorológicos de gran impacto, estos son meses fríos que no se suelen caracterizar por generar muchas descargas cuando se dispara la convección, pero que en esta ocasión estuvieron en los extremos de la serie de mayor número de descargas eléctricas de sus respectivos meses.

El primero se produjo durante el excepcional temporal invernal asociado a la borrasca Gloria, que afectó a todas las provincias mediterráneas entre el 18 y el 25 de enero, con muy mal estado de la mar, lluvias y nevadas persistentes, vientos muy fuertes y abundante actividad tormentosa. Es el episodio convectivo que más descargas ha generado en un mes de enero de la serie histórica: 46 943 descargas, para un total mensual de 50 376, situándolo a la cabeza de los meses de enero en cuanto a número de descargas en el área de la Península (figura 2.34).

El segundo episodio significativo se produjo el 15 de marzo. A lo largo de esa jornada se registraron 10 604 descargas (figura 2.35). Fue el día de marzo con más descargas registradas en la serie histórica (2000-2020), superando al 31 de marzo de 2017, cuando se registraron 8440.

Entre el 15 de marzo y el 30 de abril, todos los días, salvo el 4 de abril, se registró tormenta en algún punto de la Península y Baleares. Como resultado, marzo de 2020, con 36 593 descargas, se convirtió en el tercero con mayor número de descargas registradas de la serie, tras





marzo de 2011 y marzo de 2018; y abril, por su parte, con 87 362 descargas, registró el segundo valor más alto de la serie, tras abril de 2007.

Si en los meses de enero, marzo y abril, se produjo una gran anomalía convectiva, con un número total de descargas que llegaron a ser récord histórico, septiembre y octubre, meses típicamente tormentosos, sobre todo en el área mediterránea, fueron muy anómalos por las pocas descargas que se generaron. Aunque en septiembre se registraron más de 200 000 descargas, ese valor supone poco más de la mitad de los que se suelen registrar en este mes, que es históricamente en el que más descargas se registran en España.

Octubre fue un mes muy anómalo, por la escasa actividad convectiva. Este mes fue muy seco en el área mediterránea, lo que dio lugar a que apenas se registraran rayos en la zona, destacando solo el episodio del día 14 (figura 2.36). Dentro de la serie histórica, octubre de 2020 es, con diferencia, el que menos descargas registró en la red de AEMET (figura 2.37).

La actividad tormentosa en Canarias durante 2020 fue muy escasa, registrándose el número más bajo de rayos desde el inicio de la serie, en 2007. De las 2134 descargas registradas en el área de Canarias, la mayoría impactaron en el Atlántico, al norte de las islas, y solo 19 impactaron en tierra (figura 2.38).

Tampoco la temporada de tormentas en Canarias siguió los patrones habituales en el periodo que tomamos como referencia: 2007-2019, con sus tres máximos: el otoñal y más importante, que culmina en noviembre; el primaveral, segundo en importancia, con marzo a la cabeza; y el estival, secundario y focalizado en agosto. En la primavera de 2020 se produjo un máximo tardío de descargas en abril, al paso el día 18 de una dana y el conjunto de líneas de inestabilidad en aire frío que la acompañaban. El máximo otoñal tuvo lugar como es habitual en

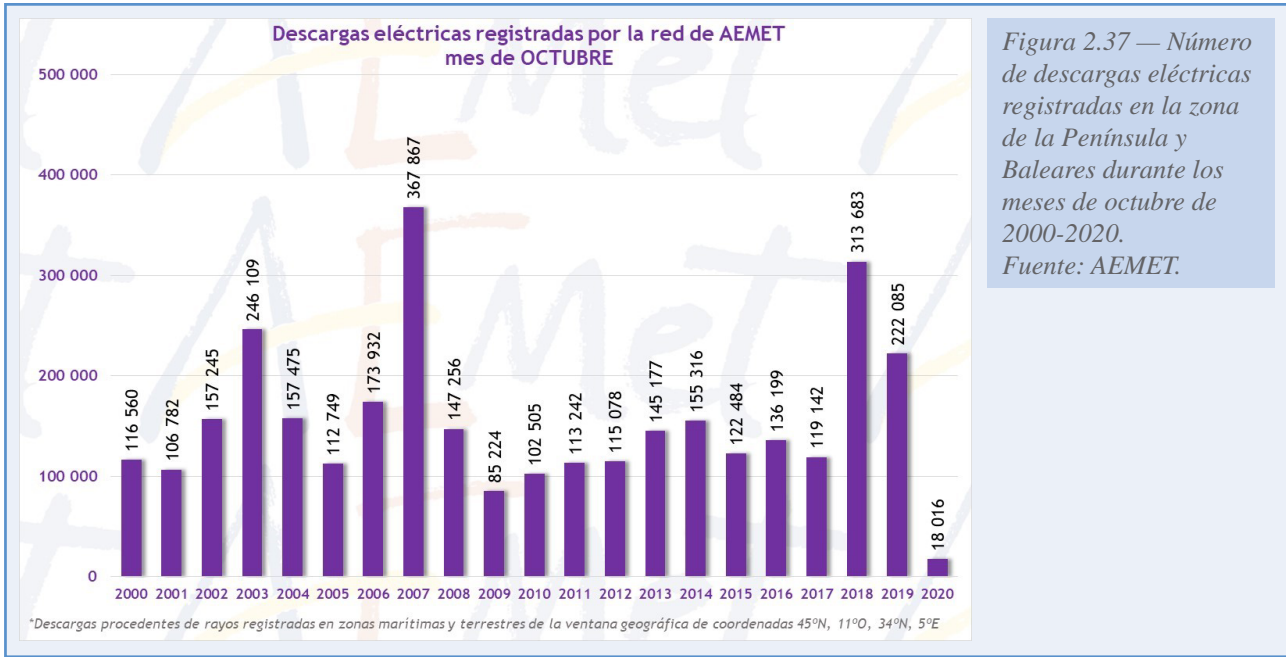


Figura 2.37 — Número de descargas eléctricas registradas en la zona de la Península y Baleares durante los meses de octubre de 2000-2020. Fuente: AEMET.

noviembre, gracias principalmente a la borrasca Clement. El 19 de noviembre se produjo el máximo diario de descargas en la zona de las islas, con 647, un 30% del total anual (figura 2.39). Y en verano, especialmente en agosto, tampoco se observó la actividad tormentosa de otros años proveniente del continente africano.

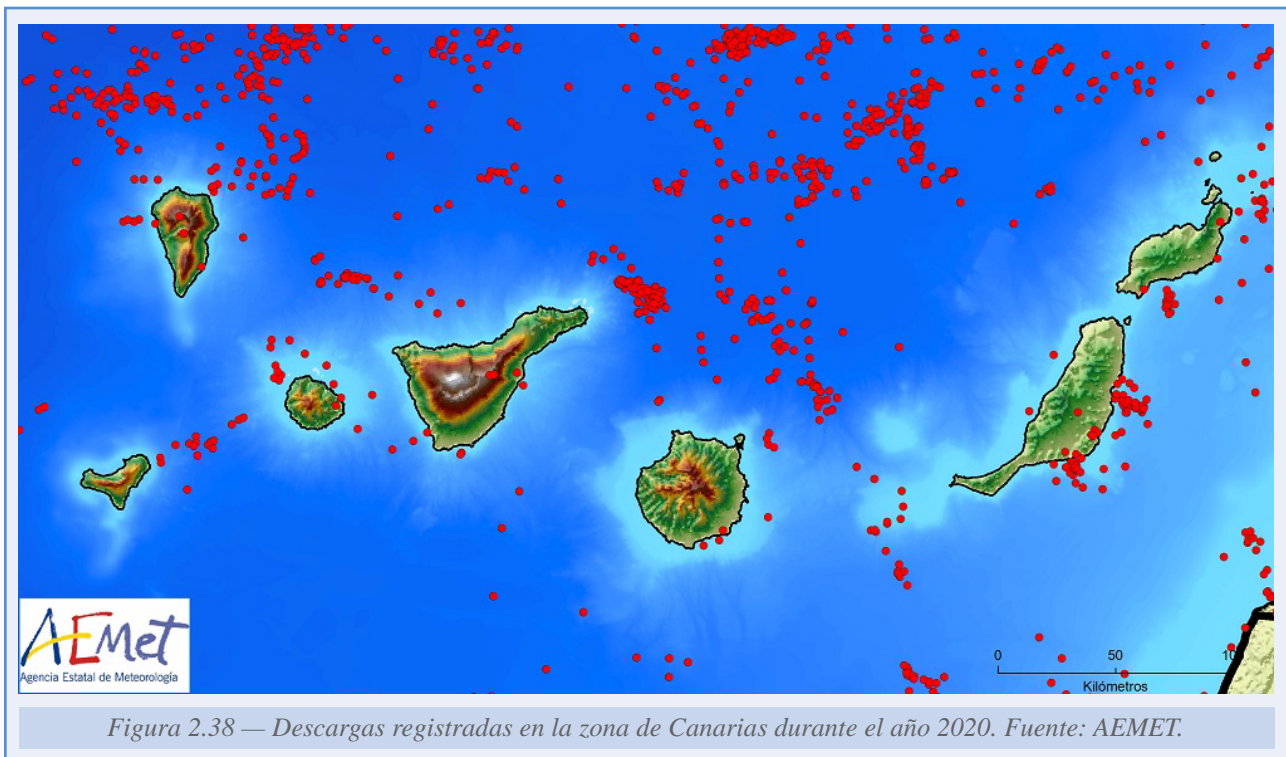


Figura 2.38 — Descargas registradas en la zona de Canarias durante el año 2020. Fuente: AEMET.

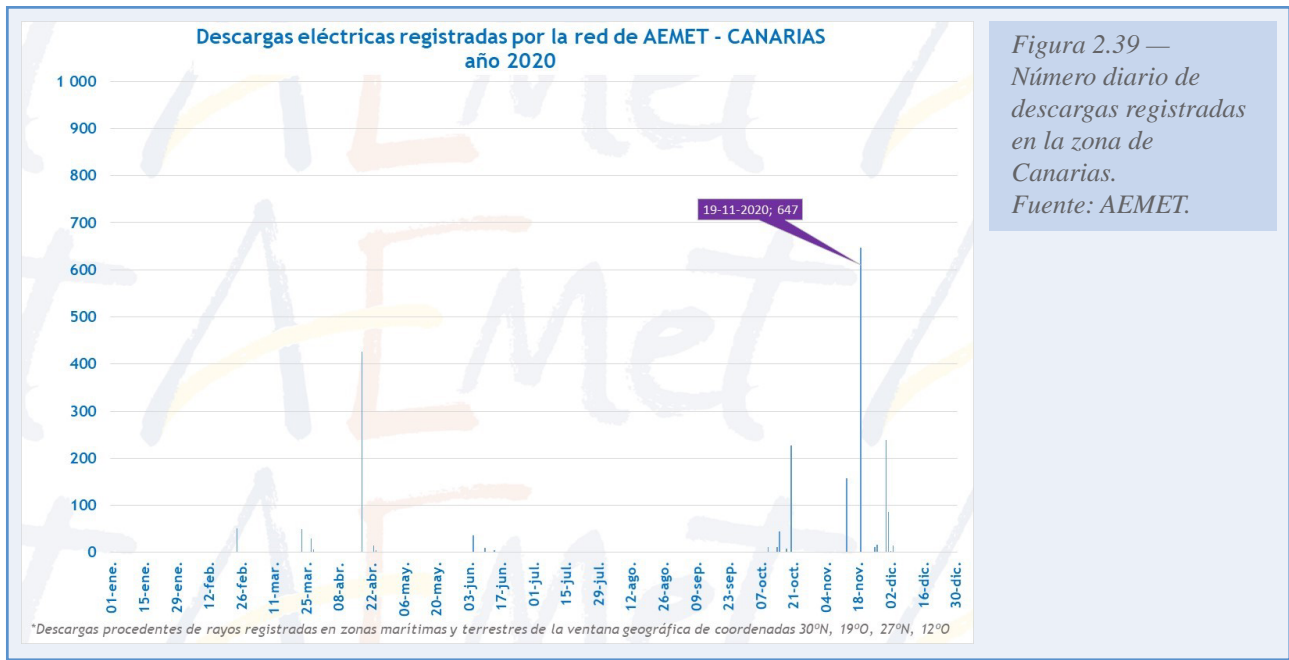


Figura 2.39 — Número diario de descargas registradas en la zona de Canarias. Fuente: AEMET.

2.5.2. Días de tormenta

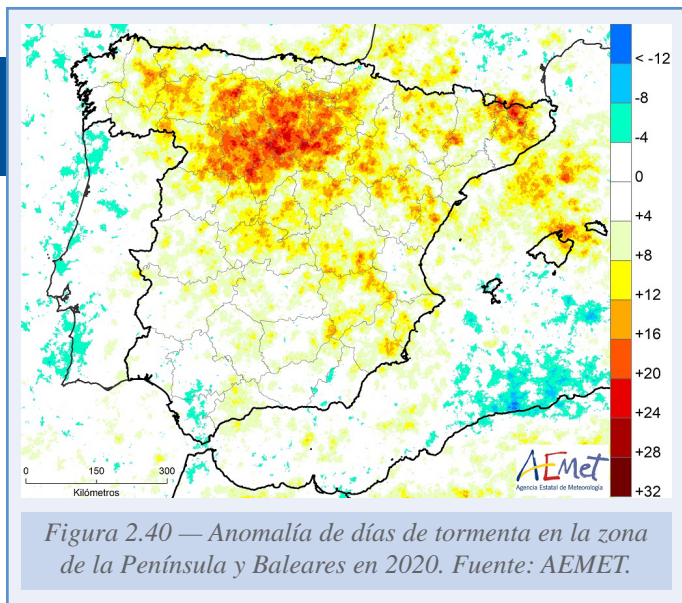


Figura 2.40 — Anomalía de días de tormenta en la zona de la Península y Baleares en 2020. Fuente: AEMET.

A pesar de que en la zona de la Península el número anual de descargas fue inferior al del promedio de la serie, hay zonas en las que el número de días de tormenta durante el año superó claramente el promedio normal, especialmente en zonas del Pirineo oriental, el Montseny y gran parte de Castilla y León, sobre todo las provincias de Burgos y Valladolid (figura 2.40).

En el observatorio de Burgos (Villafría), por ejemplo, el número de días de tormenta notificado por el observatorio y el estimado a través de la red de rayos fue el mismo: 36 días de tormenta durante 2020. El observatorio de Villafría tiene una serie de datos continua desde 1944, y el número de días de tormenta notificado en 2020 fue el más alto de la serie y el doble que el promedio normal de días de tormenta en este observatorio durante un año.

El hecho de que dos de los meses con más abundancia de rayos, septiembre y octubre, fueran meses con escasa actividad convectiva en 2020, y que meses fríos, como enero, marzo y abril, no demasiado propicios a los mismos, fuesen los meses más anómalos, explica por qué el número anual de días de tormenta ha sido tan elevado (muchas tormentas en invierno y primavera), mientras que el número total de descargas ha estado por debajo de la media (pocas tormentas en septiembre y octubre).

2.6. FENÓMENOS METEOROLÓGICOS Y CLIMÁTICOS EXTREMOS

Los fenómenos meteorológicos y climáticos extremos tienen un gran impacto social, pues dado su carácter extraordinario y gran intensidad, pueden producir daños en bienes tales como infraestructuras o cultivos. En ocasiones, además, provocan pérdidas humanas o suponen un riesgo serio para la seguridad de las personas. Son fenómenos, por lo tanto, casi siempre acompañados de una gran adversidad. En este apartado se describen los principales episodios de fenómenos meteorológicos y climáticos extremos ocurridos en España en 2020. También se hace una relación de los avisos emitidos por la Agencia Estatal de Meteorología ante la predicción y/u observación de fenómenos meteorológicos adversos dentro del plan Meteocalerta.

2.6.1. Principales episodios de fenómenos meteorológicos y climáticos extremos

A lo largo de 2020 se sucedieron numerosos episodios de fenómenos meteorológicos y climáticos extremos en España. Por orden cronológico, cabe destacar los siguientes:

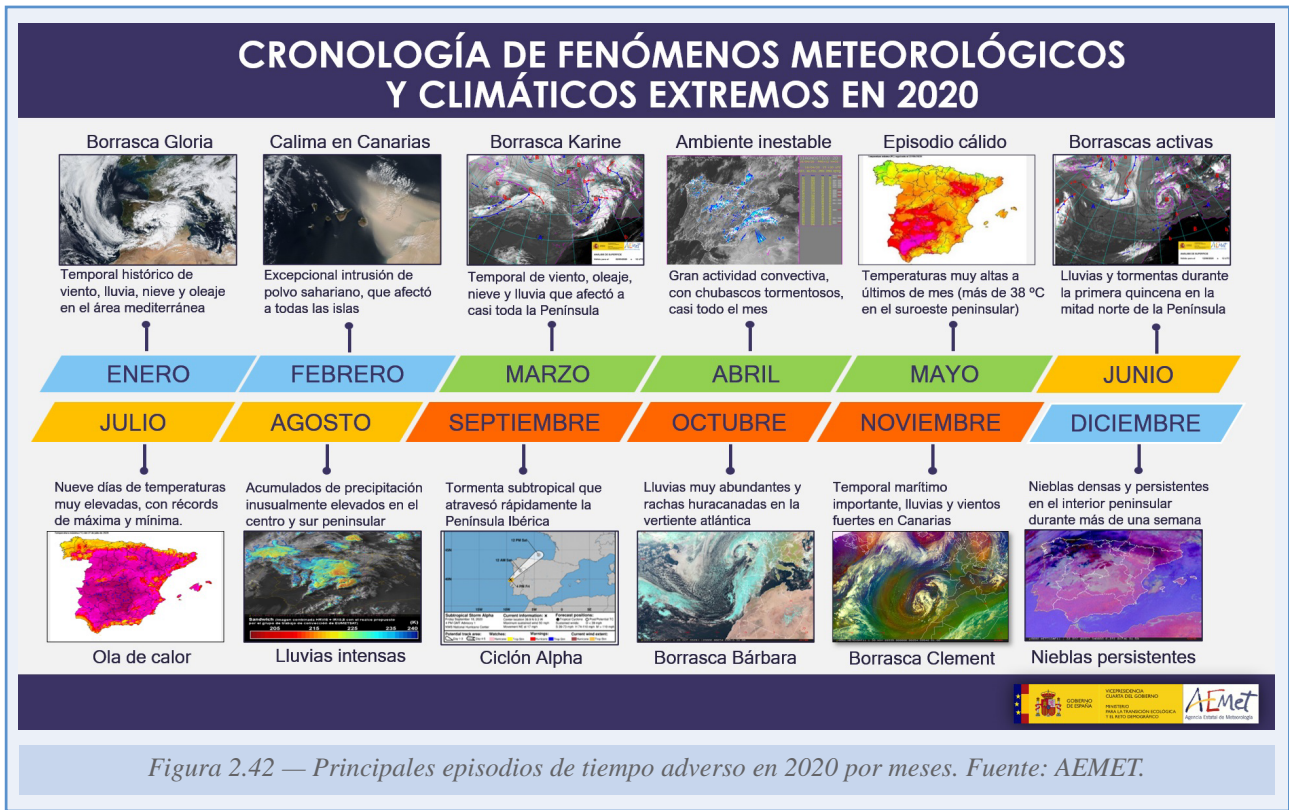
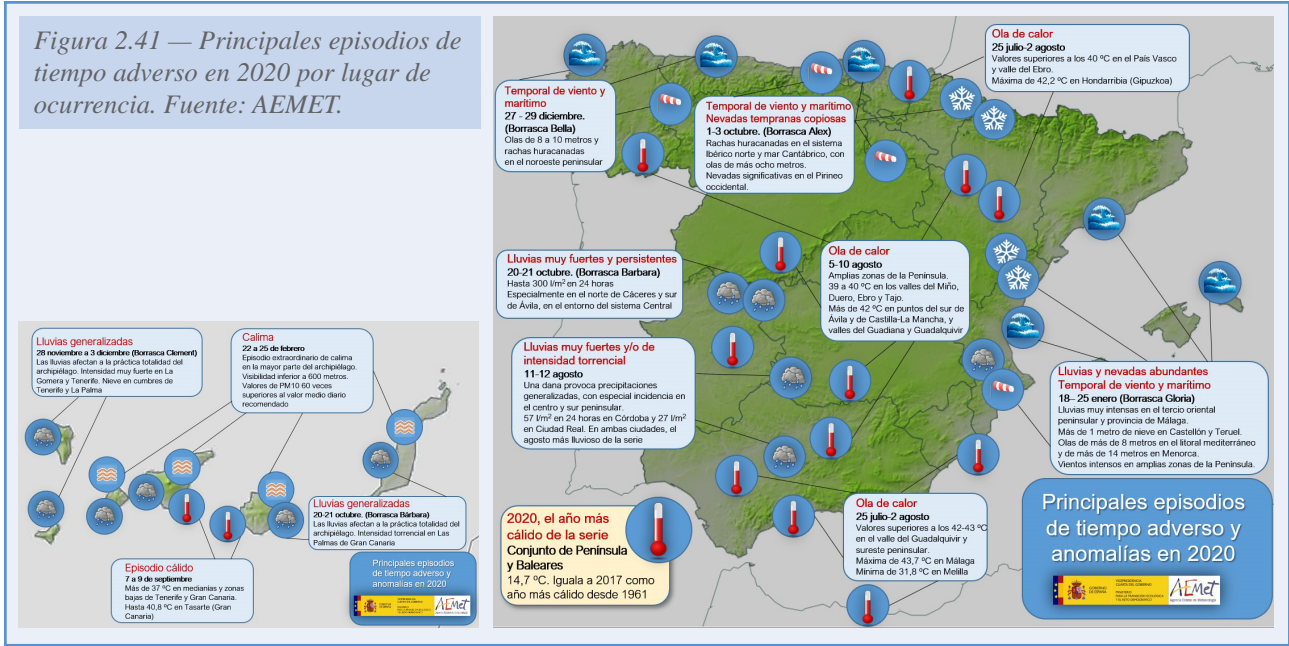
- **Borrasca Gloria:** entre los días 18 y 25 de enero se produjo un excepcional temporal invernal en el tercio oriental peninsular y Baleares, con muy mal estado de la mar, lluvias y nevadas persistentes, vientos muy fuertes y abundante actividad tormentosa. Según datos de Protección Civil y otras fuentes, hubo trece fallecidos como consecuencia del temporal³, en el que se produjeron además cortes en las redes de carreteras y ferrocarriles, de suministro eléctrico y telefónico, quedaron poblaciones aisladas por la nieve, se desbordaron numerosos ríos y se destruyeron paseos marítimos y amplias franjas del litoral, especialmente en el delta del Ebro, que fue totalmente inundado. La boya de Valencia midió una altura media de 8.44 metros en mar abierto (récord de altura media de oleaje en el Mediterráneo español). La boya de Mahón registró una altura máxima de 14.77 metros el día 21. A lo largo del episodio de acumularon más de 400 mm en puntos del Mediterráneo, y en Horta de Sant Joan (Tarragona), 227 mm en 24 horas. Nevó a partir de 300 metros y en poblaciones del interior de Castellón y Teruel se llegó a acumular más de un metro de nieve. Aunque el temporal ha quedado asociado al nombre de la borrasca Gloria, fue imprescindible para que alcanzase tal intensidad la presencia de un anticiclón muy extenso e intenso (más de 1050 hPa en su centro) en el entorno de las islas británicas. Este anticiclón junto con la borrasca Gloria y el sistema de bajas presiones mediterráneo en el que quedó embebida, originaron un importante gradiente de presión, con vientos húmedos de procedencia mediterránea.
- **Episodio de calima en Canarias:** entre los días 22 y 25 de febrero, se produjo en las islas Canarias una importantísima intrusión de polvo mineral, procedente del continente africano. Se trató sin duda del episodio más significativo de la última década y uno de los más intensos que se recuerdan en el archipiélago canario. En algunos puntos cercanos a la

³ https://www.aemet.es/es/conocerlas/borrascas/2019-2020/estudios_e_impactos/gloria

costa, la visibilidad se redujo a menos de 600 metros. La calidad del aire empeoró extraordinariamente, llegando a medirse puntualmente una concentración de partículas PM10, en Santa Cruz de Tenerife, 60 veces superior al valor medio diario recomendado por la Organización Mundial de la Salud. El episodio tuvo un gran impacto social, pues se tuvieron que aplazar o suspender numerosos vuelos con origen y destino en las islas, y muchos de los actos del carnaval, que se celebraba durante esos días, tuvieron que ser cancelados.

- **Olas de calor:** como ya se ha comentado previamente, el año 2020 registró, junto con 2017, la temperatura media anual más alta en España desde que hay registros, con un valor de 14.8 °C que supera en 1 °C el promedio del periodo de referencia 1981-2010. De entre las tres olas de calor registradas en 2020, citadas en el punto 2.1.2, destaca, por su duración, la registrada entre los días 25 de julio y 2 de agosto. Con nueve días, se trata de la tercera ola de calor más larga de la serie, igualada con la de julio de 2017 y superada tan solo por las de julio de 2015 y agosto de 2003. Afectó a 23 provincias y en San Sebastián-Fuenterrabía y Hondarribia-Malkarroat, ambas en Gipuzkoa, se alcanzaron 43.0 °C y 42.2 °C respectivamente, récord de temperatura máxima absoluta. En Melilla se registró el día 2 de agosto una temperatura mínima de 31.8 °C, la más alta de la serie. Hay más información disponible sobre las olas de calor registradas en 2020 en el anexo C de este informe anual del clima.
- **Episodios de lluvias intensas:** además del mencionado episodio correspondiente a la borrasca Gloria, hubo otros momentos a lo largo del año en los que se produjeron precipitaciones muy fuertes, persistentes o incluso de carácter torrencial, con acumulaciones significativas. Destaca, por su rareza, el episodio que tuvo lugar entre los días 11 y 12 de agosto, en los que una dana provocó precipitaciones generalizadas en el centro y sur peninsular, con hasta 57 mm en 24 horas en Córdoba y 27 mm en Ciudad Real. Aunque en valor absoluto no son registros de gran calado, agosto suele ser un mes muy seco en dichas zonas, de modo que las mencionadas cantidades convirtieron a dicho mes de 2020 en el más lluvioso de toda la serie en ambas ciudades. Significativo fue también el temporal de lluvias asociado a la borrasca Bárbara, acaecido entre los días 20 y 21 de octubre, y que afectó a buena parte de la mitad occidental peninsular. Especialmente cuantiosas fueron las precipitaciones registradas en el entorno del sistema Central, donde se llegaron en algunos puntos a superar los 300 mm en tan solo 24 horas. Esta misma borrasca provocó lluvias generalizadas en Canarias, con intensidades torrencales en Las Palmas de Gran Canaria.
- **Otros episodios:** a lo largo de 2020 se produjeron otros episodios de fenómenos meteorológicos y climatológicos extremos, principalmente relacionados con el paso de borrascas de gran impacto, que dieron lugar a temporales marítimos y de rachas de viento muy fuertes o huracanadas, sobre todo en zonas litorales y de alta montaña. También hubo nevadas copiosas en los Pirineos en fechas tempranas (comienzos de octubre) y un episodio cálido intenso en Canarias ya comenzado el otoño meteorológico.

En las infografías de las imágenes 2.41 y 2.42 se detallan los episodios más significativos de 2020 por localización geográfica y por orden cronológico, respectivamente.



2.6.2. Avisos de fenómenos meteorológicos adversos

Muchos de los fenómenos meteorológicos extremos que se han comentado en el apartado anterior afectaron a la seguridad de las personas y a los bienes materiales. En esos casos, se les considera fenómenos meteorológicos adversos. Un fenómeno meteorológico adverso es todo evento atmosférico, capaz de producir, directa o indirectamente, daños a las personas o daños

materiales de consideración. En sentido menos restringido, también puede considerarse como tal cualquier fenómeno, susceptible de alterar la actividad humana de forma significativa en un ámbito espacial determinado.

Dentro de las competencias de AEMET se encuentra la de emitir avisos y predicciones de fenómenos meteorológicos adversos, y para ello se configuró el plan Meteoalerta⁴, cuyo objeto es facilitar a todos los ciudadanos y a las instituciones públicas, muy singularmente a las autoridades de Protección Civil, la mejor y más actualizada información posible sobre los fenómenos atmosféricos adversos que se prevean, con un adelanto de hasta 72 horas, así como mantener una información puntual de la evolución de los mismos, una vez que se ha iniciado su desarrollo.

En la tabla siguiente se detalla por niveles de riesgo el total de avisos y sus actualizaciones emitidos en el año 2020 en el conjunto de las 182 zonas de aviso previstas en el plan Meteoalerta (151 zonas terrestres y 31 zonas costeras) y se compara con el promedio anual de avisos emitidos entre los años 2008 y 2020.

	Nivel ROJO	Nivel NARANJA	Nivel AMARILLO	TOTAL
Avisos emitidos en 2020	99	2338	14 863	17 300
Promedio 2008-2020	90	2574	14 934	17 598
Porcentaje de avisos en 2020 respecto del promedio 2008-2020	110 %	91 %	99 %	98 %

Tabla 2.7. Avisos emitidos por niveles y en total en 2020, promedio anual de avisos entre los años 2008 y 2020 y porcentaje de avisos emitidos en 2020 respecto al promedio 2008-2020.

A tenor de los datos, se observa que el número total de avisos fue similar (ligeramente inferior) al del promedio de los últimos trece años, aunque con un incremento del 10 % de los avisos de nivel rojo, asociados a riesgo extremo, y un descenso de los avisos de nivel naranja (riesgo importante) en torno al 9 %.

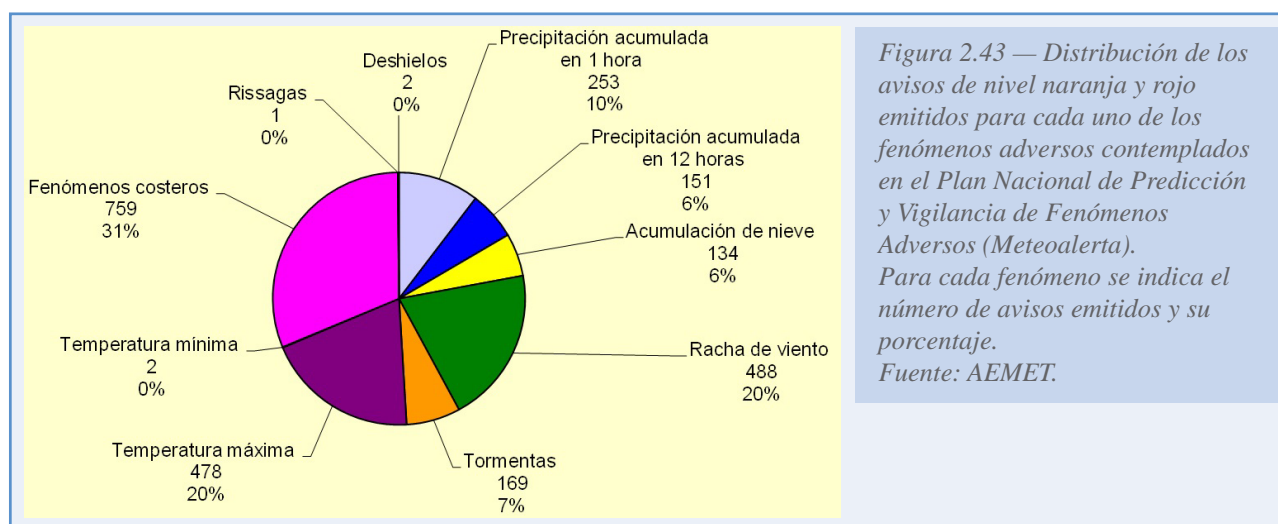
Los avisos de nivel rojo, que se emiten ante la predicción u observación de fenómenos que implican riesgo extremo, fueron los siguientes:

- Acumulación de nieve: en las provincias de Teruel, Castellón, Valencia, Alicante, Albacete y Murcia, en el mes de enero, asociados a la borrasca Gloria.
- Rachas máximas de viento: en las provincias de Valencia y Alicante, también en enero como consecuencia de la borrasca Gloria.
- Fenómenos costeros: en Cataluña, Valencia, Alicante, Ibiza y Formentera y Mallorca en enero; en Asturias, Cantabria y País Vasco en marzo; en A Coruña, Lugo y País Vasco en octubre; y en Galicia, Asturias, Cantabria y País Vasco en diciembre.
- Temperaturas máximas: en Bizkaia y Gipuzkoa en julio; y en la provincia de Málaga, e islas de Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria en agosto.
- Precipitación acumulada en 12 horas: en las provincias de Ávila, Salamanca y Cáceres en octubre; y en Valencia en noviembre.

⁴ https://www.aemet.es/documentos/es/eltiempo/prediccion/avisos/plan_meteoalerta/plan_meteoalerta.pdf

Por fenómenos adversos, el mayor número de avisos de nivel naranja y rojo correspondió a fenómenos costeros (759 avisos, un 31 % del total), seguido de rachas de viento (488 avisos, 20 % del total) y temperaturas máximas (478 avisos, 20 % del total). Los avisos por fenómenos costeros fueron en 2020 un 28 % superiores a los emitidos anualmente en promedio entre 2008 y 2020, mientras que los de rachas de viento quedaron un 12 % por debajo del promedio anual del periodo 2008-2020. Los avisos por temperaturas máximas fueron un 56 % superiores a la media y destaca la escasa cifra de avisos naranjas y rojos emitidos por temperaturas mínimas, tan solo dos a lo largo de todo el año, cuando el promedio es de 97 avisos por este fenómeno adverso.

En cuanto al resto de avisos, hay que señalar que los emitidos por precipitación acumulada en una hora (referidos por lo tanto a la intensidad) fueron en 2020 un 35 % inferiores a la media, mientras que los que tienen en cuenta la acumulación de lluvia en doce horas y, por lo tanto, la persistencia, quedaron un 30 % por debajo del promedio de los emitidos anualmente entre 2008 y 2020. En cuanto a las nevadas, la emisión de avisos por este fenómeno fue un 60 % inferior a los valores promediados. Los avisos por tormentas también quedaron por debajo de la media, en este caso en torno al 11 % (figura 2.43 y tabla 2.8). En la figura 2.44 se detallan los avisos emitidos por comunidad autónoma y fenómeno adverso.



Fenómeno meteorológico adverso	PROMEDIO 2008-2020
Lluvias. Precipitación acumulada en una hora	387
Lluvias. Precipitación acumulada en 12 horas	213
Nevadas. Acumulación de nieve en 24 horas	320
Vientos. Rachas máximas	552
Tormentas	188
Temperaturas máximas	306
Temperaturas mínimas	97
Fenómenos costeros	591
Aludes	7
Galernas cantábricas	0
Rissagas. Oscilación del nivel del mar	2

Tabla 2.8. Promedio anual de avisos emitidos por cada tipo de fenómeno meteorológico adverso incluido en el plan Meteoalerta en el periodo 2008-2020.

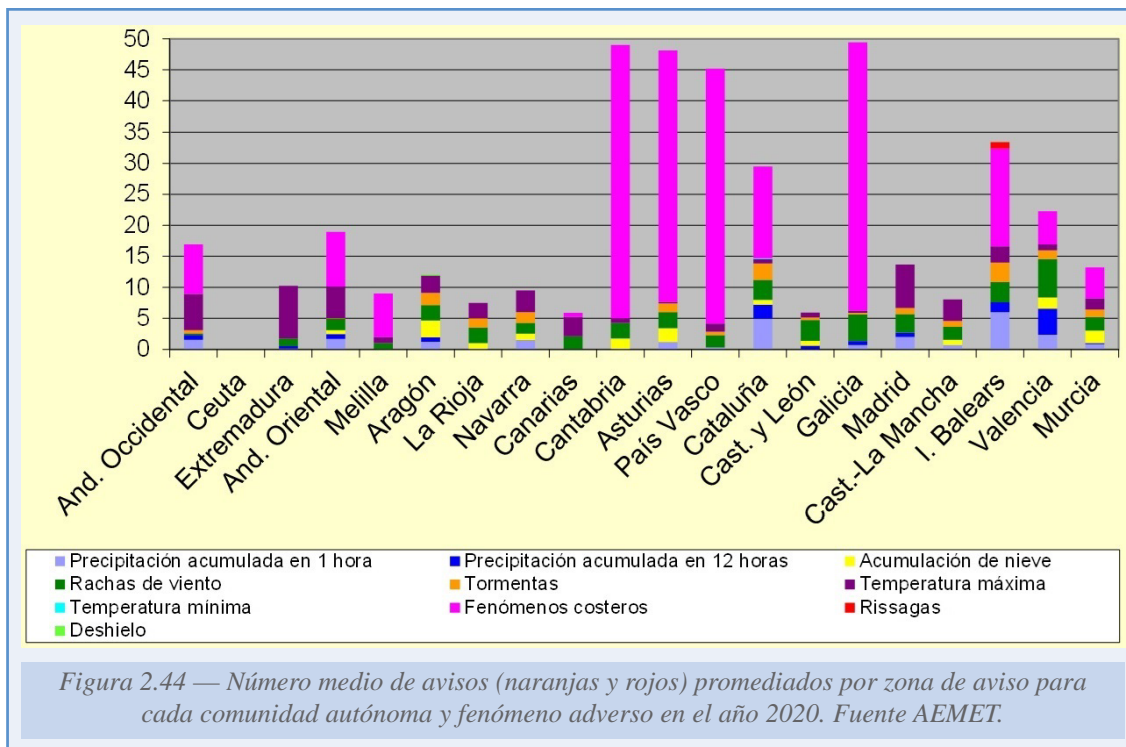


Figura 2.44 — Número medio de avisos (naranjas y rojos) promediados por zona de aviso para cada comunidad autónoma y fenómeno adverso en el año 2020. Fuente AEMET.

El plan Meteoalerta también contempla la emisión de avisos especiales cuando la situación meteorológica así lo aconseje por sus características específicas o su extensión geográfica. En cualquier caso, se emiten cuando se dé al menos una de las siguientes condiciones: que se puedan producir condiciones meteorológicas que provoquen la aparición de niveles naranja o rojo para varios fenómenos meteorológicos adversos, o que el fenómeno o fenómenos previstos se generalicen de forma que afecten a una parte extensa del país que incluya a varias comunidades autónomas.

A lo largo de 2020 se emitieron 17 avisos especiales. En enero, por nieve, lluvia, viento y oleaje; en marzo, por lluvia, nieve y tormentas; entre finales de julio y comienzos de agosto, por ola de calor; por temporal de viento y mar, en octubre; por viento y mar, como consecuencia de la cercanía del ciclón tropical Theta a Canarias, en noviembre; y por temporal marítimo, viento y nieve, en diciembre. Entre 2008 y 2020, el promedio de avisos especiales emitidos cada año fue de 16.

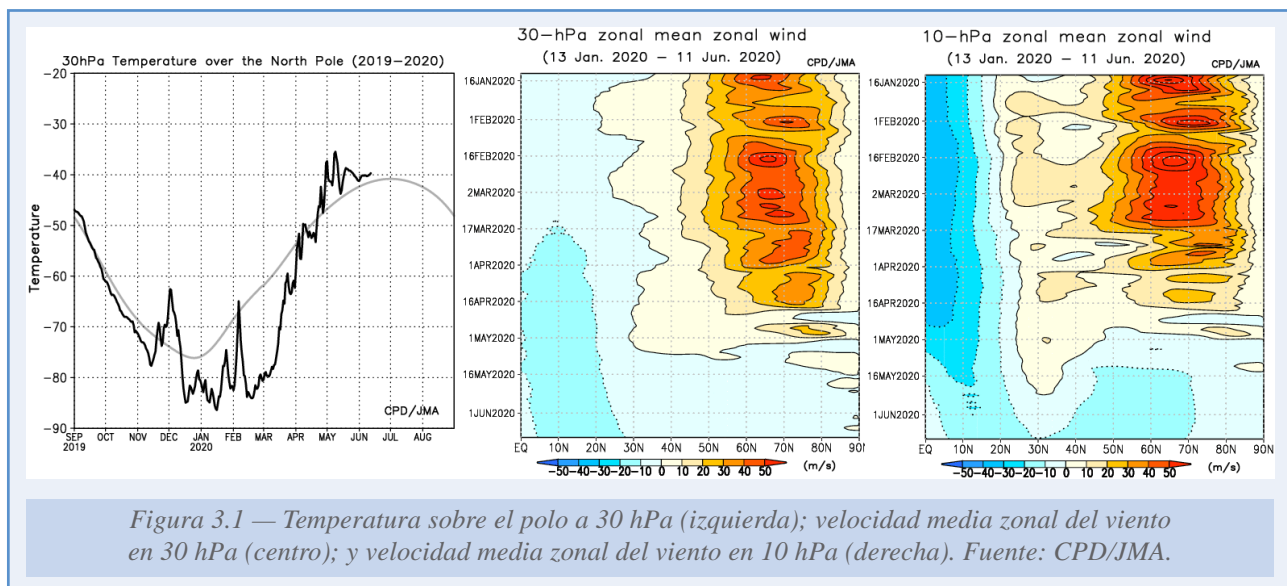
3. ANÁLISIS ESTACIONALES PARA ESPAÑA Y EL SECTOR ATLÁNTICO NORTE - EUROPA

Los episodios de tiempo adverso y los comportamientos climáticos extremos de meses o de estaciones son los aspectos del tiempo y el clima que tienen un mayor impacto en la sociedad y, en consecuencia, cada vez más se pregunta por qué ocurren estos extremos, si el cambio climático es la causa y sobre su predecibilidad que ayude a mitigar sus impactos.

En los extratropicos, los extremos de larga duración suelen estar asociados con la persistencia de regímenes de tiempos particulares, y los fenómenos extremos instantáneos también suelen estar asociados con dichos regímenes que están ligados al comportamiento de la corriente en chorro polar. La predictibilidad de la persistencia de estos regímenes está basada en el conocimiento de los forzamientos externos que puedan condicionar el comportamiento de la corriente en chorro en latitudes medias, como pueden ser la intensidad del vórtice polar de la estratosfera, la temperatura superficial del agua del mar, la extensión del hielo marino, el estado del suelo, o los forzamientos tropicales (ENSO, MJO, ...). Pero determinar la influencia de cualquier forzamiento externo en la corriente en chorro es muy complejo debido a la fuerte inestabilidad propia del chorro que tiende a enmascarar la señal de los forzamientos en el ruido de la variabilidad natural.

Durante 2020 podemos señalar algunos forzamientos que parecen haber tenido parte en el comportamiento del clima estacional en el hemisferio norte (HN) y en el sector Atlántico Norte – Europa (ANE):

- 1) Un invierno con un vórtice polar de la estratosfera (VPE) muy poco perturbado, excepcionalmente intenso y frío (figura 3.1), cuya persistente intensidad favoreció una fase positiva de la Oscilación Ártica (AO) en la troposfera desde enero a marzo, sin precedentes desde 1950 (figura 3.2), consistente con la ausencia de amplificación ártica y las grandes anomalías



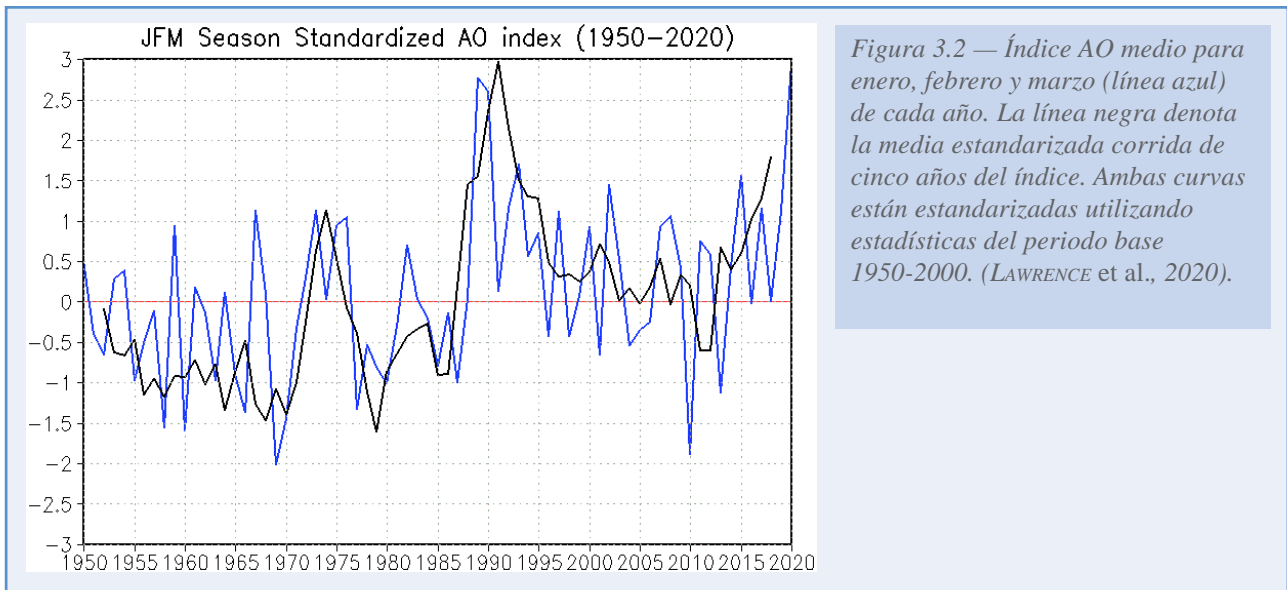


Figura 3.2 — Índice AO medio para enero, febrero y marzo (línea azul) de cada año. La línea negra denota la media estandarizada corrida de cinco años del índice. Ambas curvas están estandarizadas utilizando estadísticas del periodo base 1950-2000. (LAWRENCE et al., 2020).

de temperatura en superficie y de precipitación en el HN durante esta estación. Las extraordinarias características del VPE llevaron a una disminución insólita del ozono estratosférico sobre el Ártico en primavera (LAWRENCE *et al.*, 2020).

- 2) Con la desaparición del VPE (que fue perdiendo intensidad durante desde mitad de marzo y acabó de disiparse a principios de mayo), el régimen NAO+ dio paso a un régimen de Bloqueo, con un anticiclón europeo extraordinario que provocó la desviación de las borrascas de su trayectoria climatológica y, como consecuencia, fuertes anomalías en Europa.
- 3) Durante el verano hubo cambio de la fase del ENSO que pasó de la fase positiva, El Niño, a la fase negativa, La Niña. La Niña suele ir acompañada de una intensificación de las lluvias monzónicas en el sur de Asia¹, siendo en 2020 particularmente intensas². Las anomalías de temperatura en niveles altos producto de las lluvias anómalas del monzón se extendieron hacia el oeste por las zonas subtropicales y, probablemente, fueron causantes de las altas temperaturas en el noroeste de África y en la península ibérica, principalmente en julio (tercer julio más cálido en España).
- 4) Según la OMM, la extremadamente activa temporada de huracanes del Atlántico de 2020 terminó oficialmente el 30 de noviembre con un récord de 30 tormentas tropicales con nombre (figura 3.3), incluidos trece huracanes y seis huracanes mayores. Los huracanes mayores son de categoría 3 y superiores en la escala de Saffir Simpson. La Niña favorece la formación de ciclones en el Atlántico al disminuir la cizalladura vertical del viento en la atmósfera por encima. Esta actividad ciclónica produjo sobre el Atlántico Norte una dorsal anómala en los campos de altura del geopotencial en los niveles altos durante el otoño.

¹ El monzón de la India está anticorrelacionado con El Niño - Oscilación del Sur (ENOS) en escalas interanuales [por ejemplo, RASMUSSEN y CARPENTER, 1983]. Sin embargo, la fuerza de la anticorrelación entre los índices ENSO y lluvia monzónica de la India (IMR) varía en escalas decenales, debilitándose sustancialmente durante los años 80 y 90 [TORRENCE y WEBSTER, 1999].

² En Asia meridional, en la India se registró una de las dos estaciones del monzón más húmedas desde 1994, en el Pakistán agosto fue el mes más húmedo desde que se iniciaron los registros, y en toda la región (incluidos Bangladesh, Nepal y Myanmar) se produjeron inundaciones generalizadas.

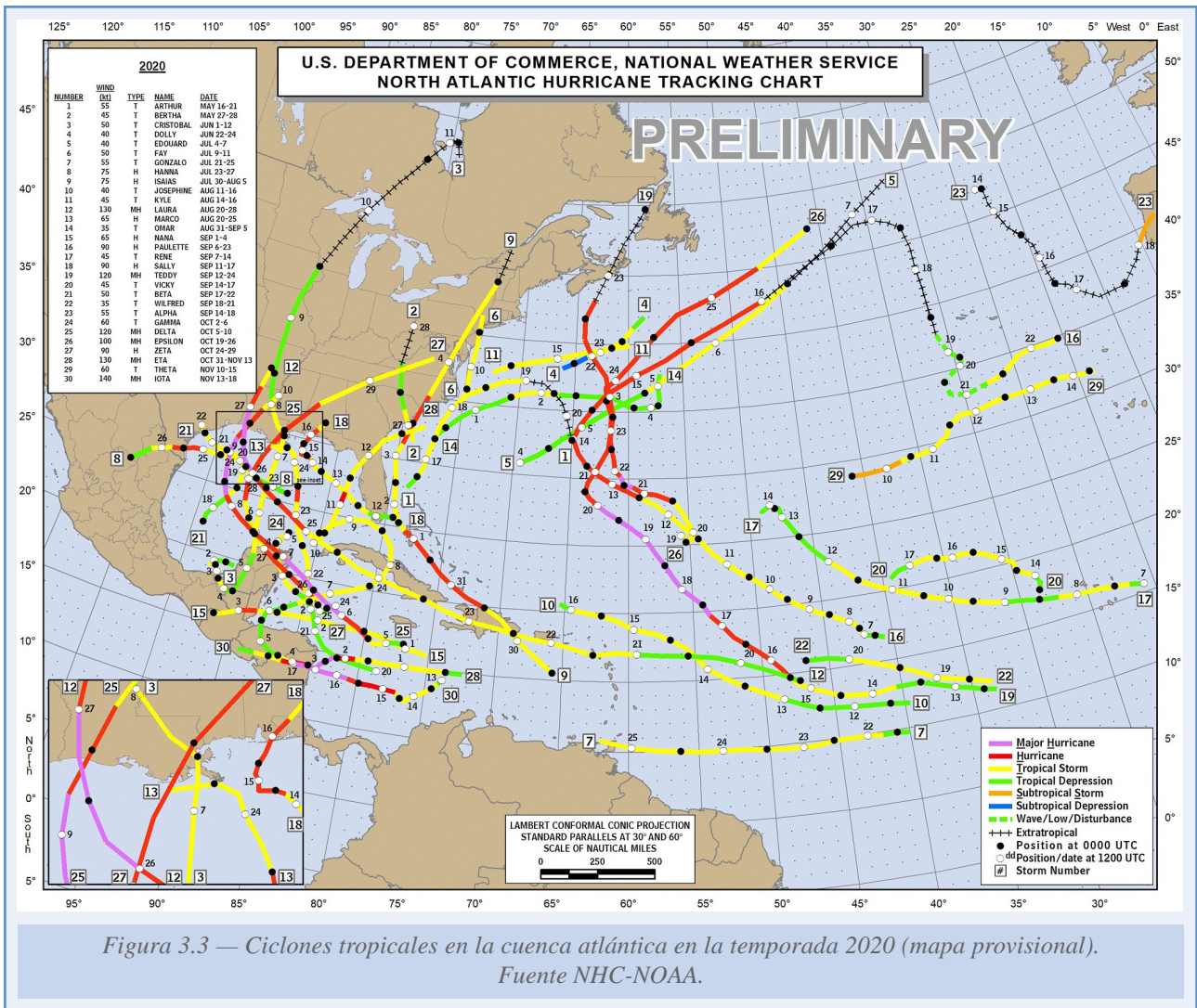
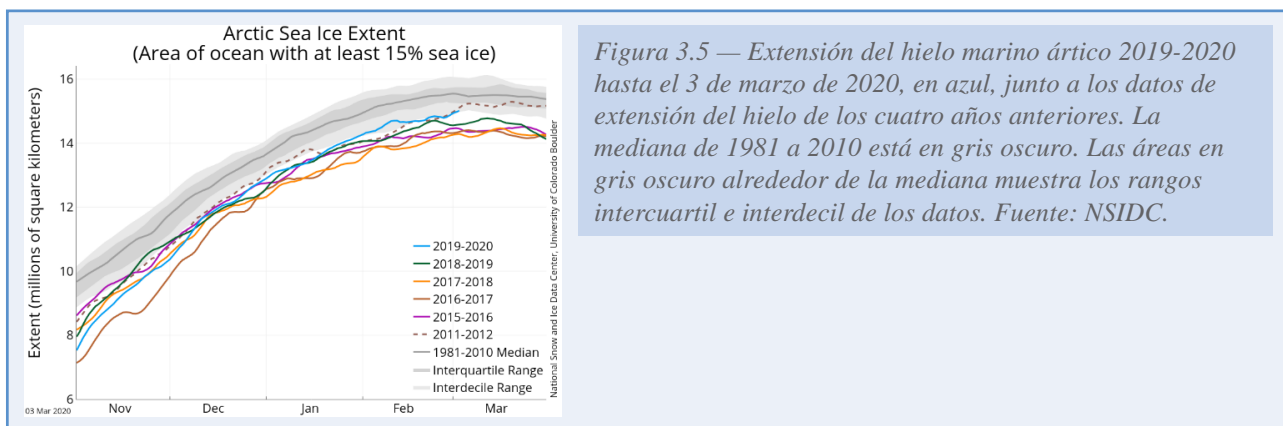
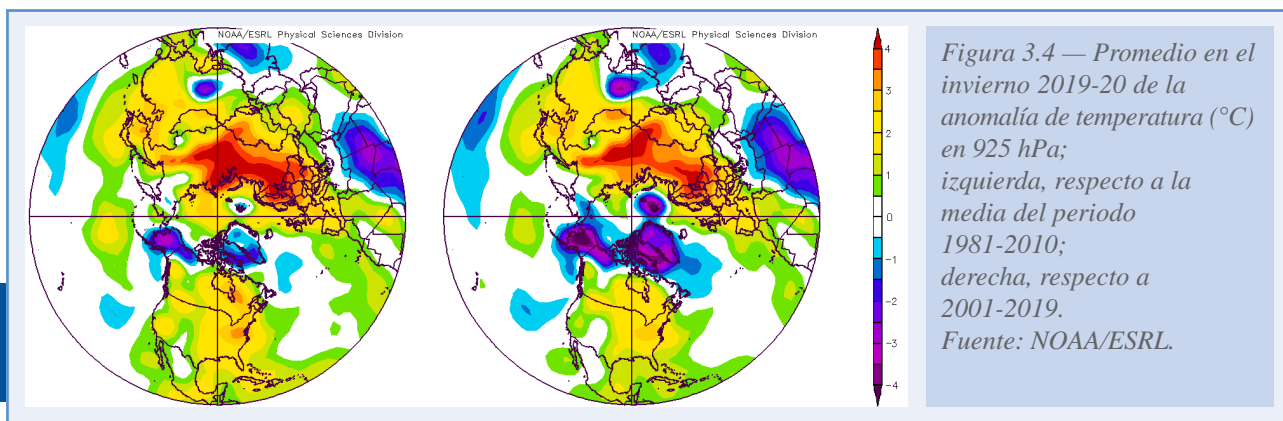


Figura 3.3 — Ciclones tropicales en la cuenca atlántica en la temporada 2020 (mapa provisional).
Fuente NHC-NOAA.

3.1. EL INVIERNO (DIC-FEB) 2019-20

Un invierno extremadamente cálido en Europa y sin amplificación ártica

En la figura 3.4 (izquierda) se muestran las anomalías de la temperatura media del aire en 925 hPa (entre 600 y 700 m de altitud) en el invierno en el HN, respecto al periodo de referencia (1981-2010). En casi todos los continentes las temperaturas estuvieron por encima de la media, con anomalías mayores de +4 °C en buena parte del norte de Eurasia. Sobre el océano Ártico, en la parte euroasiática y en el mismo Polo Norte las anomalías fueron mayores de +1.5 °C, con un máximo en las proximidades de la península de Taimyr. Por el contrario sobre las islas Svalbard, el archipiélago canadiense, Groenlandia y noroeste de América del Norte las anomalías fueron negativas. Fue con mucho el invierno más cálido en Europa desde al menos 1980, con una temperatura media del aire en superficie que fue 1.4 °C más alta que la del anterior récord en 2015-16.



Con respecto al siglo XXI, las temperaturas en niveles bajos fueron frías en casi toda la cuenca del océano Ártico (figura 3.4-derecha): un invierno sin amplificación ártica³. El hielo marino ártico tuvo una extensión bastante inferior a la media del periodo de referencia 1981-2010 (figura 3.5), aunque fue mayor que la de los últimos años. La máxima extensión en 2020 se alcanzó el 5 de marzo y fue la undécima en cuanto a menor extensión en la lista de 42 años de registro satelital del hielo marino.

³ La región del Ártico se ha calentado más del doble de rápido que el promedio mundial, un fenómeno conocido como *amplificación ártica*. El rápido calentamiento del Ártico ha contribuido a la fusión rápida del hielo marino del Ártico y la capa de nieve de primavera, a un ritmo mayor que el simulado por los modelos climáticos.

La circulación atmosférica

Las presiones medias a nivel del mar en invierno (figura 3.6) estuvieron por debajo del promedio 1981-2010 en toda la cuenca ártica, con un área de bajas presiones que se extendía desde el norte del océano Atlántico hasta el mar de Kara, con anomalías negativas de -10 hPa desde Islandia al mar de Kara. En las latitudes medias predominaron las anomalías positivas de presión centradas en la latitud 40° N, una de ellas, máximo de $+8$ hPa, sobre el océano Pacífico y otra, con máximo relativo de $+3$ hPa sobre el Mediterráneo occidental, que englobaba a la península ibérica. Esta distribución de presiones está asociada a la fase positiva de la AO, que como vemos en la figura 3.8 se mantuvo en la fase positiva casi todo el invierno.

El patrón de la altura media del geopotencial en 300 hPa (Z300) y sus anomalías en el sector ANE (figura 3.7, arriba) fue similar al de la presión a nivel del mar, con un área de anomalías negativas, de entre -110 y -130 m, en las proximidades de Islandia, y otro área de anomalías positivas, de entre $+90$ y $+140$ m, con centro en el Mediterráneo occidental, que abarca la península ibérica y se estiraba hasta las islas Azores. La falta de conexión entre las anomalías negativas de latitudes altas y el Mediterráneo occidental viene a indicar que las danas, que dieron el máximo de precipitación en el este de la Península (figura 3.9), fueron poco numerosas pero con precipitaciones intensas. En la figura 3.7 (abajo) se muestra la velocidad climatológica del viento en 300 hPa en invierno (1981-2010; líneas en negro) y sus anomalías en invierno (coloreadas). Se observa sobre el Atlántico que, en relación con la climatología, la corriente en chorro polar estuvo desplazada hacia latitudes más bajas, fue más fuerte de lo normal y muy poco ondulada, con la mayor anomalía en la velocidad del viento localizada en el este del Atlántico próximo a las islas británicas. También se advierte un desplazamiento hacia el ecuador del chorro subtropical y una intensificación en las proximidades de América del Sur a unos 10° N.

El patrón de anomalías Z300 tiene gran parecido al del régimen de tiempo NAO+ (casi equivalente a la fase positiva de la Oscilación del Atlántico Norte; ver anexo D). La AO se corresponde bastante con la NAO en el sector ANE. En promedio, de enero

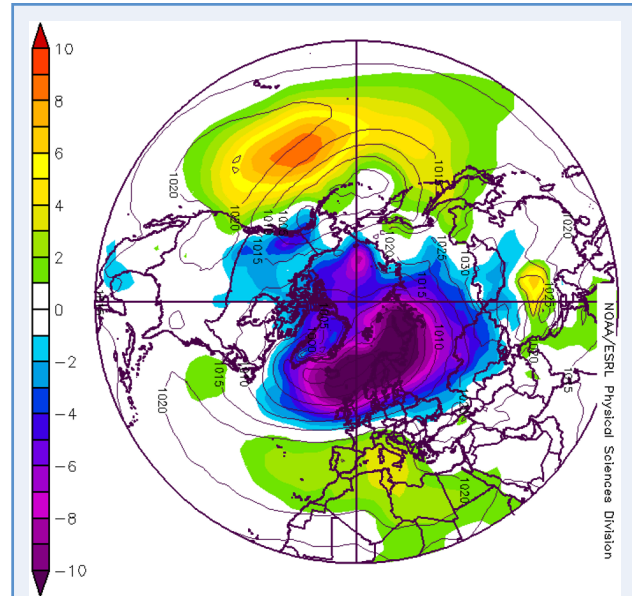


Figura 3.6 — Promedio para el invierno 2019-2020 de la presión a nivel del mar (líneas) y sus anomalías (color) en hPa. Fuente: NOAA/ESRL.

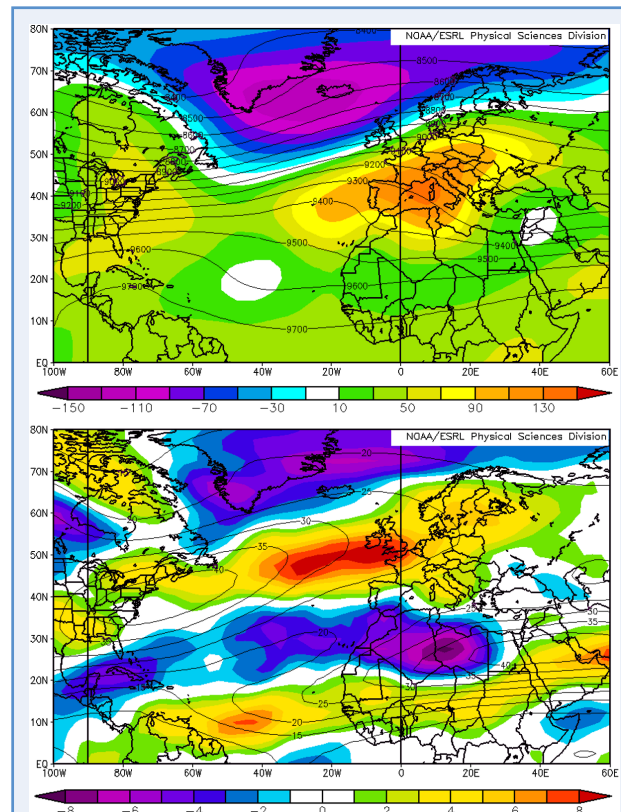
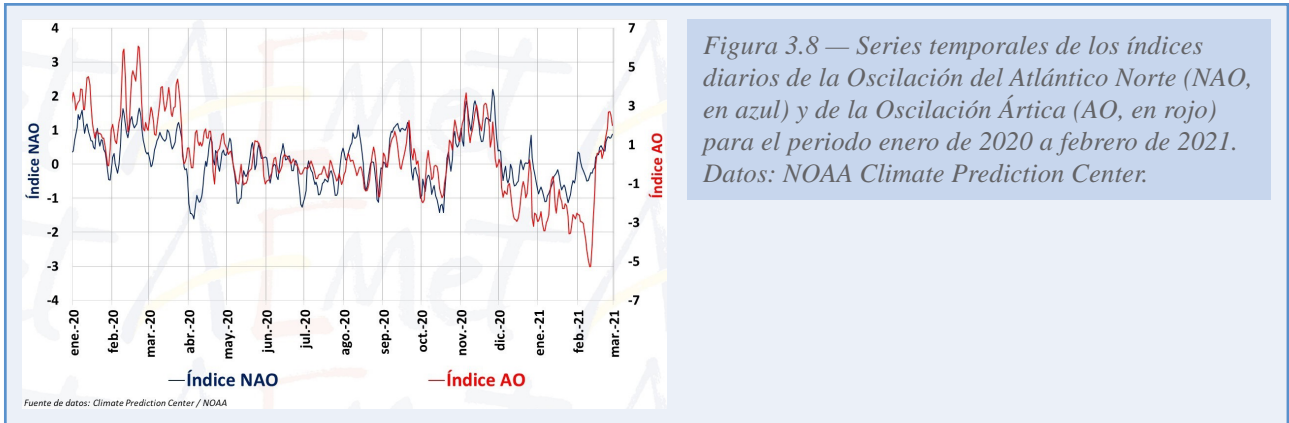
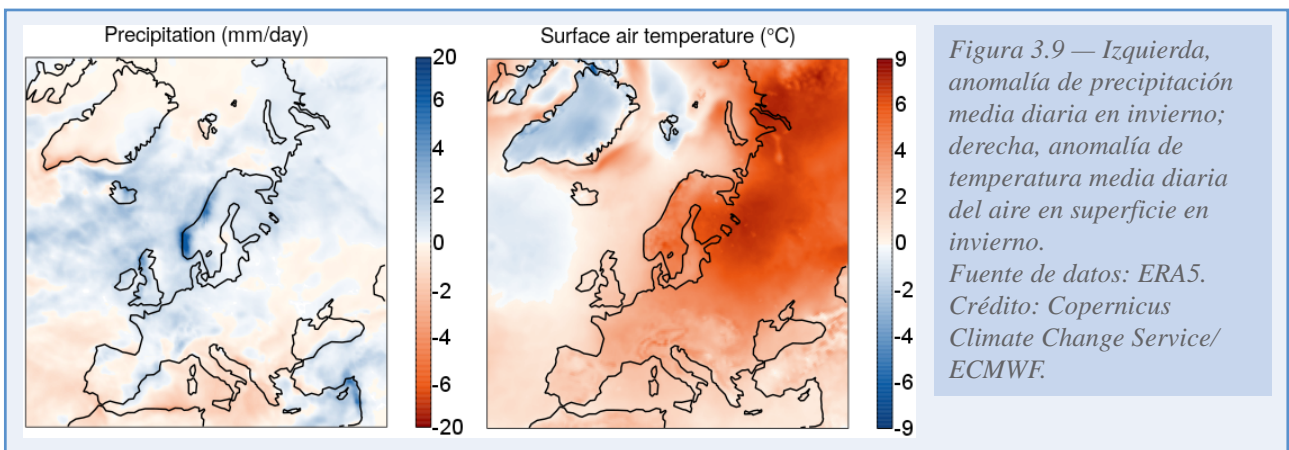


Figura 3.7 — Mapas medios para el invierno 2019-2020 de: (arriba) la altura del geopotencial en 300 hPa (líneas) y sus anomalías (color) en m; (abajo) anomalía del viento zonal (color) respecto a la climatología 1981-2010 en 300 hPa (líneas). Fuente: NOAA/ESRL.



a marzo el índice AO en la troposfera alcanzó un valor muy alto, sin precedentes; con valores positivos altos (superiores a +2) en la primera mitad del mes de enero y mayor parte de febrero, y valores muy altos, de 4 a 6, en buena parte de febrero (figura 3.8).

El régimen NAO+ intensifica los vientos del oeste en el Atlántico y sitúa la corriente en chorro polar en una posición latitudinal intermedia, más baja que en el régimen de Dorsal Atlántica y más alta que en el régimen NAO-, favoreciendo temperaturas más altas de lo normal en Europa central y del norte, y en el norte del Mediterráneo, y temperaturas más frías en el sur del Mediterráneo. Sin embargo, la NAO no juega un papel relevante en la variabilidad de la temperatura en el Mediterráneo occidental (TRIGO *et al.*, 2006). En cuanto a precipitaciones, la NAO+ está asociada a condiciones húmedas en el norte de Europa y secas en la península ibérica, Canarias, noroeste de África y amplias zonas del norte del Mediterráneo. Este cuadro se corresponde bastante bien con la distribución de temperaturas y precipitaciones de este invierno (figura 3.9), salvando amplias zonas de la costa mediterránea donde se aprecian los efectos de sendas gotas frías en diciembre y enero.



Los impactos de la AO+ en invierno en Europa son muy similares a los de la NAO+, pero cuando el índice AO es muy alto (4 a 6) los temporales atlánticos alcanzan el mar de Barents. Esto explica probablemente la reducción del mar de hielo en este mar en febrero, y la pausa de más de una semana en el crecimiento del mar de hielo en el Ártico durante la mitad de ese mes (figura 3.5).

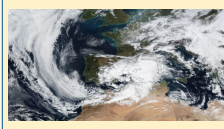

ENERO	<p>Borrasca Gloria y posterior temporal de levante en el Mediterráneo (18-25). Se recogen más 400 mm de lluvia en puntos de la Comunidad Valenciana, Cataluña y Baleares, y algo menos en Málaga. Nevadas de hasta 1 m de espesor en Castellón, intenso oleaje. Trece fallecidos y grandes pérdidas materiales.</p> <p><i>(Imagen satélite Suomi-NPP 19 a las 12 UTC) ►</i></p>	
FEBRERO	<p>Episodio histórico de calima en Canarias, que afectó a todas las islas (21-23). El polvo llegó a la Península los días 26 y 27.</p> <p><i>(Fotografía tomada desde el Observatorio de Santa Cruz de Tenerife del CIAI-AEMET, frente al puerto de la ciudad, el 23 de febrero (la distancia a los barcos es de unos 200 metros)) ►</i></p>	

Tabla 3.1. Eventos más destacados de enero y febrero.

El vórtice polar de la estratosfera (VPE)

La variabilidad del VPE ártico suele afectar el estado de la AO y de la NAO, que son esencialmente medidas de la intensidad del flujo de oeste de latitudes medias en el HN y el Atlántico Norte, respectivamente. En general, los eventos de vórtice débil (fuerte) son seguidos por fases negativas (positivas) del AO/NAO⁴.

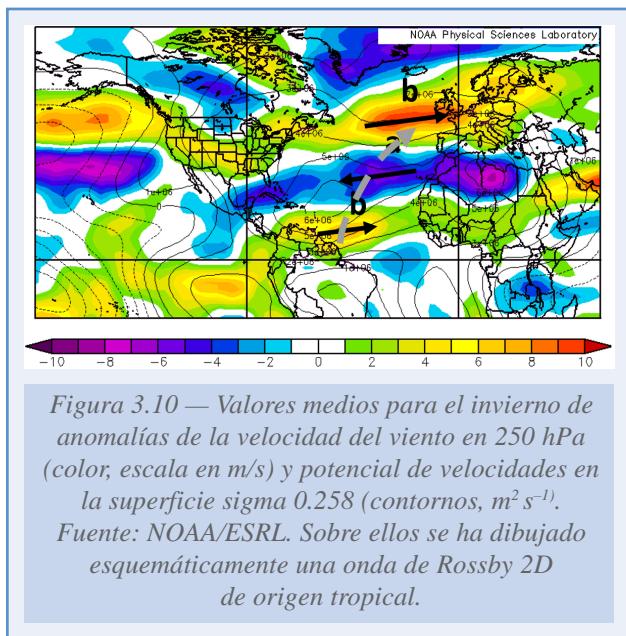
En la figura 3.1 se presenta la temperatura sobre el polo a 30 hPa (izquierda) y la velocidad media zonal del viento tanto en 30 hPa (centro) como en 10 hPa (derecha), que muestran un VPE casi ininterrumpidamente fuerte desde mitad de diciembre hasta mitad del marzo (definido como fuerte un VPE cuyo viento zonal medio diario a 60° N y 10 hPa supera los 41.2 m s⁻¹, TRIPATHI *et al.*, 2015), que se corresponde con la fase positiva de la AO y de la NAO.

Según LAWRENCE *et al.* (2020) la intensidad excepcional del VPE se debió a una actividad inusualmente débil de las ondas troposféricas durante todo el invierno. Por lo general, estas ondas atmosféricas generadas en la troposfera se propagan hacia arriba en la estratosfera, donde pueden perturbar y debilitar el vórtice. Además, se desarrolló una configuración inusual del vórtice polar de la estratosfera que reflejaba hacia abajo las ondas que viajaban hacia arriba desde la troposfera. Estas condiciones únicas permitieron que el vórtice se mantuviera fuerte y frío durante varios meses.

La explicación de la actividad débil de las ondas planetarias en este invierno con extensión de hielo marino ártico bastante inferior a la media del periodo de referencia (1981-2010), parece estar en la localización geográfica de la reducción del hielo marino. Cuando la pérdida de hielo se confina principalmente en el sector atlántico del Ártico, el VPE se debilita. Si se confina en el sector pacífico, el VPE se fortalece (MCKENNA *et al.*, 2018). Este invierno la extensión del hielo marino en Barents/Kara estuvo por debajo del promedio, aunque no tanto como los últimos años. Sin embargo, en los mares de Bering y Ojostk la extensión del hielo estuvo claramente por debajo del promedio (además el mar de Chukchi tuvo muy poco hielo en buena parte de diciembre). En resumen, las pérdidas de hielo del invierno se localizaron en el sector pacífico del Ártico, lo cual puede explicar su escasa influencia en debilitar la

⁴ Sin embargo, se ha demostrado que la relación entre los CRE (calentamiento repentino de la estratosfera: VPE débil) y la AO/NAO varía caso por caso y solo existe una relación robusta en aproximadamente la mitad de los CRE mayores observados (KARPECHKO *et al.*, 2017) Las razones exactas por las que algunos eventos estratosféricos se acoplan al tiempo superficial y otros no, no se conocen bien y es un área de investigación activa.

intensidad del VPE y de la AO+, al menos al principio del invierno. Una vez alcanzada una OA+ muy alta, la anomalía negativa de presión y geopotenciales sobre el mar de Barents, actuaría como un ancla para la circulación atmosférica en el HN, manteniendo un índice AO+ alto, o muy alto, en la troposfera, y un vórtice polar muy fuerte en la estratosfera.



El forzamiento tropical

FELDESTEIN (2003), KNIGHT *et al.* (2017) y otros han demostrado que la NAO puede ser disparada por la propagación de ondas de Rossby desde los trópicos. En el caso de este invierno el régimen NAO+ dominante en el sector ANE parece deberse, al menos en parte, a una onda estacionaria de Rossby 2D propagándose desde los trópicos hacia las latitudes medias. En la figura 3.10 están resaltadas sobre el Atlántico Norte las anomalías de viento alternantes en dirección, y las anomalías ciclónicas y anticiclónicas (b-a-b) en 250 hPa que delatan una onda de Rossby que se propaga desde la costa norte de Sudamérica hacia el polo (más detalles en SÁNCHEZ-LAULHÉ, 2020).

Borrascas con gran impacto de la temporada 2019-2020

La tabla de la página siguiente muestra las borrascas con gran impacto⁵ nombradas por el Grupo Suroeste Europeo, formado por los Servicios Meteorológicos Nacionales de Portugal, Francia, Bélgica y España en la temporada 2019-2020. Se nombran aquellas borrascas (ciclones extra-tropicales) que dan lugar a la emisión de avisos de viento de nivel naranja en alguno de los cuatro países del Grupo Suroeste. El número de ellas fue muy alto en la mencionada temporada, con un total de 15, doce de las cuales se formaron entre el 1 de noviembre de 2019 y el 1 de marzo de 2020.

Una ciclogénesis (formación de borrascas/ciclones) es causada por la interacción de una perturbación en niveles altos, baroclinidad en niveles bajos y calentamiento diabático en niveles medios (DAVIS y EMANUEL, 1991). La perturbación en niveles altos es una anomalía de vorticidad potencial que se forma durante un pliegue de la tropopausa que causa la intrusión de aire estratosférico (WHITAKER *et al.*, 1988). El elevado número de borrascas de gran impacto podría deberse a la alta vorticidad potencial en las capas bajas de la estratosfera debido al fuerte VPE de este invierno⁶. Aunque la intensidad del VPE en la estratosfera media no siempre se corresponde con la de la estratosfera más baja, los vientos medios zonales de diciembre hasta marzo en el nivel de 100 hPa fueron los más intensos desde 1950 (LAWRENCE *et al.*, 2020).

⁵ <http://www.aemet.es/es/conocermas/borrascas>

⁶ Un VPE está marcado por fuertes vientos circumpolares y temperaturas frías en el interior. A medida que los vientos circumpolares comienzan a aumentar en el otoño, el vórtice polar se acelera y los valores de la vorticidad potencial de Ertel (E_{pv}) aumentan en el polo. Cuanto más fuerte es el VPE mayor es su E_{pv} (v. gr., NASH *et al.*, 1996).

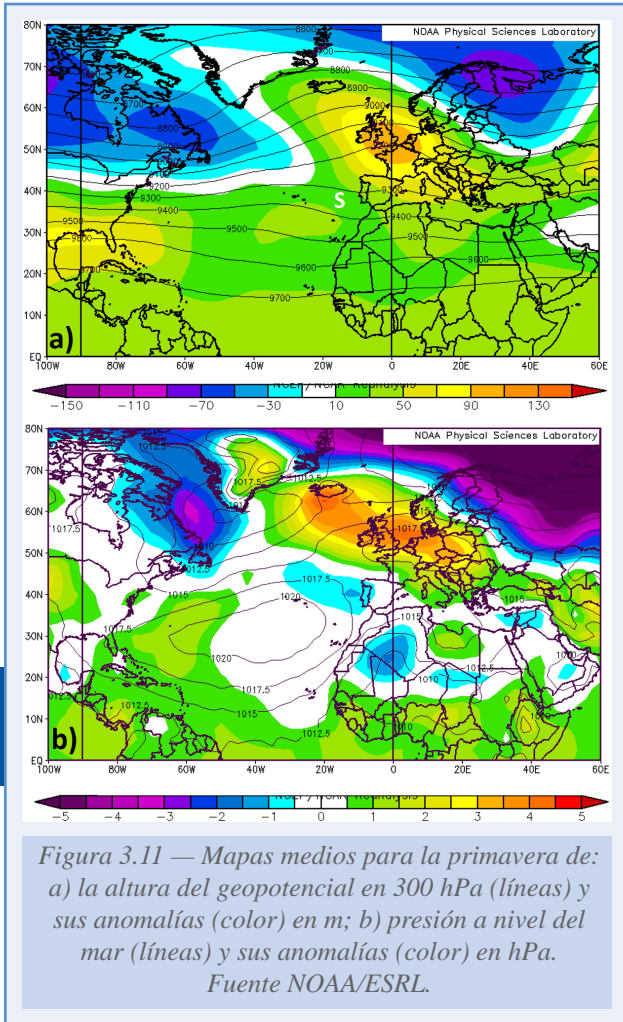
Igualmente, el VPE fuerte sería un factor importante para las escasas, pero muy dañinas, gotas frías de este invierno. Una circulación con índice AO+ muy alto no es propicio a la formación frecuente de gotas frías, pero cuando se produce una ruptura de ondas de Rossby, la alta vorticidad potencial de la estratosfera podría conducir a intensos ciclones aislados de la circulación de los oestes (gotas frías, o también danas cuando la circulación ciclónica en superficie es débil), como las ocurridas en el Mediterráneo los días 2 al 4 diciembre, los días 17 al 23 de enero, que llevó aparejada la ciclogénesis intensa de la borrasca Gloria.

Nombre	Fecha de nombramiento
Amelie	1 de noviembre de 2019
Bernardo	9 de noviembre de 2019
Cecilia	21 de noviembre de 2019
Daniel	15 de diciembre de 2019
Elsa	16 de diciembre de 2019
Fabien	18 de diciembre de 2019
Gloria	17 de enero de 2020
Herve	3 de febrero de 2020
Ines	12 de febrero de 2020
Jorge	27 de febrero de 2020
Karine	29 de febrero de 2020
Leon	1 de marzo de 2020

Tabla 3.2. Borrascas con gran impacto de la temporada 2019-2020 hasta el 1 de marzo.

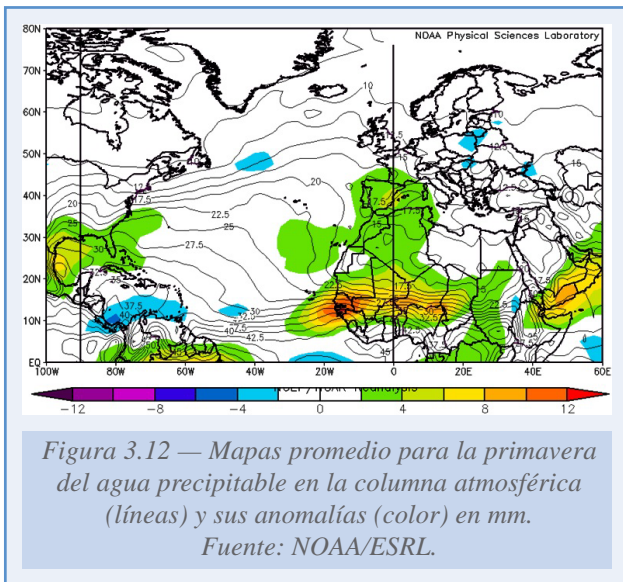
3.2. PRIMAVERA

Descripción de los niveles altos y superficie



El campo medio de altura de geopotencial en 300 hPa (Z300) (figura 3.11a) muestra una amplificación de la dorsal y de las vaguadas climatológicas casi estacionarias de la primavera del sector ANE en latitudes más altas de 60° N: la dorsal del noreste del Atlántico Norte y las vaguadas del este de Norteamérica y del este de Europa. La anomalía positiva de la dorsal se extendía desde Europa hasta Groenlandia, con un máximo centrado en el Canal de la Mancha. La anomalía negativa sobre Canadá se estiraba sobre el Atlántico hacia el sudeste hasta el norte de las Azores, y se prolongaba hasta el sudoeste de la Península como un surco de anomalía mínima relativa de Z300 (S en figura 3.11a). Los regímenes de tiempo predominantes fueron el Bloqueo Europeo o Escandinavo y el de Dorsal Atlántica (Anexo C) según las asignaciones realizadas por el producto experimental del ECMWF sobre regímenes de tiempo.

El campo medio de la presión a nivel del mar (PNM) (figura 3.11b), consecuente con la barotropía en las circulaciones de baja frecuencia en las latitudes extratropicales, muestra una anomalía positiva principal que se extendía por Europa central hasta Groenlandia cruzando las islas británicas e Islandia, y unas anomalías negativas principales que afectaron al mar del Labrador y al norte de Escandinavia y Rusia. Además, había anomalías negativas en el oeste de la Península y al noroeste de África, donde hay una baja térmica (o de calor) profunda para la primavera. La península ibérica se encontraba en una zona de bajo gradiente de presión, entre dos anticiclones, el centroeuropeo y el subtropical oceánico, y entre dos zonas de bajas presiones, la baja del sur de Groenlandia y la vaguada inversa de carácter térmico del nordeste de África que se estira hacia el polo.



En la figura 3.12 se muestra una zona de anomalía positiva de agua precipitable en la columna atmosférica en la primavera que desde el Sahel (véase cuadro 3) se extendía hasta la Península, con un máximo sobre el este de España. La fuerte anomalía de agua precipitable en el Sahel se debe a una

precipitación convectiva anómala en la primavera adentrada en el Sahel (por encima de 10° N; se puede ver la climatología en la figura 3.13). Y en la figura 3.14 se presenta el campo de potencial de velocidades en niveles altos de la troposfera. Los mínimos relativos del potencial de velocidades en estos niveles indican zonas de movimientos ascendentes (o zonas de divergencia de viento, D) mientras que los máximos relativos indican movimientos descendentes (o zonas de convergencia de viento, C). Como se puede observar, la zona de anomalía de agua precipitable del noroeste de África y la Península coincide con una zona de ascendencia a gran escala y parece tener su origen en el Sahel reforzado en su parte norte por la convección del este peninsular.

Cuadro 3. El Sahel

El Sahel es la región de transición semiárida entre el desierto del Sahara al norte y las sabanas húmedas al sur. Se extiende por el norte de África tropical desde Senegal hasta Níger (10° – 18° N, 15° O– 15° E). El monzón de África occidental caracteriza el ciclo hidrológico en esta región, impulsado por un desplazamiento sur-norte-sur de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), una banda de nubes convectivas profundas en los trópicos, que define la región de máxima precipitación. En promedio, la ZCIT sobre África Occidental cambia abruptamente de la costa de Guinea (4° – 6° N) a aproximadamente 10° – 12° N a fines de junio, determinando el pico de precipitación en el Sahel durante julio-septiembre, en el cual la variabilidad de la precipitación también es máxima.

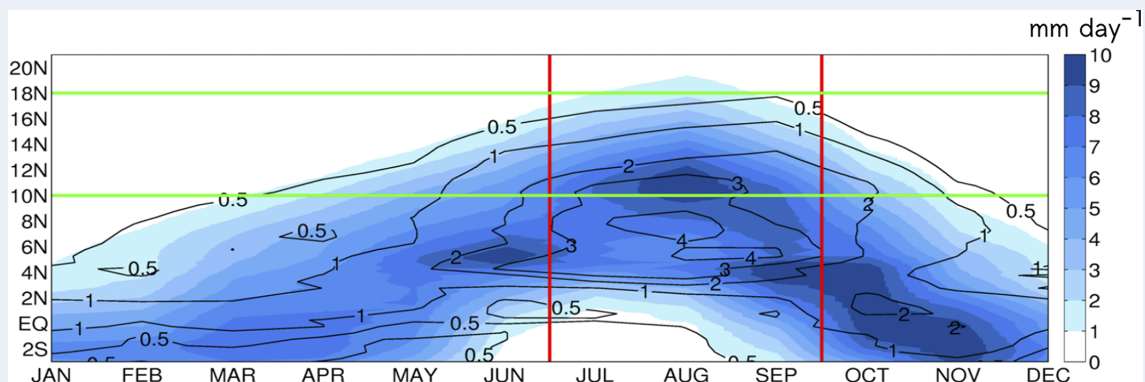


Figura 3.13 — Ciclo estacional de lluvias del Sahel. Diagrama latitud-tiempo de las cantidades de lluvia promediadas longitudinalmente (15° O– 15° E) (sombreadas) y su desviación estándar (contornos).

Las líneas horizontales verdes continúan indican el dominio latitudinal del Sahel (10° – 18° N).

(SUÁREZ-MORENO et al., 2018).

La variabilidad de baja frecuencia de las precipitaciones en el Sahel varía de escalas de tiempo interanuales a décadas, con periodos de fluctuaciones abruptas interanuales y décadas de tendencias pronunciadas hacia condiciones de sequía o húmedas. Aparte de la ZCIT, las principales características de circulación asociadas con la variabilidad de la lluvia saheliana en las escalas de tiempo interanual y decadal son la baja de térmica del Sahara, el chorro del este africano (AEJ), el chorro tropical del este, y los chorros del oeste de bajo nivel sobre el Atlántico (ver más en v.gr. SUÁREZ-MORENO et al., 2018).

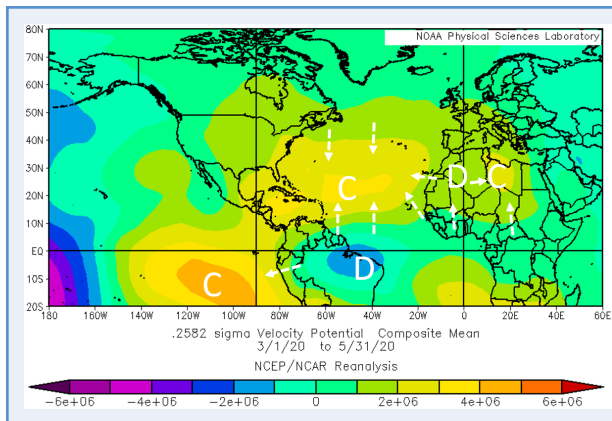


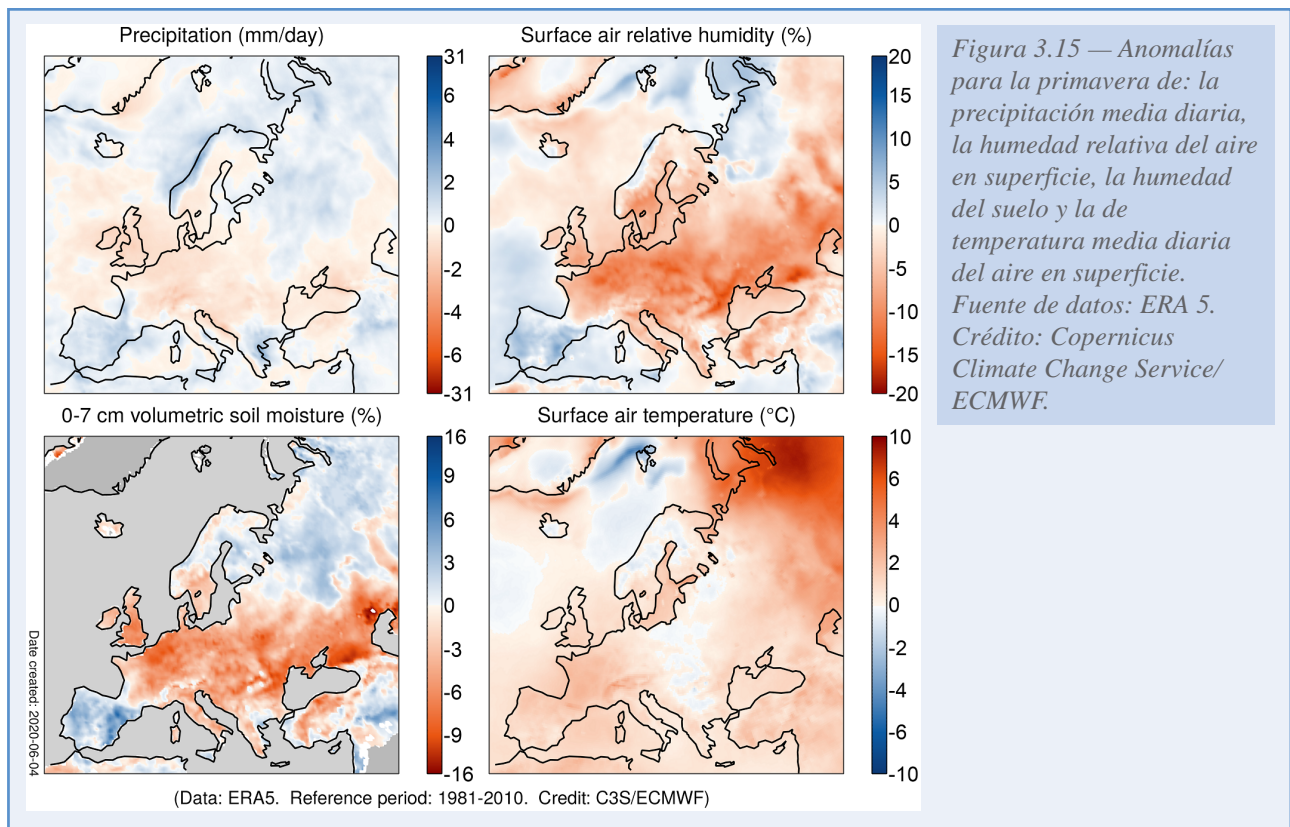
Figura 3.14 — Promedios para la primavera del potencial de velocidades ($m^2 s^{-1}$) en la superficie sigma 0.258. C y D son zonas de convergencia y de divergencia de viento. Las flechas blancas a trazos representan esquemáticamente al viento divergente y son perpendiculares a las isocintas de potencial de velocidad y dirigidas hacia los valores más altos del potencial de velocidades. Fuente: NOAA/ESRL.

Las anomalías de temperatura y precipitación y la circulación

Debido a la desviación de las borrascas atlánticas por el bloqueo, la primavera fue más seca que el promedio en gran parte de Europa, incluyendo Irlanda y el Reino Unido⁷, gran parte de Francia, la mayor parte de Europa central, la región alrededor del sur del mar Báltico y la mayor parte de Europa del este (figura 3.15). En todas estas regiones, la humedad del suelo y la humedad relativa estuvieron muy por debajo del promedio, especialmente en una banda latitudinal que se extiende desde el Reino Unido hasta el mar Caspio. La precipitación fue por encima de lo normal en las regiones marginales del bloqueo: la península ibérica, partes de Grecia, Escandinavia y Rusia europea.

La primavera en España tuvo un carácter muy cálido (especialmente altas fueron las temperaturas mínimas), con zonas extremadamente cálidas en la mitad norte de la Península. En cuanto a precipitaciones fue muy húmeda, con marzo y abril muy húmedos, y mayo normal (en abril y mayo abundaron las tormentas). El surco S en el campo de anomalías de alturas de geopotenciales del oeste de la Península (figura 3.11a) indica la senda de ciclones atlánticos (mayoritariamente danas) de esta primavera hacia latitudes bajas a causa del bloqueo. La anomalía positiva del campo de agua precipitable que cubría la Península podría ser debida a las precipitaciones abundantes que trajeron las perturbaciones ciclónicas y el pantano barométrico reinante en niveles bajos que podría tener un efecto acumulativo y una retroalimentación positiva de las bandas precipitantes siguientes. La anomalía del agua precipitable del noroeste de África (figura 3.14) podría haber tenido una influencia positiva sobre la precipitación sobre la Península, por lo que el monzón del África occidental pudiera haber tenido influencia sobre las lluvias peninsulares (interacción tropical-extratropical). Así mismo dicho monzón podrá haber influido en los récords históricos de valores bajos de horas de sol en España descritos en el apartado 2.4 y en NÚÑEZ (2020).

⁷ Ha sido la primavera más soleada del Reino Unido de su serie histórica que comienza en 1929, con más horas de sol que la mayoría de sus veranos. Solo los veranos de 1955, 1976 y 1989 tuvieron más horas de sol.



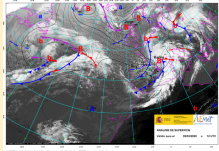
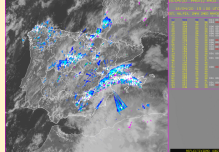

MARZO	<p>Borrasca Karine (1-2 marzo). Afectó a casi toda la Península y Baleares con vientos muy fuertes, nevadas en cotas muy bajas, lluvias generalizadas, descenso de temperaturas y fuerte oleaje en Cantábrico y Mediterráneo.</p> <p><i>(Análisis de superficie del SNP (Servicio Nacional de Predicción) de AEMET del día 2 a las 12 UTC) ►</i></p>	
ABRIL	<p>Actividad convectiva durante casi todo el mes, con un máximo los días 18 y 19 (supercélulas y líneas de turbonada).</p> <p><i>(Imagen radar+sat del día 18 a las 15:00 UTC) ►</i></p>	
MAYO	<p>Temperaturas muy altas durante la tercera decena sobre todo en el suroeste de la Península (se superan los 38°C), sin llegar a ola de calor.</p> <p><i>(Temperaturas máximas registradas el día 22) ►</i></p>	

Tabla 3.3. Eventos más destacados de marzo, abril y mayo.

La humedad del suelo y el bloqueo europeo

El patrón meteorológico de la primavera en Eurasia recuerda a los de los veranos recientes, con dorsales acompañadas de temperaturas superiores a lo normal en Europa y en Asia central y oriental, y entre ellas una vaguada con temperaturas más normales en Asia occidental. Este patrón se debe a interacciones suelo-atmósfera causadas por la humedad contenida en la tierra. Sobre los suelos secos la mayoría del desequilibrio radiativo en la superficie terrestre se transforma en calor sensible, en subir la temperatura del aire, formando anomalías positivas de altura del geopotencial (dorsales), mientras que sobre suelos húmedos buena parte se transforma en calor latente y posiblemente en formación de nubosidad y precipitación, tendiendo a formar en la atmósfera de encima vaguadas o anomalías negativas de geopotencial.

La persistencia de un vórtice polar de la estratosfera (VPE) fuerte y del régimen NAO+ intenso en enero y febrero hizo que al inicio de la primavera la extensión de la capa de nieve euroasiática haya sido la más pequeña en el registro, tras las de 2002 y 1995. En particular la nieve estuvo por debajo de la media en casi toda Europa y partes de sudoeste de Asia. La falta de nieve, el déficit de precipitaciones y la altas temperaturas en el invierno en el área de Eurasia que rodea a los mares Negro y Caspio (un punto caliente, *hot spot*, de la interacción suelo-atmósfera) hizo que en esta zona los suelos estuvieran muy secos al final del invierno. El debilitamiento del VPE en la primavera puede haber dado paso al protagonismo de las retroalimentaciones positivas suelo-atmósfera primero en este área y luego en la mayor parte de Europa para inducir cambios en las ondas de gran escala de la circulación general que dieron lugar al patrón de bloqueo de la primavera, que extendieron las condiciones secas y anticiclónicas a la mayoría de Europa.

Cuadro 4. Condiciones para la realimentación tierra-atmósfera

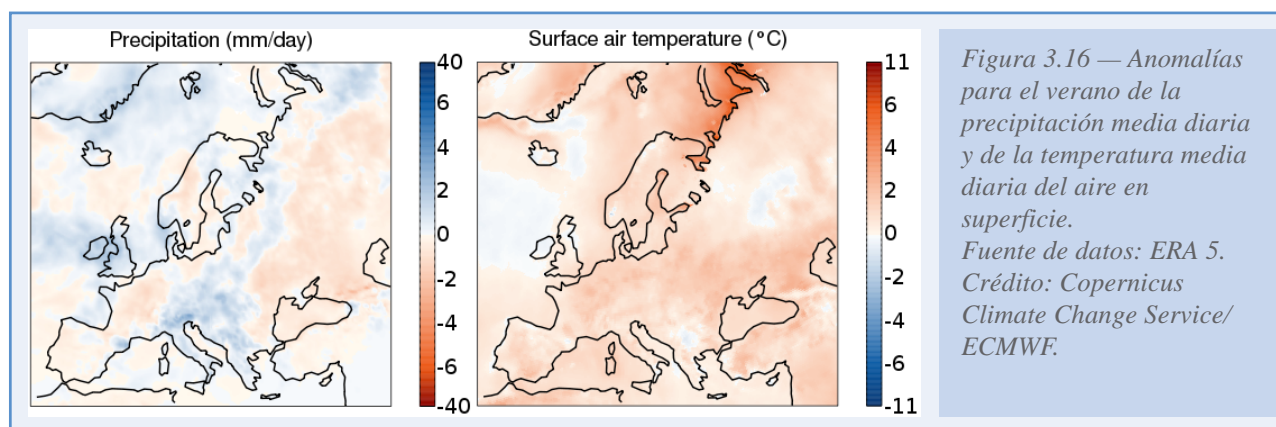
La superficie terrestre responde a anomalías sostenidas (persistentes) en la atmósfera en escalas de tiempo subestacionales a estacionales (S2S) y en cualquier momento y lugar en que se cumplan tres condiciones específicas, la cadena de procesos para las retroalimentaciones entre tierra y la atmósfera puede amplificar y mantener las anomalías ofreciendo una ventana de oportunidades para aumentar la predecibilidad a escalas S2S. La primera condición es la sensibilidad de la atmósfera a las variaciones del estado de la superficie terrestre mediante cambios en los flujos superficiales (una medida de esta sensibilidad es la correlación entre la humedad del suelo y las anomalías de evaporación); la segunda es una suficiente magnitud de variabilidad en los estados de la superficie terrestre para generar una respuesta atmosférica significativa. Estas dos primeras condiciones están vigentes en las llamadas regiones de «puntos calientes» de acoplamiento tierra-atmósfera, como las Grandes Llanuras de América del Norte, el Sahel de África, las latitudes medias de Eurasia, la cuenca del río Indo, gran parte de Australia, África meridional y La Pampa de América del Sur. La tercera condición necesaria es la memoria o la persistencia de anomalías en la superficie de la tierra. La memoria tiende a ser mayor en las regiones áridas (ver por ejemplo, MARIOTTI *et al.*, 2020).

3.3. VERANO

El verano boreal estuvo marcado por temperaturas relativamente cálidas en gran parte del Ártico y excepcionalmente altas en el norte de Siberia. En Europa (figura 3.18) estuvieron $0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ por encima de la media 1981-2010, quinto valor más alto de la serie; claramente más bajo que los de 2003, 2010, 2018 y 2019, y un poco más bajo que el registrado en 2016. En España tuvo un carácter muy cálido, siendo extremadamente cálido en zonas de la mitad sur, aunque en la mayor parte junio fue frío o normal, julio fue extremadamente cálido o muy cálido, y septiembre bastante variable aunque normal cercano a cálido en conjunto.

Sin embargo, como indica el informe del C3S sobre la temperatura en superficie en agosto⁸, las olas de calor de finales de julio y principios de agosto sobre Europa central y occidental supusieron un número de días mayor de lo normal con altos niveles de estrés por calor. El número de días durante los cuales el *índice térmico universal del clima*, UTCI (cuadro 1), alcanzó la categoría de «estrés por calor muy fuerte» fue el más alto de Europa, superando los 40 días en amplias zonas del sur peninsular (figura 1, Introducción).

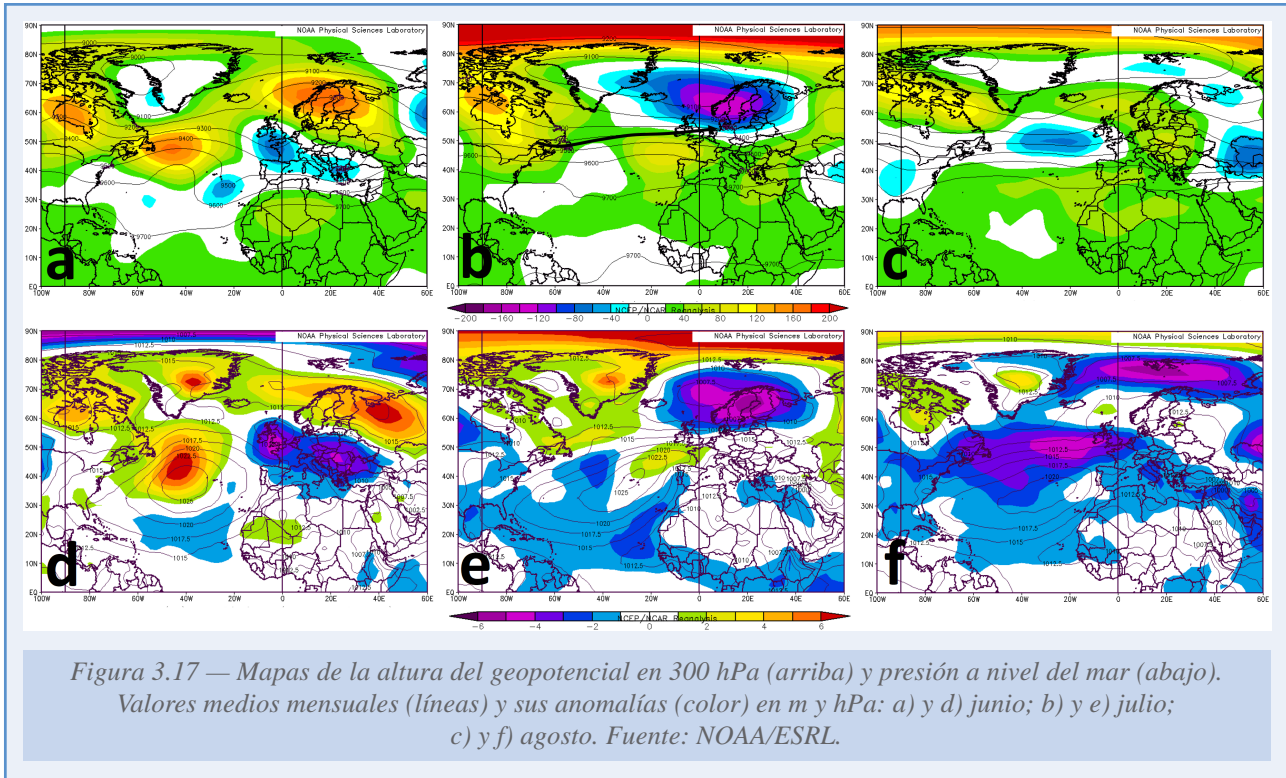
En cuanto a precipitaciones el verano en Europa fue más húmedo de lo normal en amplias regiones mostradas en la figura 3.16 (izquierda). En España el verano ha sido en su conjunto normal, aunque muy próximo a húmedo; siendo muy húmedo en el nordeste de la Península. El trimestre comenzó con un mes de junio húmedo, seguido por un mes de julio seco y un mes de agosto que volvió a ser húmedo. Como julio y agosto climáticamente son meses muy secos en la mayoría del territorio español, el carácter de junio se suele imponer en la caracterización estacional.



En la figura 3.17 se muestran los mapas mensuales medios de la altura del geopotencial (arriba) y de la PNM (abajo). En junio desde Europa occidental hay una vaguada que se extiende hacia los Balcanes afectando al norte de la Península y que explica el carácter húmedo y frío que predominó en esas zonas. Otra vaguada en los subtrópicos al oeste de Canarias estuvo asociada al tiempo húmedo en estas islas.

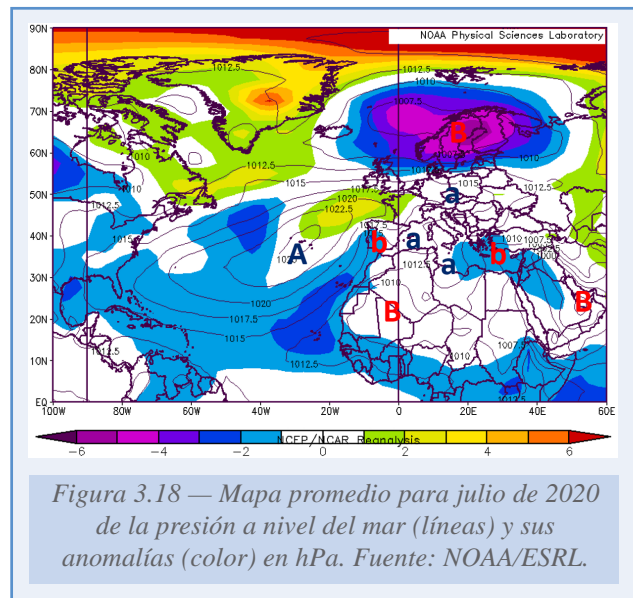
En julio la anomalía positiva de la altura de geopotencial sobre el Atlántico oriental produjo condiciones secas en buena parte de Europa occidental y central, que en la Península fueron de muy cálidas a extremadamente cálidas, y secas en precipitaciones, aunque las tormentas

⁸ <https://climate.copernicus.eu/surface-air-temperature-august-2020>



ligadas a la baja térmica resultaron en zonas con anomalías positivas de precipitación en áreas del interior, climatológicamente en la estación seca.

En agosto es de destacar una anomalía negativa a todos los niveles en el Atlántico centrada en 50° N, conectada a bajas presiones anómalas a niveles próximos a la superficie sobre el Mediterráneo. Las bajas presiones mediterráneas son prolongación de las bajas presiones asociadas al monzón del sur de Asia. Las bajas presiones y de Z300 atlánticas conllevan la proximidad del chorro polar al norte de la Península. Las anomalías positivas de geopotencial afectan a todo el territorio de la Península salvo el norte. Esta distribución de anomalías es congruente con el predominio cálido y la escasez de precipitaciones en la Península propia de la estación seca, aunque salpicada de anomalías húmedas debidas a tormentas de reparto irregular.



El monzón y el clima de España en julio de 2020

El mes de julio de 2020 ha sido en la España peninsular el tercer julio más cálido en 56 años de registro, siendo extremadamente cálido en amplias zonas del sur. También fue extremadamente cálido en el noroeste de África, incluyendo las zonas altas de las islas Canarias.

Dos anomalías climáticas probablemente contribuyeron de forma importante a la anomalía mensual de temperatura. La primera, de niveles bajos, es la alta frecuencia de los vientos de levante en la Península. La segunda, de niveles altos, es la presencia de una anomalía positiva de temperatura en niveles altos de la troposfera.

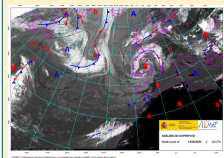
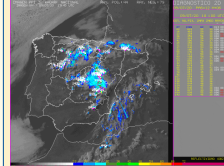
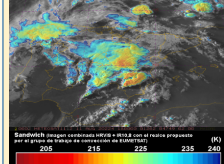
JUNIO	<p>Borrascas activas durante la primera quincena, que no reciben nombre por no ser consideradas de gran impacto, pero con lluvias y tormentas en el norte peninsular.</p> <p><i>(Análisis de superficie del Sistema Nacional de Predicción de AEMET del día 12 a las 12 UTC) ►</i></p>	
JULIO	<p>Entre los días 8 y 15 una depresión fría se instaló en el centro peninsular, con importante actividad convectiva y temperaturas muy bajas para la época, salvo en el suroeste, que fueron normales.</p> <p><i>(Composición nacional radar del 9 de julio a las 18:00 UTC) ►</i></p>	
AGOSTO	<p>Ola de calor entre el 30 de julio y el 2 de agosto. Se alcanzan 45.7 °C en Vélez-Málaga. Los días 10 y 11 una dana sobre el centro peninsular provoca intensas lluvias e inundaciones (Cebolla, Toledo).</p> <p><i>(Imagen satélite tipo «sándwich» del día 11 a las 18:00 UTC) ►</i></p>	

Tabla 3.4. Eventos más destacados de junio, julio y agosto.

Los vientos de levante

La persistencia del levante en julio se refleja en el mapa de presión media a nivel del mar de la figura 3.18, donde se observa una lengua de anomalía negativa de presiones que se extendía desde las islas de Cabo Verde hasta el sudoeste de la Península, donde se correspondía con una vaguada invertida de presiones asimétrica, y una anomalía positiva de presiones que se extendía desde las islas Azores hasta el oeste de Francia. Ambas anomalías determinaban un intenso gradiente de presión dirigido hacia el polo en el noroeste de la Península. Sobre el Mediterráneo occidental existía una dorsal de altas presiones afectando al NE de la Península. Este patrón de presiones y la disposición de las cadenas orográficas impedían la ventilación marítima atlántica que modera las temperaturas de la mayor parte de la Península en verano.

Las rosas de frecuencia e intensidad del viento de la estación meteorológica de Tarifa muestran la preponderancia del flujo de levante en el estrecho de Gibraltar en el mes de julio (figura 3.19). Dado que en el Estrecho en verano los vientos de levante son mucho más intensos que los de poniente, el recorrido del viento mensual puede servir para caracterizar la variabilidad interanual

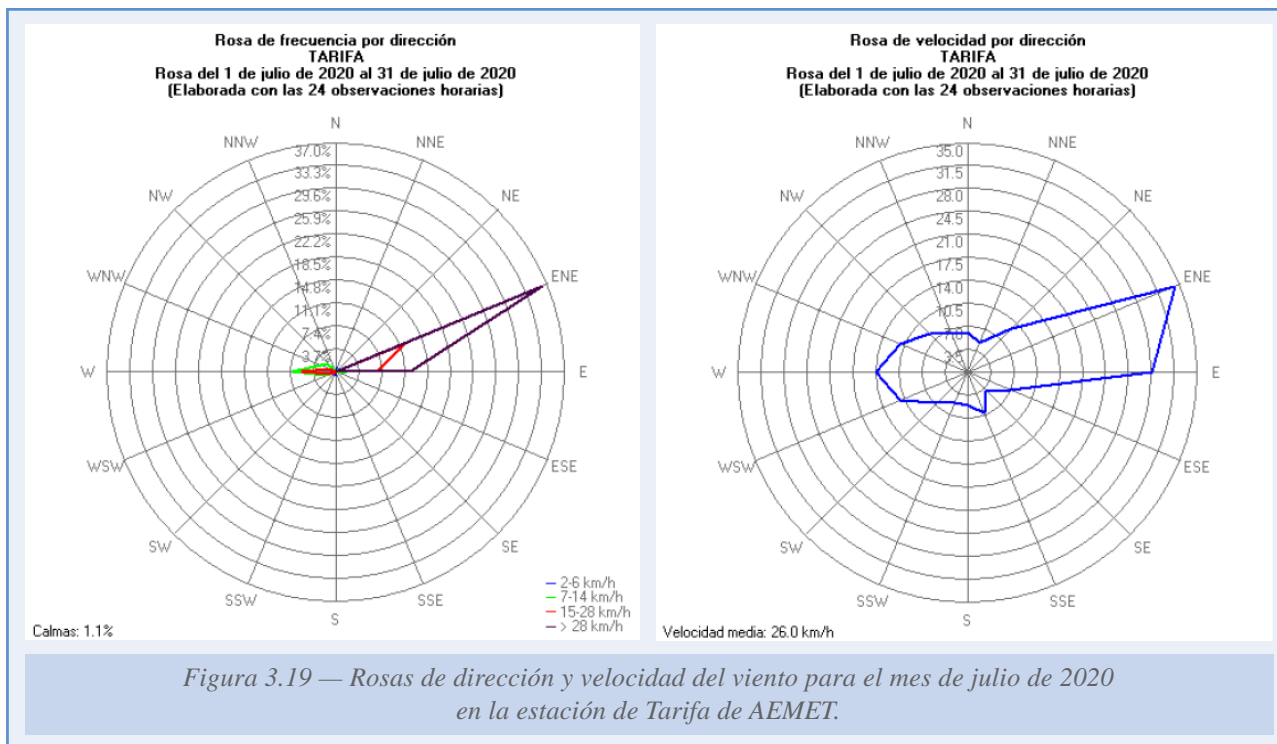


Figura 3.19 — Rosas de dirección y velocidad del viento para el mes de julio de 2020 en la estación de Tarifa de AEMET.

del viento de levante. El de 2020 es el mes de julio de mayor recorrido del viento de lo que llevamos de siglo XXI registrado en Tarifa⁹, salvando el del año 2016 (SÁNCHEZ-LAULHÉ, 2017), del que no existe el dato mensual del recorrido por problemas del anemómetro.

La anomalía de temperatura en niveles altos

En la figura 3.20 se observa la evolución del campo de anomalía positiva de temperatura en el nivel de 250 hPa del 16 de julio a 15 de agosto. Durante julio una anomalía positiva, desplazándose hacia el oeste, afectó a una zona que se extendía desde las islas Madeiras hasta el Mediterráneo oriental, incluidos el sur de la península ibérica y las islas Canarias. La anomalía térmica se tradujo en una anomalía positiva de la función de corriente, Ψ , en niveles altos de la troposfera (véase la figura 3.21 donde se muestra Ψ en la superficie sigma 0.21, a unos 200 hPa), que se extendía hacia el oeste del alta del Tíbet (figura 3.21). El alta del Tíbet, o anticiclón tibetano, está asociado al monzón asiático, siendo su mecanismo de mantenimiento el calentamiento diferencial de la atmosfera entre el este y el oeste del alta (véase el cuadro 5): calentamiento diabático en la columna atmosférica por las lluvias monzónicas del sudeste de Asia, y enfriamiento radiativo sobre el norte de África y el Atlántico oriental. Probablemente el origen fue un monzón de la India anómalamente intenso, como muestra el índice del Monzón de la India, IM, (figura 3.22), aunque en el mantenimiento de las anomalías de Ψ próximas a la Península pudieron haber contribuido importantes retroalimentaciones locales.

⁹ No se consideran las medidas del siglo XX porque la estación de Tarifa sufrió un cambio de emplazamiento en el año 2000. En el nuevo emplazamiento el viento es menor, pues está más alejado del mar, y tiene un pequeño cerro al este, que apantalla en buena medida el viento de levante.

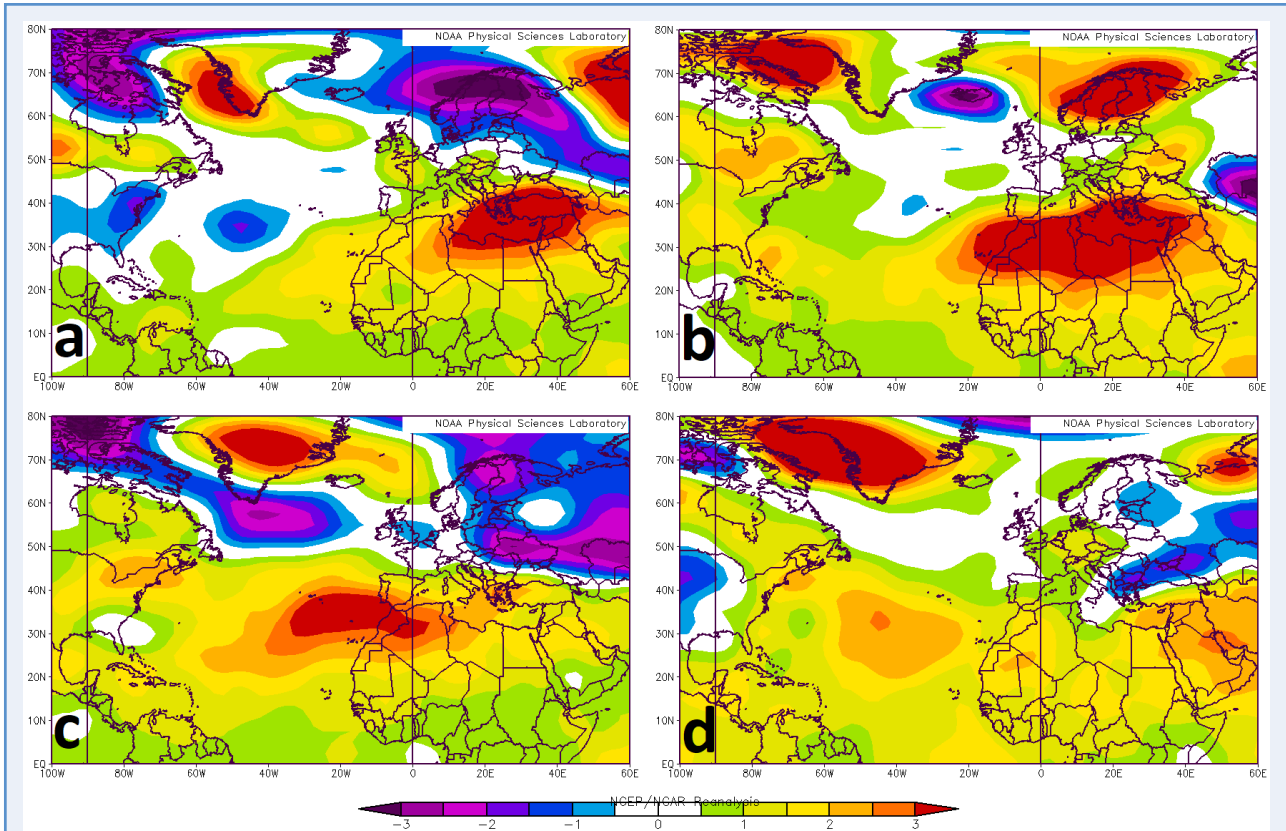


Figura 3.20 — Anomalías de temperatura media en 250 hPa, a) del 16 al 30 de junio, b) del 1 al 15 de julio, c) del 16 al 31 de julio, y d) del 1 al 15 de agosto de 2020. Fuente: NOAA/ESRL.

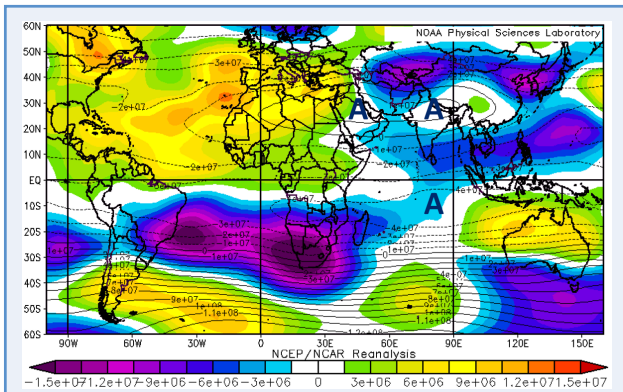
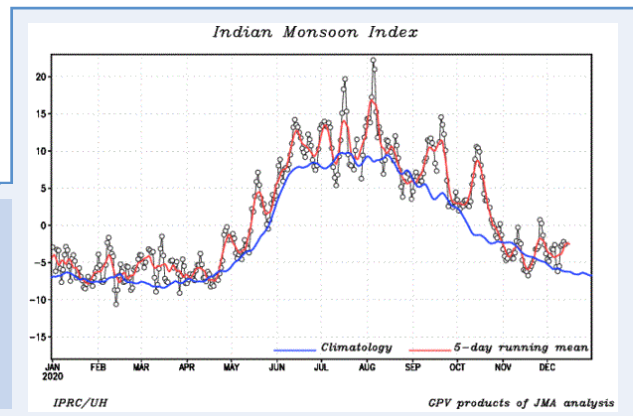


Figura 3.21 — Mapa medio de la función de corriente (líneas) y sus anomalías (color) en la superficie sigma 0.21 en julio de 2020. Unidades m^2/s . Fuente: NOAA/ESRL.

Figura 3.22 — Evolución del Índice del Monzón de la India, $IM\ Index = U850\ (40^\circ\ E-80^\circ\ E,\ 5^\circ\ N-15^\circ\ N) - U850\ (70^\circ\ E-90^\circ\ E,\ 20^\circ\ N-30^\circ\ N)$. Fuente: International Pacific Research Center (IPRC)/ Universidad de Hawái (UH).



El mantenimiento de la situación meteorológica estacionaria sobre la Península

En la figura 3.21 se muestran las anomalías positivas medias de julio de Ψ en niveles altos de los subtropicos sobre Madeiras y en el Atlántico Norte central, que evidencian la retirada hacia el oeste de la vaguada atlántica de la onda planetaria de niveles altos, y en latitudes medias se observa otra anomalía al noroeste de la Península, prolongación hacia el noreste de la dorsal asociada al alta de las Azores. Estas anomalías positivas de Ψ constituyeron un bloqueo que alejaba de la Península las perturbaciones ciclónicas atlánticas. Algunos de los mecanismos implicados en esta situación estacionaria meteorológica podrían ser:

- 1) Advección cálida en niveles medios de la atmósfera sobre la Península, producida por el gradiente de temperatura de la baja térmica del Sahara (BTS) y el flujo del sudoeste en la parte delantera de una onda corta estacionaria al sudoeste de la Península. La vaguada de la onda es una zona de bajas presiones relativas entre el anticiclón encima de la BTS y la dorsal asociada al anticiclón de las Azores (figura 3.23).
- 2) Fuerte calentamiento diurno debido a la gran estabilidad estática vertical creada por la advección cálida sobre la Península que da lugar a una baja térmica más profunda de lo normal que, conectada a las bajas presiones del norte de África, tomaría la forma de vaguada de geopotencial invertida en niveles bajos (figuras 3.20 y 3.24).
- 3) Existencia de una vaguada de temperatura en niveles bajos sobre el Atlántico al oeste de la Península que mantiene la vaguada de altura del geopotencial de la onda corta descrita en el punto 1.

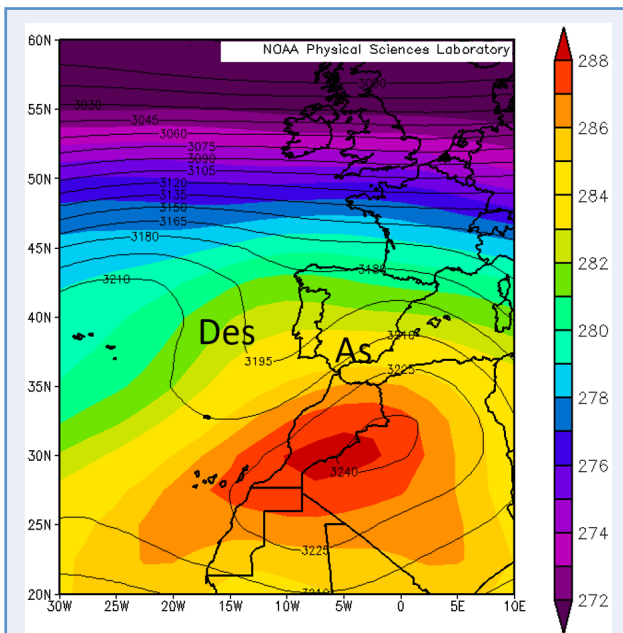


Figura 3.23 — Campos de temperatura (colores, en K) y altura de geopotencial (líneas, en m) en 700 hPa medios de julio de 2020. Señaladas áreas de ascensos (As) y descensos (Des).
Fuente: NOAA/ESRL.

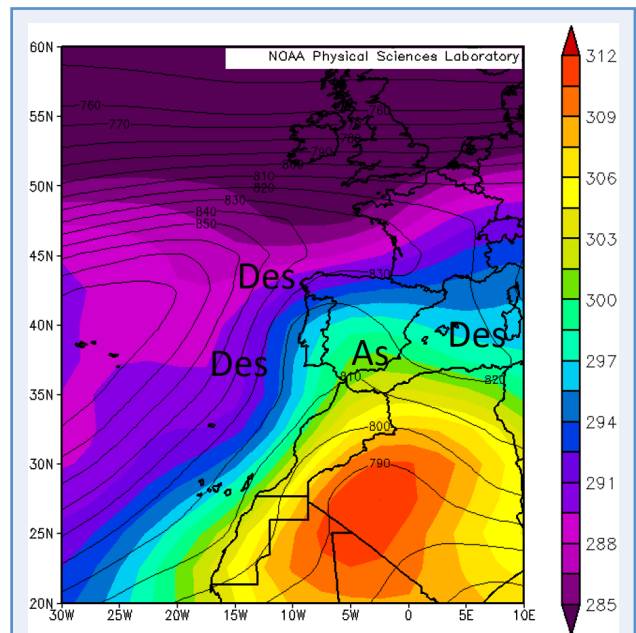
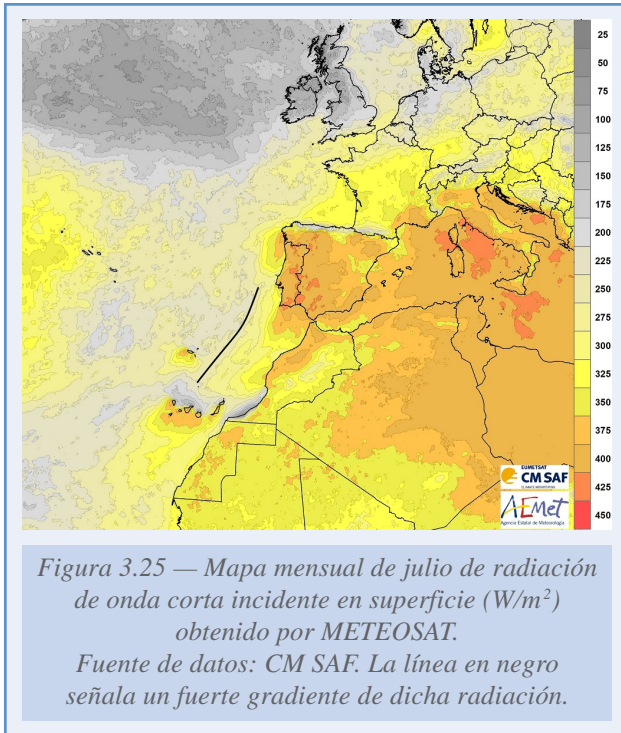


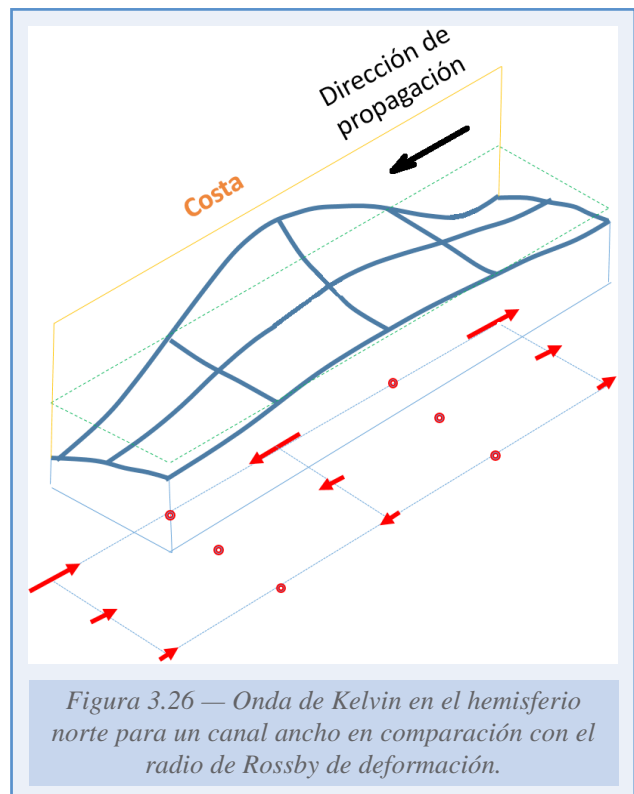
Figura 3.24 — Campos de temperatura (colores, en K) y altura de geopotencial (líneas, en m) en 925 hPa medios de julio de 2020. Señaladas áreas de ascensos (As) y descensos (Des).
Fuente: NOAA/ESRL.



En el noroeste de la Península la dorsal del anticiclón atlántico, debida a la interacción del anticiclón de las Azores desplazado al nordeste con la orografía de la costa cantábrica, y la vaguada de origen térmico de la Península crearon un fuerte gradiente de PNM dirigido hacia el noroeste (figura 3.20). Los vientos correspondientes de componente norte dieron lugar, corriente abajo, a una zona de mayor nubosidad en la capa límite marítima (CLM), entre la latitud de Lisboa y la de las islas de Madeira, y al oeste de la línea dibujada en la figura 3.25 (en esta figura está contorneada la insolación media en superficie en el mes de julio), dando lugar a la vaguada de temperatura en niveles bajos.

El viento de levante en los mares de Alborán y Palos

El predominio del flujo de levante en niveles bajos en julio en la costa mediterránea del sur de la Península es consecuencia de la situación atmosférica descrita. El aire de la CLM estaba cubierto por una fuerte inversión de temperatura que impedía que traspasase las cordilleras costeras salvo en pasillos orográficos muy localizados, cuyo máximo exponente es el Estrecho. En respuesta a una perturbación que varíe la profundidad de la CLM, se generan ondas de Kelvin libres, cuya estructura se muestra esquemáticamente en la figura 3.26. Las ondas de Kelvin se propagan en el hemisferio norte dejando la costa a la derecha, siendo los vientos paralelos a la costa y del mismo sentido que el de propagación de la onda cerca de la costa norte (para distancias menores que el radio de deformación de Rossby) donde la CLM supere su altura de equilibrio. Por encima de la CLM en Alborán y Palos el flujo medio en julio era de componente sur forzado por la vaguada térmica peninsular. El movimiento ascendente de escala sinóptica y la presencia de las cadenas montañosas en el litoral aumentarían el espesor de la CLM generando un viento medio de componente este en la costa mediterránea del sur de la Península. En resumen, los persistentes vientos de levante durante julio en el sur de la Península fueron consecuencia de la intensa vaguada/baja térmica ibérica.



Cuadro 5. Circulación divergente planetaria tropical

En los trópicos, donde domina la advección planetaria sobre la advección de vorticidad relativa, la rama superior este-oeste de la circulación divergente coincide con una dorsal (baja/vaguada) en niveles altos (bajos) y las ramas verticales tienen direcciones de viento meridionales contrarios en niveles altos y bajos, siguiendo la relación de Sverdrup,

$$\beta v = f \frac{\partial \omega}{\partial p},$$

donde v es el viento meridional, ω es la velocidad vertical en coordenadas p , p es la presión, y β es el gradiente meridional del parámetro de Coriolis f . Así en 200 hPa, en las zonas de ascensos, mínimos de ψ , los vientos serán de componente norte, con vaguada al este y dorsal/alta al oeste. En niveles bajos de la zona de ascenso el viento será de componente sur con bajas presiones al oeste y altas al este.

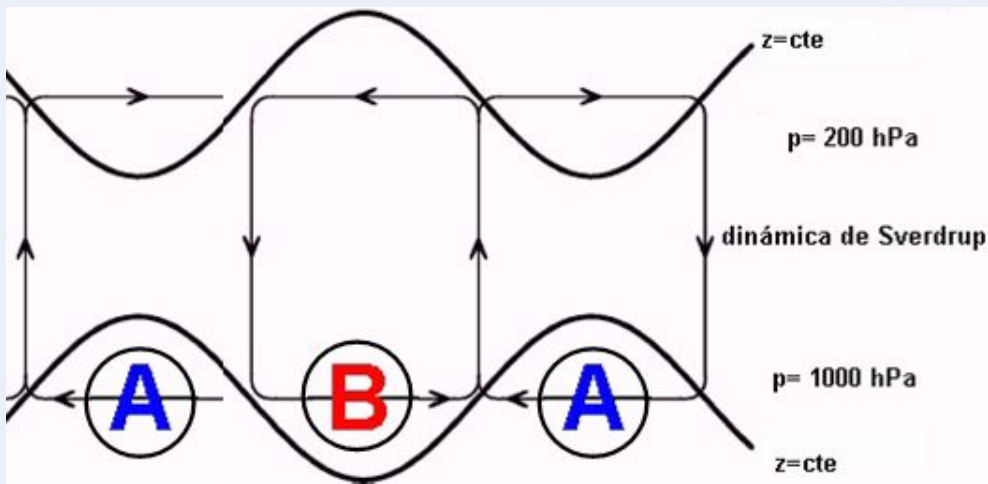


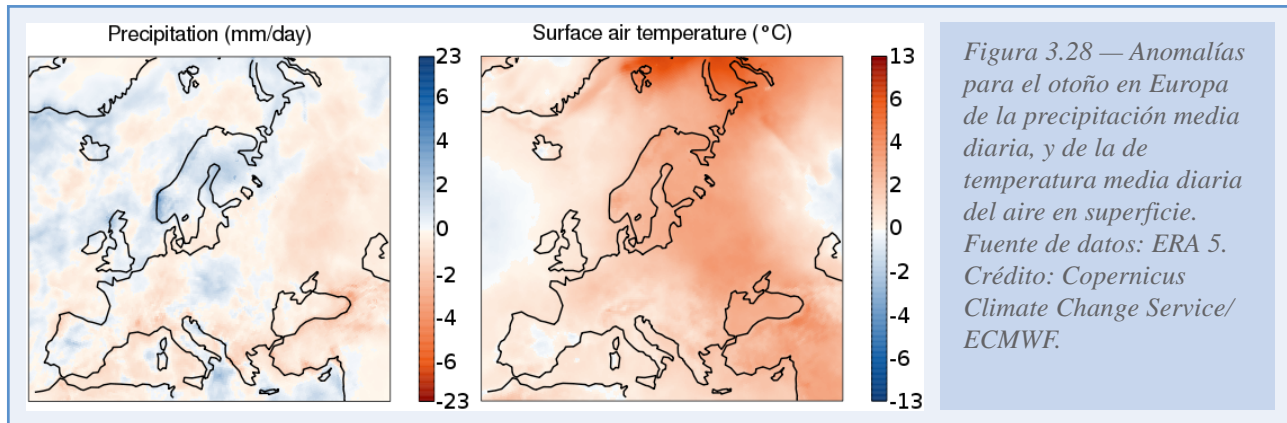
Figura 3.27

Relación entre el monzón asiático y el anticiclón de las Azores de verano

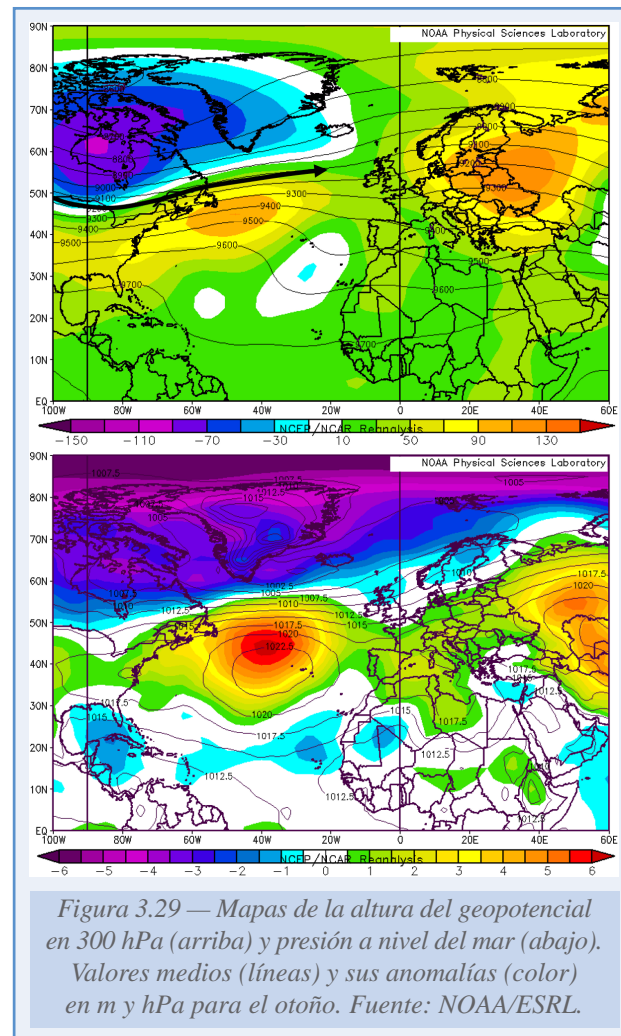
RODWELL y HOSKINS (1996) hallaron una relación entre los monzones y los anticiclones subtropicales de verano. Diagnosticaron que el calentamiento diabático del monzón asiático y la divergencia asociada en niveles altos de la troposfera generaban una onda de Rossby tipo Gill en el oeste del calentamiento (GILL, 1980), que consiste en una circulación ciclónica de niveles bajos y un anticiclón cálido en niveles altos, que forzaba una subsidencia hacia el oeste en las zonas periféricas del alta tibetana. Estos descensos se producían por la interacción del flujo de oestes de latitudes medias con la estructura térmica generada por el monzón. Desde los niveles altos en la zona fronteriza de alta el flujo de oeste descendía adiabáticamente por superficies isentrópicas inclinadas por la onda de Rossby. La subsidencia se reforzaba aún más porque el calentamiento asociado al descenso adiabático tendría un retroefecto local positivo al inhibir la liberación de calor latente y aumentar el enfriamiento radiativo (RODWELL y HOSKINS, 2001). La subsidencia generaba en niveles bajos el flujo norte-sur que producía el cierre de la parte oriental del anticiclón subtropical en la cuenca oceánica existente al oeste del monzón, de acuerdo con la dinámica de Sverdrup. Consecuentemente, la variabilidad en el monzón puede afectar de forma importante a la variabilidad climática en el nordeste de África.

3.4. OTOÑO Y DICIEMBRE

Las temperaturas del otoño en la mayor parte de la Península y en Europa estuvieron por encima de la media, y muy por encima de la media en el norte y este de Europa. En cuanto a precipitaciones, el otoño fue más seco que lo normal en partes de Europa occidental, incluyendo el este de España, así como en los Balcanes, Europa central y amplias zonas del este de Europa. Fue más húmedo de lo normal en las islas británicas, Escandinavia, Europa central oriental y partes de Italia (figura 3.28). En Canarias fue muy cálido.



En el campo medio de Z300 y sus anomalías en el otoño (figura 3.29) se observan anomalías positivas en toda Europa con una anomalía principal en el este lo cual refleja las características de las temperaturas en el continente. Sobre Canadá predominó una anomalía negativa que se extendía a Groenlandia e Islandia, principalmente en septiembre y noviembre (figura 3.30), haciendo que predominara el índice NAO positivo en el otoño (figura 3.8) muy relacionado con precipitaciones por debajo de lo normal en la península ibérica. En el oeste del Atlántico Norte predominó otro máximo de anomalía positiva, debida a las transiciones extratropicales de ciclones tropicales en esta zona, principalmente en septiembre y octubre. En latitudes medias, sobre el Atlántico oriental, Europa occidental y el Mediterráneo se extendía un mínimo relativo de anomalía de geopotencial resultado de las incursiones de masas de aire frío hacia latitudes bajas, que fueron persistentes en octubre. La corriente en chorro polar fue en media más intensa de lo normal sobre el Atlántico desde la península del Labrador hasta el norte de las islas británicas, reforzándose nuevamente sobre Escandinavia al norte de la anomalía positiva Z300 del este de Europa, explicando las anomalías positivas de precipitación en el norte de Europa.



Septiembre

En septiembre, en niveles altos de la troposfera (Z300, figura 3.30 a), predominaron fuertes anomalías negativas de altura del geopotencial en el sector atlántico del Ártico, debido al desplazamiento del vórtice polar troposférico hacia dicho sector, congruente con las altas temperaturas del verano en el norte de Siberia. En latitudes medias, sobre el Atlántico y Europa, predominaron las anomalías positivas, con un máximo en Europa oriental. La corriente en chorro polar, relativamente intensa para septiembre, se extendía entre las anomalías de diferente signo desde la península de Labrador hasta el mar de Noruega. El índice NAO se mantuvo positivo salvo la última semana del mes cuando el índice se volvió negativo y la borrasca de alto impacto Odette afectó al oeste de Europa (24-27 de septiembre).

En niveles bajos de la troposfera se observaron anomalías negativas de PNM en el Atlántico a latitudes por debajo de 30°N y en buena parte del Mediterráneo (figura 3.30 d). Las presiones por debajo de lo normal en el Mediterráneo se debieron al particularmente intenso monzón de Asia, que extendió a casi toda la cuenca su influencia habitual en verano sobre el Mediterráneo oriental. La extensa anomalía subtropical atlántica de la PNM se debió a la actividad de los CT, y su estiramiento hacia la Península es el rastro de los CT Paulette y Alpha.

Europa (también a nivel mundial) experimentó el septiembre más cálido registrado debido al flujo del SSO en el norte, a la anomalía cálida de bloqueo en el este de Europa y a los descensos sobre el Mediterráneo. Especialmente cálida fue la región que bordea al mar Negro. En cuanto a precipitaciones las condiciones fueron más secas de lo normal en la mayor parte de Europa.

Los principales efectos asociados a la borrasca Odette ocurrieron los días 25 y 26 y fueron los fuertes vientos que afectaron al noreste peninsular y a Baleares y las precipitaciones persistentes en el Cantábrico oriental y el Pirineo navarro.

Octubre

La profunda vaguada que acompañó a Odette causó una ruptura ciclónica de onda, originándose un bloqueo en latitudes altas, desplazando la anomalía positiva de altura de geopotencial situada en Europa hasta situarse sobre el Ártico, al este de Groenlandia, y situando la anomalía negativa sobre Europa occidental, entre las anomalías positivas del Atlántico y del este de Europa (esta última desplazada hacia los Urales; véase campo Z300, figura 3.30 b). La corriente en chorro polar se situó sobre el Cantábrico haciendo que el norte de la Península fuera muy húmedo, manteniéndose el índice NAO negativo buena parte del mes (figura 3.8).

El mes fue el octubre más cálido registrado en Europa, con temperaturas muy superiores a la media en el este del continente debido al viento medio de componente sur, pero inferiores a la media en el suroeste del continente donde predominó el flujo de componente norte. En cuanto a precipitaciones, la mayor parte de Europa occidental experimentó condiciones más húmedas de lo normal debido a la presencia de la anomalía fría. Excepciones fueron, la mitad sudeste de la península ibérica, gran parte de Rusia y el Cáucaso con condiciones más secas de las normales.

La borrasca Alex, en la primera semana de octubre, provocó precipitaciones intensas y generalizadas en Europa occidental, con valores récord e inundaciones en las regiones del sur de Francia y el norte de Italia. En España, además de precipitaciones por encima de 80 mm en 24 h en la cornisa cantábrica y Pirineos, causó rachas de viento muy fuertes, e incluso huracanadas, en gran parte de la Península.

El día 20 la borrasca Barbara, que se desplazó desde el sudoeste de la Península hacia la gran anomalía ciclónica de Europa occidental, causó en España precipitaciones muy abundantes en el sistema Central occidental y rachas de viento muy fuertes, incluso huracanadas, especialmente en Pirineos y en el sistema Ibérico riojano.

Noviembre

La distribución media de anomalías de altura del geopotencial volvió a ser similar a la de septiembre (figura 3.30 b): anomalía negativa sobre Groenlandia, anomalía positiva de latitudes medias del Atlántico debilitada, y anomalía positiva europea extendida a prácticamente todo el continente. En el Atlántico, al sudoeste de la Península hubo una destacable anomalía negativa causada por la presencia de los ciclones subtropicales Theta (10-14 de noviembre) y Clement (26 de noviembre al 6 de diciembre). El primero llegó a alcanzar las características de tormenta tropical.

De acuerdo con el predominio de la anomalía positiva de altura de geopotencial el mes fue cálido y seco para Europa en conjunto, siendo el segundo noviembre más cálido registrado. En la mayoría del continente europeo las precipitaciones estuvieron por debajo de la media con las excepciones de Escandinavia y zonas de las penínsulas ibérica e itálica. En España, debido al predominio del flujo de componente sur, las temperaturas fueron considerablemente más altas de lo normal y muy seco la mitad norte.

Clement afectó especialmente al archipiélago portugués de Madeira. Por lo que respecta al territorio español, entre los días 28 y 30, dejó lluvias y tormentas en las islas Canarias y en el golfo de Cádiz. Las rachas máximas alcanzaron valores de 90 km/h en zonas altas de Tenerife.

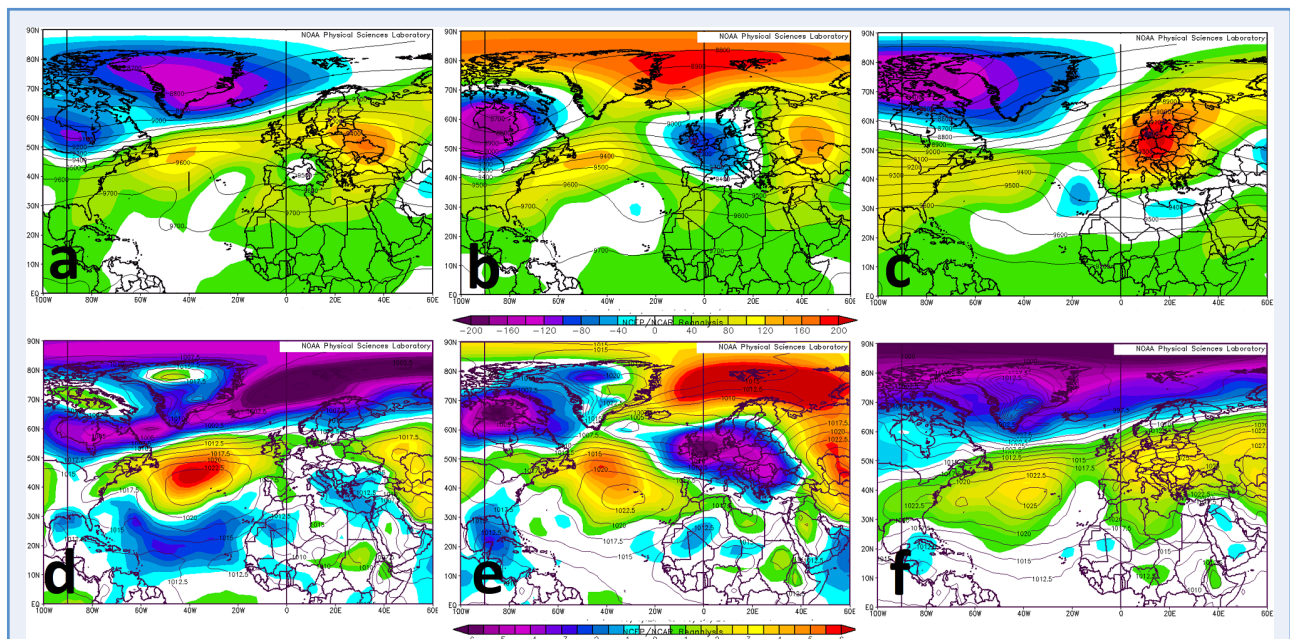


Figura 3.30 — Mapas de la altura del geopotencial en 300 hPa (arriba) y presión a nivel del mar (abajo). Valores medios mensuales (líneas) y sus anomalías (color) en m y hPa: a) y d) septiembre; b) y e) octubre; c) y f) noviembre. Fuente: NOAA/ESRL.

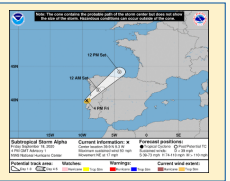
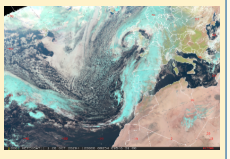
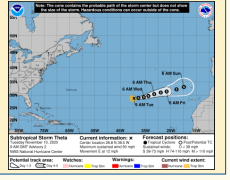
SEPTIEMBRE	<p>Tormenta subtropical Alpha, formada en el Atlántico oriental a partir del día 14, excepcional por muchos motivos, y que el 18 atravesó rápidamente la Península.</p> <p><i>(Trayectoria prevista de la tormenta subtropical Alpha según el National Hurricane Center, 18 septiembre a 16:00 UTC) ►</i></p>	
OCTUBRE	<p>Durante el día 20 y primeras horas del 21 la borrasca Barbara atravesó la Península de suroeste a noreste dejando gran cantidad de precipitaciones, sobre todo en la mitad occidental del sistema Central, y rachas de viento muy fuertes, incluso huracanadas, en las áreas montañosas del norte.</p> <p><i>(Imagen satélite MSG producto RGB «natural» del 20 de octubre a las 12:00 UTC) ►</i></p>	
NOVIEMBRE	<p>Formación de la tormenta subtropical Theta al oeste de Canarias entre los días 13 y 17. Afectó a las islas y alteró las configuraciones sinópticas en una amplia zona.</p> <p><i>(Trayectoria prevista de la tormenta subtropical Theta según NHC, 10 noviembre a 09:00 UTC) ►</i></p>	

Tabla 3.5. Eventos más destacados de septiembre, octubre y noviembre.

Diciembre

En los mapas medios del mes de diciembre Z300 y sus anomalías, y de PNM y sus anomalías (figura 3.31) se aprecia que la mayor parte de la península ibérica estuvo bajo una anomalía Z300 negativa/ciclónica centrada en las islas británicas, mientras en el océano Atlántico central predominó una anomalía positiva/anticiclónica de Z300. El campo medio de presión al nivel del mar y sus anomalías fue muy parecido.

La posición media de la corriente en chorro (sobre el campo Z300) y la orografía explican el desigual reparto de las precipitaciones en la Península en noviembre, siendo especialmente húmedo en las regiones atlánticas del norte de la Península, y más seco de lo normal en la costa mediterránea y en el sur peninsular. Por una parte el norte estuvo mucho más expuesto a los frentes asociados a la sucesión de borrascas que desde el Atlántico se deslizaban al Mediterráneo a través de Francia siguiendo la dirección del chorro. Por otra parte

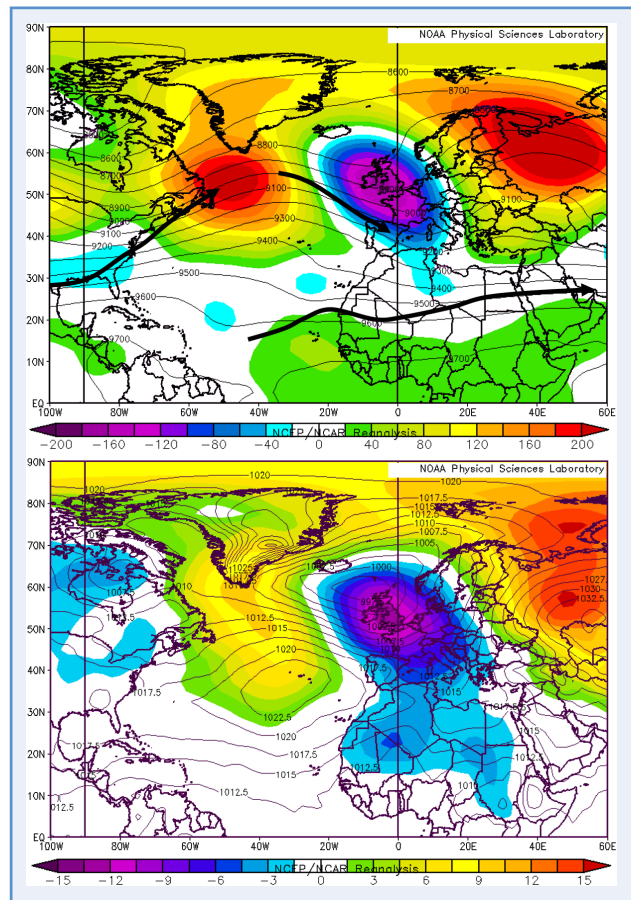


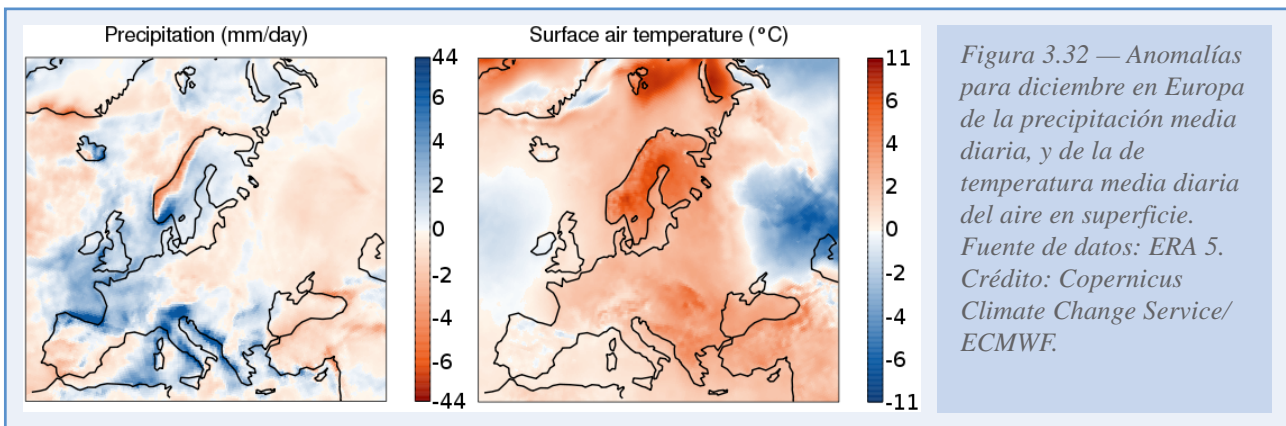
Figura 3.31 — Mapas medios para diciembre de la altura del geopotencial en 300 hPa (arriba) y presión a nivel del mar (abajo). Valores medios mensuales (líneas) y sus anomalías (color) en m y hPa. Fuente: NOAA/ESRL.

la orografía ejerció una gran influencia sobre la actividad de los frentes, tanto mesoescalar por la disposición de las cordilleras respecto al flujo atmosférico, intensificando la precipitación a barlovento y tendiendo a disiparla a sotavento, como de escala sinóptica por efecto de la continentalidad de la Península. En consecuencia, la interacción del flujo con la orografía favoreció las circulaciones frontales y las precipitaciones en el NE peninsular, ocurriendo lo contrario en el SE. Esta distribución media Z300 de diciembre se asemeja al patrón sinóptico «tipo 2. IZ Anticiclón subtropical atlántico» que, según Inocencio Font (SANTOS *et al.*, 2019), en invierno puede dar lugar a abundantes precipitaciones en el norte peninsular y a copiosas nevadas en zonas montañosas.

Por lo demás, el mes fue muy ventoso en el norte de la Península y normal en cuanto a temperaturas, salvo en el cuadrante nordeste, donde fue frío. Las temperaturas medias frías de Baleares, Cataluña y Aragón se explican por la mayor intensidad de la anomalía negativa Z300 (anomalía fría) en el Mediterráneo, que afectaba al nordeste peninsular.

En el resto de Europa, diciembre fue muy húmedo en amplias extensiones del oeste y en el Mediterráneo central, y especialmente seco en el sudoeste de Noruega, y las temperaturas fueron más cálidas de lo normal (debido al flujo de componente sur al este de la anomalía ciclónica), excepto en la fachada atlántica (figura 3.32).

Las borrascas Dora y Ernest (nombradas el 4 y el 7 de diciembre respectivamente) tuvieron como efecto más destacado las nevadas que acumularon grandes espesores de nieve en todos los sistemas montañosos del norte. Además produjeron intensas rachas de viento, gran oleaje y nevadas que afectaron principalmente al norte de la Península. En los Alpes occidentales Dora produjo nevadas con espesores próximos a récord.

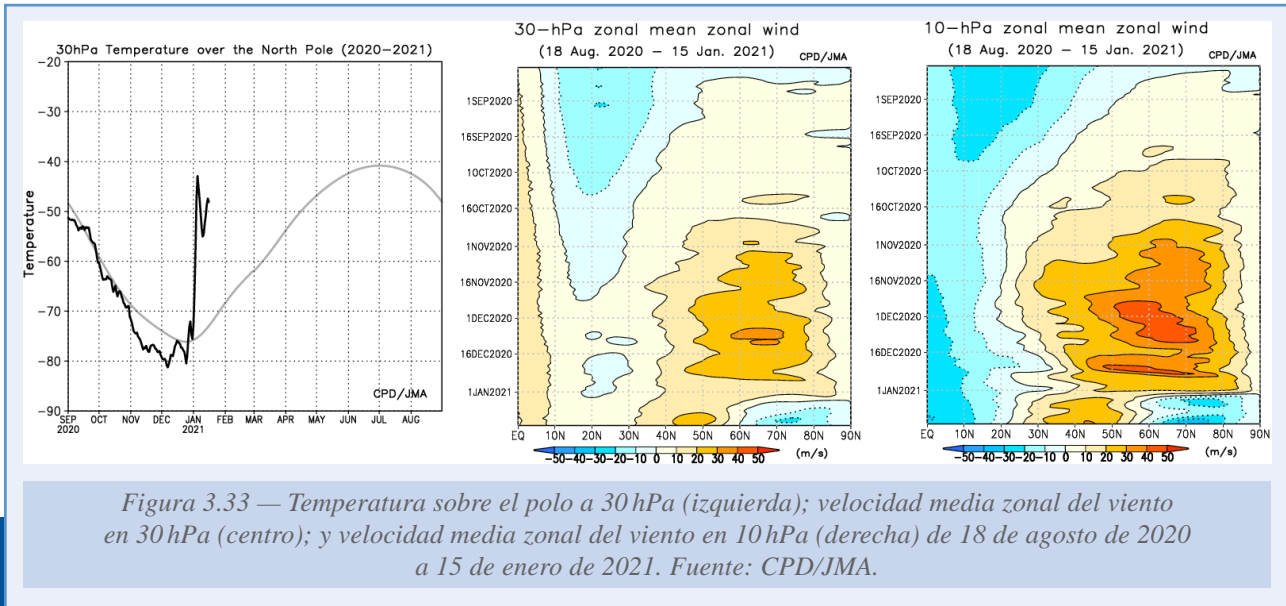


DICIEMBRE	<p>Nieblas densas y persistentes en amplias zonas del interior entre los días 17 y 23.</p> <p>(Imagen de nieblas-nubes bajas del día 22 a las 04:00 UTC) ►</p>	
------------------	--	--

Tabla 3.6. Evento más destacado de diciembre.

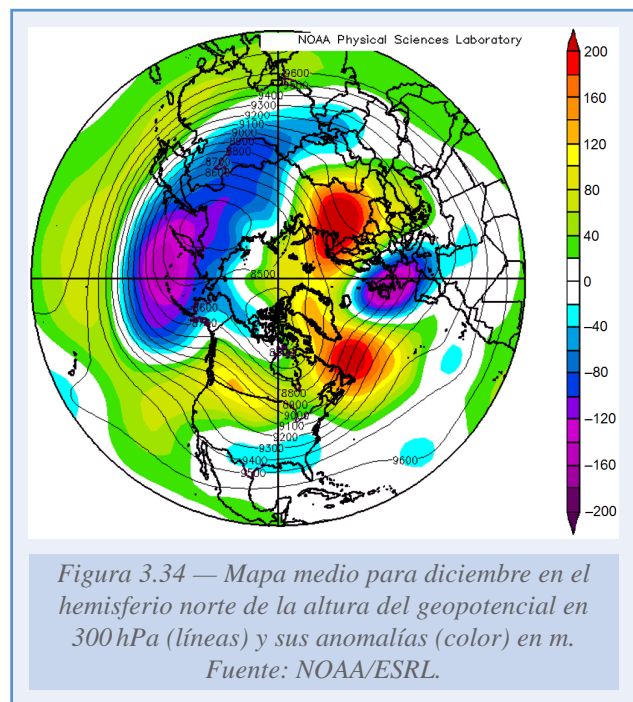
El calentamiento repentino de la estratosfera en enero de 2021

La intensidad del VPE fue disminuyendo durante diciembre en el que se apreció un calentamiento de la estratosfera polar y una disminución de la intensidad del chorro polar estratosférico (figura 3.33), y predominando a índices AO negativos (figura 3.8), y a principios de enero hubo un calentamiento repentino de la estratosfera (CRE) principal (anexo C) con gran perturbación del VPE como se puede observar en la figura 3.33, girando de componente oeste a este el viento zonal promedio a 10 hPa al norte de 60° N.



Un CRE ocurre cuando importante energía ondulatoria escapa de la troposfera y es absorbida en la estratosfera polar calentándola y debilitando el VPE. Solamente las ondas planetarias (de número de onda 1 o 2) de notable amplitud producen una energía suficientemente alta para escapar de la troposfera a la estratosfera, por lo que la formación de una onda planetaria de gran amplitud es un paso previo a un evento CRE. Esto suele ocurrir durante el invierno en Eurasia con la presencia de una anomalía cálida en el noroeste de Eurasia acoplada a una anomalía fría sobre Asia. Tanto la anomalía cálida como una extensión mayor de lo normal de la cobertura nivosa sobre Eurasia resultan favorecidas cuando en el otoño la extensión del mar de hielo está por debajo de lo normal en los mares de Barents y Kara.

La amplitud anómala de la onda de número 1 en el hemisferio norte en diciembre se aprecia en el mapa Z300 de la figura 3.34, en el que se observa la existencia de la anomalía positiva Z300



sobre los Urales formando un continuo con la anomalía también positiva sobre el sur de Groenlandia, y una enorme anomalía negativa abarcando desde Asia central hasta la parte norte del Pacífico norte. Esta amplitud anómala se puede deber a la extensión del hielo marino en el otoño: la extensión del mínimo de hielo marino de septiembre fue la segunda menor registrada, y durante todo el otoño fue especialmente baja en los mares de Barents y Kara. Secundariamente pudo contribuir la extensión de la cubierta de nieve en Eurasia que fue algo mayor de la media según el Rutgers University Global Snow Lab.

AGRADECIMIENTOS

Reconocemos a los siguientes organismos por el uso de imágenes y datos que se hace en este documento:

- **Copernicus Climate Change Service (C3S):** por los mapas de las figuras: 1, 1.2, 1.3, 1.4, 1.6, 1.7, 1.8, 1.10, 1.11, 1.12, 1.13; y por los datos usados en las figuras: 3, 2.9, 2.10, 2.11, 2.12, 2.13, 2.14, 3.9, 3.15, 3.16, 3.28, 3.32, y en las tablas: 2.2, 2.3; desde:
<https://climate.copernicus.eu/>.
- **EUMETSAT/CM SAF:** por los datos usados en las figuras 2.29, 2.30, 2.31 y 3.25 y en la tabla 2.6.
https://wui.cmsaf.eu/safira/action/viewProduktSearch;jsessionid=62906A4EF3C0E181EDA4A8AA8D6D78AB.ku_1.
- **GPCC** (Centro Mundial de Climatología de las Precipitaciones), Deutscher Wetterdienst, Alemania: por la figura 1.5.
- **International Pacific Research Center (IPRC)/Universidad de Hawái (UH):** por la figura 3.22 obtenida de:
<http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/monsoon/>.
- **Japan Meteorological Agency:** por el uso de los gráficos de la estratosfera de las figuras 3.1, 3.33, obtenidos de la página web:
<http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/STRAT/b>.
- **Met-Office** del Reino Unido por la figura 1.1.
- **Met-Office/HadCRUT:** por los datos usados para las figuras 3 y 2.9 obtenidos desde:
<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut5>.
- **NASA/GISTEMP:** por los datos usados en 3, 2.9:
<https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>.
- **NASA/Suomi-NPP:** por la imagen contenida en la tabla 3.1.
- **NOAA/OAR/ESRL PSL**, Boulder, Colorado, EE. UU., por los mapas de las figuras: 3.4, 3.6, 3.7, 3.10, 3.11, 3.12, 3.14, 3.17, 3.18, 3.20, 3.21, 3.23, 3.24, 3.29, 3.30, 3.31, 3.34; obtenidas de:
<http://psl.noaa.gov/>.
- **NOAA/CPC:** por los datos para la figura 3.8 obtenidos de:
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/>.

- **NOAA/HNC (The National Hurricane Center):** por la figura 3.3 y figuras en la tabla 3.5 obtenidas de:
<https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2020&basin=atl>.
- **NOAAGlobalTemp:** por los datos para la figura 2.9 obtenidos de:
<https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.ncdc:C00934>.
- **NOAA/NCEI:** por la figura 1.17:
<https://www.ncdc.noaa.gov/billions/>.
- **NSIDC:** por la figura 3.5 y los datos para la figura 1.9:
<http://nsidc.org>.

REFERENCIAS

ALLEN, M. R., DUBE, O. P., SOLECKI, W., ARAGÓN-DURAND, F., CRAMER, W., HUMPHREYS, S., KAINUMA, M., KALA, J., MAHOWALD, N., MULUGETTA, Y., PEREZ, R., WAIRIU, M. y ZICKFELD, K., 2018. IPCC Special Report 2018 - Chapter 1 - Framing and Context. In: Global Warming of 1.5 °C. In: IPCC Special Report Global Warming of 1.5 °C.

BUTLER, J. H. y MONTZKA S. A., 2020. The NOAA Annual Greenhouse Gas Index (AGGI). Laboratorio de Vigilancia Mundial de los Laboratorios de Investigación del Sistema Tierra de la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera.
<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/aggi/aggi.html>.

CHAZARRA BERNABÉ, A., LORENZO MARIÑO, B., RODRÍGUEZ BALLESTEROS, C. y BOTÉY FULLAT, R., 2020. Análisis de las temperaturas en España en el periodo 1961-2018. Volumen 1. Rejillas mensuales de temperatura 1961-2018. Volumen 2. Series de temperaturas medias en España a partir de estaciones de referencia. Agencia Estatal de Meteorología.
<https://doi.org/10.31978/666-20-004-x>.

COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S), 2020. European State of the Climate 2019. Retrieved from: <https://climate.copernicus.eu/ESOTC/2019>.

COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE, C3S, 2021. European State of the Climate 2020, Full report: climate.copernicus.eu/ESOTC/2020.

COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE, C3S, 2021, febrero. How close are we to reaching a global warming of 1.5 °C? Retrieved from:
<https://climate.copernicus.eu/how-close-are-we-reaching-global-warming-15degc>.

DATA GISS. GISS Surface Temperature Analysis (GISTEMP v4). (n.d.). Retrieved February 26, 2021, from: <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>.

Davis, C. A. y Emanuel, K. A., 1991. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 119: 1929-1953.
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<1929:PVDOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<1929:PVDOC>2.0.CO;2).

DI NAPOLI, C., PAPPENBERGER, F. y CLOKE, H. L., 2019. Verification of Heat Stress Thresholds for a Health-Based Heat-Wave Definition, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 58(6), 1177-1194.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/58/6/jamc-d-18-0246.1.xml>.

FELDSTEIN, S. B., 2003. The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129:901-924.
<https://doi.org/10.1256/qj.02.76>.

FIALA, D., LOMAS, K. J. y STOHRER, M., 2001. Computer prediction of human thermoregulatory and temperature responses to a wide range of environmental conditions. *Int. J. Biometeorol.*, 45: 143-159.

GIL-BELOSTA, C., FRÍAS, L., VERRIERI, L., DELGADO, C., LEÓN, I. y LARRAURI, A., 2020. Informe MOMOCalor Estimaciones de la mortalidad atribuible a excesos de temperatura en España. 1 de junio a 15 de septiembre de 2020.

https://www.isciii.es/QueHacemos/Servicios/VigilanciaSaludPublicaRENAVE/EnfermedadesTransmisibles/MoMo/Documents/Informe_MOMOCalor_verano2020.pdf.

GILL, A. E., 1982. Atmospheric-Ocean Dynamics. *International Geophysics*, 30, Academic Press Inc.

HANSEN, J., RUEDY, R., GLASCOE, J. y SATO, M., 1999. GISS analysis of surface temperature change. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 104(D24), 30997-31022.

<https://doi.org/10.1029/1999JD900835>.

HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P. *et al.*, 2020. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 146: 1999- 2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.

HOEGH-GULDBERG, O. *et al.*, 2018. Impacts of 1.5 °C Global Warming on Natural and Human Systems. In: Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2018: Global Warming of 1.5 °C (Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor y T. Waterfield, eds.). Geneva.

IPCC, 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R. K. Pachauri and L. A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

KNIGHT, J. R., MAIDENS, A., WATSON, P. A. G. *et al.*, 2017. Global meteorological influences on the record UK rainfall of winter 2013-14. *Environmental Research Letters*, 12(074001).

<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa693c>.

LAWRENCE, Z. D., PERLWITZ, J., BUTLER, A. H., MANNEY, G. L., NEWMAN, P. A., LEE, S. H. y NASH, E. R., 2020. The remarkably strong Arctic stratospheric polar vortex of winter 2020: Links to record-breaking Arctic Oscillation and ozone loss. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2020JD033271. <https://doi.org/10.1029/2020JD033271>.

LENSSEN, N. J. L., SCHMIDT, G. A., HANSEN, J. E., MENNE, M. J., PERSIN, A., RUEDY, R. y ZYSS, D., 2019. Improvements in the GISTEMP Uncertainty Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(12), 6307-6326. <https://doi.org/10.1029/2018JD029522>.

MARIOTTI, A. *et al.*, 2020. Windows of Opportunity for Skillful Forecasts Subseasonal to Seasonal and Beyond. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 101, E608-E625.

<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0326.1>.

McKEE, T. B., DOESKEN, N. J. y KLEIST, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration of time scales. Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Jan17-23, 1993, Anaheim CA, pp.179-186.

McKENNA, C. M., MAYCOCK, A. C., FORSTER, P. M. *et al.*, 2000. Stringent mitigation substantially reduces risk of unprecedented near-term warming rates. *Nat. Clim. Chang.*

<https://doi.org/10.1038/s41558-020-00957-9>.

MET OFFICE HADLEY CENTRE OBSERVATIONS DATASETS. (n.d.). Retrieved February 26, 2021, from: <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut4/>.

MET OFFICE, 2020. A local look at the record-breaking Spring and May weather. Official blog of the Met Office news team. Retrieved March 12, 2021, from: <https://blog.metoffice.gov.uk/2020/06/02/a-local-look-at-the-record-breaking-spring-and-may-weather/>.

MORICE, C. P., KENNEDY, J. J., RAYNER, N. A. y JONES, P. D. (n.d.). Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 data set.

NASH, E. R., NEWMAN, P. A., ROSENFELD, J. E. y SCHOEBERL, M. R., 1996. An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity, *J. Geophys. Res.*, 101, 9471-9478. <https://doi.org/10.1029/96JD00066>.

NOAA Merged Land Ocean Global Surface Temperature Analysis (NOAAGlobalTemp) V4 | National Centers for Environmental Information (NCEI) formerly known as National Climatic Data Center (NCDC). (n.d.). Retrieved February 26, 2021, from: <https://www.ncdc.noaa.gov/noaa-merged-land-ocean-global-surface-temperature-analysis-noaaglobaltemp-v4>.

NÚÑEZ-MORA, J. Á., 2020. Una cuarentena en penumbra. Agencia Estatal de Meteorología. <https://repositorio.aemet.es/handle/20.500.11765/11745>.

Pfeifroth, U., Trentmann, J., Hollmann, R., Selbach, N., Werscheck, M., Meirink, J. F., 2018. ICDR SEVIRI Radiation - based on SARA-2 methods, Satellite Application Facility on Climate Monitoring. https://wui.cmsaf.eu/safira/action/viewICDRDetails?acronym=SARAH_V002_ICDR.

RASMUSSEN, E. M. y CARPENTER, T. H., 1983. The Relationship between Eastern Equatorial Pacific Sea Surface Temperature and Rainfall over India and Sri Lanka. *Monthly Weather Review*, 111, 517-528.

RODWELL, M. J. y HOSKINS, B. J., 1996. Monsoons and the dynamics of deserts. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 122: 1385-1404. <https://doi.org/10.1002/qj.49712253408>.

RODWELL, M. J. y HOSKINS, B. J., 2001. Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons. *J. Climate*, 14: 3192-3211. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C3192:SAASM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%3C3192:SAASM%3E2.0.CO;2).

ROMERO, R., MORENO, J. V., MARTÍNEZ, L., HUARTE, M. T., RODRÍGUEZ, C. y BOTEY, R., 2020. Comportamiento de las precipitaciones en España y periodos de sequía (periodo 1961-2018). Nota técnica 32 de AEMET. <https://doi.org/10.31978/666-20-006-0>.

ROYAL METEOROLOGICAL INSTITUTE OF BELGIUM, 2020. Bilan climatologique saisonnier printemps 2020. Retrieved March 12, 2021, from: www.meteo.be.

SÁNCHEZ-LAULHÉ, J. M., 2017. Mapa de presión a nivel del mar de agosto de 2016: verano de levantes. *Tiempo y Clima*, 5, 55. <https://pub.ame-web.org/index.php/TyC/article/view/1121/1156>.

SÁNCHEZ-LAULHÉ, J. M., 2019. La amplificación ártica y el verano 2019. *Tiempo y Clima*, 5, 66. <https://pub.ame-web.org/index.php/TyC/article/view/1911/2142>.

SÁNCHEZ-LAULHÉ, J. M., 2020. Un invierno sin Amplificación Ártica. *Tiempo y Clima*, 5, 68. <https://pub.ame-web.org/index.php/TyC/article/view/2373/2574>.

SMITH, T. M., REYNOLDS, R. W., PETERSON, T. C. y LAWRIK, J., 2008. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21(10), 2283-2296. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI2100.1>.

SUÁREZ-MORENO, R., RODRÍGUEZ-FONSECA, B., BARROSO, J. A. y FINK, A. H., 2018. Interdecadal Changes in the Leading Ocean Forcing of Sahelian Rainfall Interannual Variability: Atmospheric Dynamics and Role of Multidecadal SST Background. *J. Climate*, 31, 6687-6710.

TIAN, H., XU, R., CANADELL, J. G. *et al.*, 2020. A comprehensive quantification of global nitrous oxide sources and sinks. *Nature*, 586, 248-256. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2780-0>.

TRIGO, R., XOPLAKI, E., ZORITA, E. *et al.*, 2006. Relations between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability. *Dev. Earth Environ. Sci.*, 4: 179-226. [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(06\)80006-6](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80006-6).

TRIPATHI, O. P., CHARLTON-PÉREZ, A., SIGMOND, M. *et al.*, 2015. Enhanced long-range forecast skill in boreal Winter following stratospheric strong vortex conditions. *Environ. Res. Lett.*, 10: 104007. <https://doi.org/10.1002/qj.2432>.

TORRENCE, C. y WEBSTER, P. J., 1999. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. *Journal of Climate*, 12, 2679-2690. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2).

VITART, F., ALONSO-BALMASEDA, M., FERRANTI, L., BENEDETTI, A., BALAN-SAROJINI, B., TIETSCH, S., YAO, J., JANOUSEK, M., BALSAMO, G., LEUTBECHER, M., BECHTOLD, P., POLICHTCHOUK, I., RICHARDSON, D., STOCKDALE, T. y ROBERTS, C. D., 2019. Extended-range prediction. ECMWF Technical Memoranda. <https://doi.org/10.21957/pdivp3t9m>.

VOSE, R. S., ARNDT, D., BANZON, V. F., EASTERLING, D. R., GLEASON, B., HUANG, B., KEARNS, E., LAWRIK, J. H., MENNE, M. J., PETERSON, T. C., REYNOLDS, R. W., SMITH, T. M., WILLIAMS, C. N. y WUERTZ, D. B., 2012. NOAA's Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93 (11), 1677-1685. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00241.1>.

WHITAKER, J. S., UCCELLINI, L. W. y BRILL, K. F., 1988. A model-based diagnostic study of the rapid development phase of the Presidents' Day cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2337-2365. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<2337:AMBDSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<2337:AMBDSO>2.0.CO;2).

WMO, 2021. State of the Global Climate 2020. WMO-No. 1264. <https://public.wmo.int/en/our-mandate/climate/wmo-statement-state-of-global-climate>.

WMO, 2020. *Greenhouse Gas Bulletin (GHG Bulletin)*, No. 16: The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2019. https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10437.

ANEXOS

ANEXO A. DESCRIPCIÓN SINÓPTICA ESTACIONAL DEL AÑO 2020

En este apartado se realiza un breve resumen de la descripción sinóptica a lo largo del año, resaltando aquellos episodios que han dado lugar a fenómenos meteorológicos singulares.

A1. Invierno (enero-febrero)

El año empieza con un anticiclón centrado en Europa y nieblas extensas, sobre todo en los valles del Duero y Ebro, durante la primera semana de **enero**. La segunda semana el anticiclón se desplaza hacia el Mediterráneo, las nieblas son menos densas y diversos frentes rozan el Cantábrico. En Lleida hay niebla casi ininterrumpidamente desde el 25 de diciembre hasta el 17 de enero.

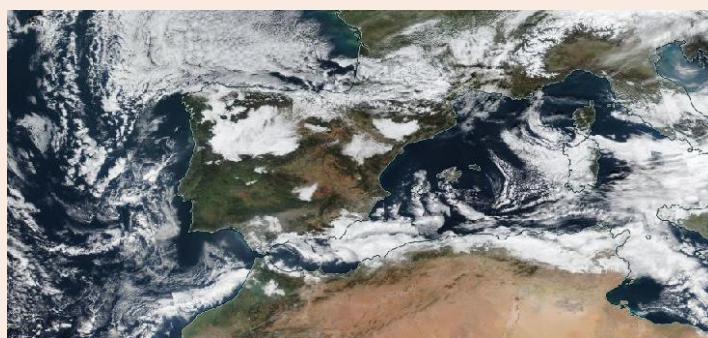


Figura A-A1 — Imagen del satélite SUOMI-NPP del día 4 a mediodía, mostrando las extensas nieblas.

97

La **borrasca Gloria**, séptima de la temporada 2019-2020, fue nombrada por AEMET el viernes 17 de enero debido a la emisión de avisos de nivel rojo y naranja por rachas de viento, lluvia, nieve y fenómenos costeros en vigor a partir de la madrugada del domingo 19 de enero en gran parte del norte y este peninsular, así como en Baleares. La borrasca, como tal, tuvo una breve duración, pues fue absorbida por un sistema depresionario de mayor tamaño, centrado al sur de la Península, a lo largo del lunes 20, el cual permaneció activo durante el resto de la semana. El temporal de viento, lluvia, nieve y mar generado por Gloria y continuado por la borrasca mayor durante los siguientes días tuvo un carácter excepcional, tanto por los registros meteorológicos (más de 400 mm en zonas del Mediterráneo) como por los impactos, entre los que hay que destacar la cifra de, al menos, trece fallecidos.

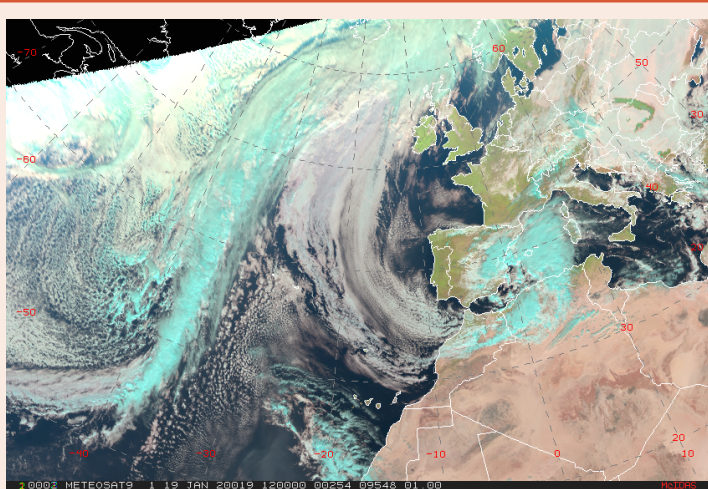


Figura A-A2 — La borrasca Gloria el día 19 de enero a las 12 UTC, imagen RGB natural.

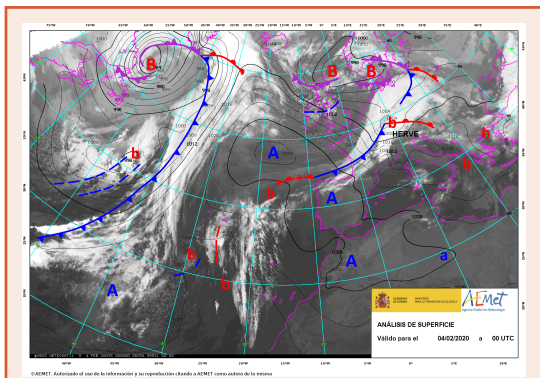


Figura A-A3 — Análisis de superficie del día 4 de febrero a las 00 UTC, con la borrasca «Herve» centrada sobre Alemania.

A partir del día 26 de enero vuelven a dominar las altas presiones en la Península y en Canarias, con frentes que pasan por Galicia y el Cantábrico.

El día 3 de **febrero** es nombrada por Météo-France la **borrasca Herve**, octava con nombre de la temporada, que circula por el centro de Europa. Esta borrasca tan solo tuvo una leve incidencia sobre el noreste peninsular y Baleares, por fuertes rachas de viento los días 4 y 5. Simultáneamente, el día 4 hay un intenso episodio de polvo en Canarias.

Hasta el día 18 de febrero se mantiene el dominio anticiclónico sobre el territorio español peninsular e insular, con un flujo zonal intenso y profundas borrascas circulando al norte del paralelo 50° N, dos de ellas nombradas por el

Grupo NW de EUMETNET (Ciara y Dennis), y otra dentro del grupo SW por Météo-France (**Ines**, días 12 y 13, novena de la temporada).

A partir del miércoles 19 se establece una situación de vaguada ibero-africana, con la formación de una dana en el golfo de Cádiz que posteriormente se desplazó hacia Canarias y se transformó en una baja en todos los niveles al crearse reflejo en superficie. Esta baja produjo un intenso flujo del este que trajo una gran cantidad de polvo a Canarias, empezando por las islas más orientales el viernes 21 y extendiéndose al resto el sábado 22 y domingo 23. La calima generada fue una de las mayores registradas en las islas, y estuvo acompañada de vientos muy fuertes. Se cerraron la mayoría de los aeropuertos para vuelos no interinsulares y fueron suspendidas muchas actividades, incluyendo el Carnaval.

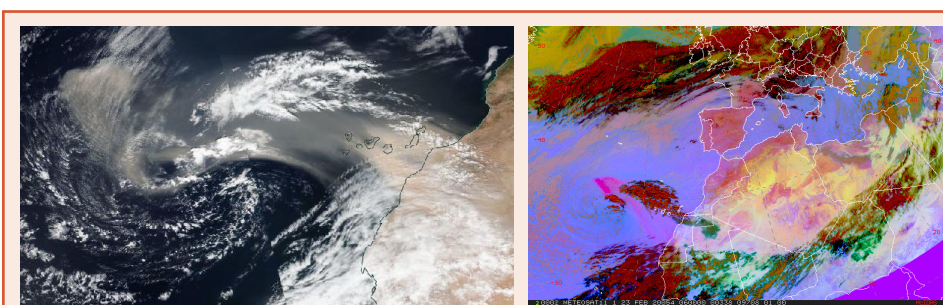


Figura A-A4 — Imagen satélite SUOMI-NPP del 23 de febrero hacia mediodía (izq.) e imagen MSG-RGB de polvo de las 12 UTC (dcha.).

Los últimos días del mes de febrero se nombran las **borrascas Jorge** (día 27, nombrada por AEMET) y **Karine** (día 29, nombrada por Météo-France), que también discurrieron por latitudes altas y apenas afectaron a España.

A2. Primavera (marzo-mayo)

Además de Jorge y Karine, ya nombradas en febrero, a principios de **marzo** fueron nombradas por Météo-France las **borrascas Leon** (día 1), **Myriam** (3) y **Norberto** (5). De todas ellas, la que mayor impacto tuvo fue **Karine**, debido a los vientos fuertes a muy fuertes con rachas incluso huracanadas que afectaron a gran parte del territorio peninsular y a Baleares, así como al fuerte oleaje en el Cantábrico y Mediterráneo, y a las lluvias generalizadas y nevadas en

cotas bajas, relacionadas con un moderado a notable descenso de las temperaturas en el norte peninsular.

Tras el paso de **Norberto**, última borrasca con nombre hasta septiembre, el 6 de marzo, el tiempo es muy variable durante el resto del mes, incluyendo un episodio de altas temperaturas entre los días 10 y 12, en el que se superaron los 30 °C en muchos puntos de la Península y de Canarias, seguido de una situación de tormentas en el interior peninsular. Entre los días 16 de marzo y 2 de abril una serie de bajas móviles, danas y bajas frías aisladas (BFA) afectan a la Península, a Baleares y ocasionalmente a Canarias. Ninguna de ellas da lugar a avisos de nivel naranja por rachas de viento, por lo que no reciben nombre, pero sí que producen lluvias, tormentas, nevadas y otros efectos en casi cualquier lugar del territorio español.

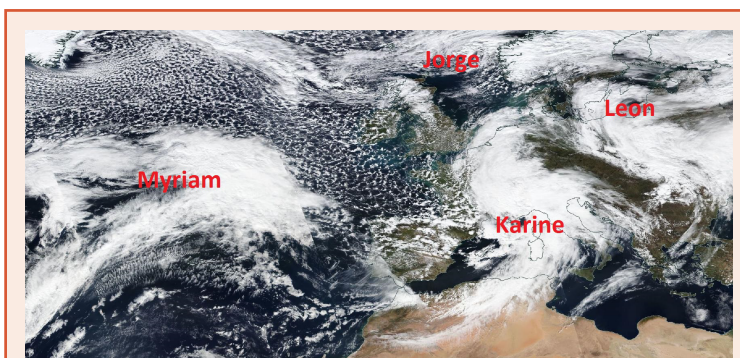


Figura A-A5 — Imagen MODIS del día 2 de marzo a mediodía, con las cuatro borrascas con nombre activas en ese momento.

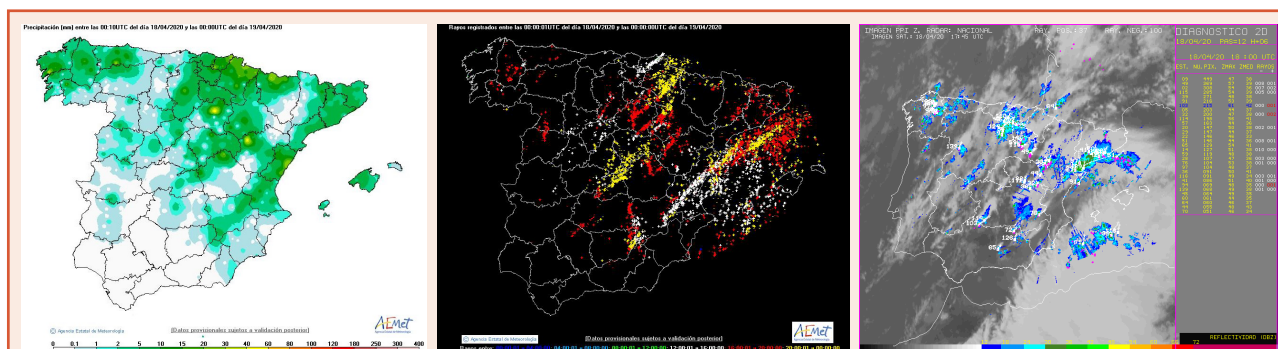


Figura A-A6 — Precipitación y rayos nube-tierra durante el día 18 en Península/Baleares y composición nacional radar+sat del día 18 a las 15:00 UTC.

Desde el 3 de **abril** y durante una semana se establece un potente anticiclón sobre Europa y un área de bajas presiones en el Atlántico, de modo que la frontera de masas continental y marítima se ubica en la Península. A partir del día 9 diversas bajas y danas que llegan por el oeste y suroeste vuelven a afectar al territorio español peninsular, aportando aire cálido y húmedo subtropical y produciendo actividad convectiva generalizada, que los días 18 y 19 da lugar a tormentas generalizadas y supercélulas.

Hasta finales de abril continúan alternando configuraciones sinópticas rápidamente variables, que producen lluvias y otros fenómenos en el Mediterráneo y en el Cantábrico.

Los primeros días de **mayo** se forma la configuración de altas presiones en el Atlántico y Europa, típica del verano, pero a partir del día 4 vuelve el paso de borrascas y la actividad convectiva, similar a la de abril. A partir del día 19

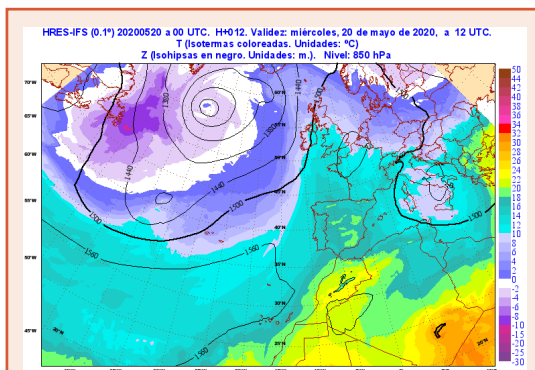


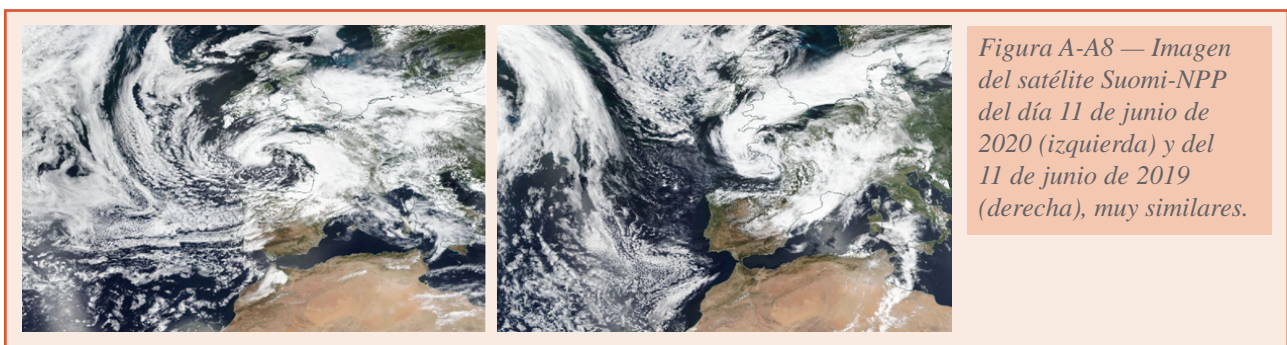
Figura A-A7 — Temperatura y geopotencial en 850 hPa a las 12 UTC del día 20 según modelo HRES-IFS del día 20 a las 00.

y casi hasta final de mes se establece ya la situación de altas presiones en el Atlántico y Europa, cesa la actividad convectiva, desaparece la nubosidad y ascienden fuertemente las temperaturas, que llegan hasta 38 °C en puntos de Andalucía.

Finaliza el mes de mayo con fuertes tormentas, que descargan toda la inestabilidad acumulada.

A3. Verano (junio-agosto)

Durante la primera quincena de **junio** varias borrascas originadas en el entorno de las islas británicas o en el golfo de Vizcaya se desplazan en dirección sur, afectando sobre todo al tercio norte de la Península, con vientos, lluvias, tormentas e incluso nevadas en cotas altas.



100

Durante la segunda quincena del mes alternan los patrones sinópticos de anticiclón atlántico-europeo, anticiclón de las Azores y depresión térmica peninsular. Domina, por tanto, la estabilidad y las temperaturas ascienden hasta superar los 42 °C en el valle del Guadalquivir.

Durante la primera semana de **julio** (1 al 7) continúa la situación de altas presiones y temperaturas, que alcanzan 43 °C en el suroeste peninsular. Entre los días 8 y 15 se sitúa sobre la Península una baja fría que genera abundante actividad convectiva, con chubascos y tormentas, y descenso importante de las temperaturas.

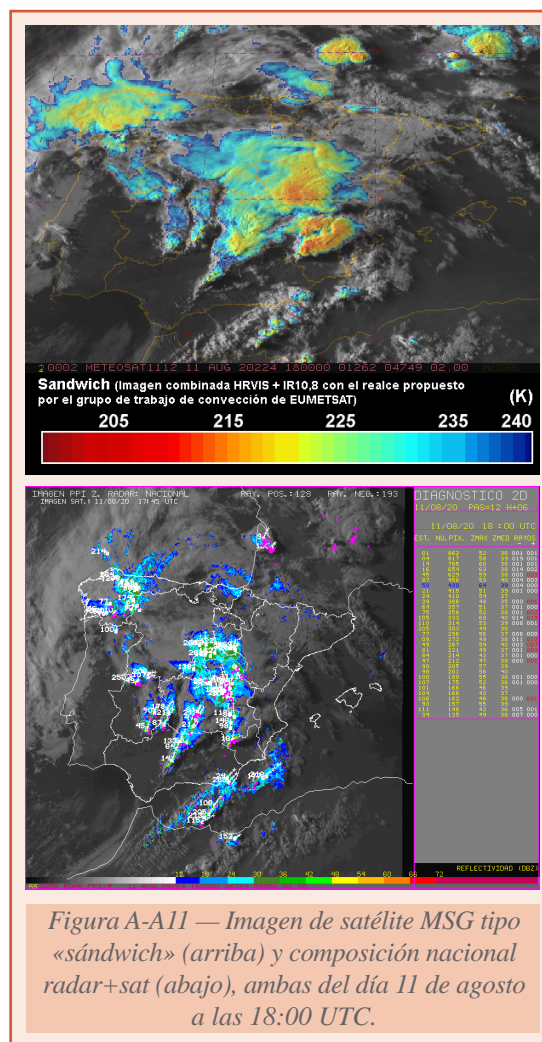
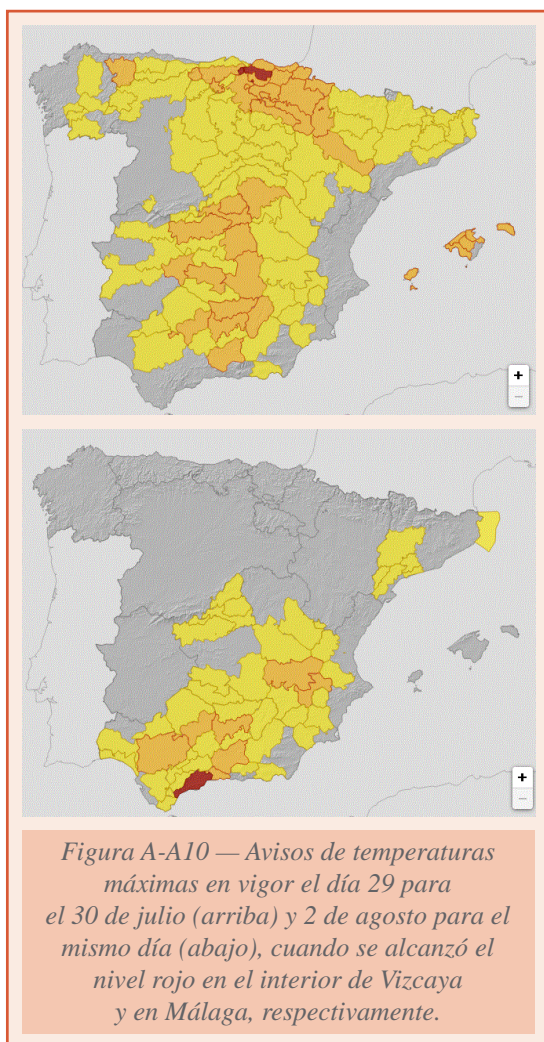


Durante el resto del mes alternan, como en junio, los patrones sinópticos de anticiclón atlántico-europeo, anticiclón de las Azores y depresión térmica peninsular, con temperaturas muy altas. El día 30 comienza una ola de calor.

Agosto comenzó con una ola de calor muy intensa, que se inició el 30 de julio y llegó hasta el día 2. Se alcanzó una temperatura máxima de 45.7°C en Vélez-Málaga durante el día 2. En Hondarribia (Gipuzkoa) se llegó a 42.2°C.

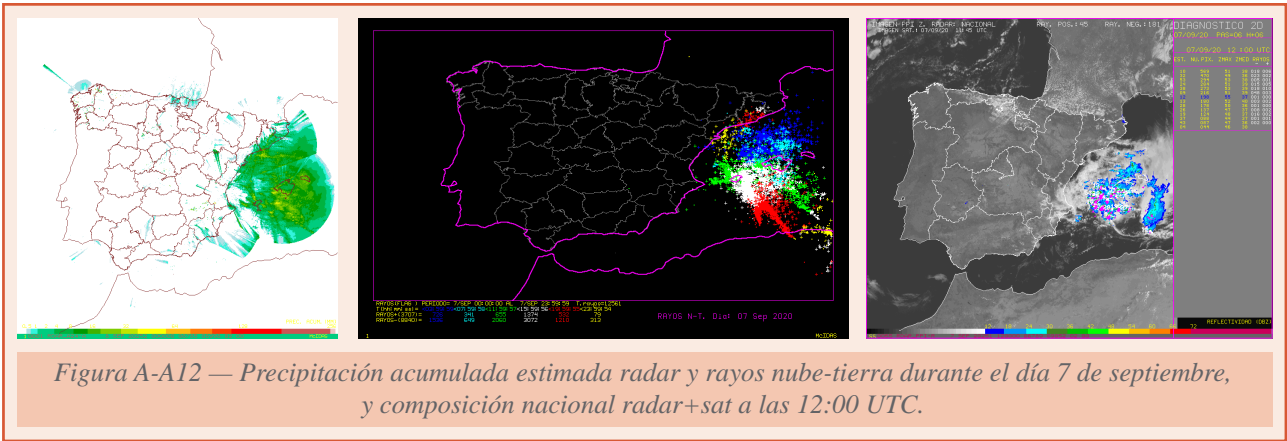
Los días 10 y 11 una dana se sitúa sobre el centro peninsular, provocando intensas precipitaciones y algunas inundaciones, como la que se dio en Cebolla (Toledo).

Entre los días 13 y 21 el territorio peninsular es afectado por borrascas formadas en el entorno de las islas británicas (entre ellas Ellen, nombrada por el Grupo NW de EUMETNET). Hay algo de actividad convectiva en el tercio norte y descienden las temperaturas. A partir del día 22 vuelve a dominar el anticiclón y la estabilidad (con la borrasca Francis, nombrada también por el Grupo NW pasando muy al norte de España el día 25). En Canarias se da un episodio de altas temperaturas en el que se alcanzan 43.2°C los días 26 y 27 en la isla de Gran Canaria, y algo más bajos en otras islas.

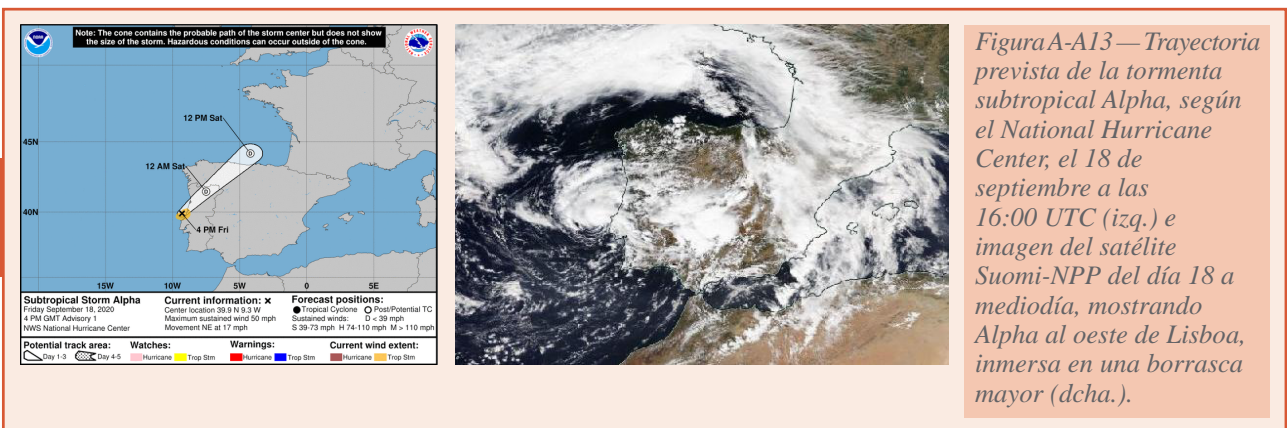


A4. Otoño (septiembre-noviembre)

Los primeros días de **septiembre** son similares a los últimos de agosto. El día 7 se forma una dana en el Mediterráneo que genera importante actividad tormentosa en Baleares y su entorno hasta el día 10.



Tras unos días de altas presiones y estabilidad, el día 14 se formó en el Atlántico oriental la tormenta subtropical Alpha, excepcional por muchos motivos. Su paso por la Península fue rápido, el día 18, con vientos huracanados e intensas precipitaciones, sobre todo en Portugal.



El día 24 el Instituto Real Meteorológico de Bélgica (RMI), también del Grupo NW de EUMETNET, nombró la borrasca **Odette**. Pese a pertenecer a la temporada 2019-2020, por su fecha corresponde al otoño de 2020, y enlaza con las borrascas de la temporada 2020-2021. Los efectos de Odette se dieron en gran parte de Europa occidental, no solo en Bélgica, pues fue una borrasca de gran tamaño y actividad. Por lo que respecta a España, produjo un marcado flujo polar del norte, con vientos fuertes y fenómenos costeros, notable descenso de las temperaturas, lluvias persistentes en el norte y las primeras nevadas del año en Pirineos.

El 1 de **octubre** Météo-France nombró la **borrasca Alex**, primera de la temporada 2020-2021, que durante ese día y los siguientes afectó a gran parte de Europa occidental, especialmente a Francia y a Italia, donde provocó considerables daños y decenas de muertos y desaparecidos. Afectó a España durante el viernes 2 y sábado 3 principalmente, aunque no con la intensidad y adversidad que a los países vecinos. Los principales fenómenos adversos fueron las rachas de viento muy fuertes, incluso huracanadas, que afectaron a gran parte del territorio peninsular y a Baleares, las precipitaciones intensas en Cantábrico y Pirineos, y los fenómenos costeros que, aunque se dieron en el Cantábrico y Mediterráneo, fueron especialmente intensos en el litoral del País Vasco, para el cual se emitieron avisos de nivel rojo.

Durante los días 5 al 7 una amplia vaguada captó una onda del este al sur de Canarias y la trasladó hasta el norte del archipiélago, afectando incluso a la circulación próxima a la Península.

El día 18 fue nombrada por AEMET la **borrasca Barbara**, segunda con nombre de la temporada. Durante el día 20 y primeras horas del 21 la borrasca atravesó la Península de suroeste a noreste dejando gran cantidad de precipitaciones, sobre todo en la mitad occidental del sistema Central, y rachas de viento muy fuertes, incluso huracanadas, en las áreas montañosas del norte.

Tras unos pocos días de predominio anticiclónico entre finales de octubre y principios de **noviembre**, volvió el tiempo inestable debido a borrascas o bajas frías aisladas formadas en el Atlántico, que al no producir fuertes rachas de viento no recibieron nombre, pero sí dejaron lluvias intensas y muy eficientes.

Entre el 10 y el 13 de noviembre tuvo lugar el ciclo de vida de la **tormenta tropical Theta**, al oeste de Canarias, que afectó a los patrones de la circulación atmosférica en una amplia zona.

Tras unos días de bloqueo anticiclónico, entre el 16 y el 24 de noviembre, vuelve la actividad ciclónica. El día 28 fue nombrada la **borrasca Clement** por el Instituto Portugués del Mar y la Atmosfera (IPMA) por la emisión de avisos de nivel naranja para el lunes 30, por rachas de viento y por precipitación que afectaban únicamente al archipiélago de Madeira dentro de Portugal. Clement afectó también a las islas Canarias durante los días 29 y siguientes, con rachas de viento, lluvias y fenómenos costeros, dando lugar estos últimos a avisos de nivel naranja. Durante algunos días, hacia la mitad de su largo ciclo de vida, que culminó el viernes 4 de diciembre, la NOAA consideró que Clement tenía posibilidades de evolucionar a tormenta subtropical, que

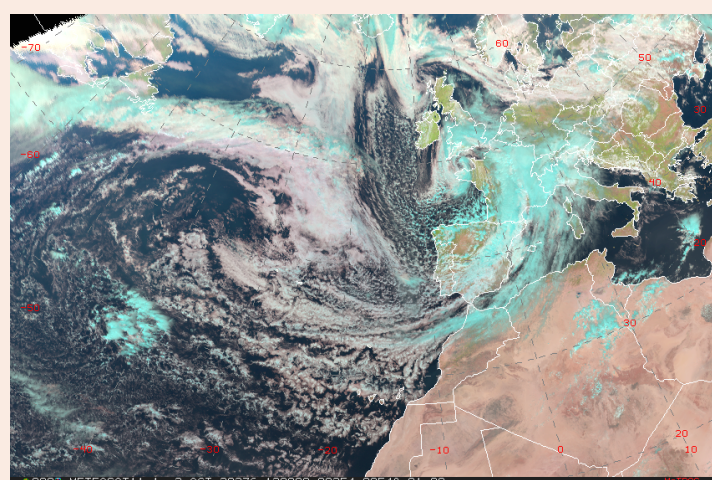


Figura A-A14 — Borrasca Alex. Imagen MSG producto RGB natural viernes 2 de octubre a las 12 UTC.

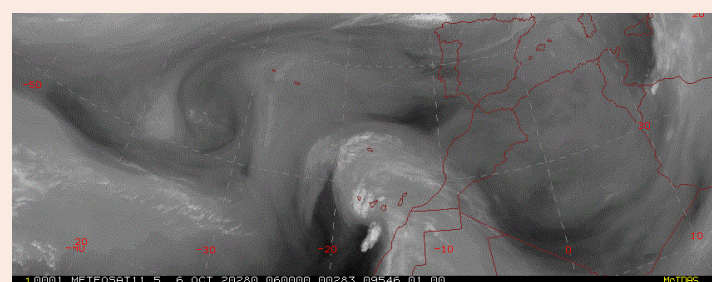


Figura A-A15 — Imagen del canal WV6.2 del satélite METEOSAT11 del 6 de octubre a las 06:00 UTC que muestra la onda tropical sobre Canarias.

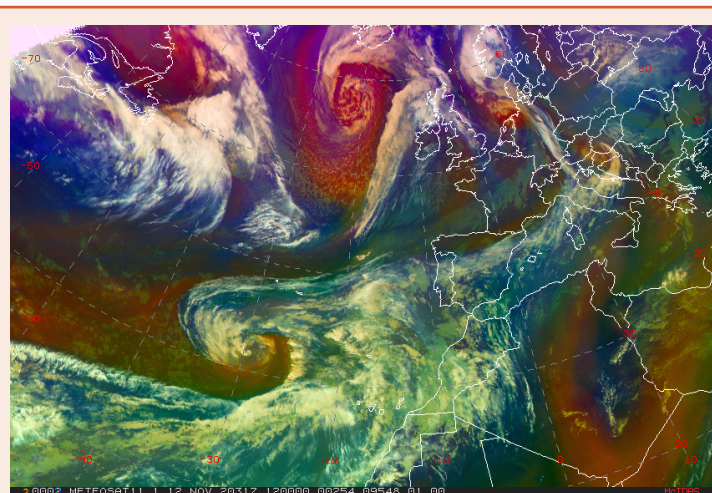


Figura A-A16 — Imagen RGB de masas de aire del jueves 12 a las 12:00 UTC, con la tormenta tropical Theta al noroeste de Canarias.

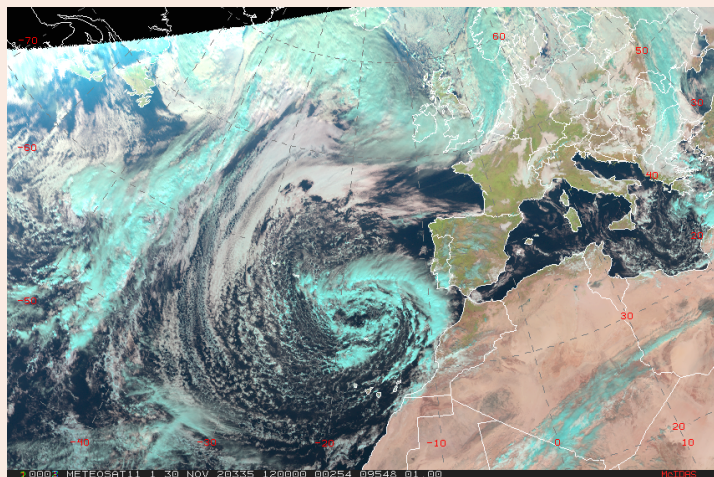


Figura A-A17 — Imagen RGB natural del día 30 a las 12:00 UTC, con la borrasca Clement centrada al norte de Madeira.

hubiera recibido el nombre de Kappa de haberse confirmado, cosa que finalmente no ocurrió.

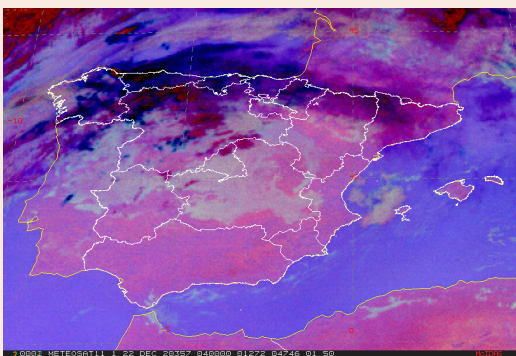


Figura A-A18 — Imagen del satélite Suomi-NPP del día 7 a mediodía, con la borrasca Ernest centrada sobre el golfo de Vizcaya (izq.). Imagen satélite MST, composición RGB tipo nieblas-nubes bajas del día 22 a las 04:00 UTC, que muestra amplias zonas de niebla (dcha.).

A5. Invierno (diciembre)

Diciembre comenzó con nuevas borrascas con nombre y muy activas, nombradas ambas por AEMET. La **borrasca Dora** fue nombrada el 3 de diciembre. Entre las últimas horas del jueves 3 y primeras horas del domingo 6, un frente frío asociado a Dora y la intensa descarga fría pos-frontal afectaron a todo el territorio español peninsular, a Baleares, Ceuta y Melilla. Tan solo Canarias quedó al margen de los efectos de Dora, cuyo centro se movió entre las islas británicas y el Mediterráneo occidental. La **borrasca Ernest** fue nombrada el día 7, casi enlazando con **Dora**. También trajo nevadas en la mitad norte peninsular y lluvias en casi toda la Península durante los días 7 y 8 y en Baleares hasta el día 9.

Durante la mayor parte del mes de diciembre se establece un flujo de aire polar, incluso ártico, hacia la Península, que deja temperaturas muy bajas en general, y precipitaciones persistentes en el Cantábrico y nieve en cotas muy bajas del norte. Entre los días 17 y 26 domina el anticiclón, con nieblas extensas y persistentes en amplias zonas del interior.

ANEXO B. EFEMÉRIDES CLIMATOLÓGICAS

Efemérides de temperatura media anual más alta registradas en el año 2020

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Media 2020 (°C)	Efeméride anterior		Diferencia (°C)	Datos desde
					°C	Año		
B228	Palma, Puerto	3	Illes Balears	19.4	19.3	2016	0.1	1978
1111	Santander I, CMT	52	Cantabria	15.7	15.6	2014	0.1	1951
1014	Hondarribia-Malkarroat	4	Gipuzkoa	16.0	15.9	2003	0.1	1956
1024E	San Sebastián, Igueldo	251	Gipuzkoa	14.8	14.6	1997	0.2	1929
3013	Molina de Aragón	1062	Guadalajara	11.8	11.7	2017	0.1	1951
1549	Ponferrada	534	León	14.6	14.5	2017	0.1	1951
1505	Lugo/Rozas	445	Lugo	13.3	13.1	2015	0.2	1986
1690A	Ourense	143	Ourense	16.1	16.0	2017	0.1	1973
C447A	Tenerife/Los Rodeos	632	Santa Cruz de Tenerife	18.1	17.9	2017	0.2	1944
2030	Soria	1082	Soria	12.5	12.3	2019	0.2	1944

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha superado el anterior valor más elevado de temperatura media anual.

105

Efemérides de temperatura media anual de las mínimas más alta registradas en el año 2020

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Media mínimas 2020 (°C)	Efeméride anterior		Diferencia (°C)	Datos desde
					°C	Año		
1327	A Coruña	58	A Coruña	12.8	12.6	1997	0.2	1931
1428	Santiago de Compostela/Labacolla	370	A Coruña	9.4	9.3	1997	0.1	1945
1208H	Gijón, Musel	5	Asturias	12.8	12.7	2014	0.1	2002
1249I	Oviedo	336	Asturias	10.2	10.1	1997	0.1	1972
2444	Ávila	1130	Ávila	7.0	6.7	2015	0.3	1985
B228	Palma, Puerto	3	Illes Balears	15.6	15.4	2014	0.2	1978
5973	Cádiz, Observatorio	2	Cádiz	16.7	16.5	2017	0.2	1956
5000C	Ceuta	87	Ceuta	16.5	16.3	2015	0.2	2005
3013	Molina de Aragón	1062	Guadalajara	4.3	4.2	2018	0.1	1951
9771C	Lleida	185	Lleida	10.1	10.0	2014	0.1	1984
1505	Lugo/Rozas	445	Lugo	7.9	7.7	2014	0.2	1986
3196	Madrid/Cuatro Vientos	690	Madrid	10.6	10.4	2017	0.2	1946
3200	Madrid/Getafe	620	Madrid	10.9	10.8	2014	0.1	1951
2462	Navacerrada, Puerto	1894	Madrid	4.6	4.4	2017	0.2	1946
2465	Segovia	1005	Segovia	8.0	7.9	1997	0.1	1989
2430	Soria	1082	Soria	6.3	6.0	1997	0.3	1944
3260B	Toledo	515	Toledo	10.7	10.6	2014	0.1	1983
2422	Valladolid	735	Valladolid	8.0	7.8	2014	0.2	1974

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha superado el anterior valor más elevado de temperatura media anual de las mínimas.

Efemérides de temperatura media anual de las máximas más alta registradas en el año 2020

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Media máximas 2020 (°C)	Efeméride anterior		Diferencia (°C)	Datos desde
					°C	Año		
1024E	San Sebastián, Igeldo	251	Gipuzkoa	17.9	17.6	1997	0.3	1929
C029O	Lanzarote/Aeropuerto	14	Las Palmas	26.3	26.2	2017	0.1	1974
C447A	Tenerife/Los Rodeos	632	Santa Cruz de Tenerife	21.9	21.6	2017	0.3	1944

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha superado el anterior valor más elevado de temperatura media anual de las máximas.

Efemérides de temperatura mínima diaria más alta registradas en el año 2020 (extremos absolutos de la serie)

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Mínima 2020		Efeméride anterior		Diferencia (°C)	Datos desde
				°C	Día	°C	Fecha		
6000A	Melilla	52	Melilla	31.8	2-agosto	30.6	12/08/2010	1.2	1970
C447A	Tenerife/Los Rodeos	632	Santa Cruz de Tenerife	29,0	27-agosto	28.6	06/09/1983	0.4	1941

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha superado el anterior valor más elevado de temperatura mínima diaria.

Efemérides de temperatura máxima diaria más alta registradas en el año 2020 (extremos absolutos de la serie)

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Máxima 2020		Efeméride anterior		Diferencia (°C)	Datos desde
				°C	Día	°C	Fecha		
1208H	Gijón, Musel	5	Asturias	35.0	4-mayo	32.4	03/08/2003	2.6	2001
1014	Honarribia-Malkarroat	4	Gipuzkoa	42.2	30-julio	40.4	25/07/1995	1.8	1955

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha superado el anterior valor más elevado de temperatura máxima diaria.

106

Efemérides de precipitación máxima diaria registradas en el año 2020 (extremos absolutos de la serie)

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Máxima 2020		Efeméride anterior		Diferencia (mm)	Datos desde
				mm	Día	mm	Fecha		
8500A	Castellón/Almassora	43	Castellón	150.0	31-marzo	141.0	04/09/1989	9.0	1976

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha superado el anterior valor más elevado de precipitación máxima diaria.

Efemérides de número de días de lluvia más alto registradas en el año 2020

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Año 2020 (días)	Efeméride anterior		Diferencia (días)	Datos desde
					N.º días	Año		
2462	Navacerrada, Puerto	1894	Madrid	107	98	1977	9	1951

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha superado el anterior valor anual más alto de número de días de lluvia.

Efemérides de número de días de tormenta más alto registradas en el año 2020

Indicativo	Estación	Altitud (m)	Provincia	Año 2020 (días)	Efeméride anterior		Diferencia (días)	Datos desde
					N.º días	Año		
1208H	Gijón, Musel	5	Asturias	20	19	2006	1	2002
2331	Burgos, Villafría	891	Burgos	36	35	1971	1	1944
1549	Ponferrada	534	León	28	27	1983	1	1951

Listado de una selección de estaciones principales de AEMET en las que se ha superado el anterior valor anual más alto de número de días de tormenta.

ANEXO C. EPISODIOS DE TEMPERATURAS EXTREMAS

C1. Olas de calor registradas en España en 2020

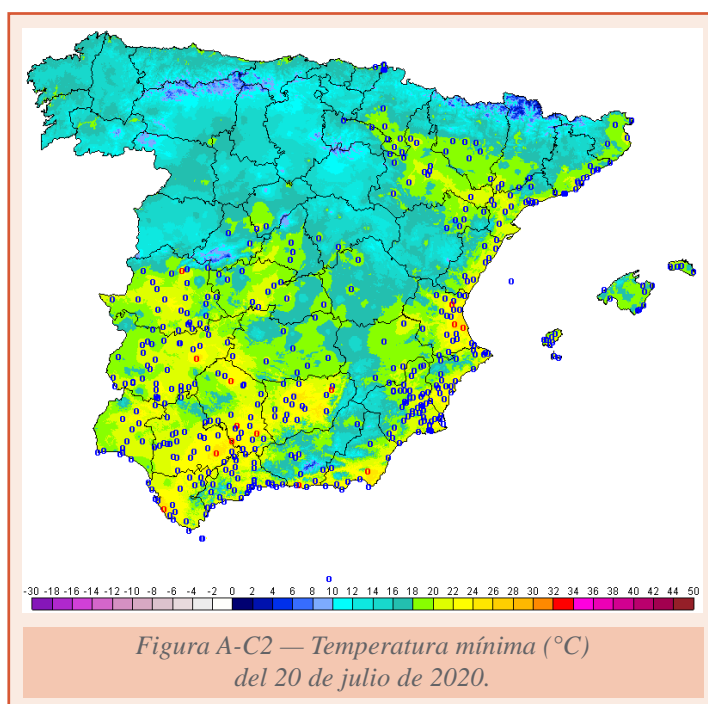
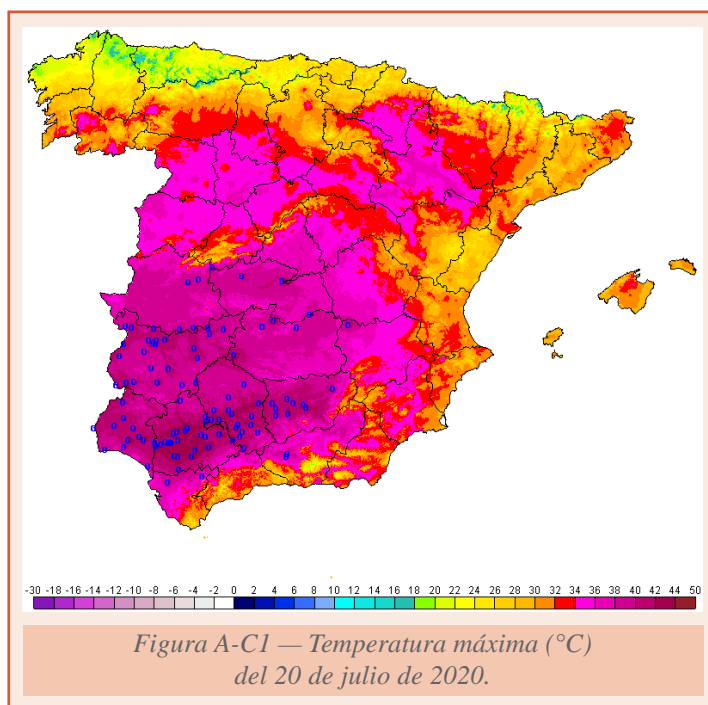
En 2020 ha habido tres olas de calor en Península y Baleares. En Canarias no se ha registrado ninguna.

La primera, con tres días de duración, transcurrió entre el 18 y el 20 de julio y fue la menos relevante de las tres. Su anomalía media fue de 1.3°C que es la más baja de toda la serie, junto con las registradas entre el 26 y el 28 de julio de 2016 y entre el 22 y el 25 de julio de 1985. El día más cálido resultó ser el 20 de julio de 2020, con una temperatura máxima de la ola de 36.0°C , aunque el día en que más provincias se vieron afectadas fue el 19 con un total de 11, correspondientes a las comunidades autónomas de Galicia, Castilla y León, Madrid, Castilla-La Mancha, Extremadura y Andalucía.

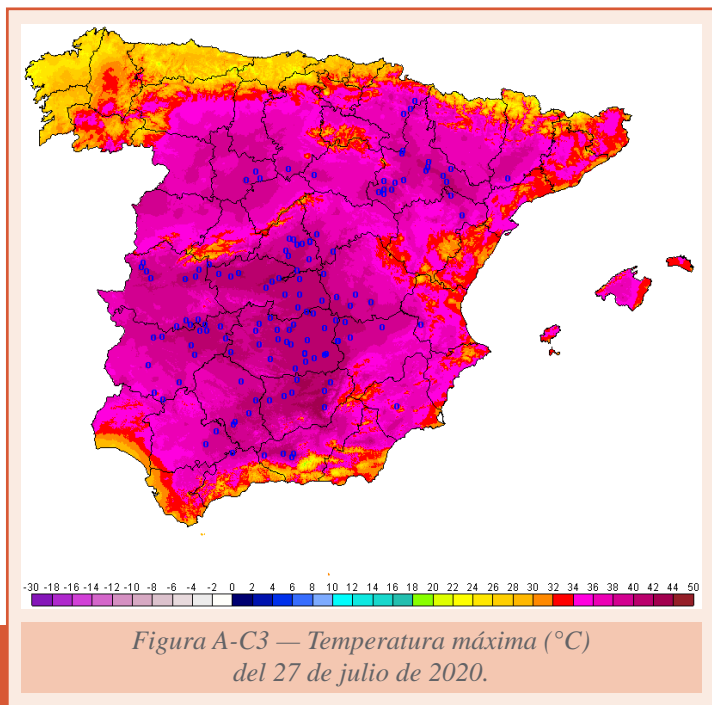
El mapa de la figura A-C1 corresponde a las temperaturas máximas del 20 de julio que, como ya se ha dicho, resultó ser el más cálido. En él se han resaltado con un círculo azul las estaciones en que la máxima alcanzó o superó los 40°C , localizadas en los valles del Tajo, Guadiana y Guadalquivir.

En el mapa de la figura A-C2 se representan las temperaturas mínimas del 20 de julio. En este caso se han resaltado con un círculo azul las estaciones en que la temperatura mínima ha alcanzado o superado los 20°C y con un círculo rojo las que han alcanzado o superado los 25°C .

Durante esta ola de calor las temperaturas máximas más elevadas en la red de estaciones principales de AEMET se registraron en Sevilla/San Pablo, con 43.2°C , Morón de la Frontera con 42.7°C , Córdoba/Aeropuerto con 42.5°C , Huelva con 41.1°C , Badajoz/Talavera la Real con 40.9°C , Cádiz con 40.5°C y Granada/Aeropuerto con 40.0°C , todas ellas registradas el día 20, a excepción de Badajoz que la registró el 28. Las mínimas



más altas correspondieron a Sevilla/San Pablo con 24.9 °C el día 18, Cádiz con 24.8 °C el día 20, Huelva con 24.5 °C el día 18, Cáceres con 24.4 °C el día 19, Jaén con 24.3 °C el día 20 y Valencia/Aeropuerto con 24.1 °C el día 20. A pesar de ser temperaturas elevadas ninguna estación principal de AEMET registró estos días el valor más elevado de su serie para un mes de julio.

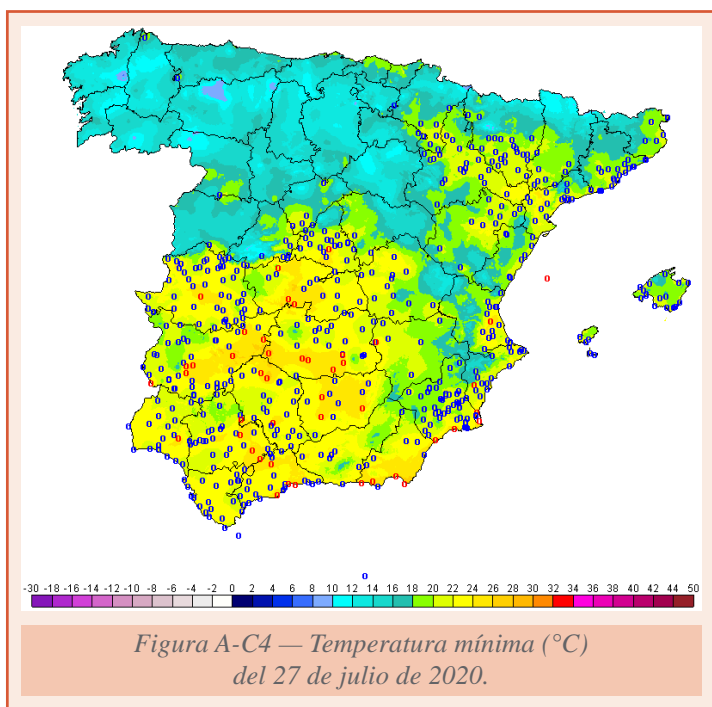


La segunda ola de calor, con 9 días de duración, se inició el 25 de julio y finalizó el 2 de agosto, siendo precisamente la duración el aspecto más sobresaliente de la misma, superada tan solo por las de 2015 y 2003, e igualada con la de 2017. La anomalía media de la ola, 3.1 °C, no es especialmente destacable. El día más caluroso resultó ser el 27 de julio con una temperatura máxima de la ola de 37.0 °C. Se ha tratado también de una ola de calor bastante extensa que afectó a 23 provincias el día 31 de julio, principalmente del centro y noreste peninsular y a Baleares.

El mapa de la figura A-C3 corresponde a las temperaturas máximas del día 27 de julio, que fue el más cálido de esta ola de calor. Se han resaltado con un pequeño círculo azul las estaciones en que se alcanzaron o superaron los 40 °C, localizadas principalmente en el interior peninsular.

En el mapa de la figura A-C4 se representan las temperaturas mínimas del día 27 que, como se puede comprobar, fueron elevadas. Se han resaltado con un círculo rojo las estaciones en que las mínimas alcanzaron o superaron los 25 °C y con un círculo azul las que alcanzaron o superaron los 20 °C.

Cinco estaciones principales de AEMET han registrado estos días su correspondiente récord mensual de temperatura máxima absoluta, concretamente San Sebastián «Fuenterrabía» con 43.0 °C el día 30 de julio, Hondarribia-Malkarroa con 42.2 °C también el 30 de julio, Guadalajara con 40.1 °C el 27 de julio, Melilla con 39.9 °C el 1 de agosto y Burgos «Villafría» con 38.0 °C el 27 de julio. Melilla y Guadalajara registraron también su valor mensual de temperatura mínima más alta, en el caso de Melilla con 31.8 °C el 2 de agosto y en el de Guadalajara con 24.7 °C el 28 de julio.



La tercera ola de calor tuvo una duración de 6 días y transcurrió entre el 5 y el 10 de agosto, superando a la anterior en extensión con 27 provincias afectadas los días 7 y 8 de agosto. La anomalía de la ola fue de 2.5 °C y la temperatura máxima de la ola 37.0 °C el día 7 de agosto, valor este último que coincide con el de la ola precedente.

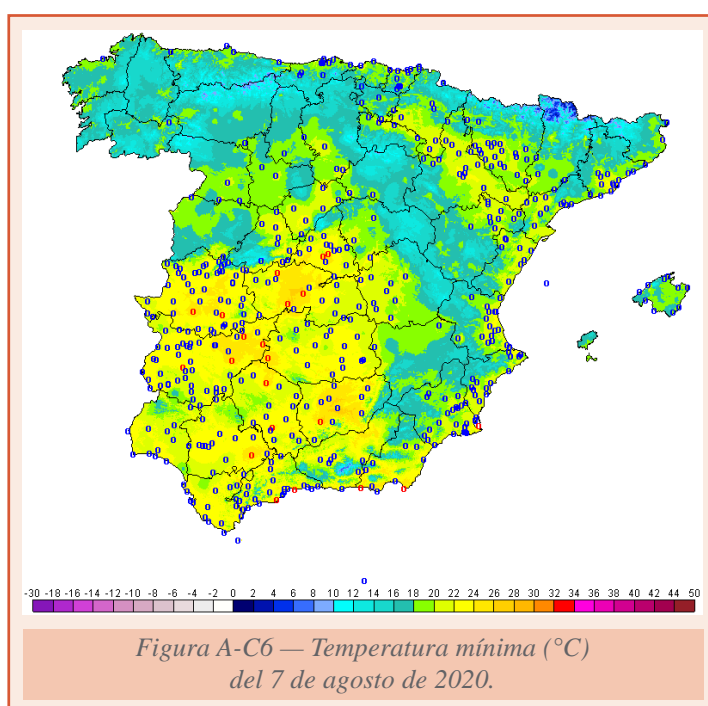
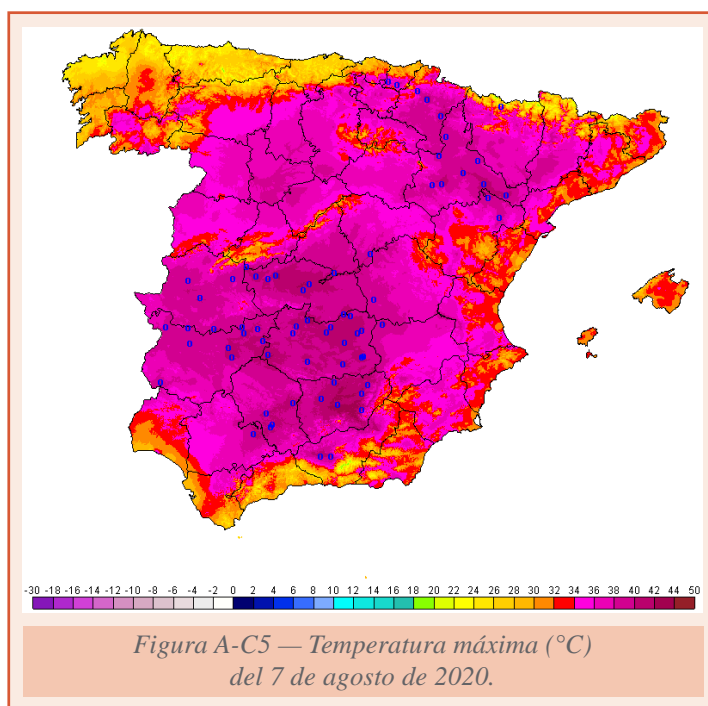
Las 27 provincias afectadas por esta tercera ola de calor se ubican en las comunidades de Galicia, Castilla y León, Castilla-La Mancha, Aragón, Navarra, País Vasco, Cataluña y Andalucía.

En el mapa de la figura A-C5 se representan las temperaturas máximas del 7 de agosto, que fue el día más caluroso de esta tercera ola de calor, resaltándose con un pequeño círculo azul las estaciones en que se alcanzaron o superaron los 40 °C.

Aunque ninguna estación de la red principal de AEMET ha registrado durante esta ola de calor su récord de temperatura máxima absoluta para un mes de agosto, sí se dieron valores muy elevados, como ponen de manifiesto los 42.0 °C alcanzados el día 9 en Granada/Aeropuerto, los 41.7 °C del día 6 en Córdoba/Aeropuerto, los 41.3 °C del día 7 en Pamplona/Noain, los 40.9 °C del día 6 en Sevilla/San Pablo, los 40.5 °C del día 6 en Ourense o los 40.3 °C del día 8 en Jaén.

También las mínimas fueron muy elevadas, como se puede comprobar en el mapa de la figura A-C6 correspondiente al día 7 de agosto, en el que se han resaltado en color rojo las estaciones en que se han alcanzado o superado los 25 °C y en azul las que han alcanzado o superado los 20 °C.

Durante estos días, ninguna estación de la red principal de AEMET ha registrado su récord de temperatura mínima más alta para un mes de agosto. Los valores más elevados entre la red de estaciones principales de AEMET se dieron en Barcelona/Fabra con 26.6 °C el día 9, Almería/Aeropuerto con 26.0 °C el día 10, Cádiz «Observatorio» con 25.8 °C el día 6, Jaén con 25.5 °C el día 8, Madrid «Retiro» con 25.4 °C el día 8, Cáceres también con 25.4 °C el día 7, etc.



C2. Evolución de las olas de calor registradas en España desde 1975

De acuerdo a la definición y metodología empleadas, que pueden consultarse en el subanexo C1 incluido al final de este anexo, la evolución de las olas de calor registradas en nuestro país desde 1975 pueden verse en los gráficos que siguen a continuación:

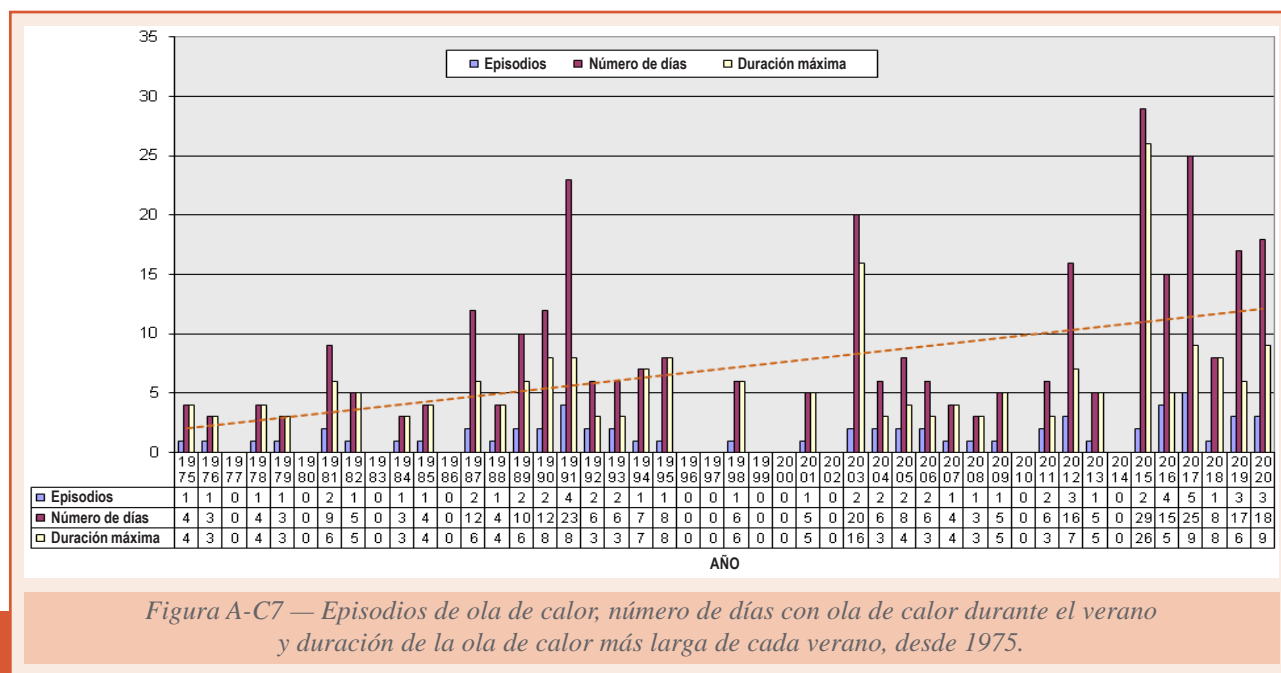


Figura A-C7 — Episodios de ola de calor, número de días con ola de calor durante el verano y duración de la ola de calor más larga de cada verano, desde 1975.

El gráfico de la figura A-C7 representa para cada año el número de episodios de ola de calor, los días que totalizan, y la duración de la ola de calor más larga para Península, Baleares, Ceuta y Melilla, destacando los años 1989, 1991, 2003, 2012, 2015, 2016, 2017 y 2018:

- 2017 por ser el año con más olas de calor, concretamente 5, que totalizan 25 días; le siguen 1991 y 2016 con 4, que totalizan 23 días en 1991 y 15 en 2016.
- 2003 por registrar la segunda ola de calor más larga, con 16 días y miles de víctimas mortales repartidas por gran parte de Europa.
- 2015 por ser la ola de calor más larga en los años considerados, 26 días, superando en 10 días a la de 2003.
- 2012 por ser la ola de calor más extensa, con 40 provincias afectadas el 10 de agosto, le sigue 2003 con 38 provincias los días 3 y 4 de agosto y las de 1989 y 2018 con 36 provincias con ola de calor, los días 19 de julio de 1989 y 3 de agosto de 2018.

Con línea discontinua se muestra la línea de tendencia del número anual de días con ola de calor, cuya pendiente indica que el número de días con ola de calor aumenta a razón de 2,2 días cada 10 años.

El gráfico de la figura A-C8 muestra el número máximo de provincias afectadas en días con ola de calor para Península, Baleares, Ceuta y Melilla, destacando especialmente los años 2012, con 40 provincias afectadas los días 9 y 10 de agosto y el 2003, con 38 provincias los días 3, 4 y 9 de agosto.

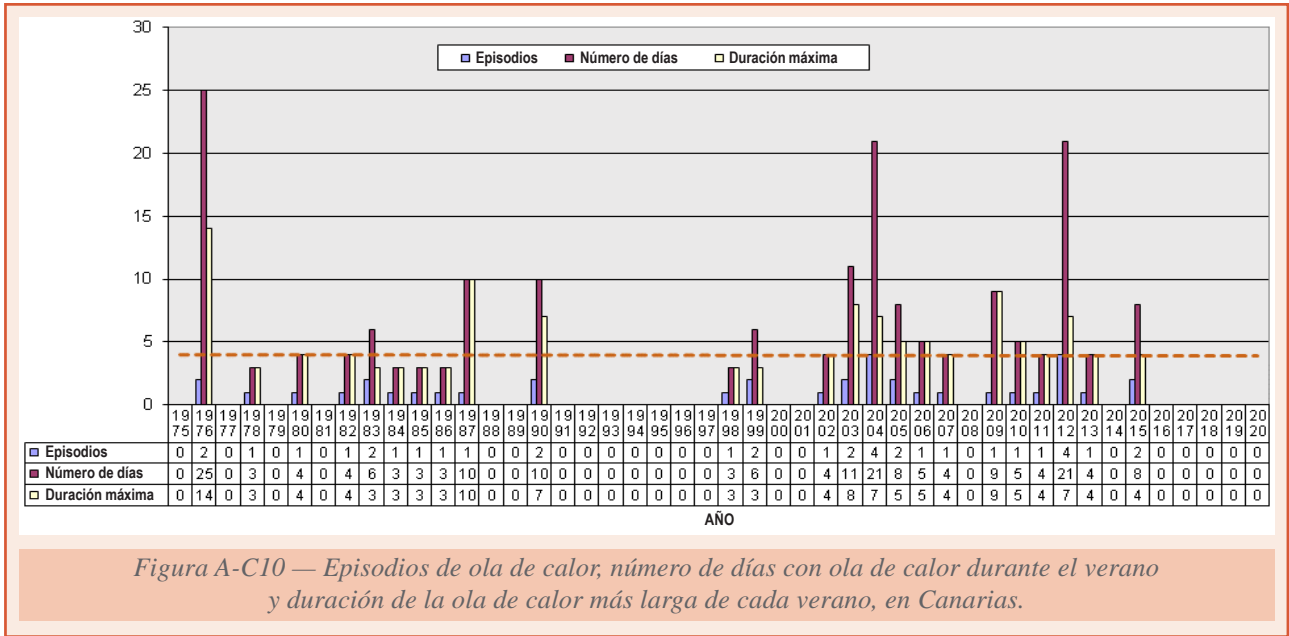


Figura A-C10 — Episodios de ola de calor, número de días con ola de calor durante el verano y duración de la ola de calor más larga de cada verano, en Canarias.

El gráfico de la figura A-C10 representa para cada año el número de episodios de ola de calor, los días que totalizan, y la duración de la ola de calor más larga, pero en este caso para Canarias, sobresaliendo 1976, tanto por el número total de días con ola de calor, 25, como por la ola más larga, con 14 días de duración. Resulta muy llamativo que en los últimos cinco años no se haya registrado ninguna ola de calor en Canarias, lo que contrasta muy notablemente con lo ocurrido en la Península. En Canarias la línea de tendencia del número anual de días con ola de calor no muestra tendencia.

La figura A-C11 representa la temperatura máxima de la ola más alta para cada año, desde 1975 en Canarias. La más elevada, 39.0 °C, se alcanzó el año 2012, concretamente el 27 de junio; en segundo lugar se encuentran los 37.4 °C de los días 22 de junio de 2011 y 30 de julio de 2007. También en Canarias, esta variable presenta una tendencia negativa, a razón de 2.2 °C cada 10 años.

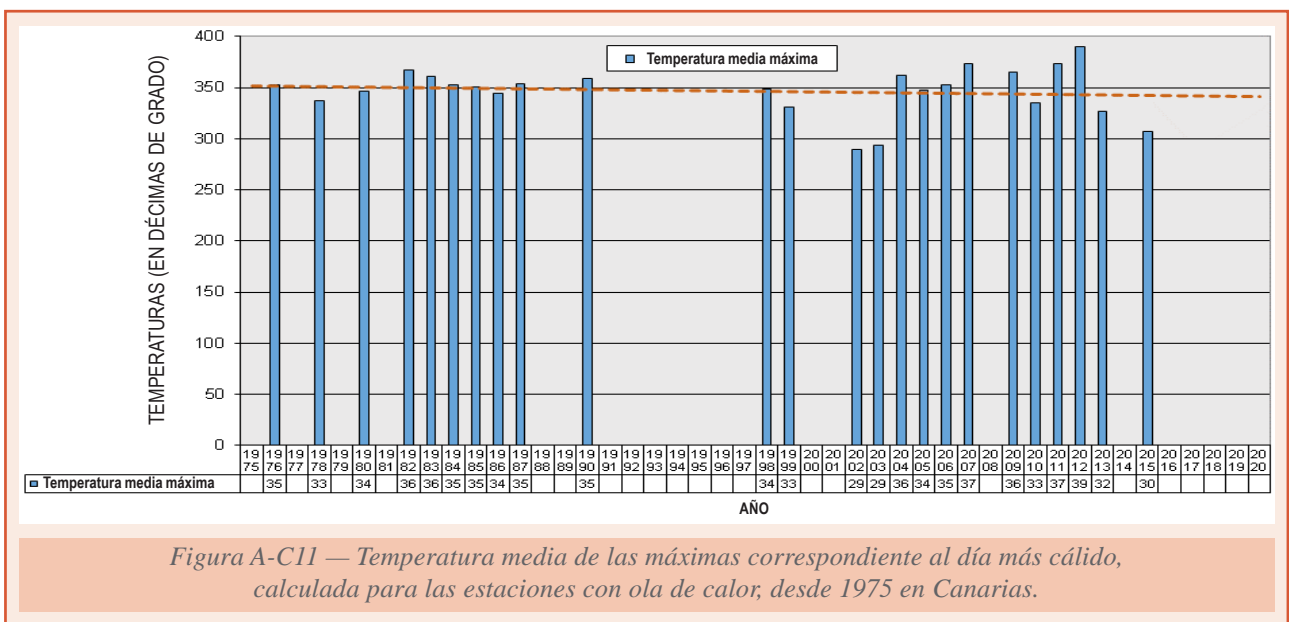


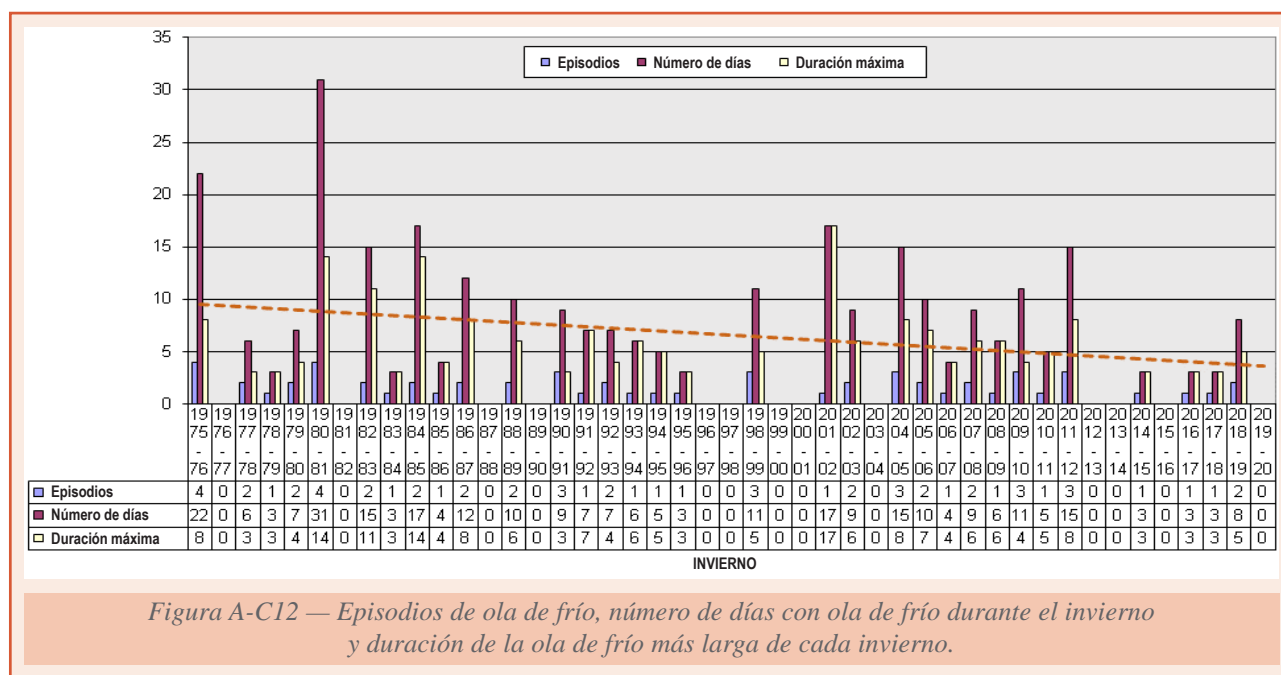
Figura A-C11 — Temperatura media de las máximas correspondiente al día más cálido, calculada para las estaciones con ola de calor, desde 1975 en Canarias.

C3. Olas de frío registradas en España en 2020

En 2020 no se ha registrado ninguna ola de frío en nuestro país.

C4. Evolución de las olas de frío registradas en España desde 1975

De acuerdo a la definición y metodología empleadas, que pueden consultarse en el subanexo C2 incluido al final de este anexo, la evolución de las olas de frío registradas en nuestro país desde 1975 pueden verse en los gráficos que siguen a continuación:

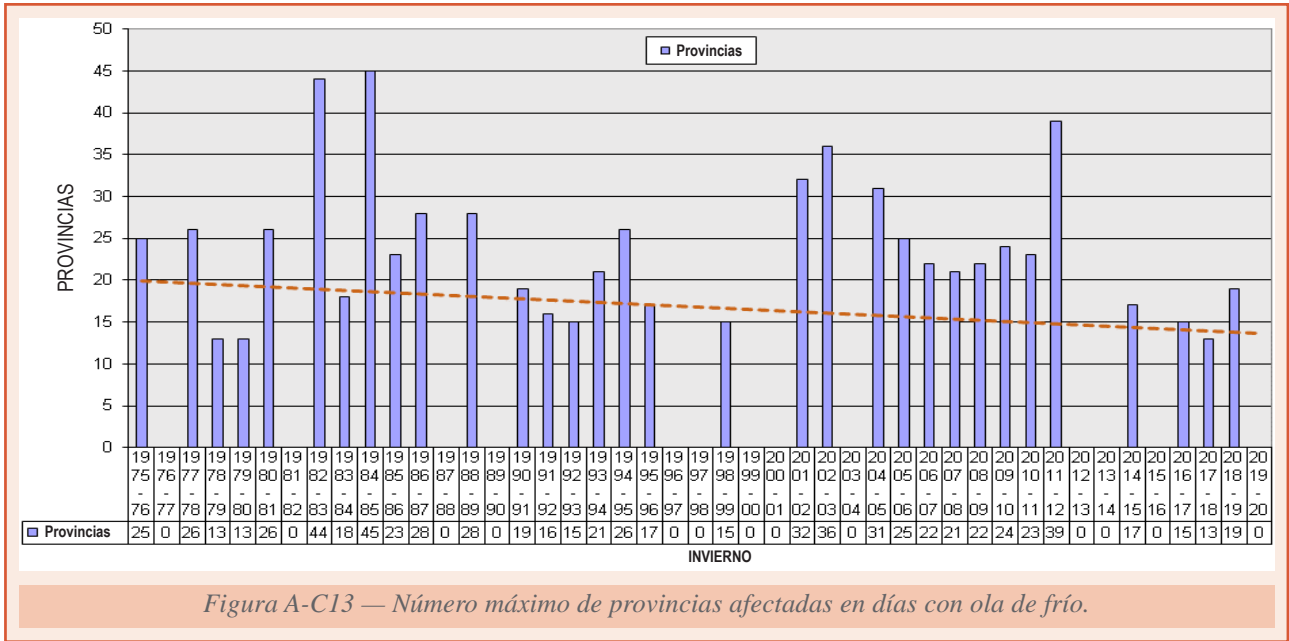


El gráfico de la figura A-C12 representa para cada invierno el número de episodios de ola de frío, los días que totalizan, y la duración de la ola de frío más larga. Destaca el invierno 1980-1981 que totaliza 31 días con ola de frío repartidos en 4 episodios y el invierno 1975-1976 con 22 días en 4 episodios. La ola de frío más larga, con 17 días de duración, se registra en el invierno 2001-2002, concretamente entre los días 13 y 29 de diciembre; las siguientes en duración, con 14 días, se producen durante los inviernos 1980-1981 y 1984-1985. También se aprecia como son varios los inviernos en que no se registra ninguna ola de frío.

Con línea discontinua se muestra la línea de tendencia del número de días con ola de frío de cada invierno, que indica una disminución de 1,3 días cada 10 años.

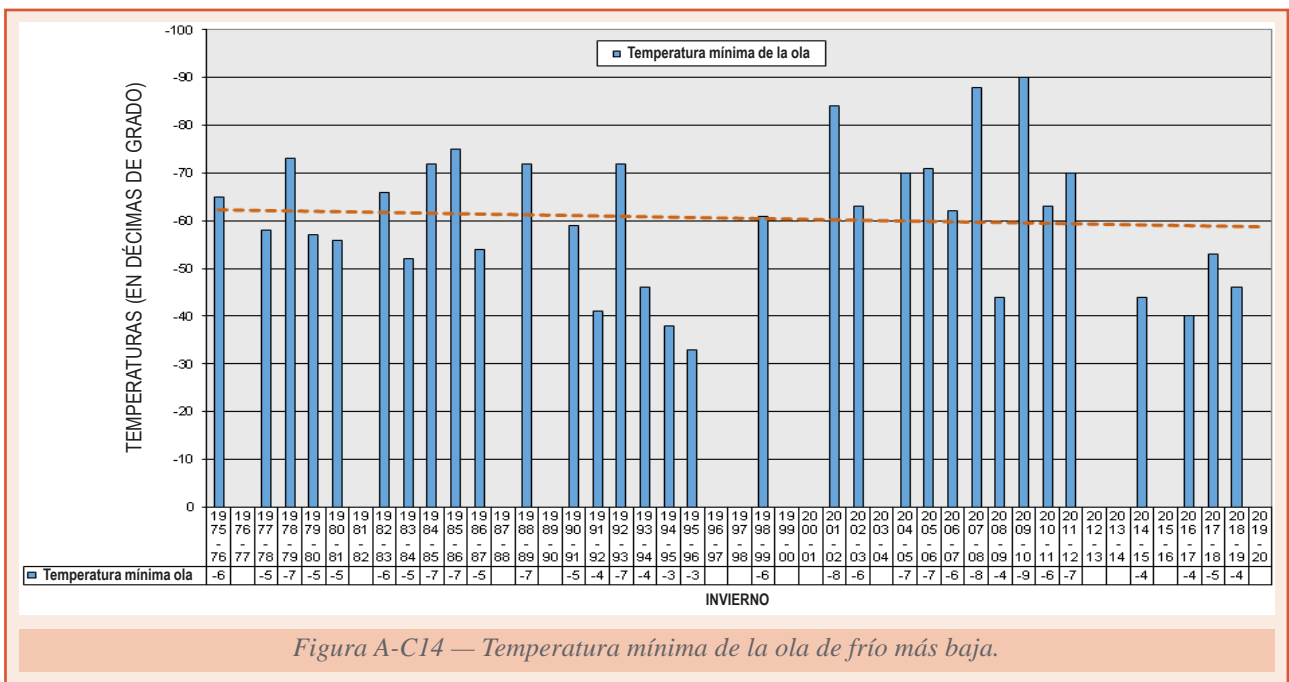
El gráfico de la figura A-C13 muestra el número máximo de provincias afectadas en días con ola de frío, destacando especialmente los inviernos 1984-1985, con 45 provincias afectadas los días 14 y 15 de enero, y el 1982-1983, con 44 provincias el 13 de febrero. La tercera ola en este sentido corresponde al invierno 2011-2012 y alcanzó a 39 provincias el 12 de febrero de 2012.

La línea de tendencia, que se muestra con línea discontinua, indica que las olas de frío van disminuyendo su extensión a razón de 1,4 provincias cada 10 años.



El gráfico de la figura 14 representa la temperatura mínima de la ola más baja para cada invierno, desde 1975. El valor más bajo, con -9.0°C , corresponde al invierno 2008-2009, concretamente al día 20 de diciembre; en segundo lugar figura el invierno 2007-2008, con un valor de -8.8°C el 17 de noviembre.

En este caso la línea de tendencia indica que la temperatura mínima de la ola aumenta a razón de 0.8°C cada 10 años. Al mirar la gráfica parecería que la pendiente es negativa, pero debe tenerse en cuenta que la escala del eje de ordenadas está en sentido decreciente.



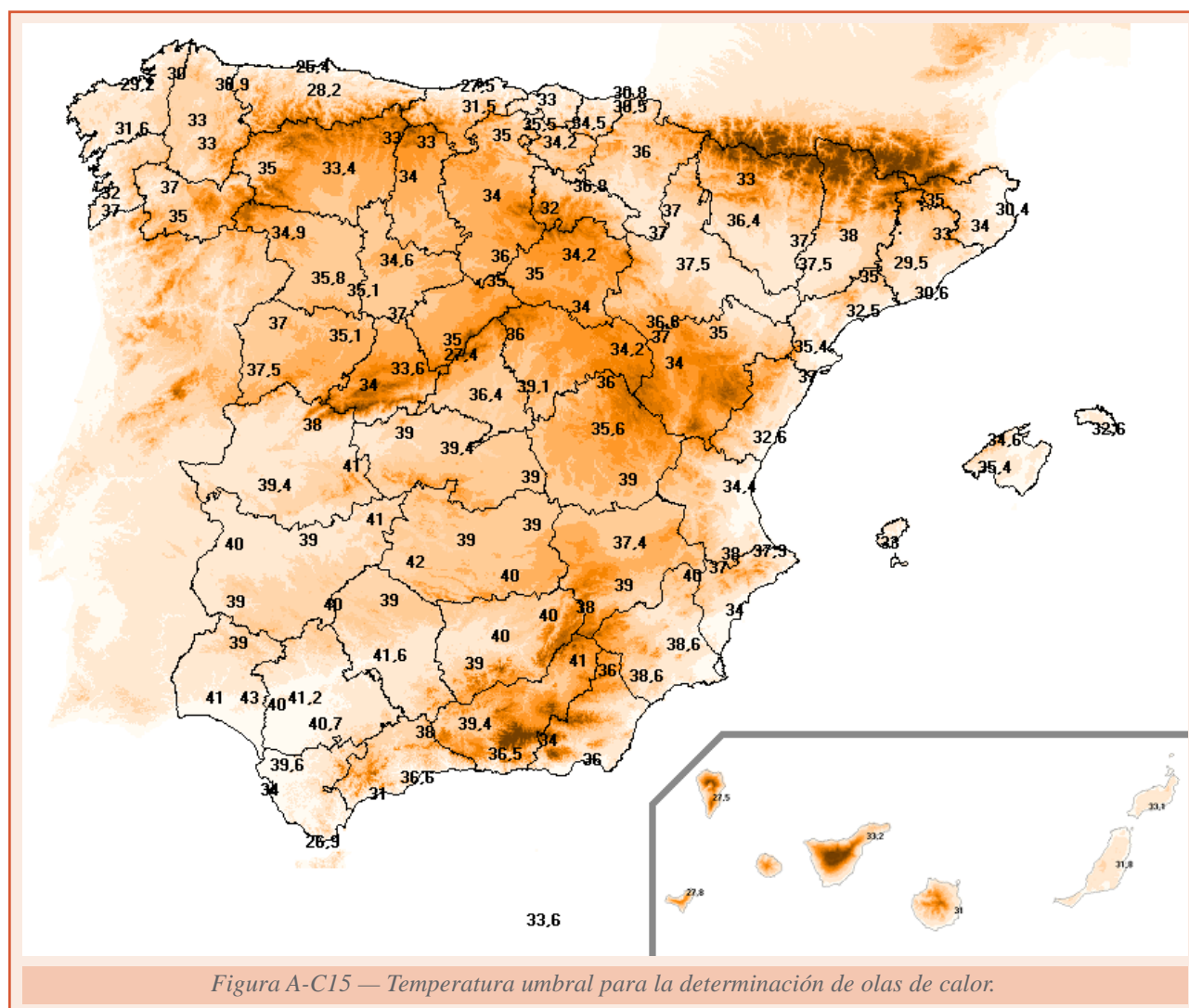
SUBANEXO C1. Ola de calor. Definición y metodología

Se considera ola de calor un episodio de al menos tres días consecutivos, en que como mínimo el 10% de las estaciones consideradas registran máximas por encima del percentil del 95% de su serie de temperaturas máximas diarias de los meses de julio y agosto del periodo 1971-2000.

Se describe seguidamente la metodología empleada:

En primer lugar se procede a determinar las estaciones en base a una serie de requisitos: tienen que funcionar en la actualidad, tener una serie suficientemente larga para poder calcular sus percentiles y distribuirse uniforme sobre el territorio. Con estas premisas se seleccionan 137 estaciones, de las que 6 pertenecen a Canarias.

A continuación, se calcula para cada estación una *temperatura umbral*, que de acuerdo al criterio establecido, es el percentil del 95% de su serie de temperaturas máximas diarias de los meses de julio y agosto del periodo 1971-2000. El mapa de la figura A-C15 representa la distribución de temperatura resultante y la ubicación de las estaciones.



El siguiente paso consiste en localizar los episodios, que según los criterios fijados, serán considerados olas de calor, y se realiza en tres etapas:

Primera etapa. Se obtienen para cada una de las 137 estaciones seleccionadas, sus *episodios cálidos*, entendiendo como tales, episodios de al menos tres días consecutivos con temperatura máxima que iguala o supera su temperatura umbral. Dado que es bastante improbable que una ola de calor se presente fuera de los meses veraniegos, en este trabajo solo se estudia el periodo comprendido entre el 1 de junio y el 30 de septiembre.

Segunda etapa. Se determinan los *días cálidos*, considerando como tales a aquellos en que al menos el 10 % de las estaciones consideradas están dentro de uno de los *episodios cálidos* localizados en la primera etapa.

Tercera etapa. Finalmente se localizan las olas de calor, que son todos aquellos episodios de tres o más *días cálidos* consecutivos. Cuando dos olas de calor están separadas por tan solo un día, se consideran una única ola.

Los datos de Canarias se han procesado de manera independiente, pero con una variación respecto al criterio general, ya que al utilizarse solamente seis estaciones, bastaría con que uno de los observatorios registrase un episodio cálido para que se considerase ola de calor en el archipiélago; por ello, en Canarias, se exige que sean al menos dos las estaciones que registren un episodio cálido para que constituya una ola de calor.

Los tres factores que determinan la intensidad de una ola de calor son: las temperaturas alcanzadas durante la misma, su duración y el territorio afectado, siendo necesario cuantificar estos aspectos para cada una de las olas, si se quieren valorar y comparar.

Para estimar el territorio afectado durante una ola de calor, se ha determinado el día que más provincias la registraron, asignando a la ola dicho máximo. Se considera que un día determinado una provincia está viviendo una ola de calor cuando al menos uno de los observatorios estudiados está dentro de un episodio cálido, es decir, no es suficiente con que supere la temperatura umbral de manera puntual.

Para determinar la magnitud de las temperaturas, en primer lugar se han determinado las estaciones con algún día de episodio cálido durante la ola de calor, y se ha tomado la media de las temperaturas máximas de estas estaciones para el día más cálido como dato representativo; a esta temperatura se la ha denominado *temperatura máxima de la ola*. También se ha calculado para cada estación la anomalía máxima de las temperaturas registradas durante la ola con respecto a su temperatura umbral, asignando como valor representativo para la ola la media de dichas anomalías; a este valor se le denomina *anomalía de la ola*.

Así pues, los cuatro valores elegidos para caracterizar una ola de calor son:

- su duración;
- el número de provincias afectadas;
- la temperatura máxima de la ola;
- la anomalía de la ola.

Los resultados para la Península, Baleares, Ceuta y Melilla se presentan en la tabla A-C1, y para Canarias en la tabla A-C2.

Tabla A-C1. Olas de calor en Península, Baleares, Ceuta y Melilla desde 1975.

Año	Inicio	Fin	Duración (días)	Anomalia de la ola (°C)	Temperatura máxima de la ola (°C)	Provincias afectadas
2020	18/07/2020	20/07/2020	3	1.3	36.0	11
2020	25/07/2020	02/08/2020	9	3.1	37.0	23
2020	05/08/2020	10/08/2020	6	2.5	37.0	27
2019	26/06/2019	01/07/2019	6	4.0	38.8	29
2019	20/07/2019	25/07/2019	6	2.0	36.8	30
2019	06/08/2019	10/08/2019	5	3.3	37.9	11
2018	31/07/2018	07/08/2018	8	3.1	38.6	36
2017	13/06/2017	21/06/2017	9	2.6	37.1	30
2017	12/07/2017	16/07/2017	5	3.9	41.1	14
2017	28/07/2017	30/07/2017	3	1.6	37.7	12
2017	02/08/2017	06/08/2017	5	2.9	37.7	23
2017	20/08/2017	22/08/2017	3	2.2	37.4	11
2016	17/07/2016	19/07/2016	3	3.5	37.0	20
2016	26/07/2016	28/07/2016	3	1.3	37.0	13
2016	22/08/2016	25/08/2016	4	1.8	36.0	12
2016	03/09/2016	07/09/2016	5	3.3	39.0	29
2015	27/06/2015	22/07/2015	26	3.4	37.6	30
2015	27/07/2015	29/07/2015	3	2.3	38.7	10
2013	05/07/2013	09/07/2013	5	2.4	37.7	13
2012	24/06/2012	28/06/2012	5	2.1	38.3	25
2012	08/08/2012	11/08/2012	4	3.7	39.5	40
2012	17/08/2012	23/08/2012	7	2.8	36.2	30
2011	25/06/2011	27/06/2011	3	1.6	37.8	15
2011	19/08/2011	21/08/2011	3	2.3	37.1	19
2009	16/08/2009	20/08/2009	5	1.8	35.9	15
2008	03/08/2008	05/08/2008	3	1.5	36.9	17
2007	28/07/2007	31/07/2007	4	1.9	39.4	11
2006	24/07/2006	26/07/2006	3	2.0	35.3	9
2006	04/09/2006	06/09/2006	3	2.6	36.5	15
2005	14/07/2005	17/07/2005	4	2.3	36.8	18
2005	05/08/2005	08/08/2005	4	2.8	38.9	19
2004	27/06/2004	29/06/2004	3	1.4	38.4	17
2004	24/07/2004	26/07/2004	3	2.7	40.0	10
2003	20/06/2003	23/06/2003	4	2.2	36.1	17
2003	30/07/2003	14/08/2003	16	3.7	37.2	38
2001	21/06/2001	25/06/2001	5	1.8	36.0	19
1998	07/08/1998	12/08/1998	6	2.4	35.6	26
1995	17/07/1995	24/07/1995	8	3.3	39.1	30
1994	29/06/1994	05/07/1994	7	2.9	38.6	22
1993	05/08/1993	07/08/1993	3	2.0	37.0	13
1993	18/08/1993	20/08/1993	3	2.8	35.1	18
1992	27/07/1992	29/07/1992	3	1.6	35.3	13
1992	04/08/1992	06/08/1992	3	1.4	39.7	14
1991	12/07/1991	19/07/1991	8	1.8	39.0	25
1991	03/08/1991	06/08/1991	4	1.9	38.6	22
1991	13/08/1991	18/08/1991	6	1.8	37.3	20
1991	25/08/1991	29/08/1991	5	2.6	36.1	16
1990	17/07/1990	24/07/1990	8	2.8	37.1	32
1990	02/08/1990	05/08/1990	4	2.3	36.8	19
1989	16/07/1989	21/07/1989	6	2.5	37.4	36
1989	30/07/1989	02/08/1989	4	2.1	39.0	17
1988	05/09/1988	08/09/1988	4	2.4	38.6	28
1987	11/08/1987	16/08/1987	6	4.0	37.5	27
1987	12/09/1987	17/09/1987	6	2.8	34.1	13
1985	22/07/1985	25/07/1985	4	1.3	37.9	23
1984	22/07/1984	24/07/1984	3	1.9	39.4	12
1982	05/07/1982	09/07/1982	5	3.5	38.5	29
1981	11/06/1981	16/06/1981	6	2.6	38.7	20
1981	28/07/1981	30/07/1981	3	2.7	38.0	21
1979	27/07/1979	29/07/1979	3	1.7	38.3	22
1978	14/07/1978	17/07/1978	4	3.0	39.3	27
1976	05/08/1976	07/08/1976	3	1.9	38.5	14
1975	13/07/1975	16/07/1975	4	2.5	40.4	14

Tabla A-C2. Olas de calor en Canarias desde 1975

Año	Inicio	Fin	Duración (días)	Anomalía de la ola (°C)	Temperatura máxima de la ola (°C)	Provincias afectadas
2015	10/08/2015	13/08/2015	4	2.7	30.7	2
2015	22/09/2015	25/09/2015	4	1.2	28.9	1
2013	20/08/2013	23/08/2013	4	2.4	32.7	2
2012	25/06/2012	27/06/2012	3	7.1	39.0	1
2012	17/07/2012	23/07/2012	7	4.2	33.5	2
2012	19/08/2012	22/08/2012	4	2.9	31.9	2
2012	20/09/2012	26/09/2012	7	1.7	29.4	1
2011	20/06/2011	23/06/2011	4	5.0	37.4	1
2010	27/08/2010	31/08/2010	5	3.9	33.5	2
2009	24/07/2009	01/08/2009	9	6.0	36.5	2
2007	28/07/2007	31/07/2007	4	6.8	37.4	2
2006	03/09/2006	07/09/2006	5	5.7	35.3	2
2005	20/07/2005	22/07/2005	3	2.9	32.6	2
2005	04/09/2005	08/09/2005	5	5.4	34.8	2
2004	23/07/2004	29/07/2004	7	6.9	36.2	2
2004	04/08/2004	06/08/2004	3	0.9	30.4	2
2004	17/08/2004	21/08/2004	5	2.0	29.6	1
2004	26/08/2004	31/08/2004	6	5.0	34.9	2
2003	12/08/2003	14/08/2003	3	1.8	29.4	1
2003	13/09/2003	20/09/2003	8	1.6	29.3	1
2002	15/09/2002	18/09/2002	4	1.5	29.0	1
1999	05/08/1999	07/08/1999	3	0.8	28.4	1
1999	27/08/1999	29/08/1999	3	3.8	33.1	2
1998	05/08/1998	07/08/1998	3	3.2	34.9	2
1990	05/08/1990	11/08/1990	7	5.9	35.4	2
1990	26/08/1990	28/08/1990	3	4.8	35.9	1
1987	07/09/1987	16/09/1987	10	6.7	35.4	2
1986	05/09/1986	07/09/1986	3	4.9	34.4	2
1985	03/09/1985	05/09/1985	3	3.7	35.1	1
1984	17/07/1984	19/07/1984	3	3.2	35.3	2
1983	05/09/1983	07/09/1983	3	6.1	36.1	2
1983	25/09/1983	27/09/1983	3	4.9	35.0	2
1982	24/07/1982	27/07/1982	4	5.8	36.7	2
1980	06/08/1980	09/08/1980	4	4.3	34.7	2
1978	11/09/1978	13/09/1978	3	5.6	33.7	2
1976	05/08/1976	15/08/1976	11	6.1	35.3	2
1976	28/08/1976	10/09/1976	14	2.3	30.9	1

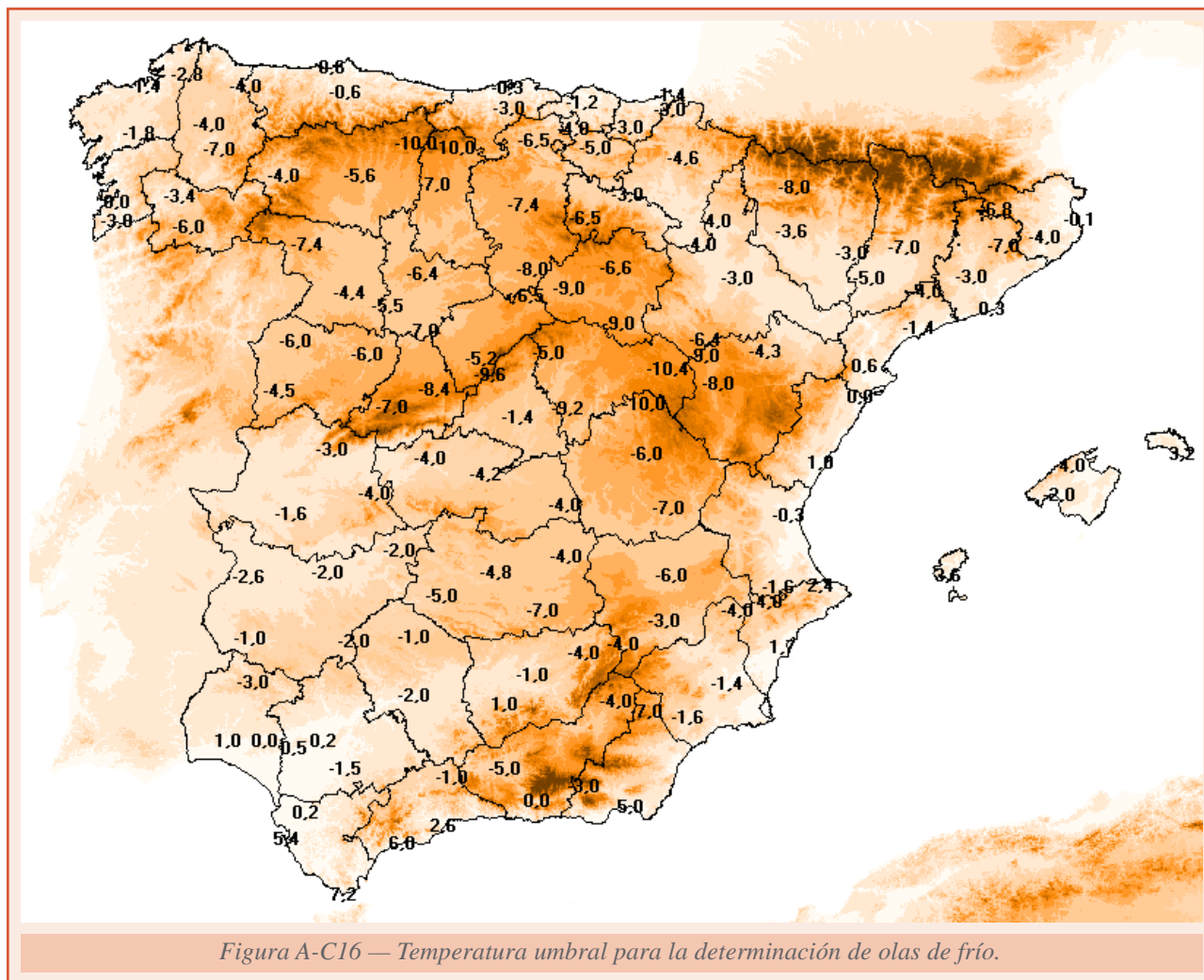
SUBANEXO C2. Ola de frío. Definición y metodología

Se considera ola de frío un episodio de al menos tres días consecutivos, en que como mínimo el 10 % de las estaciones consideradas registran mínimas por debajo del percentil del 5 % de su serie de temperaturas mínimas diarias de los meses de enero y febrero del periodo 1971-2000.

Se describe seguidamente la metodología empleada.

En primer lugar se procede a determinar las estaciones en base a una serie de requisitos: tienen que funcionar en la actualidad, tener una serie suficientemente larga para poder calcular sus percentiles y distribuirse uniforme sobre el territorio. Con estas premisas, finalmente se seleccionan 131 estaciones. Canarias, por lo suave de sus temperaturas queda fuera del estudio.

El mapa de la figura A-C16 muestra la distribución de las 131 estaciones utilizadas para el estudio y la temperatura umbral de las mismas.



El segundo paso consiste en determinar para cada estación una temperatura umbral, que de acuerdo a la definición de ola de frío establecida en este trabajo, es el percentil del 5% de su serie de temperaturas mínimas diarias de los meses de enero y febrero del periodo 1971-2000.

El siguiente paso consiste en localizar los episodios, que según los criterios fijados, serán considerados olas de frío, y se realiza en tres etapas:

Primera etapa. Se obtienen para cada una de las 131 estaciones del estudio, sus *episodios fríos*, entendiéndose como tales, episodios de al menos tres días consecutivos con temperatura mínima igual o inferior a su temperatura umbral. Dado que es bastante improbable que una ola de frío se presente fuera de los meses invernales, en este trabajo solo se estudia el periodo comprendido entre el 1 de noviembre y el 28 (o 29) de febrero, que equipararemos con el invierno. Ello no implica que fuera de estos meses no puedan darse temperaturas anormalmente bajas para la época del año de que se trate, pero normalmente sus efectos no serán tan acusados, especialmente para la salud humana, y por ello no parece muy adecuado emplear el calificativo ola de frío para estos episodios.

Segunda etapa. Se determinan los *días fríos*, considerando como tales a aquellos en que al menos el 10% de las estaciones consideradas están dentro de uno de los *Episodios fríos* localizados en la primera etapa.

Tercera etapa. Finalmente se localizan las olas de frío, que son todos aquellos episodios de tres o más *días fríos* consecutivos. Cuando dos olas de frío están separadas por tan solo un día, se consideran una única ola.

Los tres factores que determinan la intensidad de una ola de frío son: las temperaturas registradas, la duración y el territorio afectado.

Para estimar el territorio afectado durante una ola de frío, se ha determinado el día que más provincias la registraron, asignando a la ola dicho máximo. Se considera que un día determinado una provincia está viviendo una ola de frío cuando al menos uno de los observatorios estudiados está dentro de un episodio frío, es decir, no es suficiente con que la mínima registrada no alcance la temperatura umbral de manera puntual.

Para determinar la magnitud de las temperaturas, en primer lugar se determinan las estaciones con algún día de episodio frío durante la ola de frío, quedándonos con la media de las temperaturas mínimas de estas estaciones para el día más frío como dato representativo; a esta temperatura se la denominará como temperatura mínima de la ola. Además, se ha calculado para cada estación la anomalía para el día más frío registrado durante la ola, con respecto a su temperatura umbral, asignando como valor representativo para la ola la media de dichas anomalías; a este valor se le denominará como anomalía de la ola.

Así pues, los cuatro valores elegidos para caracterizar una ola de frío son:

- su duración;
- el número de provincias afectadas;
- la temperatura mínima de la ola;
- la anomalía de la ola.

Los resultados se presentan en la tabla A-C3.

Tabla A-C3. Olas de frío desde 1975.

Invierno	Inicio	Fin	Duración (días)	Anomalía de la ola (°C)	Temperatura mínima de la ola (°C)	Provincias afectadas
2018-2019	04/01/2019	08/01/2019	5	-1,6	-4.6	19
2018-2019	11/01/2019	13/01/2019	3	-2.0	-3.9	12
2017-2018	04/12/2017	06/12/2017	3	-1.5	-5.3	13
2016-2017	18/01/2017	20/01/2017	3	-2.5	-4.0	15
2014-2015	30/12/2014	01/01/2015	3	-1.6	-4.4	17
2011-2012	02/02/2012	05/02/2012	4	-2.9	-4.9	31
2011-2012	08/02/2012	15/02/2012	8	-3.3	-5.5	39
2011-2012	21/02/2012	23/02/2012	3	-1.9	-7.0	17
2010-2011	22/01/2011	26/01/2011	5	-2.8	-6.3	23
2009-2010	18/12/2009	21/12/2009	4	-4.4	-9.0	19
2009-2010	09/01/2010	11/01/2010	3	-3.1	-6.0	24
2009-2010	11/02/2010	14/02/2010	4	-2.1	-5.1	20
2008-2009	07/01/2009	12/01/2009	6	-3.5	-4.4	22
2007-2008	16/11/2007	18/11/2007	3	-3.5	-8.8	16
2007-2008	13/12/2007	18/12/2007	6	-2.5	-6.1	21
2006-2007	26/01/2007	29/01/2007	4	-3.0	-6.2	22
2005-2006	20/12/2005	26/12/2005	7	-2.3	-6.5	25
2005-2006	28/01/2006	30/01/2006	3	-3.2	-7.1	19
2004-2005	08/01/2005	11/01/2005	4	-1.6	-5.3	18
2004-2005	26/01/2005	02/02/2005	8	-5.1	-7.0	31

Tabla A-C3. Olas de frío desde 1975 (continuación).

Invierno	Inicio	Fin	Duración (días)	Anomalía de la ola (°C)	Temperatura mínima de la ola (°C)	Provincias afectadas
2004-2005	17/02/2005	19/02/2005	3	-2.1	-5.2	20
2002-2003	11/01/2003	16/01/2003	6	-2.2	-5.3	36
2002-2003	16/02/2003	18/02/2003	3	-2.4	-6.3	16
2001-2002	13/12/2001	29/12/2001	17	-5.0	-8.4	32
1998-1999	04/12/1998	08/12/1998	5	-1.3	-3.6	11
1998-1999	01/02/1999	03/02/1999	3	-2.5	-5.7	12
1998-1999	13/02/1999	15/02/1999	3	-2.4	-6.1	15
1995-1996	21/02/1996	23/02/1996	3	-2.1	-3.3	17
1994-1995	24/12/1994	28/12/1994	5	-2.2	-3.8	26
1993-1994	18/01/1994	23/01/1994	6	-1.7	-4.6	21
1992-1993	02/01/1993	05/01/1993	4	-1.3	-3.8	15
1992-1993	24/02/1993	26/02/1993	3	-3.1	-7.2	11
1991-1992	19/01/1992	25/01/1992	7	-2.4	-4.1	16
1990-1991	21/12/1990	23/12/1990	3	-1.9	-5.1	19
1990-1991	14/01/1991	16/01/1991	3	-2.0	-4.5	14
1990-1991	13/02/1991	15/02/1991	3	-2.3	-5.9	17
1988-1989	22/11/1988	25/11/1988	4	-3.1	-7.2	19
1988-1989	30/12/1988	04/01/1989	6	-2.2	-6.3	28
1986-1987	14/01/1987	21/01/1987	8	-2.7	-4.3	28
1986-1987	19/02/1987	22/02/1987	4	-2.4	-5.4	19
1985-1986	09/02/1986	12/02/1986	4	-3.9	-7.5	23
1984-1985	29/12/1984	31/12/1984	3	-1.8	-3.4	11
1984-1985	04/01/1985	17/01/1985	14	-5.5	-7.2	45
1983-1984	15/02/1984	17/02/1984	3	-0.9	-5.2	18
1982-1983	20/01/1983	23/01/1983	4	-2.0	-5.8	21
1982-1983	08/02/1983	18/02/1983	11	-4.8	-6.6	44
1980-1981	30/11/1980	13/12/1980	14	-3.0	-4.8	26
1980-1981	29/12/1980	04/01/1981	7	-2.1	-5.2	25
1980-1981	10/01/1981	15/01/1981	6	-2.6	-3.4	18
1980-1981	31/01/1981	03/02/1981	4	-2.2	-5.6	24
1979-1980	20/12/1979	23/12/1979	4	-3.1	-5.7	13
1979-1980	14/01/1980	16/01/1980	3	-2.1	-5.1	13
1978-1979	20/12/1978	22/12/1978	3	-2.5	-7.3	13
1977-1978	13/01/1978	15/01/1978	3	-2.6	-2.8	12
1977-1978	12/02/1978	14/02/1978	3	-2.8	-5.8	26
1975-1976	21/12/1975	25/12/1975	5	-2.2	-6.5	24
1975-1976	28/12/1975	04/01/1976	8	-2.1	-6.1	14
1975-1976	16/01/1976	20/01/1976	5	-1.4	-5.1	13
1975-1976	25/01/1976	28/01/1976	4	-3.1	-5.4	25

ANEXO D.

NOTAS SOBRE FENÓMENOS Y CIRCULACIONES ASOCIADOS A LA VARIABILIDAD DE INTERANUAL A SUBESTACIONAL DEL SISTEMA CLIMÁTICO

D1. ENSO

Hasta el presente la mayor fuente de variabilidad climática en escalas de tiempo de hasta un año es El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), la evolución acoplada de la capa superior del océano Pacífico tropical (El Niño) y la atmósfera tropical (la Oscilación del Sur). Aunque su origen está en el Pacífico tropical, su influencia se extiende a las tres cuencas oceánicas y a latitudes medias y altas por teleconexiones atmosféricas. Por vía troposférica a través de ondas meridionales planetarias de Rossby forzadas o por vía estratosférica (GARFINKEL, 2019), el ENSO causa en zonas alejadas del Pacífico ecuatorial, principalmente oceánicas, anomalías de temperatura, la humedad y viento cerca de la superficie, así como de la nubosidad. Las alteraciones originan variaciones en los flujos en superficie de calor, momento y agua que inducen cambios en la temperatura de la superficie del mar (TSM), salinidad, espesor de la capa de mezcla y corrientes de las capas superiores oceánicas. Estos cambios a su vez alteran las condiciones de la atmósfera.

Los episodios fuertes de fase positiva de ENSO, El Niño, están relacionados con grandes incrementos de la temperatura global anual. En 2015 se batió el récord de temperatura global anual por el margen más amplio hasta la fecha. Previamente, el incremento más amplio lo ostentaba 1998, cuando la temperatura anual sobrepasó el récord de 1997 en 0.12 °C. Ambos, 1997-1998 y 2015-16, fueron los últimos episodios fuertes de El Niño. La variabilidad del desequilibrio del balance energético de la Tierra está muy influenciado por los cambios de circulación relacionados a ENSO; durante los años más frescos de La Niña emite menos radiación térmica y el sistema climático gana más calor, mientras lo contrario ocurre para los años más cálidos de El Niño.

Diversas investigaciones han detectado la existencia de una señal consistente del ENOS en el clima de Europa; que sería una señal variable, con dependencia estacional, no lineal respecto al ENOS, modificable por otros factores, y posiblemente no estacionaria en el tiempo, siendo el final del invierno la época en que se podría detectar una señal más robusta (BRÖNNIMANN, 2007). En relación a la conducta no estacionaria de la respuesta, varios estudios han detectado un fuerte impacto de los episodios extremos ENOS sobre la lluvia euro-mediterránea a finales del invierno y principios de primavera durante 1900-1930 y 1970-1990, con anomalías positivas de precipitación asociadas a El Niño, y por contra una señal débil en el periodo intermedio, que ha sido imputado por LÓPEZ-PARAGES (2014) a cambios en el flujo medio en niveles altos de la troposfera causados por la variabilidad en la TSM asociados a la Oscilación Multidecenal del Atlántico (AMO).

El monzón indio está fuertemente influenciado por El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) en escalas interanuales [RASMUSSEN y CARPENTER, 1983]. Sin embargo, la fuerza de la anticorrelación entre los índices ENSO y la lluvia monzónica de la India (IMR) varía en épocas decenales y se debilitó sustancialmente durante los años 80 y 90 [TORRENCE y WEBSTER, 1999]. KUCHARSKI *et al.* [2007] encontraron que la TSM del Atlántico tropical modula la relación ENSO-monzón de la India y reprodujo las tendencias observadas en la serie temporal de la IMR durante el periodo 1950-1999 con una serie de experimentos conjuntos.

Fuente de ondas de Rossby

El campo de viento horizontal puede ser dividido en una parte no divergente (rotacional o solenoidal) y otra divergente (o irrotacional). El primero está relacionado a la función de corriente, ψ , y el segundo al potencial de velocidad, χ .

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_\psi + \mathbf{v}_\chi = \mathbf{k} \times \nabla\psi + \nabla\chi,$$

La componente solenoidal del viento, \mathbf{v}_ψ , es mucho mayor que la irrotacional, \mathbf{v}_χ , aunque no contribuye al movimiento vertical atmosférico.

Como

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \nabla \cdot \mathbf{v}_\chi = \nabla^2\chi = D,$$

siendo D la divergencia del viento, las zonas de divergencia ($D > 0$) corresponden a mínimos del potencial de velocidades (fuentes del campo de viento), por el contrario zonas de convergencia ($D < 0$) a máximos del campo del potencial de velocidad (sumideros).

Para niveles altos, la ecuación no lineal de la vorticidad se puede escribir simplificada (despreciando los términos de advección vertical y *twisting* por la pequeña velocidad vertical en este nivel, y los términos de rozamiento al tratar escalas de longitud planetaria) como:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \right) \zeta_a = -\zeta_a D$$

ζ_a es la componente vertical de la vorticidad absoluta, $\zeta_a = \zeta + f$, siendo ζ la componente vertical de la vorticidad relativa y f el parámetro de Coriolis.

La advección de vorticidad por el viento divergente no es necesariamente pequeña aunque generalmente $|\mathbf{v}_\psi| \gg |\mathbf{v}_\chi|$, pues el viento divergente, al contrario que el rotacional, forma con frecuencia un gran ángulo con las líneas de vorticidad absoluta constante. Pasando la advección de vorticidad por el viento divergente al segundo miembro:

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + \mathbf{v}_\psi \cdot \nabla \zeta_a = -\zeta_a D - \mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta_a$$

Lo que significa que la vorticidad se puede generar por estiramiento de los vórtices debido a la divergencia, y por la advección de vorticidad por el viento divergente. Los términos de forzamiento de la vorticidad, derecha de la ecuación, pueden ser agrupados en la forma compacta en el término $S = -\nabla(\mathbf{v}_\chi \cdot \zeta_a)$, denominado **término fuente de Rossby**.

Las ondas de Rossby generadas en los trópicos

La mayor influencia externa en la conducta del chorro se halla en los trópicos, basta con observar los grandes cambios en el tiempo que provoca un evento El Niño en buena parte del mundo. Durante las fases del ENSO, al cambiar la localización de la gran convección en el Pacífico tropical, se generan temporalmente en los trópicos ondas largas de Rossby que se propagan a lo largo de las corrientes en chorro, alterando los patrones de tiempo en regiones muy distantes.

Las zonas donde se crean ondas de Rossby, son aquellas en las que el parámetro fuente de la onda de Rossby, S , toma valores distintos de cero. S es la velocidad de cambio en vorticidad absoluta de un volumen de aire que se mueve siguiendo la parte no divergente del flujo, y la adquiere por estiramiento vertical (producto de la divergencia y la vorticidad absoluta) y/o por la advección de vorticidad absoluta por la parte divergente del flujo (ver recuadro).

Las zonas donde S toma valores significativos se pueden diagnosticar como áreas de divergencia o convergencias de vientos en niveles altos que, además, tienen en sus proximidades valores relativamente altos de vorticidad absoluta o/y de gradiente meridional de la vorticidad absoluta. Las áreas de divergencia (convergencia) en niveles altos son zonas de ascenso (descenso) de aire en la troposfera.

D2. Regímenes de tiempo euroatlánticos

Aunque las ondas extratropicales de escala planetaria están ancladas geográficamente, cambian con el tiempo, ya sea porque los patrones de calentamiento en la atmósfera varían debido a diversos propulsores (*drivers*) climáticos: externos (TSM, hielo marino, cobertura nivosa, actividad solar, forzamiento radiativo de los GEI), o procesos internos (ENSO, NAO, IOD, ...). Una consecuencia del comportamiento transitorio de las ondas planetarias atmosféricas es que las anomalías en el clima en escalas de tiempo estacionales ocurren normalmente en grandes regiones geográficas, y mientras en algunas de estas regiones las anomalías climáticas son de un signo, simultáneamente a miles de kilómetros de distancia, las anomalías son de signo opuesto. Estas variaciones simultáneas en el clima, a menudo de signo opuesto, en partes distantes del mundo se conocen comúnmente como «teleconexiones».

Esta variabilidad se concreta en unas circulaciones, llamadas regímenes del tiempo, de número limitado, con escalas de tiempo mayores que las asociadas con los sistemas baroclínicos. Espacialmente están bien definidas (generalmente el ancho de una cuenca oceánica) y una fuerte dependencia longitudinal, con máxima intensidad y varianza temporal sobre los océanos del norte, especialmente durante el invierno.

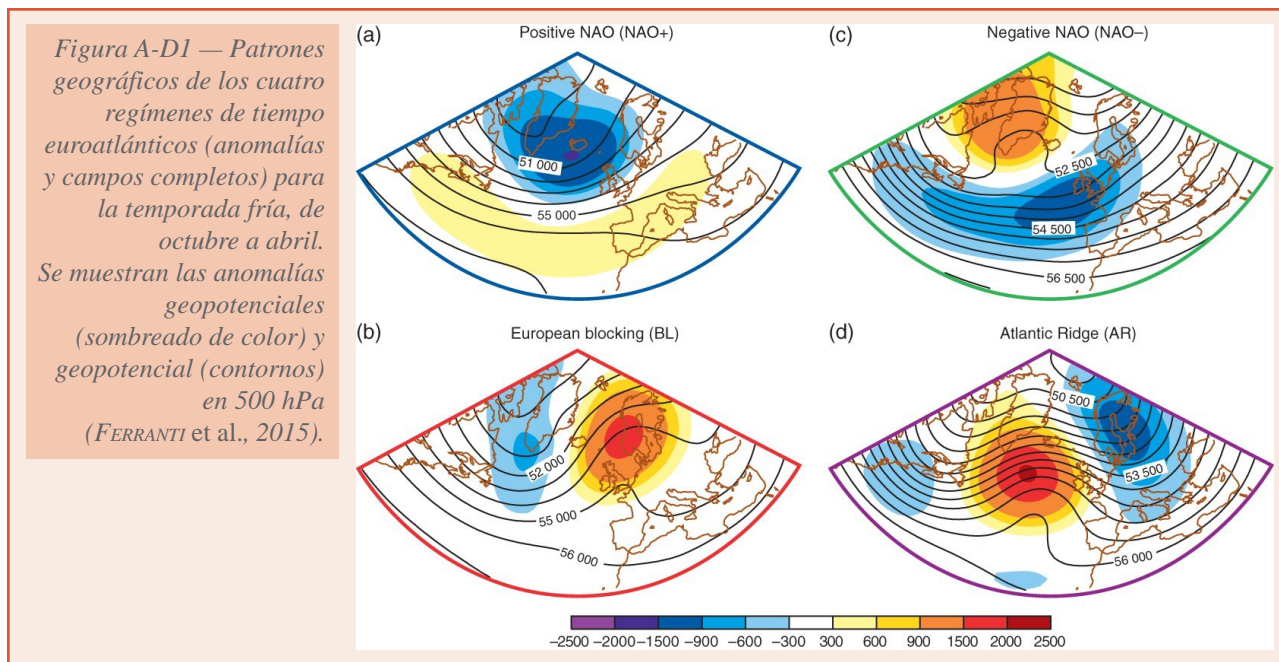
La variabilidad intraestacional de la circulación atmosférica del Atlántico Norte se puede describir como transiciones entre los regímenes de tiempo del sector Atlántico Norte-Europa (ANE), y la variabilidad climática interanual (objeto de este informe anual) se puede describir por la frecuencia de ocurrencia de los regímenes de tiempo, bajo la hipótesis de clima casi estacionario a largo plazo.

Se pueden aplicar diferentes métodos para obtener los regímenes de tiempo en un dominio geográfico dado, todos ellos conducen a patrones similares (MICHELANGELI *et al.*, 1995).

Regímenes de invierno

La figura A-D1 muestra las cuatro principales funciones ortogonales empíricas (EOF) obtenidas por FERRANTI *et al.* (2015) de la altura geopotencial a 500 hPa calculadas para el sector ANE (30° N a 88.5° N, 80° W a 40° E), a partir de 29 años de periodos de invierno extendidos (octubre a marzo) de ERA ECMWF. Para el cálculo de EOF se utilizaron medias de 5 días consecutivos, eliminando el ciclo estacional medio.

Los patrones de las figuras A-D1 a) y c) capturan las fases negativas y positivas de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO); NAO– y NAO +, respectivamente. El tercer grupo (figura A-D1b) es el régimen de Bloqueo Escandinavo (BL), que exhibe un dipolo de presión zonal con la



anomalía negativa sobre el Atlántico centrada próxima al sur de Groenlandia y la anomalía positiva centrada en Escandinavia. El cuarto patrón (figura A-D1d), es el régimen de Dorsal Atlántica (AR), que muestra una fuerte dorsal anticiclónica al oeste de Europa occidental que cubre casi toda la cuenca atlántica, que refleja una expansión hacia el norte del alta de las Azores, y una anomalía negativa sobre Escandinavia y el Mediterráneo. El régimen AR recuerda el denominado patrón de teleconexión del Atlántico Este en fase negativa (BARNSTON y LIVEZEY, 1987).

NAO+ es el más frecuente de los regímenes (32.3 %, según FERRANTI *et al.*, 2015), seguido por BL (26.1 %). La frecuencia de ocurrencia de los regímenes NAO- (21.4 %) and AR (20.2 %) son menores. Las dos fases de la NAO y de la AR describen las tres localizaciones preferidas de la corriente en chorro del Atlántico Norte (WOOLLINGS *et al.*, 2010), a saber, los regímenes NAO-, NAO+ y AR se corresponden a las posiciones sur, central y norte del chorro. Sin embargo, la frecuencia relativa de cada régimen exhibió una variabilidad pronunciada decadal y multidecadal a lo largo del siglo XX.

Con el régimen AR, la localización del alta de las Azores se desplaza hacia el norte, lo que aumenta significativamente la probabilidad de ocurrencia de extremos fríos en la península ibérica en invierno.

El régimen BL produce un aumento de la ciclogénesis, precipitaciones por encima de la media en la región mediterránea (XOPLAKI, 2002), y a episodios de lluvia extrema en la costa mediterránea española.

La NAO es una redistribución de la masa atmosférica entre el Ártico y el Atlántico subtropical, que se manifiesta como una oscilación norte-sur en los campos de presión a nivel del mar y de altura del geopotencial en el Atlántico Norte. La NAO ocurre todo el año aunque es más fuerte y de mayor extensión en el invierno siendo en esta estación el modo dominante de variabilidad climática en la región del Atlántico Norte. La NAO presenta una fuerte variabilidad interanual a interdecadal (HURRELL, 1995; HURRELL y VAN LOON, 1997; CASSOU, 2004) y es el principal responsable de la fuerte variabilidad de precipitación interanual observada en la península ibérica (por ejemplo, RODRÍGUEZ-PUEBLA *et al.*, 1998, TRIGO *et al.*, 2002). NAO-

induce precipitaciones por encima de lo normal en el sur de Europa, y en particular en los sectores oeste y suroeste de la península ibérica.

El régimen NAO+ intensifica los vientos del oeste en el Atlántico y sitúa la corriente en chorro polar en una posición latitudinal intermedia, más baja que en el régimen de Dorsal Atlántica y más alta que en el régimen NAO-, favoreciendo temperaturas más altas de lo normal en Europa central y del norte, y en el norte del Mediterráneo, y temperaturas más frías en el sur del Mediterráneo. Sin embargo, la NAO no juega un papel relevante en la variabilidad de la temperatura en el Mediterráneo occidental (TRIGO *et al.*, 2006). En cuanto a precipitaciones, la NAO+ está asociada a condiciones húmedas en el norte de Europa y secas en la península ibérica, Canarias, noroeste de África y amplias zonas del norte del Mediterráneo.

La Oscilación Ártica (AO)

La Oscilación Ártica o Modo Anular del Norte (NAM; THOMPSON y WALLACE, 2000) es una fluctuación invernal en la amplitud de un patrón caracterizado por bajas presiones en el Ártico y fuertes vientos del oeste en las latitudes medias. La NAO y la oscilación similar sobre el Pacífico NPO se han interpretado como la manifestación regional del modo anular.

El índice AO (NAM a 1000 hPa) y el índice NAO están fuertemente correlacionados. El invierno NAM/AO está vinculado a la circulación atmosférica de verano. Las anomalías atmosféricas de verano son similares a las de verano NAM. El NAM de invierno y el NAM de verano subsiguiente tienen correlaciones rezagadas significativas.

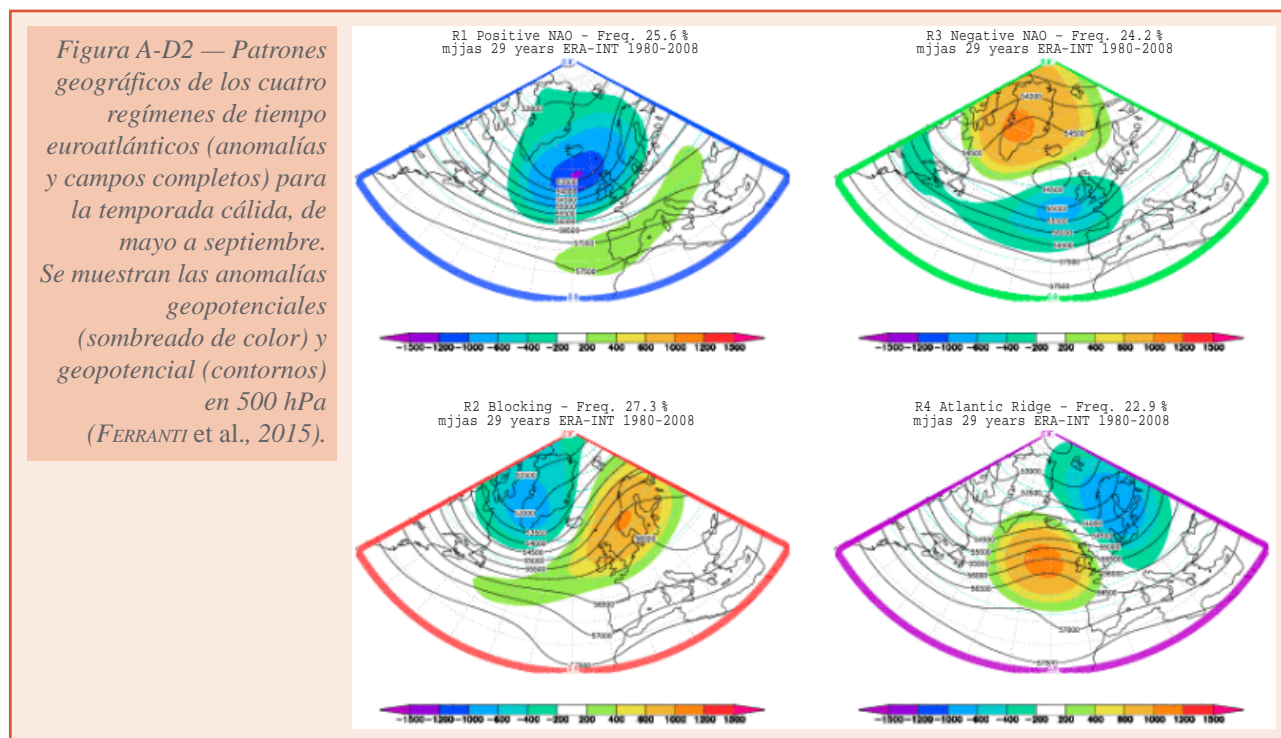
El vínculo entre el NAM de invierno y el NAM de verano se puede interpretar como una transición preferida de un modo en invierno a un modo similar en verano. Por ejemplo, es probable que una circulación de invierno en una fase positiva del NAM de invierno sea seguida por una circulación de verano en una fase positiva del NAM de verano. De manera similar, la fase negativa probablemente seguirá a la fase negativa. La continuación de la misma fase en verano posiblemente se ve facilitada por las condiciones de los límites de la primavera, como la capa de nieve, como sugirieron OGI *et al.* [2003a, 2003b]. Cuando la polaridad de la NAO/AO de invierno es positiva, la capa de nieve de primavera-verano sobre las costas árticas de Eurasia y América del Norte se reduce, lo que a su vez mejora el contraste térmico meridional entre el océano Ártico más frío y los continentes más cálidos circundantes.

NAO y forzamiento tropical

La mayor influencia externa en la conducta del chorro se halla en los trópicos, basta con observar los grandes cambios en el tiempo que provocan los eventos ENSO en buena parte del mundo al cambiar la localización de la gran convección en el Pacífico tropical. Las consiguientes ondas de Rossby que generan, acaban propagándose a lo largo de la corriente en chorro alterando los patrones de tiempo en regiones muy alejadas. Con respecto al Atlántico Norte, FELDESTEIN (2003) demostró que la NAO, aunque es un fenómeno derivado de la interacción entre el flujo medio y las perturbaciones (cyclones y anticiclones sinópticos) en latitudes medias, puede ser disparada por la propagación de ondas de Rossby desde los trópicos. KNIGHT *et al.* (2017) demostraron que el patrón de tiempo extratropical asociado con la precipitación récord en el Reino Unido del invierno 2013-2014 podría haber tenido su origen en la convección amazónica intensa, y LI *et al.* (2020) relacionaron eventos de precipitación estacional en Europa a teleconexiones tropico-extratropicos, y en particular el papel de las anomalías tropicales en promover dinámicas extratropicales a través de la propagación de ondas de Rossby.

Regímenes de verano

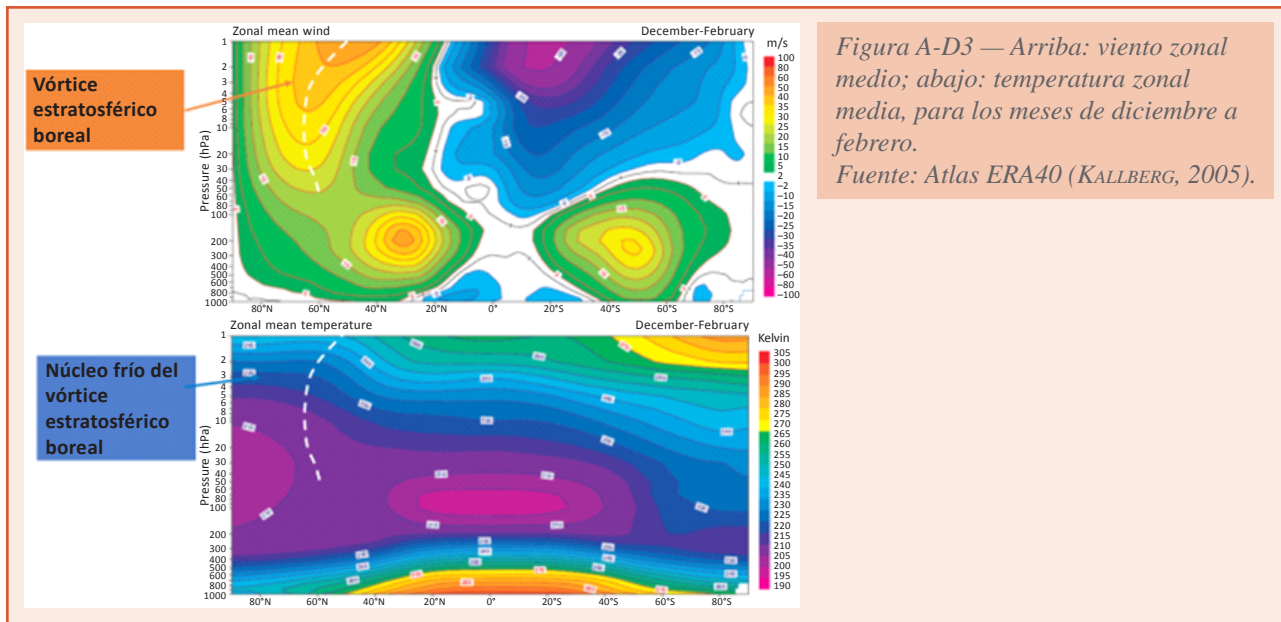
Los regímenes de tiempo para los meses cálidos son bastante parecidos, aunque las anomalías positivas y negativas son menos intensas y sus centros están desplazados con respecto a los del invierno (figura A-D2).



El vórtice polar de la estratosfera y el tiempo y el clima en invierno en el HN

El vórtice polar de la estratosfera (VPE) es una región de gran vorticidad que se forma en invierno con el establecimiento del chorro estratosférico polar. El chorro polar se forma por las diferencias de temperatura en invierno en la estratosfera, entre la zona polar, donde no se recibe radiación solar en la noche polar y se enfría por emisión de la infrarroja hacia el espacio, y la zona tropical, que se calienta enormemente debido a la absorción de la parte ultravioleta de la radiación solar por la capa de ozono que alberga la estratosfera. Los vientos del chorro polar pueden superar los 250 km/h, velocidad comparable a la de los vientos de los huracanes más violentos. La intensidad de los vientos del chorro aísla el aire del vórtice polar de la estratosfera de las latitudes medias, que alcanza temperaturas inferiores a -85°C , lo que resulta crucial en la formación del agujero de la capa de ozono sobre la Antártida.

Hay muchos procesos que influyen y son inherentes a la estratosfera en una amplia gama de escalas de tiempo. Por ejemplo, los sistemas meteorológicos sinópticos (bloqueos, o dorsales persistentes en la troposfera, y ciclones extratropicales), pueden contribuir a desestabilizar el VPE, generando incluso los calentamientos repentinos de la estratosfera, que luego a su vez, puede afectar a las sendas de tormentas troposféricas sobre los océanos durante semanas o meses. La convección tropical, asociada con la Oscilación Madden-Julian y a la ENSO, puede influir en la estratosfera extratropical a través de ondas a escala planetaria, y ser influenciada



por los vientos estratosféricos tropicales asociados a la Oscilación Casi Bienal (QBO). La QBO también puede influir en el tiempo de superficie extratropical. Se ha hallado que las condiciones de contorno de la superficie (cubierta de nieve, hielo marino y temperaturas de la superficie del mar) tienen relaciones interanuales significativas con la estratosfera polar (BUTLER, 2019).

Calentamiento repentino de la estratosfera (CRE)

Un CRE es un fenómeno caracterizado por un rápido incremento en la temperatura, de más de 25 °C en menos de una semana, en la estratosfera¹ del invierno boreal, (hasta más de 80 °C en algunos casos). Puede ir acompañado de la desaparición del chorro polar nocturno² y de su reemplazo por vientos del este. Simultáneamente la estratopausa desciende en algunos lugares hasta 20 km.

Si la temperatura media zonal aumenta hacia el polo desde los 60° N y el viento zonal medio se vuelve del este desde el polo a esta latitud al nivel de 10 hPa (32 km) o por debajo, se califica como «CRE mayor» o «gran CRE». Durante un gran CRE, el vórtice polar se rompe o se desplaza en cuestión de días y la circulación estratosférica sufre enormes cambios. Los grandes CRE tienden a ocurrir cada tres o cuatro años en promedio, pero ha habido periodos más largos sin ningún gran CRE.

Durante un gran CRE el vórtice polar resulta, o desplazado completamente del polo, o dividido en dos. Estos dos tipos de calentamiento son con frecuencia referidos respectivamente como calentamiento «onda-1» y calentamiento «onda-2». Algunos grandes calentamientos muestran un carácter híbrido, siendo el vórtice polar primero desplazado y posteriormente dividido.

¹ Normalmente la estratosfera sobre los polos se extiende aproximadamente entre las altitudes de 10 y 50 km.n

² El chorro polar nocturno es una corriente en chorro del oeste que se desarrolla en invierno en la estratosfera, con máximo a unos 25 km, y en latitudes altas (alrededor de 60°).

El fenómeno CRE fue descubierto por Scherhag en 1952, y su mecanismo fue explicado teóricamente por Matsuno en 1971. Las ondas tienen la propiedad de que pueden producir efectos en regiones alejadas de sus fuentes. Como las olas generadas por un temporal pueden perder su energía en una playa al otro lado del mundo, y causar efectos significativos, las ondas que se producen en la baja atmósfera (por la orografía, o por calentamiento) pueden producir efectos significativos en niveles altos. Matsuno postuló y demostró que los cambios en el flujo medio observados en los CRE, que incluyen la desaceleración del flujo zonal medio y la elevación de las temperaturas cerca del polo en la estratosfera, eran atribuibles a los efectos de la propagación vertical de ondas planetarias forzadas en la troposfera por perturbaciones de gran escala. Trabajos posteriores han confirmado que los CRE están causados por una rápida amplificación de ondas planetarias que se propagan a lo largo de la corriente en chorro del oeste hacia la estratosfera transportando y depositando momento, creando también una circulación meridional fuerte. En la alta estratosfera las anomalías del viento zonal medio se propagan lentamente desde la alta estratosfera subtropical hacia la zona polar de la baja estratosfera y a la troposfera (KODERA *et al.*, 1990) produciendo un gran calentamiento en la estratosfera polar por calentamiento adiabático. Su efecto en la troposfera es inducir un patrón similar al de la fase negativa de la AO, o a la fase negativa de la NAO (KODERA *et al.*, 2000).

La fuerte asociación entre CRE y la actividad transitoria de las ondas planetarias en la troposfera ofrece una explicación inmediata de por qué no ocurren CRE en el invierno del hemisferio sur (HS). Las ondas planetarias son generadas por el relieve y los contrastes entre las temperaturas de tierra y mar, y debido a que la mayoría de la superficie de la Tierra en el HS es océano, las ondas planetarias son más débiles que en el HN. En consecuencia el vórtice polar del HS es más fuerte y resiliente a cualquier incremento en la actividad de las ondas planetarias en la troposfera.

VPE, Oscilación Ártica y NAO

La variabilidad del VPE del HN, incluidos los eventos de VPE débil (CRE) y su contrapartida el VPE fuerte (definido como fuerte un VPE cuyo viento zonal medio diario a 60° N y 10 hPa supera los 41.2 m s⁻¹, TRIPATHI *et al.*, 2015), es importante para el tiempo diario, ya que puede afectar el estado de la oscilación ártica (AO) y la NAO (BALDWIN y DUNKERTON, 2001; KIDSTON *et al.*, 2015), que son esencialmente medidas de la fuerza del flujo de oeste de latitudes medias en el HN y el Atlántico Norte, respectivamente. En general, los eventos de vórtice débil (fuerte) son seguidos por fases negativas (positivas) de la AO/NAO.

En general, los eventos de vórtice débil (fuerte) son seguidos por fases negativas (positivas) del AO/NAO. Sin embargo, se ha demostrado que la relación entre los CRE y la AO/NAO varía caso por caso y solo existe una relación robusta en aproximadamente la mitad de los CRE mayores observados (KARPECHKO *et al.*, 2018) Las razones exactas por las que algunos eventos estratosféricos se acoplan al tiempo superficial y otros no, no se conocen bien y es un área de investigación activa.

El calentamiento final de la estratosfera (CFE)

El CFE (en inglés SFW: *Stratospheric Final Warming*) se define como el primer día que la componente zonal del viento medio promediada zonalmente a 10 hPa y 60° N ($U_{10_{60}}$) adquiere componente este y no es seguido por un intervalo mayor de diez días consecutivos de $U_{10_{60}}$ del oeste hasta el siguiente invierno (BUTLER y GERBER, 2018). El CFE marca la transición a

una estratosfera en «modo verano». Aunque, por razones puramente estadísticas, tomamos la primavera como los meses de marzo a mayo, meteorológicamente el inicio de la primavera ocurre con la desaparición del vórtice polar estratosférico. La fecha de los CFE es muy variable de un año a otro y está controlada por la estructura del flujo estratosférico y las variaciones en la propagación vertical de las ondas planetarias troposféricas (BLACK *et al.*, 2006). En distintos trabajos se hace referencia a CFE tempranos y CFE tardíos. Los CFE tempranos suelen ocurrir a primeros de marzo, y son más frecuentes cuando no ha existido CRE en el invierno previo (como el de este invierno), y tienen una evolución rápida. Los CFE tardíos suelen darse a mitad de marzo, frecuentemente cuando han existido CRE durante el invierno, y evolucionan más gradualmente. Los CFE son promovidos radiativamente cuando el sol vuelve al polo ártico, pero también pueden serlos por forzamiento dinámico por ondas como ocurre en los CRE.

Hielo marino ártico y VPE

A lo largo del invierno la variación en la extensión del hielo ártico ocurre en aquellos mares que no están limitados en su parte sur por la costa, o sea, los mares de Barents-Kara, Groenlandia y Labrador en el sector del Atlántico, y los mares de Ojotsk y Bering en el sector del Pacífico. La falta de hielo marino en estos dos sectores árticos genera ondas de Rossby estacionarias anómalas en la troposfera que pueden interferir constructivamente/destructivamente con el patrón de ondas estacionarias climatológicas, amplificando/amortiguando las ondas climatológicas de escala planetaria. Consecuentemente, la interferencia fortalece o suprime la propagación vertical hacia la estratosfera de las ondas, desacelerando o acelerando el flujo estratosférico.

Cuando la pérdida de hielo se confina principalmente en el sector atlántico del Ártico, el VPE se debilita. Si se confina en el sector pacífico, el VPE se fortalece (MCKENNA *et al.*, 2018).

D3. Referencias

- BALDWIN, M. P. y DUNKERTON, T. J., 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294: 581-584.
- BARNSTON, A. G. y LIVEZEY, R. E., 1987. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1083-1126.
- BLACK, R. X., MCDANIEL, B. A. y ROBINSON, W. A., 2006. Stratosphere-Troposphere Coupling during Spring Onset. *J. Climate*, 19, 4891-4901.
- BRÖNNIMANN, S., 2007. Impact of El Niño-Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics*, 45: 3.
- BUTLER, A. H., 2019. Stratosphere-troposphere coupling across timescales. *US CLIVAR Variations*, Spring 2019.
- BUTLER, A. H. y GERBER, E. P., 2018. Optimizing the definition of a sudden stratospheric warming. *J. Clim.*, 31: 2337-2344.
- CASSOU, C., TERRAY, L., HURRELL, J. W. *et al.*, 2004. North Atlantic winter climate regimes: spatial asymmetry, stationarity with time and oceanic forcing. *J. Climate*, 17, 1055-1068.
- FELDSTEIN, S. B., 2003. The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129: 901-924.

- FERRANTI, L., CORTI, S. y JANOUSEK, M., 2015. Flow-dependent verification of the ECMWF ensemble over the Euro-Atlantic sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 916-924.
- GARFINKEL, C. I., 2019. Stratospheric pathway of the MJO and ENSO for boreal winter surface climate. *US CLIVAR Variations*, Spring 2019, Vol. 17, No. 1.
- HURRELL, J. W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- HURRELL, J. W. y VAN LOON, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change*, 36: 301-326.
- KARPECHKO, A. Y., CHARLTON-PÉREZ, A., BALMASEDA, M. *et al.*, 2018. Predicting sudden stratospheric warming 2018 and its climate impacts with a multimodel ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, 45: 13538-13546.
- KALLBERG, P., BERRISFORD, P., HOSKINS, B. J. *et al.*, 2005. ERA-40 Atlas. ERA-40 Project Report Series, 19. ECMWF. pp 199.
- KIDSTON, J., SCAIFE, A. A., HARDIMAN, S. C. *et al.*, 2015. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nat. Geosci.*, 8: 433-440.
- KNIGHT, J. R., MAIDENS, A., WATSON, P. A. G. *et al.*, 2017. Global meteorological influences on the record UK rainfall of winter 2013-14. *Environmental Research Letters*, 12 (074001).
- KODERA, K., KURODA, Y. y PAWSON, S., 2000. Stratospheric sudden warming and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies, *J. Geophys. Res.*, 105, 12351-12359.
- KODERA, K., YAMAZAKI, K., CHIBA, M. y SHIBATA, K., 1990. Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1263-1266.
- KUCHARSKI, F., BRACCO, A., YOO, J. H. y MOLTENI, F., 2007. Lowfrequency variability of the Indian monsoon-ENSO relationship and the tropical Atlantic: The 'weakening' of the 1980s and 1990s. *J. Clim.*, 20, 4255-4266.
- LI, R. K. K., WOOLLINGS, T., O'REILLY, C. y SCAIFE, A. A., 2020. Tropical atmospheric drivers of wintertime European precipitation events. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 146: 780-794.
- LÓPEZ-PARAGES, J., RODRÍGUEZ-FONSECA, B. y TERRAY, L., 2014. A mechanism for the multi-decadal modulation of ENSO teleconnection with Europe. *Clim. Dyn.*, 45 (3-4): 867-880.
- MATSUNO, T., 1971. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1479-1494.
- MCKENNA, C. M., MAYCOCK, A. C., FORSTER, P. M. *et al.*, 2021. Stringent mitigation substantially reduces risk of unprecedented near-term warming rates. *Nat. Clim. Chang.*, 11, 126-131 (2021).
- MICHELANGELI, P. A., VAUTARD, R. y LEGRAS, B., 1995. Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.*, 52: 1237-1256.
- OGI, M., YAMAZAKI, K. y TACHIBANA, Y., 2004. The summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter mode. *J. Geophys. Res.*, 109, D20114.
- RASMUSSEN, E. M. y CARPENTER, T. H., 1983. The Relationship between Eastern Equatorial Pacific Sea Surface Temperature and Rainfall over India and Sri Lanka. *Monthly Weather Review*, 111, 517-528.

SCHERHAG, R., 1952. Die explosionsartigen Stratosphärenwärmungen des Spätwinter 1951/1952. *Ber. Dtsch. Wetterdienstes U.S. Zone*, 38, 51-63.

THOMPSON, D. W. J. y WALLACE, J. M., 1998. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 1297-1300.

TORRENCE, C. y WEBSTER, P. J., 1999. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. *Journal of Climate*, 12, 2679-2690.

TRIPATHI, O. P., CHARLTON-PÉREZ, A., SIGMOND, M. *et al.*, 2015. Enhanced long-range forecast skill in boreal Winter following stratospheric strong vortex conditions. *Environ. Res. Lett.*, 10: 104007.

WOOLLINGS, T., HANNACHI, A. y HOSKINS, B., 2010. Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136: 856-868.

XOPLAKI, E., 2002. Climate variability over the Mediterranean. PhD thesis, University of Bern, Switzerland.

ANEXO E. LISTA DE SIGLAS Y ACRÓNIMOS

ADT	Agua disponible total
AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
AMO	Atlantic Multi-decadal Oscillation (Oscilación Multidecenal del Atlántico)
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation (Circulación Meridional de Retorno del Atlántico Norte)
ANE	Atlántico Norte - Europa
AO	Arctic Oscillation (Oscilación Ártica)
BFA	Baja fría aislada
BTS	Baja térmica del Sahara
C3S	Copernicus Climate Change Service (Servicio de Cambio Climático de Copernicus)
CFC	Clorofluorocarbono
CFE	Calentamiento final de la estratosfera
CIAI	Centro de Investigación Atmosférica de Izaña
CLM	Capa límite marítima
CPC	Climate Prediction Center (Centro de Predicción Climática)
CRE	Calentamiento repentino de la estratosfera
CT	Ciclón tropical
DANA	Depresión aislada en niveles altos
DWD	Deutscher Wetterdienst (Servicio Meteorológico de Alemania)
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio)
ENSO	El Niño-Southern Oscillation (El Niño-Oscilación del Sur)
EOF	Empirical orthogonal functions (funciones ortogonales empíricas)
ESRL	Earth System Research Laboratory (Laboratorio de Investigación del Sistema Tierra)
EUMETNET	European Meteorological Services Network (Red de Servicios Meteorológicos Europeos)
EUMETSAT	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos)
GEI	Gas de efecto invernadero
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre (Centro Mundial de Climatología de las Precipitaciones)
HN	Hemisferio norte
IECLE	Informe sobre el estado del clima de España
HS	Hemisferio sur
IM	Índice del monzón
IMR	Indian monsoon rainfall (Lluvia monzónica de la India)
IOD	Indian Ocean Dipole (dipolo del océano Índico)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático)
IPMA	Instituto Português do Mar e da Atmosfera (Instituto Portugués del Mar y la Atmosfera)

IPRC	International Pacific Research Center
JMA	Japan Meteorological Agency (Servicio Meteorológico del Japón)
KNMI	Royal Netherlands Meteorological Institute (Instituto Real de Meteorología de los Países Bajos)
MJO	Madden-Julian Oscillation (Oscilación Madden-Julian)
MSG	Meteosat de segunda generación
NAM	Northern Annular Mode (Modo Anular del Norte)
NAO	North Atlantic Oscillation (Oscilación del Atlántico Norte)
NASA	National Aeronautics and Space Administration (Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio, de los Estados Unidos)
NCEI	National Centers for Environmental Information (Centros Nacionales de Información Ambiental, de los Estados Unidos)
NHC	National Hurricane Center (Centro Nacional de Huracanes, de los Estados Unidos)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera, de los Estados Unidos)
NPO	North Pacific Oscillation (Oscilación del Pacífico Norte)
NSIDC	National Snow and Ice Data Center (Centro Nacional de Datos sobre Nieve y Hielos)
OMM	Organización Meteorológica Mundial
PM	Particulate matter (materia particulada)
PNACC	Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático
PNM	Presión a nivel del mar
ppb	Partes por mil millones (10^9), correspondientes a un billón en la literatura anglosajona
ppm	Partes por millón (10^6)
ppt	Partes por billón (10^{12}), correspondientes a un trillón en la literatura anglosajona
QBO	Quasi-Biennial Oscillation (Oscilación Casi Bienal)
RCP	Representative Concentration Pathways (trayectorias de concentración representativas)
Rmáx	Reserva máxima
RMI	Royal Meteorological Institute (Instituto Real Meteorológico de Bélgica)
S2S	Sub-seasonal to seasonal (subestacional a estacional)
SAF	Satellite Application Facilities
SDU	Sunshine duration (duración de la insolación)
SNP	Servicio Nacional de Predicción de AEMET
SPI	Standardized Precipitation Index (índice de precipitación estandarizado)
TSM	Temperatura de la superficie del mar
UH	Universidad de Hawái
UTC	Universal time coordinated (tiempo universal coordinado)
UTCI	Universal Thermal Climate Index (índice térmico universal del clima)
VPE	Vórtice polar de la estratosfera
WMO	World Meteorological Organization (Organización Meteorológica Mundial, OMM)
ZCIT	Zona de convergencia intertropical

