

Apuntes de Meteorología Aeronáutica

PARTE 1: Curso básico para el vuelo visual



Sobre estos apuntes.

Estos apuntes se han elaborado como material de ayuda al estudio para el alumnado del curso integrado de piloto de la escuela militar de helicópteros del ejército del aire de España, que se ubica en la Base Aérea de Armilla en Granada.

Por tanto, su contenido tiene una orientación eminentemente práctica y no pueden considerarse ni como material formativo para todo tipo de pilotos ni mucho menos como un manual de Meteorología Aeronáutica.

La materia está estructurada en dos bloques correspondientes a los dos trimestres de formación de los pilotos. El curso I, básico, está orientado al vuelo visual, asumiendo que para muchas personas es la primera vez que se enfrentan al estudio de temas relacionados con la Meteorología, mientras que para otras, con una formación más orientada a las ciencias sociales, algunos conceptos básicos de ciencias naturales pueden haber quedado olvidados, por lo que éstos se recuerdan brevemente. El segundo, orientado al vuelo instrumental, profundiza en los principales riesgos meteorológicos relacionados con el vuelo.

Cada uno de los dos bloques comienza por un capítulo dedicado a la obtención de información aeronáutica para el vuelo. La finalidad es que el alumnado pueda manejar este tipo de información lo antes posible, aunque no dominen su significado, ya que desde el primer día de vuelo se estarán enfrentando a los elementos meteorológicos.

Al final de cada tema se ofrecen una serie de preguntas tipo test para la autoevaluación. Son preguntas similares a las que se emplean para los exámenes de la asignatura, siguiendo la guía didáctica de la escuela y, al igual que dichos exámenes, se presentan en inglés. Las respuestas correctas se encuentran al final de los apuntes.

Agradezco a los alumnos y alumnas los comentarios y aportaciones, así como las fotografías de nubes y fenómenos meteorológicos que han enriquecido y esperamos que sigan enriqueciendo este material en el futuro.

Manuel Morales García.
Observador Aeronáutico AEMET en la OMD de Armilla.
Prof. Meteorología Aeronáutica
Escuela militar de Helicópteros del Ejército del Aire.

Versión 3. - marzo 2025

Para cualquier sugerencia o comentario, dirigirse a omdlega@aemet.es

Día errante.

*Este día plomizo y frío
Con su fina llovizna ingravida
Sus ojos soñolientos
Sus árboles, desnudos que se yerguen
De cara al cielo bajo apretando los dientes
Su lúgubre penumbra ensimismada
No ha nacido aquí hoy
Llega desde otro sitio
Ha andado por el mundo desde siempre
Como un oscuro pensamiento errante*

*Nos trae de lejos su nostalgia extraña
Su fiel insumisión
Su proba extranjería insobornable
Y nos repite a solas en su rincón sombrío
Que sólo es puro y fuerte el pensamiento
Que alienta en la intemperie.*

*Tomás Segovia.
Premio Internacional de Poesía
Federico García Lorca - Ciudad de Granada, 2008*

ÍNDICE

Parte I

1. Introducción: La elaboración de la información meteorológica.
2. Información Meteorológica básica: METAR, TAF, mapas de viento y significativo.
3. La atmósfera. Estructura y composición.
4. La Temperatura y la Presión.
5. El Viento.
6. Humedad e Inestabilidad
7. Viento Local y Turbulencia.
8. Nubes, nieblas, visibilidad y precipitación.

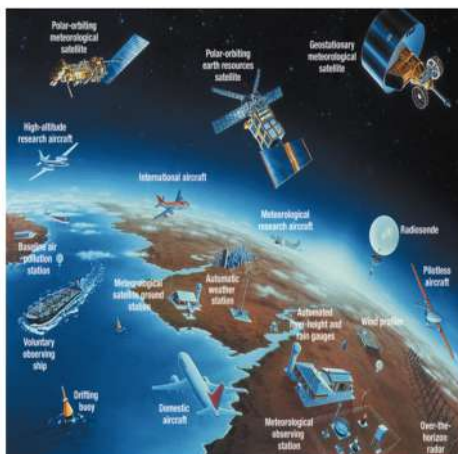
Parte II

9. Información Meteorológica para vuelo instrumental.
10. La atmósfera II. Equilibrio térmico, presión, temperatura y caracterización de la estratosfera.
11. Viento en niveles altos, turbulencia y cenizas volcánicas.
12. Inestabilidad y humedad II.
13. Inestabilidad condicional. Masas de aire y sistemas frontales.
14. Engelamiento.
15. Cizalladura.
16. Tormentas.
17. Vuelo en zonas montañosas.
18. Visibilidad y fenómenos ópticos.

1. Introducción: La elaboración de la información meteorológica.

La OMM (Organización Meteorológica Mundial) está integrada por las distintas agencias nacionales meteorológicas y es una de las más antiguas instituciones globales que existen. Sus organizaciones miembro recogen datos sobre las principales variables meteorológicas utilizando todo tipo de instrumentos, desde los emplazados en los observatorios tradicionales en tierra hasta los distintos radiómetros a bordo de satélites, pasando por boyas marinas, sondeos con globos meteorológicos o datos de buques y aviones en ruta.

Recopilación de datos - OMM



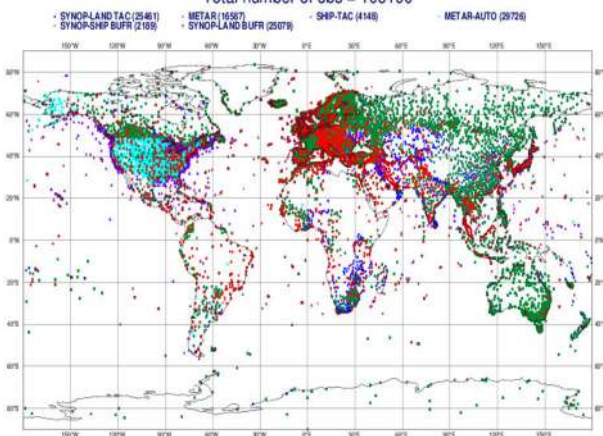
En España, la entidad gubernamental responsable de la observación, predicción, elaboración y difusión de información meteorológica es la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), ente autónomo dependiente del Ministerio de Transición Ecológica y Reto Demográfico.

AEMET tiene dependencias, entre otros lugares, en todos los aeropuertos civiles (Oficinas Meteorológicas de Aeropuerto - OMA), como en los aeródromos o bases aéreas militares (Oficinas Meteorológicas de Defensa – OMD), que trabajan en estrecha colaboración con la oficina de preparación de vuelo y la torre de control.

Recopilación de datos - OMM

ECMWF data coverage (all observations) - SYNOP-SHIP-METAR
18/09/2017 06

Total number of obs = 103190



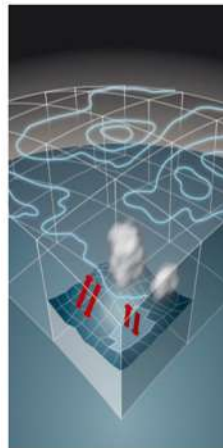
Al margen de los datos de satélite o de sondeos, en un solo día, son más de 100.000 observaciones completas de superficie las que se integran en el sistema de información global.

Existe una gran desigualdad territorial en cuanto a la densidad de dichas observaciones, con el Pacífico Sur, África y en menor medida Sudamérica significativamente menos cubiertas, si bien la información de los satélites permite completar los datos de estas zonas con medidas indirectas.

Básicamente la predicción meteorológica se realiza partiendo de la base de que la interacción entre un volumen de aire y los volúmenes de aire contiguos debe ser tal que se conserve la energía térmica, la masa y la energía mecánica.

Partiendo de este principio, se parcela la atmósfera en tres dimensiones o “celdas” y se asigna a cada una de ellas un valor de presión, temperatura, humedad y dirección y velocidad del viento. A continuación, se van aplicando las ecuaciones que regulan la interacción entre las celdas contiguas en “saltos”

La Física que hay detrás de la Meteorología



1 The continuity equation

$$\left(\frac{d_H}{dt} + D\right) \frac{\partial p}{\partial \eta} + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = 0$$

2 The temperature equation

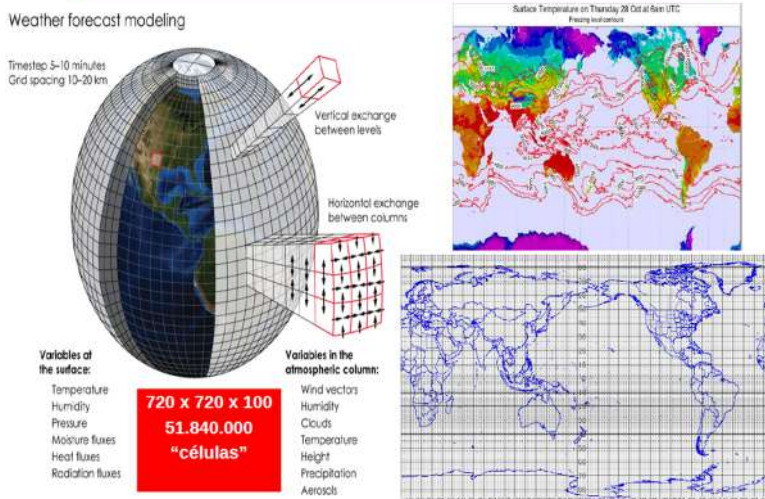
$$\frac{dT_k}{dt_k} = \left[\frac{\kappa T_v}{1 + (\delta - 1)q} \right]_k \left(\frac{\omega}{p} \right)_k + (P_T + K_T)_k,$$

3 The Momentum Equations

$$\frac{d\mathbf{v}_k}{dt_k} = [-f\mathbf{k} \times \mathbf{v} - \nabla\Phi - R_d T_v \nabla \ln p]_k + (\mathbf{P}_u + \mathbf{K}_u)_k.$$

hacia adelante en el tiempo para obtener nuevos estados de la atmósfera que serán la base para el cálculo del siguiente salto.

Los modelos globales



Los modelos globales emplean 720 células en longitud, 720 en latitud y 100 en altitud, con un total de más de 50 millones de células, a las que se aplica el sistema de cálculo. Modelos más refinados como el del European Centre for Medium Weather Forecast (ECMWF) o aún más como el HIRLAM trabajan con escalas de mayor precisión y un área geográfica más limitada. (Modelos numéricos) hasta alcanzar 2,5 x 2,5 Kilómetros actuales de resolución del HARMONIE-AROME que, como contrapartida, tan sólo nos ofrece

predicciones a 36 horas.

La limitación en el tiempo de las predicciones meteorológicas se debe a la complejidad de los cálculos empleados, siendo los ordenadores de los servicios meteorológicos algunos de los más potentes que existen.

Pero también se debe al propio carácter caótico de la atmósfera, de modo que

Europa: Del ECMWF al HARMONIE

ECMWF

- European Center for Medium-Range Weather Forecast
- 10x10 Km. - 100 niveles (80 Km)

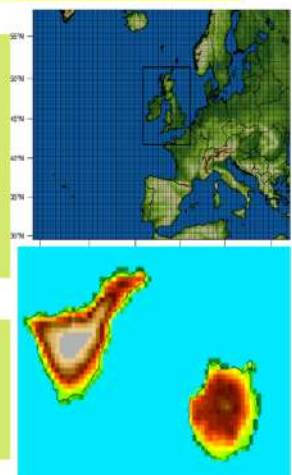
<https://apps.ecmwf.int/webapps/openchart>

HIRLAM

- High Resolution Limited Area Model
- 5x5 Km. - 40 niveles - 4xdía

HARMONIE

- Modelo local alta resolución.
- Consorcio Euromediterráneo .
- 2,5 x 2,5 Km. - 65 niveles - 4 x día
- Enlace Harminie-Arome AEMET



Las más potentes computadoras del mundo



ECMWF
 - 123.960 núcleos.
 - 8.500 Teraflops (PS6=10)
 - Memoria 2.560 GB
 - Almacenamiento 10.000 TB
 - 2 módulos CRAY nemelos
CIRRUS – AEMET
 - 48.000 núcleos
 - 1.680 Teraflops.
 - Memoria 1.060 GB.
 - Almacenamiento 3.000 TB.

una pequeñísima diferencia en los estados iniciales atribuidos a una célula, o en la valoración que se dé a algunos parámetros, conlleva una divergencia progresiva en los resultados que se obtienen en los sucesivos saltos del modelo de predicción. Esta diferencia será mayor, lógicamente, cuanto más largo sea el plazo de predicción. Los errores se acumulan. En cierta medida, de la misma forma que nuestra previsión de la trayectoria de una bola de billar pierde exactitud con cada rebote o colisión con otras bolas.

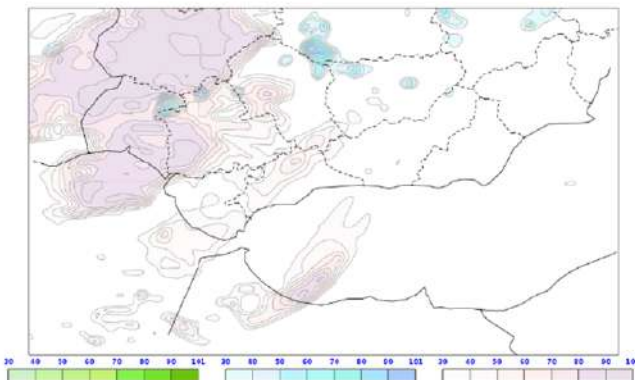
Como consecuencia, los resultados que ofrecen distintos modelos de predicción, incluso confeccionados para una misma zona y plazo temporal, pueden divergir significativamente.

En la ilustración vemos las distintas previsiones de cobertura nubosa que ofrecen el HRES-IFS y el HARMONIE para el lunes 9 de mayo de 2022 a las 18Z, habiendo sido calculados ambos a las 0Z del mismo día. Puede observarse como HARMONIE extiende la capa de nubes altas mucho más, además de prever más nubes medias en la zona entre Granada y Jaén y la aparición de un núcleo de nubes bajas en el extremo Sureste de Albacete.

Las discrepancias entre modelos de predicción meteorológica

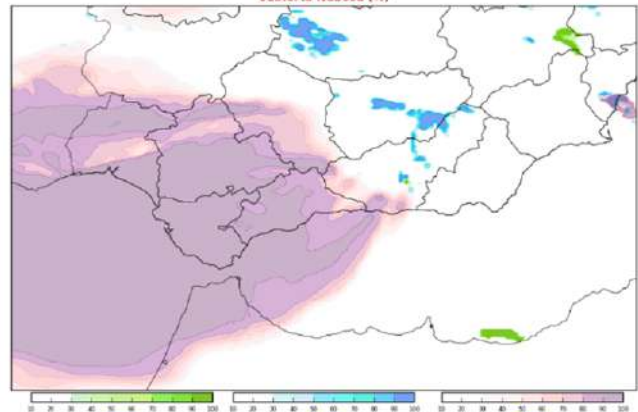
HRES-IFS: 09-05-2022 00Z Previsto para el Lun 09 a las 18Z

Cubierta Nubosa (%): bajas (verdes), medias (azules), altas (rosas)

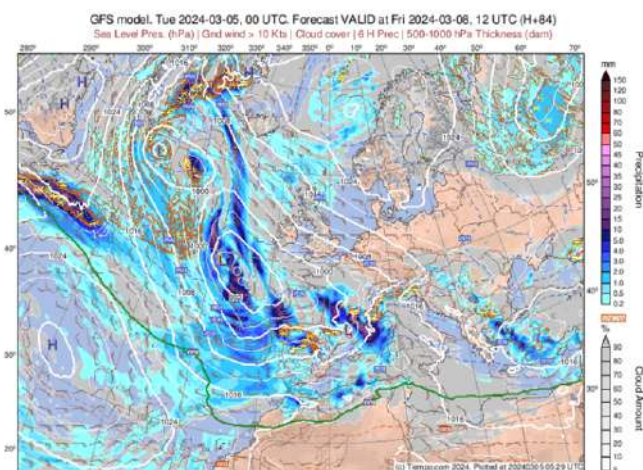
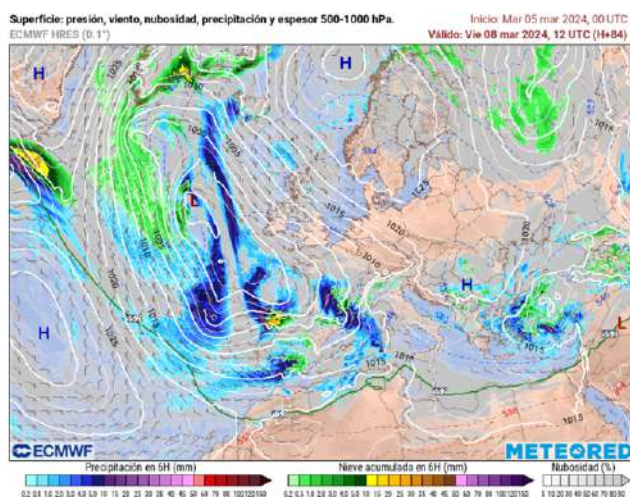


HARMONIE-AROME v43: 09-05-2022 00Z Previsto para el Lun 9 a las 18Z

Cubierta Nubosa (%)



En la siguiente ilustración vemos sendas previsiones a 84 horas para Europa realizadas por el ECMWF y el Global Forecast System (GFS) norteamericano y se pueden apreciar notables diferencias, como la intensas precipitaciones para Andalucía Occidental que da el modelo europeo en comparación con el GFS, mientras que, por el contrario, el GFS prevé nevadas significativas justo al Norte de Madrid y casi toda Castilla León que el ECMWF por su parte limita al SE de Galicia. De igual manera, el GFS prevé alguna precipitación sobre Canarias que el ECMWF no contempla.



Si estas discrepancias se dan en modelos a escala de cientos de kilómetros, imaginemos lo diversa que puede ser la previsión muy local para un aeródromo, una cordillera o una ruta de vuelo concretas.

En conclusión, es de la mayor importancia que, para la planificación de un vuelo, se consulte la información meteorológica aeronáutica para uso profesional. Esta información está elaborada por el Servicio Meteorológico Aeronáutico de AEMET a través de sus diversos centros regionales que cuentan con personal muy especializado en la meteorología aeronáutica. Esta información es mucho más actualizada, completa y fidedigna que la que podemos extraer de un modelo numérico por muy “amigable” y atractivo que sea su interface.

SIEMPRE: Consultar la información meteorológica aeronáutica.

EN CASO DE DUDA: Consultar al personal de la O.M.D.

El servicio meteorológico de apoyo a la navegación de AEMET está compuesto de **5 OMAe (Madrid, Santander, Valencia, Sevilla y Las Palmas)**, que se encargan del pronóstico y vigilancia de los aeródromos según 5 regiones específicas (Centro, Norte, Este, Sur, Canaria) y **2 OVM (Valencia y Las Palmas)**, que son las responsables de prestar servicio en 2 regiones de información de vuelo (FIR/UIR Península y Baleares, y FIR/UIR Canarias).

Implantación territorial del servicio MET de apoyo a la navegación aérea (CUE):

vigilancia y pronóstico de aeródromo



CUE: Cielo Único Europeo

AEMET
Agencia Estatal de Meteorología



2. Información Meteorológica básica: METAR, TAF, mapas de viento y significativo.

2.1. METAR y SPECI

Todas las oficinas meteorológicas de aeródromo elaboran y emiten unos partes meteorológicos rutinarios (METAR). En la mayoría de los casos, estos partes se emiten cada media hora, y en algunos aeródromos cada hora. Siempre en el intervalo publicado de operación del aeródromo en cuestión. Ocasionalmente, se puede emitir un SPECI, que es igual que un METAR pero que recoge una variación muy significativa e importante (de techo de nubes, de visibilidad o de tiempo presente).

El cifrado del METAR puede resultar farragoso y poco amigable. Sin embargo, tiene dos importantes ventajas: La primera, al ser un código alfanumérico abreviado, se puede transmitir en caso de fallo en las comunicaciones con un muy estrecho ancho de banda o incluso por morse. La segunda, es un cifrado universal, de forma que podemos leer sin la menor complicación un METAR de China, Indonesia o Senegal.

La estructura del METAR es sencilla y consta de grupos, cada uno dedicado a un tipo de dato.



Grupos de identificación del METAR

METAR / SPECI	Según sea un parte rutinario o especial.
Aeródromo	CCCC Código OACI del aeródromo. Las dos primeras letras corresponden al área geográfica (país). España peninsular LE, Canarias GC, Ceuta y Melilla GE, Marruecos GM, Portugal LP, etc. Las dos segundas especifican el aeródromo: Armilla GA, Granada GR, Alicante AL, Almería AM, Colmenar Viejo CV, etc.
Fecha y hora	YYGGggZ Día (YY), hora (GG) y minuto (gg) de emisión del parte. Siempre hora UTC. <u>OJO: Hora UTC.</u> El METAR de las 16:30Z del día 17 se emite a la vez en todo el planeta, con independencia de que en España en invierno serán las 17:30h local y en verano las 18:30h local, mientras en Venezuela serán las 12:30h y en Japón las 01:30h locales ¡del día siguiente!
Ej: METAR LEGA 171130Z → METAR de Armilla del día 17 a las 11:30 UTC	

AUTO

Si aparece, es porque se trata de un METAR elaborado de forma automática por instrumentos y ordenadores **sin supervisión humana**. Mucho cuidado con las informaciones de visibilidad, tiempo presente o

techo de nubes, pues pueden tener errores significativos por no recoger fidedignamente las condiciones del entorno del campo, sino exclusivamente las de la vertical de las cabeceras de las pistas.

Ejemplo: Si las condiciones de humedad son muy altas y me da buena visibilidad, podría darse el caso de existir bancos de niebla cercanos no detectados. Igualmente, podría tener cúmulos de desarrollo vertical importante o nubes bajas no detectadas porque no están justo sobre los instrumentos.

Grupos de VIENTO

Grupo general	dddf ddd es la dirección en grados siguiendo la rosa de los vientos. (Se indica la media en 10 minutos) ff es la fuerza en nudos. (media en 10 minutos) Ej: 14007KT Viento de Sureste (140°) de 7 nudos
Rachas	Gfmfm Se incluye si hay rachas de viento con una diferencia de 10 nudos o más respecto al viento medio. Ej: 22008G20KT Viento del Suroeste (220°) de 8 nudos con rachas de 20.
Viento variable	dndndnVdxdxdx Se incluye si la dirección del viento en los últimos 10 minutos está oscilando en un abanico entre dndndn y dxdxdx. La diferencia entre ambas tiene que ser de más de 60° Si la variación supera 180° (o si hay variación con ff < 3 Kt) se indicará VRB Ej: 18012KT 140V220 Viento del Sur (180°) de 12 nudos oscilando entre 140° y 220° Ej: VRB05KT. Viento de 5 nudos, de dirección indeterminada (varía más de 180°)

CAVOK

Es una abreviatura de "Clouds and Visibility OK) y solo se indica si se cumplen **todas las siguientes condiciones:**

- Visibilidad horizontal de más de 10 Km.
- No hay nubes significativas (por debajo del nivel de referencia) → ver más adelante en las nubes.
- No hay cumulonimbos ni torrecúmulos.
- No hay fenómenos de tiempo significativo (lluvia, calima, bruma, etc.)

En caso contrario se cifrarán siempre los grupos de visibilidad y nubes y, en su caso, los de tiempo presente que correspondan.

Grupos de Visibilidad

Grupo general	VVVV Será la visibilidad predominante. No la máxima ni la mínima, sino la más representativa de las condiciones del aeródromo. Se indica en metros de 0 a 9999, en el caso de que sean 10 Km. o más. Ej: 8000 → 8 kilómetros de visibilidad predominante. Ej: 0700 → 700 metros de visibilidad predominante.
Visibilidad mínima	V_RV_RV_RV_RD_v

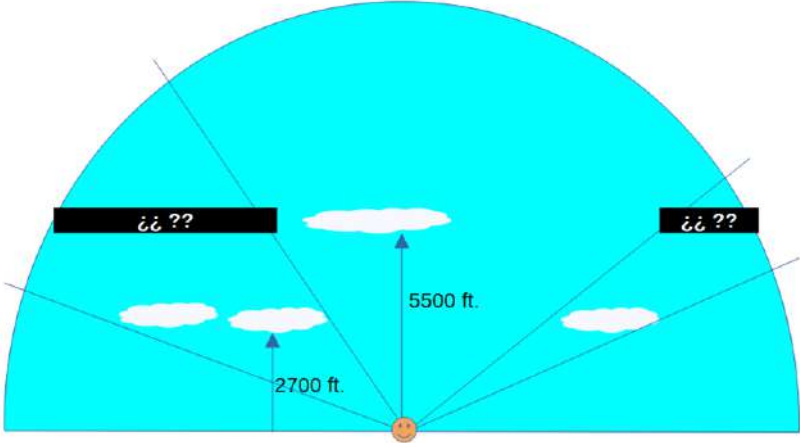
	<p>Nos indica que hay una dirección en la que la visibilidad mínima es menos de la mitad de la predominante. Se indican metros y dirección.</p> <p>Ej: 8000 3000SE → 8 Km. de visibilidad predominante con mínima de 3 Km hacia el Sureste.</p>
Alcance visual en pista	<p>RD_RDR/V_RV_RV_Ri</p> <p>Nos indica que sobre la pista hay una visibilidad inferior a 1500 metros.</p> <p>R – identifica al grupo.</p> <p>DRDR - Cabecera de la que se nos está indicando la visibilidad.</p> <p>V_RV_RV_RV_R – Alcance visual (visibilidad) en metros</p> <p>i – Tendencia: U (subiendo) ; D (bajando) o N (sin cambios). No siempre se emplea.</p> <p>Ej: R36L/1200D Alcance visual de 1200 metros y bajando en la cabecera 36 izquierda.</p>

Grupos de Tiempo Presente

Grupo general	<p>WX</p> <p>Fenómeno significativo que afecta al aeródromo. Será de alguno de los siguientes grupos. Citamos sólo los fenómenos más habituales.</p> <p>Consultar la guía para otros códigos, no por menos habituales menos importantes.</p>		
	<u>Precipitación</u>	<u>Oscurecimiento</u>	<u>Otros</u>
	<p>DZ: llovizna</p> <p>RA: lluvia</p> <p>SN: nieve</p> <p>GR o GS: granizo</p>	<p>BR: bruma (neblina)</p> <p>FG: niebla</p> <p>HZ: calima</p> <p>FU: humo</p>	<p>SS: tempestad de arena</p> <p>DS: tempestad de polvo</p> <p>PO: tolvenera (remolino)</p>
Intensidad o proximidad	<p>VC</p> <p>Delante del fenómeno se indicará + (fuerte), - (débil) o VC (en las proximidades)</p> <p>Ej: VCFG Niebla en las proximidades del campo.</p>		
Descripción	<p>DD</p> <p>Características descriptivas del fenómeno. Indicamos ejemplo las más habituales.</p> <p>MI: Baja (Ej: MIFG niebla baja)</p> <p>PR: Parcial (Ej: PRFU aeródromo parcialmente afectado por humo)</p> <p>BC: En bancos (Ej: BCFG niebla en bancos)</p> <p>SH: Chubasco (Ej: SHSN chubascos de nieve)</p> <p>TS: Tormenta (Ej: TSGR Tormenta de granizo)</p> <p>FZ: Engelante (Ej: FZRA lluvia engelante)</p> <p>Se pueden llegar a combinar intensidad, descripción y fenómeno.</p> <p>Ej: +TSRA → Tormenta fuerte de lluvia</p>		

Grupos de Nubosidad

Grupo general	<p>C_nC_nC_nh_nh_nh_n</p> <p>Puede haber varios grupos. Cada uno indica cantidad en octas de cielo y altura de las distintas capas de nube.</p> <p>C_nC_nC_n : Octas (octava parte del total de la semiesfera celeste sobre campo)</p> <ul style="list-style-type: none"> → FEW (escasas 1 ó 2 octas) → SCT . Scattered (dispersas 3 ó 4 octas) → BKN . Broken (muy nuboso 5, 6 ó 7 octas) → OVC . Overcast (cubierto 8 octas)
---------------	--

	<p>h_nh_nh_n: Altura de la capa en cientos de pies (020 = 2000 feet) <u>sobre el suelo</u> /// Significa que no es posible especificar la altura de la capa de nubes. Ej: SCT035 BKN057 → Scattered (3 ó 4 octas) a 3500 ft. y broken (5 a 7 octas a 5700 ft).</p>
"Suma" de nubes	<p>Siempre se van agregando de abajo a arriba las capas de nubes, ya que desde tierra no podemos saber si hay o no nubosidad en la zona de cielo que nos tapan nubes más bajas. En este ejemplo, se indicaría SCT027 BKN055</p> 
Techo de nubes	<p>Será la altura sobre el campo de la primera capa BKN o OVC (más de medio cielo cubierto)</p>
Altura máxima de nubes indicadas	<p>Cada aeródromo tiene un nivel de referencia para las nubes que se indican en el METAR. Esta referencia será habitualmente, 1000 pies por encima de la altura del obstáculo orográfico más elevado en un radio de 25 kilómetros. Ej: En LEGA, situada a 690 metros sobre el nivel del mar, el pico Veleta (3400 m.) está 2710 m. más alto = 8900 pies. Por lo tanto se indican todas las nubes por debajo de 9900 pies sobre el terreno.</p>
Nubes convectivas	<p>En caso de que haya nubes convectivas (cumulonimbos CB o torrecúmulos TCU) en el entorno del campo (25 Km.), se especificará su naturaleza y <u>se incluirán siempre, cualquiera que sea su altura.</u> Ej: SCT027 FEW060CB. → scatter a 2700 ft. y FEW de cumulonimbos a 6000 ft.</p>
Visibilidad vertical (cielo invisible)	<p>VVhshshs En caso de que algún fenómeno (por ejemplo niebla, calima o humo) impida ver el cielo y por tanto las nubes, se indicará la visibilidad vertical <u>en centenares de pies.</u> Este grupo es alternativo al de nubes. En caso de que seamos incapaces de determinar la visibilidad vertical se indica /// Ej: VV020 → Visibilidad vertical 2000 ft.</p>
Sin nubes significativas	<p>NSC → sin nubes significativas. (no hay CAVOK, por problemas de visibilidad o tiempo presente, pero no hay nubes por debajo de la altura de referencia) NCD → En los METAR AUTO sin nubes significativas. (no hay CAVOK, por problemas de visibilidad o tiempo presente, pero los sensores no han detectado nubosidad por debajo de la altura de referencia)</p>

Temperatura y punto de rocío:

TT/TdTa: La diferencia entre estas dos temperaturas nos indica el grado de humedad. A mayor diferencia, menor humedad. El punto de rocío será siempre inferior o igual a la temperatura.

Se indicarán siempre en grados Celsius.

Grupo de Presión:

QPhPhPhPh: Da el QNH: Presión en el aeródromo, reducida al nivel del mar.

Otros grupos al final del METAR:

Tiempo reciente.	REw'w' Nos indica, con los mismos códigos del grupo de tiempo presente, que ha sucedido algún fenómeno significativo desde que se hizo el último METAR, pero no en el momento de realizarse el actual. Ej: RETSRA REBR → Ha habido tormenta de lluvia y bruma recientemente.
Cizalladura de viento.	WS. Detectada cizalladura de viento por debajo de 500 metros. RD_RDR Cabecera en la que se ha notificado la cizalladura. O ALL RWY → En todas las cabeceras.- Ej: WS R27 → Cizalladura notificada por debajo de 500 metros en la cabecera 27.

Sección TREND

Hay una serie de aeródromos, marcados con un triángulo en el mapa adjunto, en los que se incluye una sección al final del METAR para indicar la previsión de las condiciones en las siguientes 2 horas.

En caso de no existir cambios significativos previstos, aparecerá NOSIG= al final de los partes METAR de estos aeródromos.

En otro caso, se incluirán una serie de grupos con una estructura y significado muy parecidos a los del TAF, que se explica a continuación.



EJ. METAR de LEMG con grupo TREND:

METAR LEMG 080900Z 09018G28KT 5000 R31/P2000 R12/P2000 R13/1200U BR SCT015 SCT025 BKN050 15/13 Q1002 WS R12 **TEMPO 3000 RA BKN010 FEW020CB=**

Al final del METAR, después de indicar Cizalladura en la cabecera 12, aparece un grupo con la previsión para las próximas 2 horas. En este caso, intervalos de visibilidad reducida a 3 kilómetros por lluvia con una capa de nubosidad muy abundante (Broken) a 1000 Ft. y algunos cumulonimbos aislados a 2000 Ft.

2.2. El TAF.

El TAF (Terminal Aerodrome Forecast) es un pronóstico de la situación meteorológica específica para cada aeropuerto. Se elaboran por lo general 4 veces al día por personal especializado de predicción y es la mejor fuente de información de las condiciones meteorológicas de un aeródromo.

La estructura del TAF es muy similar a la del METAR y el significado de sus abreviaturas y claves también, por lo que tan sólo detallamos los aspectos novedosos:

Grupos de identificación del TAF

Tipo de TAF	TAF → Rutinario TAF AMD → Parte modificado con posterioridad por cambio en la previsión. TAF COR → Parte corregido por error en el anterior.
Aeródromo	CCCC El código del aeródromo. Las dos primeras letras corresponden al área geográfica (país). España peninsular LE, Canarias GC, Ceuta y Melilla GE, Portugal LP, Francia LF, Marruecos GM, etc. Las dos segundas especifican el aeródromo: Armilla GA, Granada GR, Alicante AL, Almería AM, Colmenar Viejo CV, etc.
Fecha y hora de elaboración	YYGGggZ Día (YY), hora (GG) y minuto (gg) de redacción del parte. Siempre hora UTC. <u>OJO: Hora UTC.</u> Por lo general, se elaboran TAF 4 veces al día a intervalos de 6 horas, a las 05Z, 11Z, 17Z y 23Z con validez a partir de las 06Z, 12Z, 18Z y 00Z respectivamente.
Horario de validez del parte	Y₁Y₁G₁G₁/Y₂Y₂G₂G₂ La predicción es válida desde las G ₂ G ₂ horas del día Y ₁ Y ₁ hasta las G ₂ G ₂ horas del día Y ₂ Y ₂ Y₂Y₂ Los periodos de validez más habituales de los TAF son 24 horas o 30 horas
Ej: TAF AMD LEMD 160613Z 1606/1712 → Previsión enmendada para Barajas elaborada el día 16 a las 06:13 UTC y válida desde las 06 UTC del día 16 a las 12 UTC del día 17.	

El TAF más básico posible

A continuación se indican las condiciones de viento, visibilidad, techo de nubes, etc., por el mismo orden y con el mismo significado que en el METAR. Estas condiciones estarán vigentes para todo el periodo de validez del TAF mientras no se indique lo contrario más adelante.

Para las temperaturas se indica sólo la máxima y la mínima previstas para el periodo, especificando el día y hora a la que se prevé que tengan lugar.

Ej: TAF LEMD 151100Z 1512/1618 24005KT 9999 SCT050
TX19/1515Z TN05/1606Z

Desde las 12Z del día 15 a las 18Z del día 16 se prevé viento de 240º de 5KT, más de 10 Km. de visibilidad, scattered (3 a 4 octas de nubes) a 5000 Ft., una temperatura máxima de 19º a las 15Z del día 15 y una mínima de 5º a las 6Z del día 16

Sin embargo, no es nada habitual que las condiciones se mantengan tan estables durante todo el periodo de validez del TAF. Por eso, es necesario incluir grupos que nos informen de cambios en esas condiciones.

PROBC₂C₂ (cambio probable)

Esta abreviatura informa de un cambio en las condiciones que puede ocurrir con una cierta probabilidad.

1. **C₂C₂** puede ser 30 ó 40 y no debe interpretarse literalmente como una probabilidad del 30% ó 40%, sino como una orientación cualitativa de lo previsible que es que suceda el cambio de condiciones correspondiente (algo probable y bastante probable).
2. A continuación puede venir uno y sólo uno de los siguientes dos tipos de especificaciones horarias indicando el intervalo dentro del cual se darían esas condiciones:
 - a. Un grupo horario tipo **YYGG/YeYeGeGe** donde YYGG indica el día y hora inicial y YeYeGeGe indica el día y hora final del intervalo.

Ej: TAF LPMT 171114Z 1712/1812 02007KT 9999 FEW030

PROB40 1803/1809 3000 BR BKN005=

Bastante probable reducción de la visibilidad por bruma a 3 Km. con techo de nubes broken a 500 Ft. entre las 03 y las 09 horas del día 18.

- b. Un grupo TEMPO con su intervalo horario (ver apartado TEMPO más adelante)

Ej: TAF LPFL 171100Z 1712/1721 20015G25KT 9999 SCT020

PROB30 TEMPO 1712/1721 8000 SHRA SCT008 BKN015=

Algo probable, intervalos de 8 Km de visibilidad con chubascos, scattered a 800 Ft. y broken a 1500 Ft. entre las 12 y las 21 horas del día 17.

3. Las condiciones que cambian serán sólo las que se indiquen a continuación, permaneciendo el resto inalteradas.

BECMG (becoming)

La aparición de esta abreviatura nos informa de un cambio sin retorno en las condiciones.

1. Las horas que se indican a continuación de BECMG en el grupo **YYGG/YeYeGeGe** son el intervalo de transición entre las condiciones anteriores y las posteriores. En ese intervalo las condiciones están cambiando y después de ellas ya queda la situación nueva, salvo que posteriormente se indique una nueva modificación.
2. Las condiciones que cambian serán solo las que se indiquen a continuación, permaneciendo el resto inalteradas.

Ej: TAF GEML 160500Z 1606/1706 VRB02KT CAVOK

TX21/1614Z TN16/1607Z

BECMG 1610/1612 08010KT

BECMG 1618/1620 VRB05KT

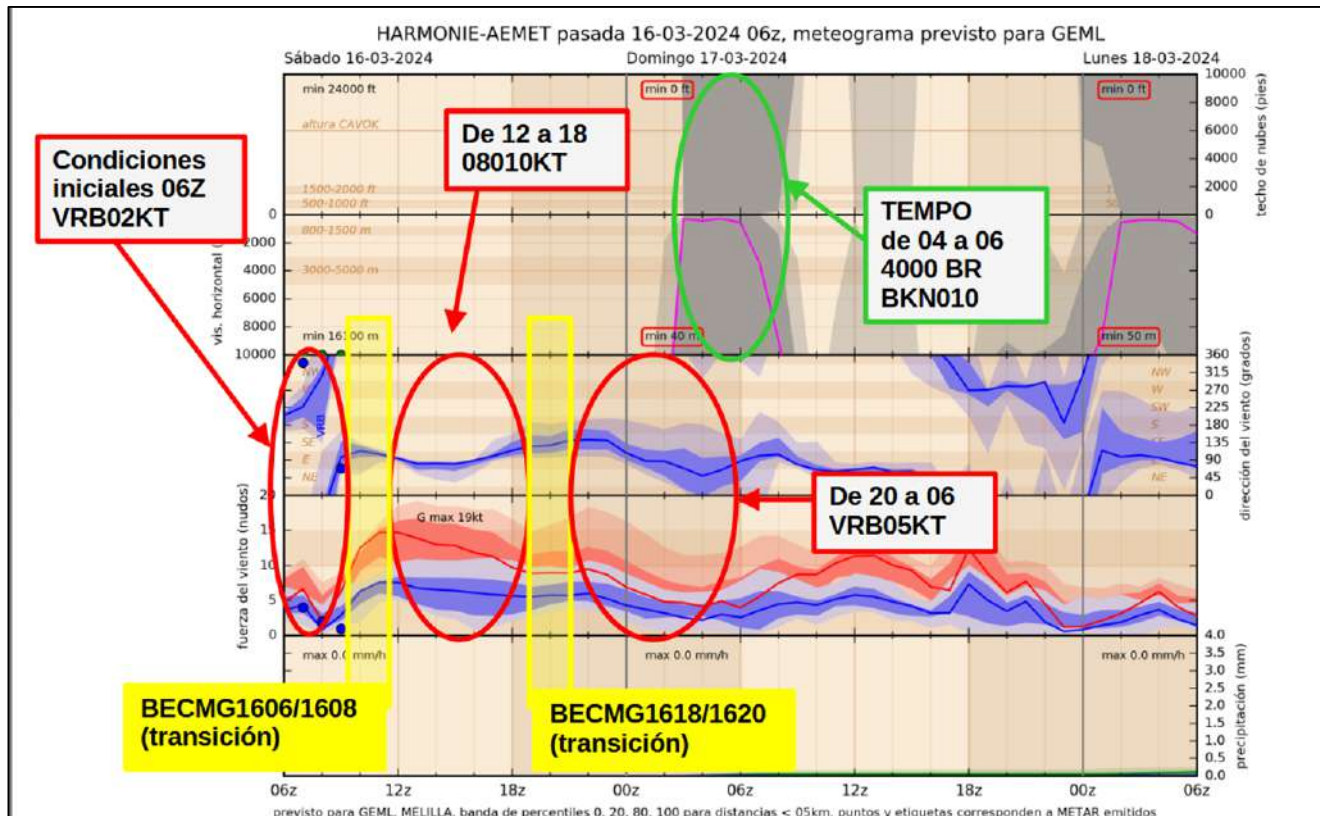
Se prevé viento variable de 2 KT desde las 06Z en adelante.

Entre las 10 y las 12Z el viento empezará a cambiar y quedará de 80° 10KT de las 12Z en adelante.

Entre las 18 y las 20Z el viento empezará a cambiar y quedará otra vez variable de 5KT de las 20Z en adelante hasta el final del periodo de validez del TAF (las 06Z del día 17).

Las condiciones CAVOK no cambian en todo el periodo.

Gráficamente sobre un METEOGRAMA para Melilla los grupos BECMG se ven como las franjas de cambio en amarillo entre unas condiciones y otras de viento (elipses en rojo):



TEMPO (Temporalmente)

Esta abreviatura informa de la existencia de intervalos en los que, de forma ocasional, habrá ciertas condiciones distintas a las previstas. Se puede interpretar como “ocasionalmente” o “intervalos de”. Se usa para avisar de ciertos fenómenos que no se sabe en qué momento exacto del periodo van a producirse, como puede ser un banco de niebla, un chubasco o un intervalo de nubes bajas.

1. Las horas que se indican a continuación de TEMPO en el grupo **YYGG/Y_eY_eG_eG_e** son el intervalo a lo largo del cual pueden darse puntualmente las condiciones especiales.
2. Las condiciones generales no serán las que se indican en el TEMPO, sino las indicadas al inicio del TAF o (en su caso) en el último BECMG. Las condiciones indicadas en el TEMPO sólo ocurren puntualmente en algunos intervalos dentro de la franja horaria.
3. Las condiciones que cambian serán sólo las que se indiquen a continuación, permaneciendo el resto inalteradas.

Ej: TAF GEML 160500Z 1606/1706 VRB02KT CAVOK
 TX21/1614Z TN16/1607Z
 BECMG 1610/1612 08010KT
 BECMG 1618/1620 VRB05KT
 TEMPO 1704/1706 4000 BR BKN010

Se prevé que entre las 04Z y las 06Z pueda haber intervalos de visibilidad de 4 Km por bruma y nubes muy bajas, broken a 1000 Ft.

Gráficamente, sobre el meteograma anterior, las condiciones de nubes bajas y baja visibilidad corresponden a la zona rodeada con una elipse verde. La razón por la que se ha indicado este cambio de

condiciones con TEMPO y no con BECMG es que el predictor ha estimado que esas condiciones de baja visibilidad y techo de nubes van a ocurrir tan sólo de forma puntual (intervalos) y no son un cambio de condiciones que vaya a permanecer de forma estable durante un periodo dado.

FM – Nueva sección autónoma del TAF

La aparición de estas siglas, seguidas de una indicación de fecha y hora tipo **YYGGgg.**, indica que a la hora GGgg (UTC) del día YY comienza una parte autónoma del pronóstico. Todas las condiciones pronosticadas antes del **FMYYGgg** serán reemplazadas por las condiciones indicadas después de dicho grupo.

Aunque en España prácticamente no es empleada, es un tipo de estructura que se usa mucho en algunos países, como por ejemplo en EEUU, como puede apreciarse en este TAF de Miami.

```
TAF KMIA 171120Z 1712/1818 20006KT P6SM FEW250 FM171400 19010KT  
P6SM FEW030 SCT045 FM171700 17011G18KT P6SM FEW030 SCT050  
FM180000 19006KT P6SM FEW030 FEW250 FM181400 21010KT  
P6SM FEW030 FEW050 SCT250=
```

NOTA: P6SM en este caso indica visibilidad igual o superior a 6 millas... la forma excepcional en que se indica en los partes aeronáuticos de EEUU.

2.3. El Mapa significativo de superficie.

Estos mapas significativos de baja cota se elaboran para las 00Z, 06Z, 12Z, 18Z de cada día y es uno de los recursos más útiles que se puede encontrar para planificar una ruta.

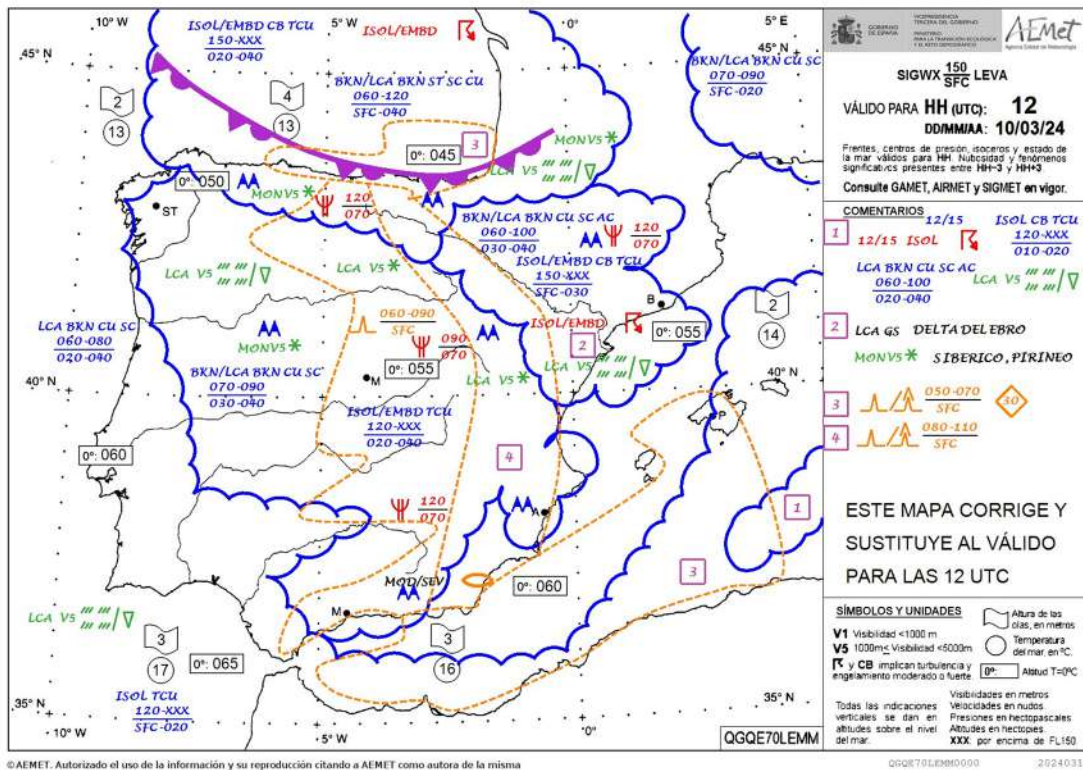
Por “baja cota” se entiende hasta nivel de vuelo 150 (15,000 pies sobre el nivel del mar) y por lo tanto es más que suficiente para la planificación de vuelos en helicóptero.

Para un adecuado conocimiento del mapa significativo, es necesario y muy recomendable estudiar en detalle el apartado MAPAS DE TIEMPO SIGNIFICATIVO DE BAJO NIVEL (SIGWX 150/SFC) de la [GUIA MET](#) editada por AEMET. En estos apuntes nos limitamos a recordar algunos elementos que suelen conducir a error de interpretación:

- Comprobar cuidadosamente que el día y hora de validez del mapa son los que nos interesan (en ocasiones el último disponible puede ser el correspondiente al día anterior)
- Las fronteras con forma de “nube” engloban áreas de condiciones de nubosidad y/o fenómenos significativos relativamente homogéneas que, en principio, pueden afectar a toda el área englobada, si bien con distintas intensidades y probabilidad.
- Las referencias de altitud son en cientos de pies (hectopies) sobre el nivel del mar. En consecuencia, habrá indicaciones de capa nubosa que en zonas montañosas queden al nivel del suelo o incluso bajo él. Simplemente se trata de zonas en las que la orografía está metida en nubes con la consiguiente pérdida de visibilidad.
- Comprobar las condiciones indicadas en los recuadros numerados en la columna derecha del mapa, que afectan a toda el área en la que se encuentran englobados.

- Este tipo de indicaciones informan del intervalo en hectopies sobre el nivel del mar al que se encuentran la base y el tope del fenómeno al que se refieran (en este caso CB y TCU aislados con bases entre 1000 y 2000 Ft. y topos de 12.000 a 15.000 Ft.).

ISOL CB TCU
120-XXX
010-020



- Las indicaciones V1 ó V5 se refieren a reducción de la visibilidad en un área extensa debidas al fenómeno que se indique junto a ellas.

Es fundamental conocer los símbolos de los fenómenos meteorológicos que pueden aparecer en el mapa significativo, así como sus descriptores:

⚡ Tormentas	☁ Llovizna
🌀 Ciclón tropical	☔ Lluvia
⚡ Línea de turbulencia fuerte	❄ Nieve
⚡ Turbulencia moderada	☁ Chubasco
⚡ Turbulencia fuerte	☁ Granizo
🌊 Ondas orográficas	☁ Ventisca alta de nieve
☁ Engelamiento moderado en la aeronave	☁ Calima fuerte de arena o polvo
☁ Engelamiento fuerte en la aeronave	☁ Tempestad extensa de arena o polvo
☁ Niebla extensa	☁ Calima extensa
☁ Materiales radiactivos en la atmósfera ⁽¹⁾	☁ Niebla extensa
☁ Erupción volcánica ⁽¹⁾	☁ Humo extenso
☁ Oscurecimiento de las montañas	☁ Precipitación engelante ⁽²⁾

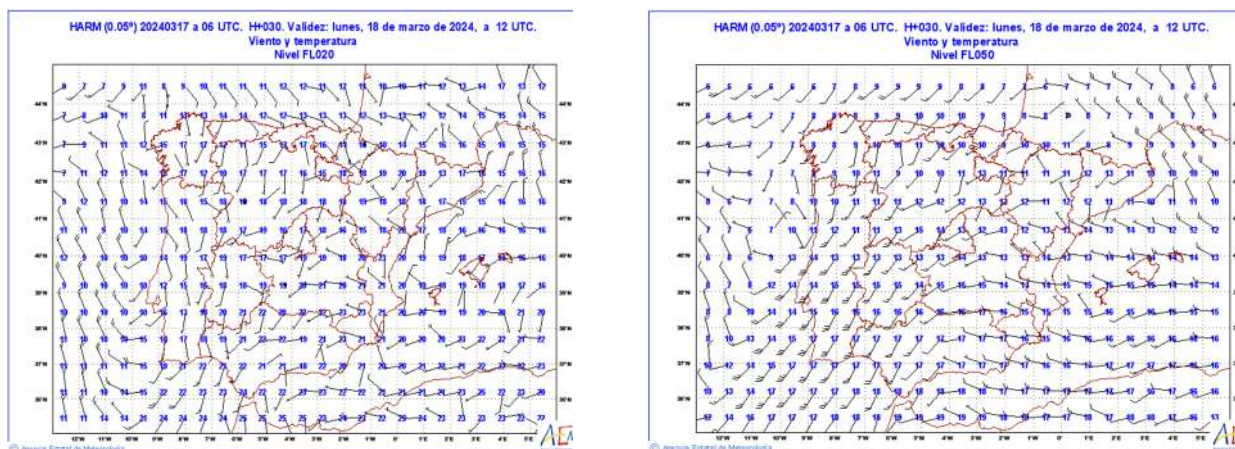
LOCALIZACIÓN (Abreviaturas OACI)

ABV	por encima de ...
AGL	sobre el nivel del terreno
AMSL	sobre el nivel medio del mar
BLO	por debajo de nubes
BLW	por debajo de ...
BTL	entre capas
COT	en la costa
E (W)	este (oeste)
LAN	tierra adentro
LCA	local o localmente
MAR	en el mar
MON	sobre montañas
MSL	nivel medio del mar
MT	montaña
N (NE, NW)	norte (nordeste, noroeste)
NM	millas marinas
OHD	por encima
OTP	sobre nubes
S (SE, SW)	sur (sureste, suroeste)
VAL	en los valles

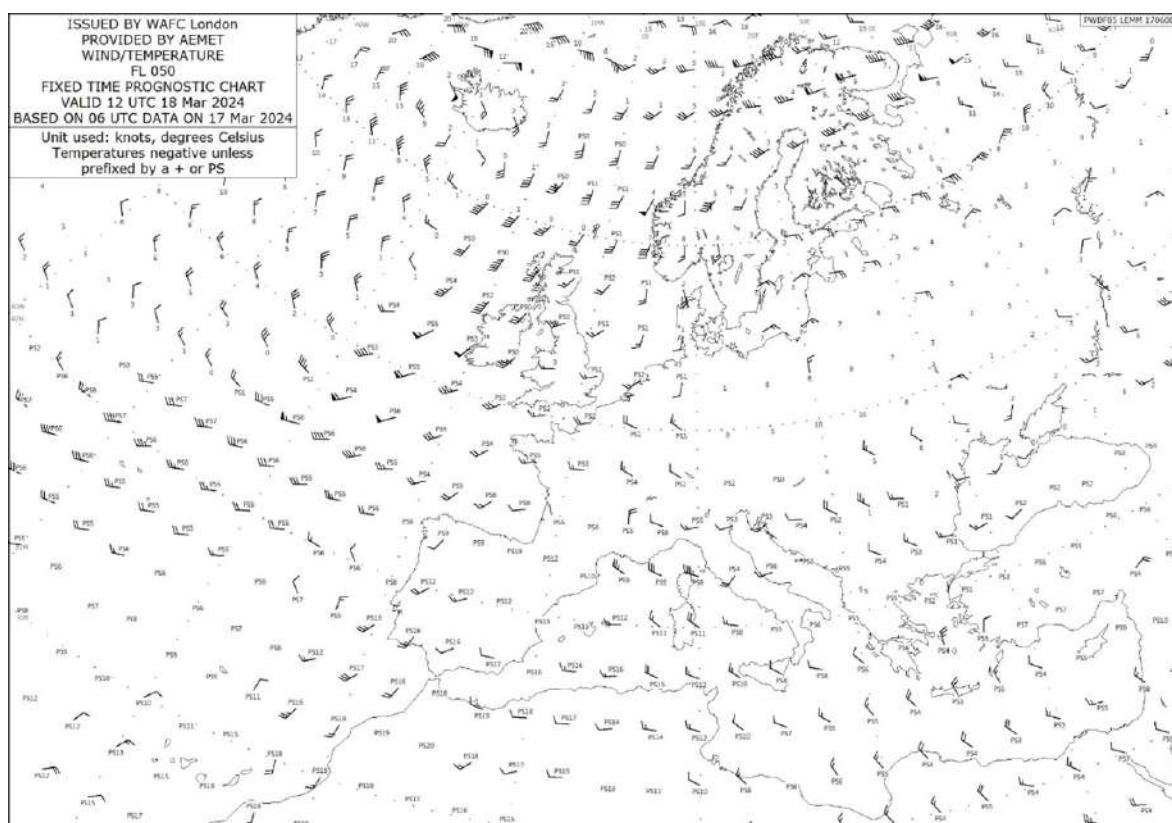
⚡ Línea de convergencia	☁ Zona de turbulencia	⚡ Frente frío en superficie
☁ Altitud de la isóbara en hectopies	☁ Frente cálido en superficie	⚡ Frente oculto en superficie
☁ Altura de las olas en metros	☁ Temperatura de la superficie del mar	⚡ Frente casi estacionario en superficie
☁ Viento en la superficie generalizado fuerte > 30 kt	☁ Dirección de desplazamiento y velocidad (kt)	STRN: Estacionario
L: Centro de baja presión	H: Centro de alta presión	SLW: Desplazamiento lento (<10 kt)

2.4. Mapas de viento.

Siempre será de interés consultar los mapas de viento a distintos niveles, como por ejemplo los mapas de la Península Ibérica para las 12Z del 18 de marzo y los niveles de vuelo 020 y 050:



También se pueden consultar mapas de viento de ámbito mayor como puede ser Europa. En este caso, a nivel 050 para las 12Z del 18 de marzo.



Existen más herramientas y partes de información meteorológica aeronáutica (SIGMET, GAMET, AIRMET, Gramet para navegaciones, etc.) que se estudiarán en la parte II de la asignatura, dedicada al vuelo instrumental.

2.5. Imágenes de satélite

Finalmente, los satélites meteorológicos nos ofrecen imágenes periódicas del estado de la atmósfera que nos permiten, entre otras muchas cosas, detectar los sistemas nubosos y hacernos una idea del tipo de nubes de que se tratan, su extensión y, comparando imágenes sucesivas la dirección y velocidad de su desplazamiento. Elementos como los sistemas frontales, las células convectivas o las capas de niebla o de nubes muy bajas también pueden distinguirse con claridad.

Las dos tipos de imágenes más útiles para la navegación aérea son las imágenes del espectro visible y las de infrarrojos.

Las imágenes del visible (VIS) no son más que una fotografía con luz natural tal y como podría tomarse desde la posición del satélite. Las masas de agua o de tierra aparecen con distintos tonos de gris oscuro, mientras que las nubes aparecerán tanto más blancas cuando más espesas sean. Además, debemos tener en cuenta que las extensiones cubiertas de nieve también aparecerán de un blanco intenso. Finalmente, como es obvio, las imágenes del visible para una determinada zona sólo están disponibles desde el orto hasta el ocaso, apareciendo en esas primeras o últimas imágenes un corte oblicuo brusco entre la zona iluminada y la no iluminada por el Sol, que se llama terminador.

Las imágenes infrarrojas son en realidad una imagen de temperatura, correspondiendo los tonos más claros a temperaturas más bajas y los más oscuros a temperaturas más altas. Debe tenerse en cuenta que esta temperatura corresponderá a la del tope de las nubes y que, en caso de existir varias capas nubosas, será la de la capa más alta que haya sobre un punto.

Comparando ambas imágenes es como obtenemos una mejor información del tipo de nubes que hay sobre una determinada zona. Aunque la interpretación rigurosa de las imágenes de satélite debe incluir el uso de otros canales, como el correspondiente al vapor de agua y el conocimiento del estado del terreno o de los vientos dominantes, podemos ofrecer una guía básica basada en los criterios ya apuntados: canal visible intenso indica más espesor y canal infrarrojo intenso indica baja temperatura:

	VIS – Oscuro	VIS – Brillante
IR – Oscuro	Sin nubes	Nubes bajas de cierto espesor: estratos, estratocúmulos, nieblas, dependiendo de la relación de intensidades entre uno y otro canal.
IR – Brillante	Nubes altas (cirros, cirrostratos) o medias (altostratos o altocúmulos no muy gruesos), dependiendo de la relación de intensidades entre uno y otro canal.	Nubes convectivas de gran espesor y altitud del tope nuboso: torrecúmulos, cumulonimbos

Las imágenes de las nubes de más espesor permiten apreciar su volumen, sobre todo a primeras y últimas horas del día, al proyectar sombras sobre la capa nubosa situada bajo ellas. Esto es una gran ayuda para identificar la presencia de nubes convectivas. También es sencillo identificar los núcleos y brazos en espiral de los centros de bajas presiones.

En las imágenes mostradas a continuación, correspondientes a primera hora de la mañana, se puede identificar en primer lugar el terminador, correspondiente a la línea del amanecer, que deja en total oscuridad el fragmento triangular situado abajo a la izquierda en la imagen visible, mientras que sí que se dispone de imagen para esta zona en el canal infrarrojo.

Imagen visible

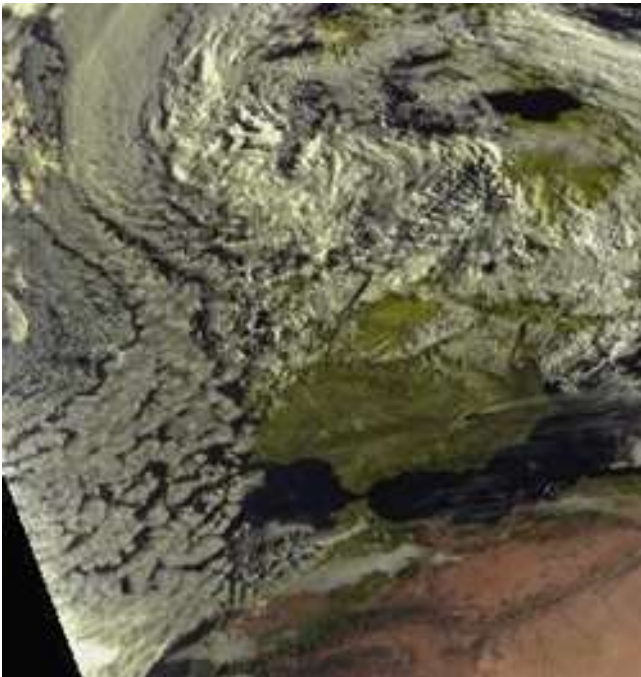
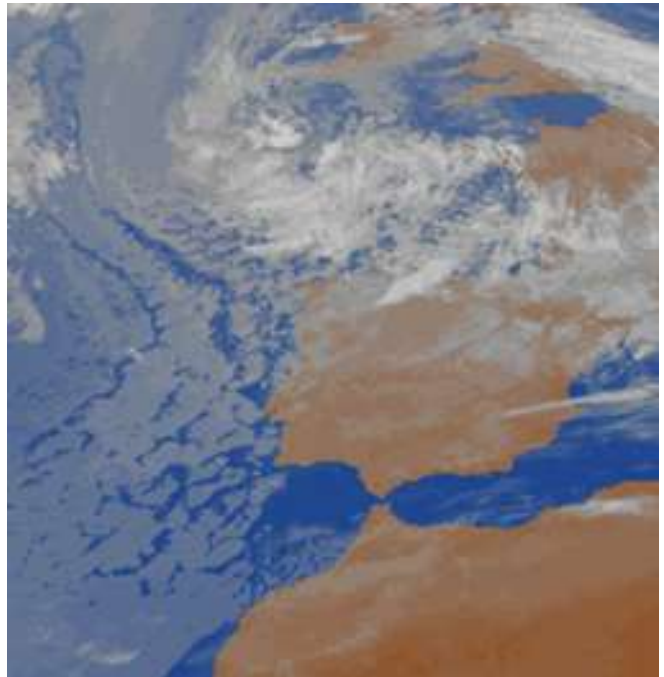


Imagen infrarroja



En la zona entre Galicia y el Sur de Irlanda, encontramos un núcleo de bajas presiones con nubes de gran desarrollo vertical que al amanecer arrojan sombras hacia el Oeste. Nótese que estas nubes gruesas y con topes elevados dejan una señal intensa en ambos canales.

Sobre el Atlántico, frente a Portugal y la costa Oeste de Marruecos, hay una extensa capa nubosa que se ve con claridad, aunque sin brillo, en el visible, pero que deja poco contraste en el canal infrarrojo. Se trata de nubes de cierto espesor, más frías que el océano, pero no excesivamente altas. Nubes fraccionarias bajas o medias-bajas.

En Gales y el Sureste de Gran Bretaña en general, hay una capa nubosa muy baja que cubre totalmente el suelo en el visible, pero que es prácticamente invisible en el canal infrarrojo.

Finalmente, entre Baleares y la costa levantina aparece una franja nubosa muy destacada en el canal infrarrojo, pero mucho más tenue en el visible. Corresponde a una línea de nubes medias y altas relativamente densas.

Preguntas de autoevaluación tema 2.

2.1. In a METAR, the cloud cover is FEW015 SCT030 BKN060. The cloud ceiling:

- a) Is at 3000 feet above the ground.
- b) Is at 6000 feet above the ground.
- c) Is at 6000 feet above sea level.
- d) Is at 3000 feet above sea level.

2.2. What is the present weather situation in this morning's real METAR?

METAR LEBG 010600Z 36005KT 330V030 9999 -SN -FZRA OVC043 M03/M05 Q1017=

- a) Hail and freezing rain.
- b) Snow and sleet precipitation.
- c) Hail and sleet.
- d) Precipitation of snow and freezing rain.

2.3. What is the cloud ceiling in this METAR?

METAR LPPT 010800Z 03004KT 9999 SCT044 06/M01 Q1021:

- a) No cloud ceiling.
- b) 4400 feet.
- c) 4400 meters.
- d) 440 feet.

2.4. What is the visibility reported in this METAR?

METAR LEAS 010830Z 24008KT 4800 RA SCT019 BKN024 03/02 Q1020=

- a) Minimum visibility of 4800 feet.
- b) Predominant visibility of 4800 meters.
- c) Predominant visibility of 4800 feet.
- d) Minimum visibility of 4800 meters.

2.5. What is the visibility reported in this METAR?

METAR LEAS 010830Z 24008KT 4800 2000SE RA SCT019 BKN024 03/02 Q1020=

- a) Predominant visibility of 4800 meters with intervals of 2000 due to severe rain.
- b) Predominant visibility of 2000 meters.
- c) Minimum visibility of 2000 feet toward South East.
- d) Minimum visibility of 4800 feet.

2.6. Consider this TAF. What is the forecasted visibility for 22Z?

TAF LECO 010800Z 0109/0209 VRB05KT 9999 FEW030 SCT040

TX10/0113Z TN00/0203Z

PROB40 TEMPO 0112/0118 03010KT

PROB30 TEMPO 0109/0116 3000 SHRA BKN010 SCT030TCU

PROB30 TEMPO 0121/0209 3000 BCFG=

- a) More than 10Km.
- b) Between 3.000 and 10.000 meters.
- c) More than 10Km. with intervals of 3 Km. due to fog banks.
- d) 3.000 meters due to fog banks.

2.7. Consider this TAF. What is the forecasted wind for 12Z?

TAF LECO 280200Z 2803/0103 VRB03KT 9999 FEW040

TX10/2813Z TNM00/2806Z

BECMG 2809/2811 04012KT

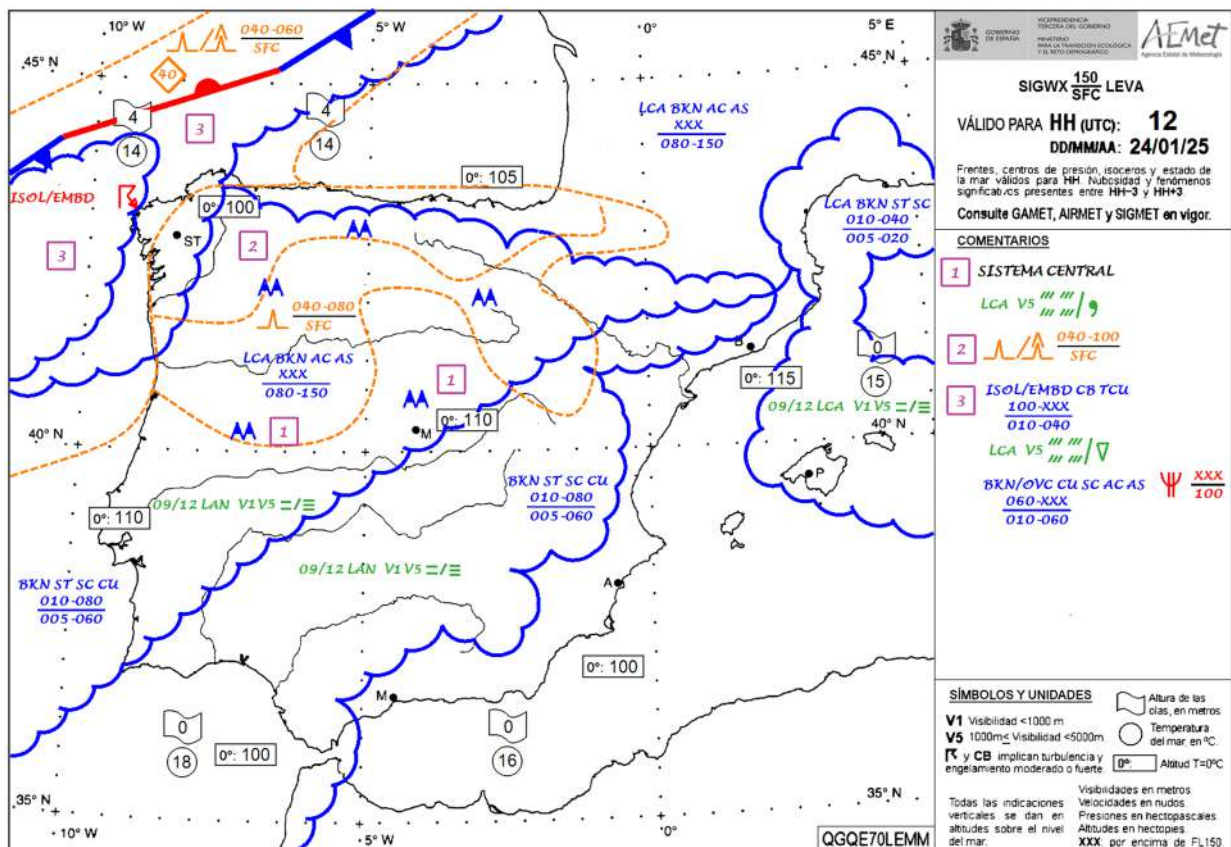
PROB40 TEMPO 2811/2820 05015G25KT

BECMG 2818/2822 VRB02KT=

- Variable 3 knots.
- From Northeast 15 knots with gusts of 25 knots.
- Variable 3 knots with intervals of Northeast 15 knots and gusts of 25 knots.
- From Northeast, 12 knots with intervals of 15 knots and gusts of 25 knots.

2.8. What phenomena are indicated on the following significant map for the 12Z of January 24?

- Turbulence from surface level over Duero River and rain showers over sea West of Galicia.
- Isocerus at FL140 and storms North of Galicia.
- Light turbulence over Duero River and mountains peaks hidden by clouds in the Northern half of the peninsula.
- Visibility reduction due to mist and fog over Baleares and Valencia.



© AEMET. Autorizado el uso de la información y su reproducción citando a AEMET como autora de la misma

QGG70LEMM0000

20250124

2.9. What statement is wrong about the precedent significant map?

- We could find severe turbulence at Cantabria and Asturias.
- There is a risk of visibility reduction due to mist on the coast of Granada and Almeria.
- We can find rain drizzle at the mountains between Madrid and Valladolid.
- The cloud base over Lisbon will be between 500 and 6000 feet above the sea.

2.10. How are fogs detected in satellite images?

- a) It cannot be detected.
- b) Bright white signal in IR channel and light white signal in the visible channel.
- c) No signal in the IR channel and a weak white signal in the visible channel.
- d) No signal in the visible channel and a weak white signal in the IR channel.

2.11. How are cumulonimbus and storms detected in satellite images?

- a) Bright and white signal in both channels.
- b) Weak white signal in IR channel and light white signal in the visible channel.
- c) No signal in the IR channel and a bright white signal in the visible channel.
- d) No signal in the visible channel and a bright white signal in the IR channel.

2.12. What is the best source of weather information to prepare a flight for today at 15Z?

- a) The GFS model forecast for 15Z, calculated at 12Z.
- b) The ECMWF model map of the 12Z pass for 15Z.
- c) Available TAF and significant maps issued at 07Z.
- d) Check several portals and models for the most up-to-date information.

3. La atmósfera. Estructura y composición.

3.1. Estructura de la atmósfera.

La atmósfera es la capa gaseosa que envuelve la Tierra desde la superficie hasta el límite superior de la exosfera, en la cual la densidad de los gases que la componen es tan baja que se confunden con la composición del espacio interplanetario. Un esquema básico de la atmósfera distingue una serie de capas, caracterizadas por el signo de su gradiente térmico con la altitud. En la parte superior de cada capa se encuentra una franja de transición o “pausa” en la que la temperatura se mantiene relativamente estable.

En primer lugar desde la superficie, tendremos la troposfera. Dentro de la troposfera tenemos, en condiciones normales, un gradiente térmico negativo, por lo que la temperatura decrece con la altitud. La troposfera se extiende hasta la tropopausa, situada a una altura variable desde los 6 Km. a los 14 Km. de altitud, como detallaremos más adelante.

A continuación, por encima de la tropopausa encontramos la estratosfera, en cuyo interior la temperatura aumenta con la altitud a consecuencia de la absorción de radiación solar. La estratosfera se extiende desde aproximadamente 20 Km. de altitud hasta 50 Km de altitud, donde se encuentra la estratopausa.

El concepto de gradiente.

Llamamos gradiente a la “razón entre la variación del valor de una magnitud en dos puntos próximos y la distancia que los separa.” (R.A.E.)

Es una magnitud física que expresa con qué intensidad o “ritmo” varía una determinada propiedad de un medio conforme nos desplazamos por ese medio.

Así, si una barra de hierro tiene un gradiente térmico horizontal de $+3^{\circ}\text{C}/\text{cm}$., su temperatura sube 3°C cada centímetro que nos aproximemos hacia el extremo más caliente.



La siguiente capa es la mesosfera, de nuevo con un gradiente térmico negativo, y que se extiende hasta los 80 Km., donde se encuentra la mesopausa. En la mesosfera se pueden formar unas raras nubes llamadas altocúmulos luminiscentes, que reflejan la luz del Sol ya bajo el horizonte en las primeras o últimas horas de la noche. También en la mesosfera es donde se desintegran los granos de polvo que entran en la atmósfera en forma de estrellas fugaces.

Por encima de la mesopausa encontramos la termosfera en la que, como su mismo nombre indica, la temperatura

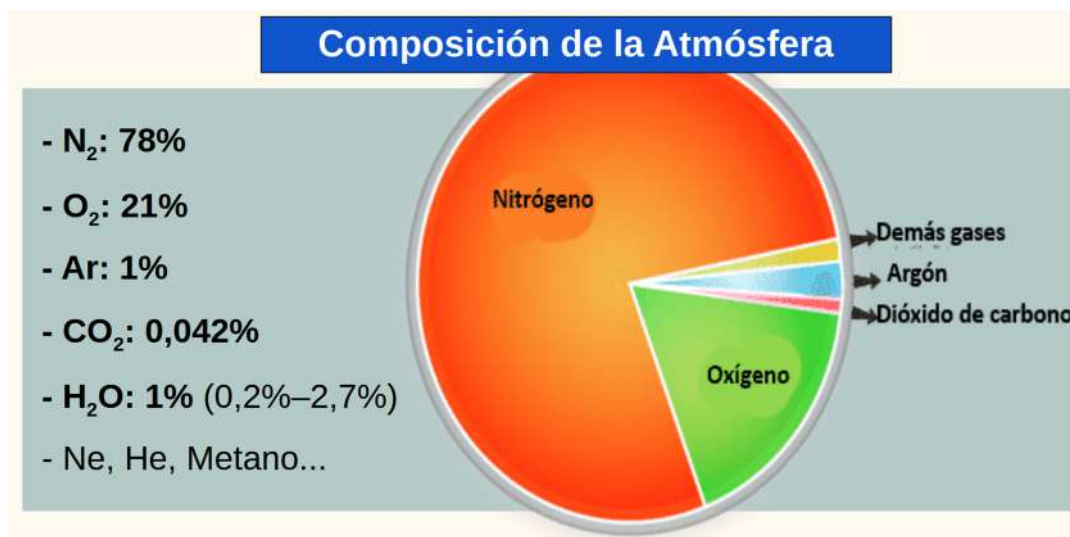
crece con la altitud hasta valores muy elevados de 1.000°C . En esta región, que se extiende hasta los 700 Km de altitud, hasta la mesopausa, las escasas moléculas de aire se encuentran muy ionizadas (separados los electrones de los núcleos) por absorción de la radiación solar. Como curiosidad, mencionamos que en el seno de la termosfera ocurren las auroras boreales, consecuencia de la interacción entre el campo magnético

terrestre y el viento solar. Así mismo, es en la termosfera donde tienen lugar muchas de las misiones espaciales, donde está la Estación Espacial Internacional y los satélites de órbita baja.

Finalmente la exosfera se extiende hasta confundirse el aire ya muy poco denso con el vacío interplanetario, aproximadamente a 190.000 Km. de altitud (la mitad de la distancia a la Luna).

3.2. Composición química de la atmósfera.

El principal componente del aire seco es el nitrógeno molecular (N_2) con un porcentaje de alrededor de un 78%, el oxígeno molecular (O_2) representa algo menos de un 21% y el argón un 1%, existiendo además débiles trazas de ozono, óxido nitroso o metano. Junto a estos componentes, existen otros dos gases cuyo porcentaje varía de forma notable con importantes efectos:

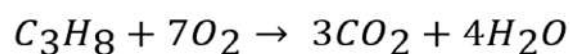


- a) El vapor de agua (H_2O). El agua en estado gaseoso presenta una concentración variable en la atmósfera que puede llegar excepcionalmente hasta un 4%. La presencia de vapor de agua es de gran importancia porque torna el aire inestable y, además, como es evidente, porque es clave en algunos de los fenómenos meteorológicos más significativos, como la formación de nubes y nieblas, la precipitación o el engelamiento.
- b) El dióxido de carbono (CO_2). El dióxido de carbono representa apenas un 0,042% de los gases de la atmósfera. Su composición se mide en partes por millón (PPM) y está en constante crecimiento debido (sobre todo) a las emisiones relacionadas con la utilización de combustibles fósiles.

3.3. El efecto invernadero y el cambio climático.

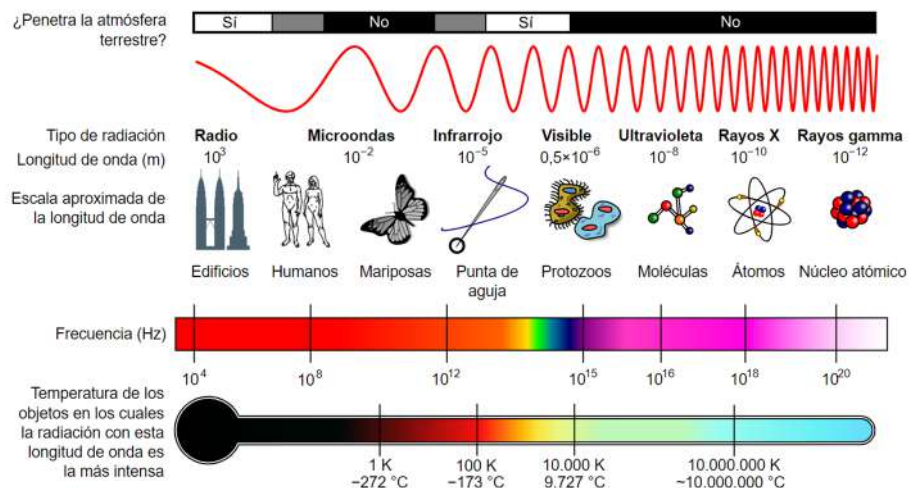
Toda combustión de un combustible fósil (carbón, derivado del petróleo, butano, gas natural, etc.) consiste en la oxidación de una molécula orgánica, compuesta esencialmente por átomos de carbono e hidrógeno. En esta reacción, el oxígeno de la atmósfera se combina con el carbono dando lugar a CO_2 y con el hidrógeno, dando lugar a vapor de agua (H_2O). Por tanto, quemando combustibles fósiles, liberamos a la atmósfera estas moléculas, antes atrapadas en el subsuelo.

COMBUSTIÓN DE PROPANO



Por otro lado, todo cuerpo emite calor en forma de radiación electromagnética. Esta radiación tendrá una longitud de onda tanto más corta, cuanto más alta sea la temperatura del cuerpo. El Sol, cuya superficie

está a 5.700°C, tiene su máximo en los colores de la luz visible, con una longitud de onda en torno a 500 nanómetros (nm.), mientras que nuestro cuerpo, a 37°C, emite en una longitud mucho más larga, de unos 9.300 nm. Esta radiación infrarroja es el tipo de radiación a la que son sensibles unas gafas térmicas de visión nocturna. Este tipo de escala de temperatura / longitud de onda / color es en la que están graduadas las bombillas de distintos tonos que encontramos en los comercios.



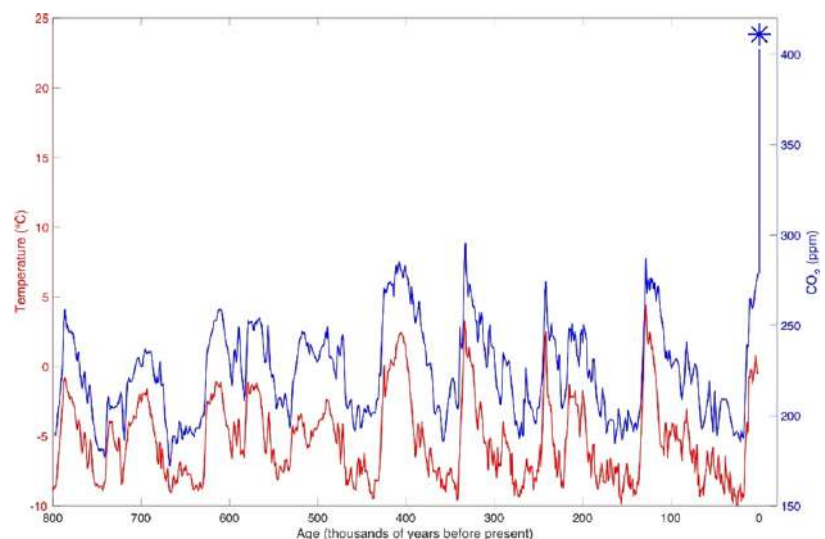
El aire es casi transparente a la longitud de onda de la luz visible. Por eso vemos a través de él, pero es menos transparente a la longitud de onda larga de la radiación infrarroja. Y no lo es porque algunos de sus componentes (el metano, el vapor de agua y el CO₂) la absorben. En consecuencia, cuanto más porcentaje haya de estas moléculas en el aire, menos transparente será la atmósfera a la radiación.



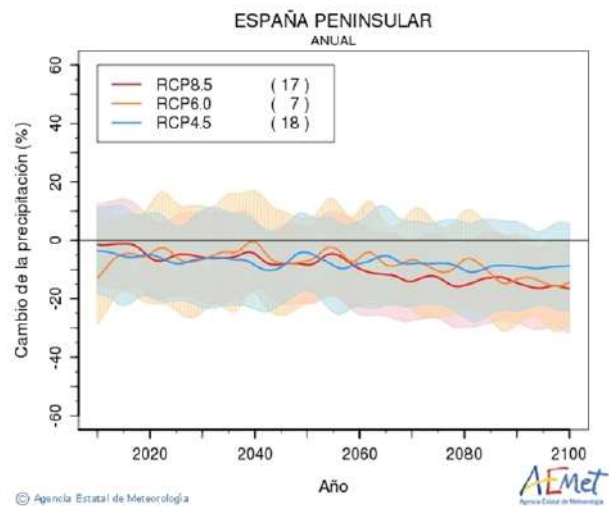
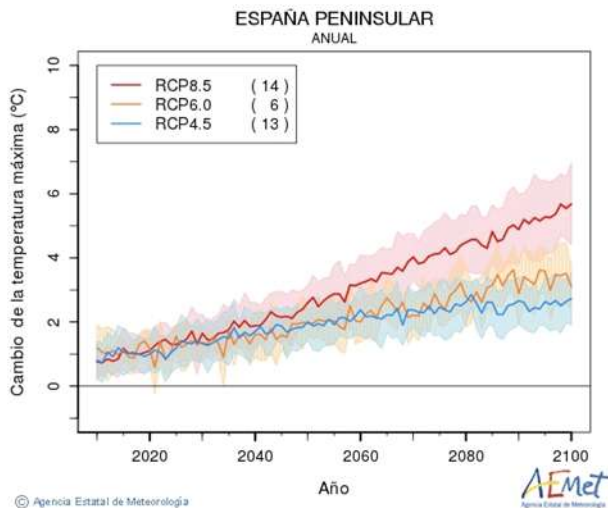
Lo que ocurre en el llamado “efecto invernadero” es que la radiación del Sol penetra libremente a través del aire, calienta el suelo hasta algunas decenas de grados y éste devuelve gran parte de ese calor en forma de la radiación infrarroja de onda larga que le corresponde dada su temperatura. Pero esta radiación ya no sale libremente de vuelta al espacio, sino que se queda en parte atrapada por las moléculas de gases de efecto invernadero (GHG: metano, vapor de agua y CO₂).

El efecto invernadero ha existido siempre y, de hecho, si no fuera por él, el Planeta Tierra estaría prácticamente congelado, a una temperatura de unos -18°C, en lugar de los históricos 15°C que han marcado el equilibrio durante los últimos 10.000 años. Sin embargo, la acumulación de GHG está volviendo más opaca a la radiación infrarroja la atmósfera año tras año, con lo que ésta es cada vez más eficaz atrapando calor en su seno, conllevando un aumento de la temperatura.

Tan sólo en los últimos 70 años la concentración de CO₂ ha pasado de 320 ppm a 420 ppm, a un ritmo, además, acelerado. Como puede observarse en el gráfico adjunto, existe evidencia científica de cómo la elevación del CO₂ en la atmósfera ha ido siempre acompañada de un incremento significativo en la temperatura media del Planeta. A la par, podemos ver que la emisión masiva de GHG desde los orígenes de la revolución industrial, hace unos 250 años ha provocado que

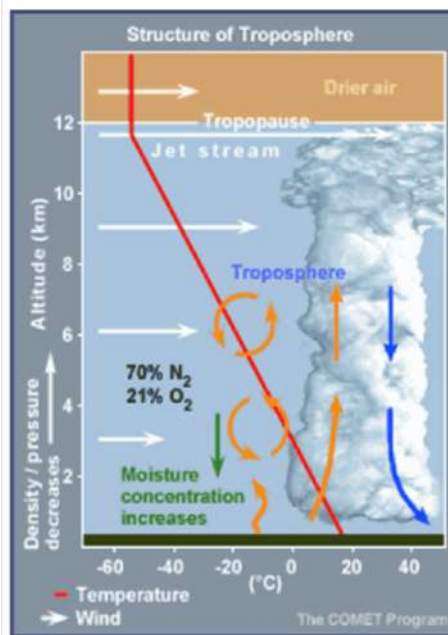


alcancemos una concentración de CO₂ sin precedentes en los últimos 800.000 años, poniendo en marcha el proceso de acumulación de calor que sólo hemos comenzado a experimentar y que, según las proyecciones del panel para el cambio climático supondrá varios grados de incremento de temperatura y una reducción de entre el 15% y el 20% de las precipitaciones en España.



3.4. La troposfera y la tropopausa.

Lo que caracteriza de la troposfera como primera capa de la atmósfera es su gradiente negativo de temperatura con la altitud. En condiciones normales, este gradiente es de $-6,5^{\circ}\text{C}$ por cada kilómetro, lo que equivale a -2°C cada 1.000 pies (un dato que debe conocerse para futuros razonamientos). La presión también varía con la altitud, siendo cada vez menor, al igual que la humedad. Por el contrario, la fuerza del viento aumenta progresivamente con la altitud, en condiciones normales. Dentro de la troposfera ocurren todos los fenómenos meteorológicos que estudiaremos.

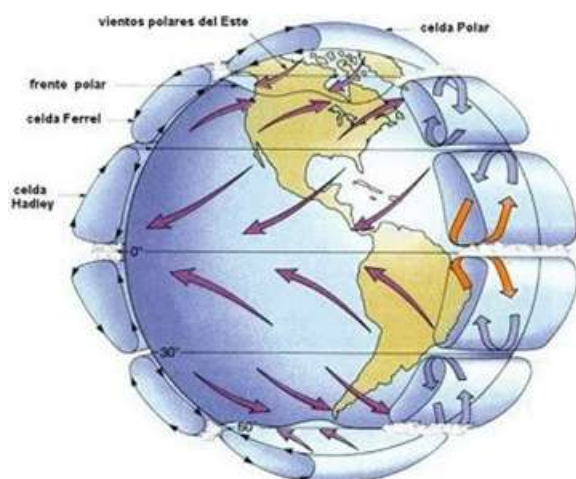


LA TROPOSFERA

- Primera capa de la atmósfera.
- En ella ocurren los fenómenos meteorológicos.
- A mayor altitud:
 - Menor temperatura.
 - Mayor viento.
 - Menor presión.
 - Menor Humedad.
- Termina en la Tropopausa.

El límite superior de la troposfera es la tropopausa, donde se estanca la temperatura y deja de descender con la altitud. En consecuencia, terminan las condiciones para la inestabilidad y se convierte también en el límite de las nubes convectivas. Por ese motivo es importante conocer algunos factores que condicionan la altitud de la tropopausa.

La atmósfera tiene un esquema de circulación general que veremos con más detalle en el tema dedicado al viento y que se compone de tres pares de células que simétricamente distribuyen el calor desde el Ecuador

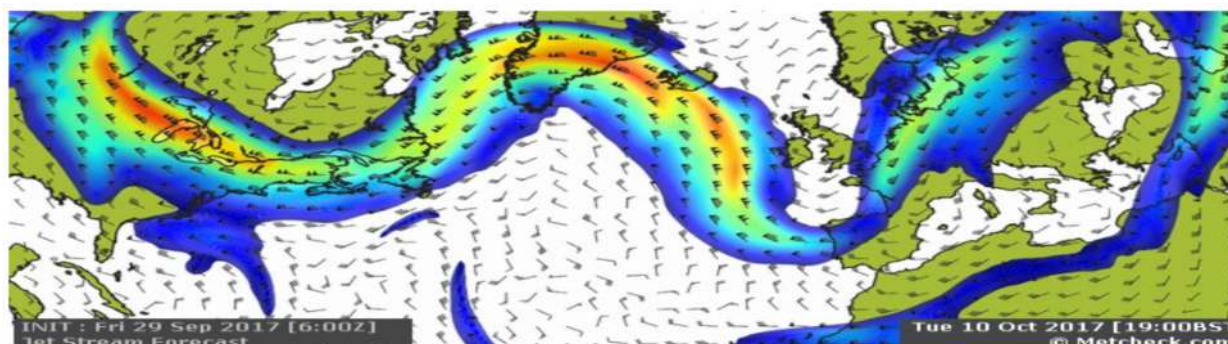


hacia las latitudes subtropicales (células de Hadley), desde las latitudes subtropicales hacia las latitudes medias (células de Ferrel) y finalmente hacia las zonas polares (células polares). El límite superior de estas células es la tropopausa

La altitud de la tropopausa depende de la latitud. Está más alta en el Ecuador, con altitudes típicas entre 16 a 18 Km., mientras que en las regiones polares está mucho más baja, entre los 6 y los 8 Km. sobre el nivel del mar. En latitudes medias su altitud oscila entre los 12 y los 14 Km. La altitud de la tropopausa depende también de la estación del año, estando más alta en verano que en invierno y de la presión atmosférica. Es más alta en los anticiclones y más baja en las borrascas.



A lo largo del planeta, en la banda que es el área de encuentro de las células entre sí, al nivel de la tropopausa, se forma un flujo de vientos intensos que recorren el Planeta de Oeste a Este. Son las corrientes en chorro o Jets. Los Jet Subtropicales se encuentran a una latitud media de 30° Norte y Sur, entre las células de Ferrel y Hadley. Los Jets Polares se encuentran a una latitud media de 60°, entre las células de Ferrel y las polares. Hablamos de latitudes medias porque, en realidad, las corrientes en chorro siguen complejos patrones de oscilación, ondulando hacia Norte y Sur como se ve en la ilustración. Cada “bolsa” de aire frío del Norte de las que se forman en el Jet Polar, se corresponde aproximadamente con un centro de bajas presiones, que se desplazará también de Oeste a Este originando los sistemas frontales que habitualmente atraviesan las latitudes medias.



Preguntas de autoevaluación tema 3.

3.1. The Tropopause:

- a) Uses to be the limit for convective phenomena.
- b) It is higher at the poles than at the Equator and higher in summer than in winter.
- c) It is lower at the poles than at the Equator and lower in summer than in winter.
- d) It marks the height of the turbulent flow boundary layer.

3.2. When we ascend in the interior of the troposphere under normal conditions, we will find:

- a) Lower temperature, lower pressure and lower wind.
- b) Higher temperature, lower pressure and lower wind.
- c) Lower temperature, higher pressure and lower wind.
- d) Lower temperature, lower pressure and higher wind.

3.3. CO₂ concentration into the atmosphere:

- a) It is closely correlated with global temperature.
- b) It has been growing every year for more than a century.
- c) It is qualitatively higher than that recorded in the last 800,000 years.
- d) All are correct.

3.4. Concentration of water vapor into the Troposphere ranges between:

- a) 2% and 10%.
- b) 0.2% and 0.8%.
- c) 0.2% and 3%
- d) 0% and 0,1%

3.5. The Polar Jet:

- a) It is a cold air current that descends from the pole to mid-latitudes.
- b) It flows in mid-high latitudes from west to east at the level of the Tropopause.
- c) It is a current that ascends towards the poles.
- d) It flows in mid-high latitudes from east to west at the level of the Tropopause.

3.6. What is a typical altitude for the Tropopause over Spain at winter?

- a) 4 Km.
- b) 8 Km.
- c) 12 Km.
- d) 18 Km.

3.7. The Stratosphere:

- a) It is the atmospheric layer that starts above the tropopause.
- b) It is a particularly stable state of the troposphere.
- c) It begins just below the tropopause.
- d) In it the temperature decreases with altitude.

4. La temperatura y la presión.

4.1. Concepto y escalas de temperatura.

La temperatura de un cuerpo es una medida de la energía interna media de las moléculas que lo forman. Cuanta más energía de vibración, rotación, oscilación o cinética tengan dichas moléculas, más alta será la temperatura, medida como energía transmitida y transformada en la dilatación del fluido de un termómetro tradicional, la movilidad de los electrones de un termopar o cualquier otra propiedad que se emplee en un sensor térmico.

Existen múltiples escalas para medir la temperatura. La escala absoluta o kelvin es la que se emplea en cálculos físicos y químicos. Su cero se corresponde con el cero absoluto de energía interna de un cuerpo y no existe en la naturaleza. El vacío del espacio se encuentra a 2,7°K, habiéndose alcanzado niveles muy próximos a cero absoluto (millonésimas de Kelvin) tan sólo en laboratorio.

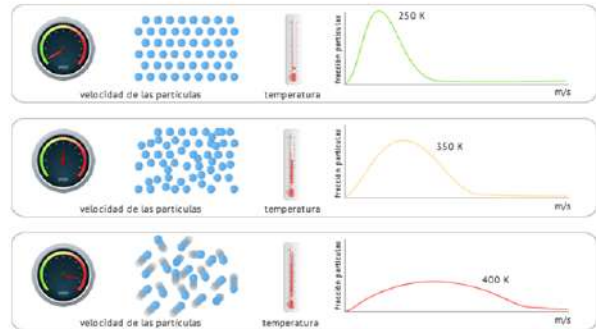
La escala centígrada es la habitual en Europa Continental y en la mayoría del mundo. Su cero se corresponde con el punto de fusión del agua y su 100 con el punto de ebullición. Los grados kelvin y centígrados miden similares incrementos de energía (son iguales) y en la escala centígrada, el cero absoluto (0° K.) se encuentra a -273,15 °C. Por tanto, la conversión entre grados kelvin y centígrados es tan sencilla como sumar esa cantidad a los grados centígrados para convertirlos en grados kelvin o al revés.

$$\text{Pasar } ^\circ\text{C a } ^\circ\text{K} \rightarrow 10\text{ } ^\circ\text{C} = (273,15 + 10)\text{ } ^\circ\text{K} = 283,15\text{ } ^\circ\text{K}$$

$$\text{Pasar } ^\circ\text{K a } ^\circ\text{C} \rightarrow 250\text{ } ^\circ\text{K} = (250 - 273,15)\text{ } ^\circ\text{K} = -23,15\text{ } ^\circ\text{K}$$








La escala fahrenheit la podemos encontrar con cierta frecuencia en los medios de comunicación del mundo anglosajón, muy especialmente en Estados Unidos y buena parte del Caribe. Debemos tener esto en cuenta si en alguna ocasión se consulta información no profesional aeronáutica en estas zonas o provenientes de servicios meteorológicos de tales países, como por ejemplo, el National Weather Service de EEUU. En la ilustración adjunta, elaborada para el público en general por el NWS, para el Sur de Florida y Cuba, se presentan tanto la temperatura del aire como la del punto de rocío en °F. En este caso, dado lo alto de los valores, es evidente que no son °C, pero podrían llegar a inducir a confusión si se tratara de valores en el rango de los 30° ó 40°.

El cero de la escala fahrenheit corresponde a los -32 °C y se estableció en la temperatura de una mezcla de hielo de agua y amoníaco que en su momento Lord Kelvin creyó que era el cuerpo más frío que podía existir. El punto de ebullición del agua (100 °C se corresponde con los 212 °F). Es importante saber que los °F son más “cortos” que los °C o los °K. Esto es,



un mismo intervalo de °C o °K equivaldrá a un intervalo mayor de °F (ver tabla adjunta de comparación y conversión entre escalas)

Debemos tener siempre presente que la escala Celsius o centígrada es la única aprobada por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) para facilitar información meteorológica profesional. Por tanto, en principio, cualquier parte, mapa o aviso meteorológico aeronáutico debería presentar siempre la información en grados centígrados, con independencia del país de origen o al que afecte la información.

Comparación y conversión entre escalas.			
	°F	°C	°K
	9937	5503	5776
	450	232	505
	212	100	373
	120	49	322
	104	40	313
	32	0	273
	-459	-273	0

De Fahrenheit a Celsius

$$C = \frac{5(F - 32)}{9}$$

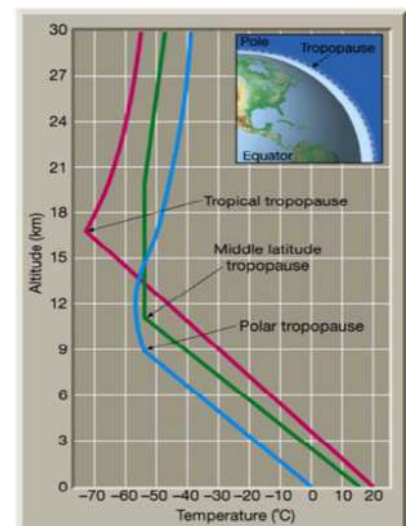
De Celsius a Kelvin

$$K = C + 273.15$$

4.2. El gradiente térmico de la troposfera.

La troposfera presenta un gradiente térmico medio de -6,5 °C por kilómetro de altitud, o lo que es lo mismo -2 °C cada 1.000 pies. Con gradiente medio nos referimos a que son las condiciones de la atmósfera “standard” así definida por la OMM como referente del estado normal de la atmósfera, con ese valor del gradiente exacto y constante en toda la extensión de la troposfera. Es importante saber que estas condiciones tan de manual no las encontraremos jamás y que, en realidad, las condiciones de variación de la temperatura con la altitud (gradiente térmico) serán otras.

Al alcanzar la tropopausa, cesa el descenso de temperatura con la altitud, permaneciendo la temperatura estable o incluso comenzando a aumentar ligeramente. Dado que la temperatura irá bajando al ascender en tanto en cuanto no se alcance la tropopausa y dado también que la altitud a la que ésta se encuentra es mucho mayor en el Ecuador que en los polos, sucede que la temperatura de la tropopausa puede llegar a ser más baja sobre el Ecuador que sobre las regiones polares, pese a ser la temperatura superficial mucho mayor en el Ecuador.



4.3. Gases ideales. Efecto de la temperatura sobre la densidad del aire.

En lo sucesivo, aplicaremos una simplificación de gran importancia, consistente en tomar los gases que componen la atmósfera como gases ideales, esto es, considerar que su comportamiento físico sigue el modelo más simple posible.

Imaginemos una burbuja de gas aislada, como el aire contenido en una pompa de jabón. La fórmula básica de los gases ideales, que explica el comportamiento de esa burbuja de gas es la siguiente:

$$P \times V = n \times R \times T$$

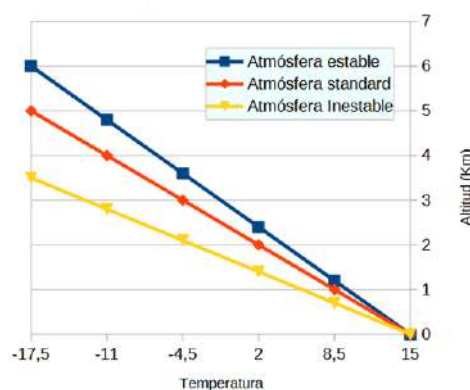
Donde P es la presión, V el volumen de la burbuja, n una medida de la masa del gas contenido en la burbuja, expresada en una unidad llamada moles que no es necesario explicar para este curso, R la constante universal de los gases ideales y T la temperatura.

Como la densidad (ρ) se define como la cantidad de materia (masa) por unidad de volumen, podemos despejar en nuestra fórmula de los gases ideales la densidad, quedando:

$$\rho = \frac{n}{V} = \frac{P}{R \times T}$$

Podemos ver que la temperatura está en el denominador. Por consiguiente (y en ausencia de otros factores), cuanto más alta sea la temperatura, la densidad del aire será menor, tendremos menos peso por unidad de volumen. El hecho de que el aire sea menos denso al aumentar su temperatura, tiene dos consecuencias importantes para nosotros:

- Con aire más caliente y, por tanto, menos denso, perderemos sustentación. La fuerza de empuje del aire sobre las palas es menor. Necesitaremos más potencia para despegar, la carga máxima tolerada por el helicóptero será menor y la altitud máxima de vuelo será también menor.
- El aire más caliente y menos denso tenderá a ascender, flotando sobre el aire que lo rodea igual que una madera menos densa que el agua flota sobre ésta. Éste es el principio que emplean los globos aerostáticos para volar, al calentar el aire de su interior. Pero, además, este efecto será mayor cuanto mayor será la diferencia de temperatura con el aire que rodea a nuestra burbuja de aire caliente. En consecuencia, los gradientes térmicos muy intensos (bajada rápida de la temperatura de la atmósfera con la altitud) significan atmósferas inestables, en las que el aire caliente sube con intensidad, mientras que gradientes térmicos muy bajos (bajada lenta de la temperatura con la altitud) implican atmósferas estables, en las que el aire caliente sube con más dificultad.



4.4. Las inversiones térmicas.

Llamamos inversión térmica a la situación en la que a cierta altitud, la temperatura es mayor que la temperatura de la superficie o a la de niveles más bajos. Es decir, que se ha invertido el gradiente térmico y, en algún tramo, es positivo, aumentando la temperatura con la altitud. Esta situación es contraria a la explicada anteriormente como normal o propia de la atmósfera estándar.

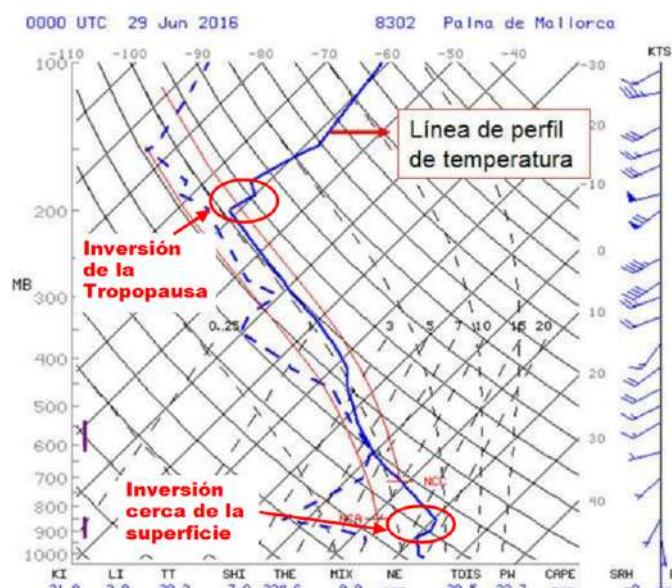


La formación de una inversión puede deberse a un intenso enfriamiento por radiación durante la noche de las capas más cercanas al suelo, en la entrada de aire frío a niveles muy bajos, como ocurre en las brisas marinas o en el descenso generalizado de una gran masa de aire, como ocurre con los anticiclones extensos, entre otras. Estas situaciones y los efectos que llevan aparejadas las desarrollaremos más adelante, siendo lo más importante, recordar que pueden estar asociadas a turbulencia por cambios súbitos de la dirección y/o fuerza del viento (cizalladura).

Llamamos capa de inversión térmica a esa franja de la atmósfera en la que el gradiente está invertido. Si antes hemos dicho que cuanto menor gradiente térmico, mayor estabilidad de la atmósfera, no cabe imaginar una condición de mayor estabilidad que una inversión térmica, en la que el gradiente no sólo no es intenso, sino que se torna positivo. En estas condiciones, una burbuja de aire que intente ascender, llega a quedarse bloqueada en el nivel de inversión, ya que por encima de ese nivel el aire es cada vez más caliente y, por tanto menos denso. Una columna de humo, una masa de aire contaminada o una capa de niebla,



difícilmente podrán ascender y disolverse mientras la inversión persista, por lo que son condiciones que también favorecen una baja visibilidad.



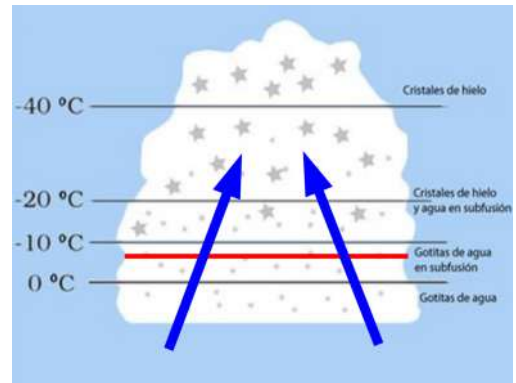
El gráfico adjunto, correspondiente a un sondeo real sobre Palma de Mallorca, recoge la presencia de una capa de inversión a niveles bajos, en la zona en la que podemos ver claramente que la línea azul continua, correspondiente a la temperatura, se curva, presentando un incremento de la temperatura con la altitud. Podemos observar también la inversión a la altitud de la tropopausa, que en este caso se convierte en un aumento continuado de la temperatura con la altitud al penetrar en la estratosfera.

Así mismo, podemos ver cómo justo por debajo de la tropopausa, aparece, a la derecha, una fortísima corriente de viento de hasta 70 nudos, limitada a la altitud de 200 mb. (Ya veremos más adelante la relación entre presión y altitud). Esta franja de viento intenso posiblemente indica la cercanía de la corriente en chorro (jet) que, como explicamos en el tema anterior, se ubica justo a la altura de la tropopausa.

4.5. El engelamiento: concepto y condiciones de formación.

Uno de los riesgos por fenómenos meteorológicos adversos que podemos encontrar durante el vuelo es el engelamiento. Este fenómeno consiste en la acumulación de hielo sobre la aeronave al atravesar una nube formada por gotas de agua en estado de subfusión.

La subfusión o sobreenfriamiento de un líquido y en particular del agua es un estado inestable pero no excesivamente extraordinario en el que dicho líquido está a una temperatura por debajo de su punto de fusión (o de congelación) y, sin embargo, permanece en estado líquido. La causa de este fenómeno es la ausencia de un cristal de hielo o semilla para que el cristal de hielo crezca en torno a ella. Basta el impacto de un sólido, como es cualquier elemento de la aeronave, para que el proceso de congelación se inicie de forma súbita, adhiriéndose el agua congelada a dicho sólido.



Por tanto, para que haya engelamiento, se requiere en primer lugar que haya temperaturas bajo cero, por lo que deberemos estar volando por encima del denominado nivel del isocero, que es la altitud a la que se alcanza dicha temperatura. En segundo lugar, es necesaria la presencia de gotas de agua (debemos estar dentro de una nube) y en tercer lugar que estas gotas de nube se hayan formado a temperaturas positivas, pero después hayan sido elevadas hasta una altitud de temperaturas negativas (por una nube, por lo general de tipo convectivo o afectada por ascenso orográfico). En consecuencia, la situación típica de engelamiento tiene lugar dentro de nubes convectivas, por encima del nivel del isocero y con un espesor significativo de nube por debajo del nivel del isocero.

Si la base de la nube está por encima del isocero, no hay condiciones de engelamiento, porque el vapor de agua cristaliza directamente en forma de agujas de hielo y ya no hay presencia de agua subfundida que pueda dar origen al engelamiento.

Tampoco se produce engelamiento a altitudes mucho más altas que el isocero, con temperaturas ya muy lejanas del 0 (-20°C por ejemplo), porque a esas temperaturas ya toda el agua subfundida ha terminado por congelarse en forma de gotas de hielo sólido, que podrán dar lugar a granizo más o menos fino, que tampoco se adhiere a la aeronave.

En el curso instrumental se verán con mucho más detalle las condiciones de engelamiento, sus tipologías y cómo afectan al vuelo en helicóptero.

4.6. Otras variaciones de la temperatura.

Hasta ahora hemos hablado de las variaciones de la temperatura con la altitud. Obviamente, la temperatura varía también con el momento del día, las estaciones y la situación meteorológica, así como con la posición en la que nos encontremos. No sólo a gran escala sobre el planeta, sino también dependiendo del terreno sobre el que se encuentre una aeronave volando a baja altura.

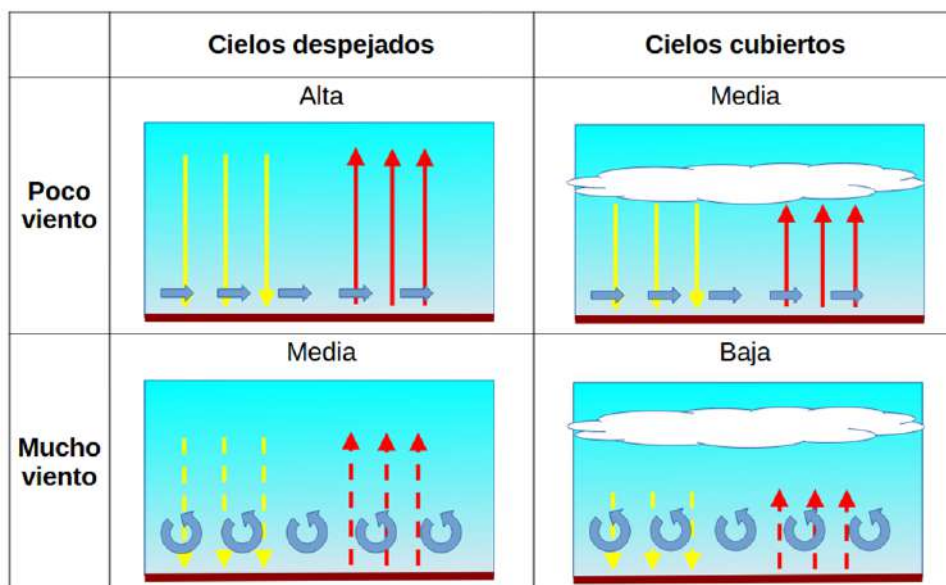
Para comprender algunos de estos fenómenos, debemos recordar los mecanismos de transmisión del calor que existen, todos los cuales tienen su lugar e importancia en la meteorología:

- Transmisión por conducción, tiene lugar cuando la energía interna de las moléculas se transmite directamente de unas a otras, tal y como ocurre cuando se calienta progresivamente una barra de metal con un extremo expuesto al fuego o se calienta una mesa al poner un recipiente caliente sobre ella. En la atmósfera esto ocurre, por ejemplo, cuando el suelo calentado por el sol transmite su calor a la capa de aire más inmediata.
- Transmisión por radiación. Ya vimos en el apartado 3.3. que todo cuerpo emite energía térmica en forma de radiación electromagnética y cómo el aire es capaz de absorber en cierta medida esta calor, tanto más cuanto más CO₂ y vapor de agua contenga.
- Transmisión por mezcla turbulenta. Tiene lugar cuando se produce una mezcla por agitación de un fluido, lo que hace que sus sectores más cálidos se mezclen y cedan calor a las partes más frías. Sería el equivalente a remover un vaso en el que hemos mezclado agua caliente o fría. En la atmósfera ocurre en días de viento, que favorecen la mezcla de las capas de aire de distintas alturas y temperaturas.
- Transmisión por convección. Consiste en la formación de una circulación de corrientes ascendentes de aire cálido (menos denso, como vimos en el apartado 4.3.) y descendentes de aire fresco (más denso), generando una transmisión de calor por mezcla.
- Transmisión por advección. Tiene lugar cuando se produce el desplazamiento de una porción de tamaño significativo de aire sobre una superficie de distinta temperatura con el consiguiente intercambio de calor. Esto ocurre, por ejemplo, en las costas, cuando una masa de aire frío se desplaza sobre el mar más cálido.

A lo largo del día, la temperatura mínima tendrá lugar, normalmente, al amanecer, momento en el que el suelo lleva más tiempo perdiendo calor por radiación y absorbiendo calor de la capa de aire más próxima a él por conducción. Esta capa de aire, por tanto, se va enfriando hasta que el suelo vuelve a calentarse, tras el amanecer, al volver a absorber radiación solar.

Por el contrario, la temperatura máxima se produce unas horas después del mediodía verdadero, cuando la radiación solar incidente no alcanza ya a compensar la emisión del calor correspondiente a la temperatura ya alcanzada por el suelo tras acumular calor durante todo el día.

Oscilación térmica.



En los días muy nubosos, la temperatura mínima tiende a moderarse en comparación con los despejados, ya que las nubes actúan como una capa protectora que frena parcialmente la pérdida de calor del suelo y, por tanto, de sus capas de aire más inmediatas. De la misma forma, la capa nubosa frena la cantidad de radiación solar incidente y provoca que las máximas sean más bajas. Por tanto, la oscilación térmica (diferencia entre la máxima y la mínima diaria) será menor con cielos cubiertos que con cielos despejados.

Otro factor que incide sobre la oscilación térmica es el viento. En días de viento flojo o en calma, apenas se produce mezcla de aire entre las capas más cercanas al suelo (en los primeros metros) y las que están por encima. Esto hace que se extremen los intercambios de calor entre esa capa más próxima al suelo y este último. Como consecuencia, las temperaturas mínimas son más bajas y las máximas más altas los días de poco viento, mientras que los días de viento significativo se atemperan ambos extremos. La oscilación térmica será, por tanto, menor los días de viento que los de viento escaso o nulo.

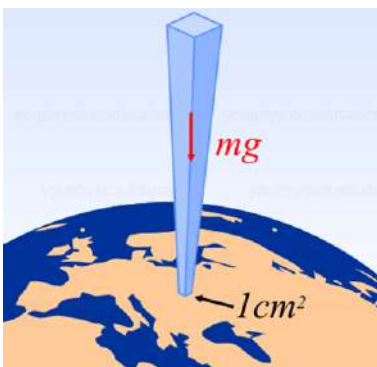
También el tipo de terreno sobre el que se sitúe la capa de aire influirá en la temperatura de este. Así, las masas de agua o de vegetación, tienden a moderar las temperaturas. El agua por su gran inercia térmica y por la liberación de calor producido en la evaporación y la vegetación por este último motivo, además de su menor absorción. Por el contrario, las superficies desnudas y especialmente las asfaltadas extreman tanto la absorción de calor como el enfriamiento por radiación. Este efecto denominado “isla de calor” que afecta mucho a los núcleos urbanos puede ser muy notorio en los días de verano, así como en los amaneceres en invierno, pudiendo llegar a darse grandes diferencias de temperatura entre la pista y las zonas con vegetación próximas a ella.



Otro efecto a considerar es de la inclinación de las laderas sobre las que incide el Sol. Hacia mediodía, si se trata de laderas orientadas al Sur (en el hemisferio Norte) estarán mucho más expuestas al Sol que si se trata de laderas orientadas al Norte, con lo que alcanzarán temperaturas mayores, al igual que las capas de aire que se sitúen sobre ellas. Algo similar ocurrirá con las laderas orientadas al Este en las mañanas y, especialmente, con las orientadas al Oeste durante las tardes.

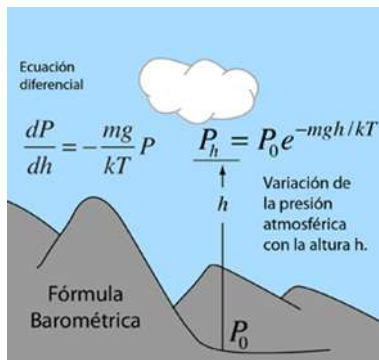
Finalmente, la presencia de brisas también alterará la temperatura, por lo general suavizándolas, ya sea en el caso de las brisas marinas o en el caso de las brisas de valle y de montaña, que estudiaremos más adelante.

4.7. La presión atmosférica, concepto, propiedades y medida.



La presión de cualquier fluido no es otra cosa que la fuerza que ejerce sobre una superficie el peso de la columna de dicho fluido que se encuentra sobre ella. La presión atmosférica a una determinada altitud será por tanto el peso de toda la columna de aire que hay desde dicha altitud hasta el límite de la atmósfera.

En la superficie, la presión atmosférica media es de 10.336 Kg por metro cuadrado, o lo que es lo mismo, 1.03 Kg por centímetro cuadrado. Sin embargo, este es un valor medio y variará con la temperatura, la humedad, el ciclo diurno y, sobre todo, con el paso de sistemas de alta y baja presión (anticlones y borrascas).



Lógicamente, la presión descende con la altitud, ya que, al ascender, esa columna de aire es cada vez menor. Pero además, la densidad del aire que la forma es también cada vez menor. El resultado final es una disminución de la presión con la altitud que sigue una sencilla regla exponencial, en la que, a una temperatura dada, la presión tan sólo depende de la altitud h y de la presión en la superficie $P(0)$:

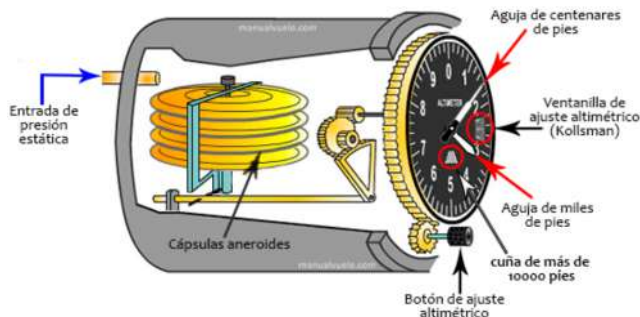
$$P(h) = P(0) \times e^{-mgh/KT}$$

De manera aproximada, el decaimiento de la presión con la altitud lo podemos estimar con una regla práctica: la presión se reduce a la mitad cada 5 Km. de incremento de la altitud, de modo que, si en la superficie la presión es de (aproximadamente) 1000 mb., a 5 Km. de altitud será de 500 mb., a 10 Km. de altitud será de 250 mb. y a 15 Km. de altitud de 125 mb. aproximadamente.

El aparato empleado históricamente para medir la presión atmosférica ha sido el barómetro de mercurio (a), consistente en un tubo de vidrio al vacío por el que se eleva una columna de mercurio de aproximadamente 760 milímetros de altura, cuyo peso compensa la fuerza de todo el peso del aire que ejerce la atmósfera sobre el depósito abierto situado en la parte interior de la columna. Este aparato era muy complejo y frágil para llevarlo en un barco, por lo que se desarrollaron los barómetros de cápsulas aneroides, consistentes en uno o más recipientes metálicos planos con un cierto grado de vacío en su interior, cuyas caras se juntan o separan levemente al subir o bajar la presión atmosférica. Si se unen varias de estas cápsulas a un brazo articulado y un tambor con reloj de registro, tendremos un barógrafo (b). Si simplemente les unimos una aguja y una esfera graduada tendremos un barómetro náutico (c). Finalmente, si, en vez de unidades de presión traducimos esa presión a la altitud que le corresponde en las condiciones normales de la atmósfera, tendremos un altímetro para aviación (d).



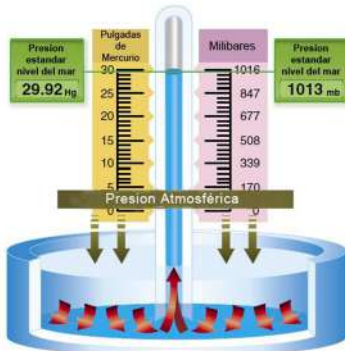
Es fundamental, por tanto, que tengamos siempre presente que un altímetro no es otra cosa que un barómetro. Que no nos informa directamente de la distancia de la aeronave al suelo. Lo que nos dice un altímetro es la altitud o la altura a la que estaríamos:



1. Según la referencia de presión que le hayamos marcado de 0 de la escala (QNH para altitud ó QFE para altura) y ésta podrá variar con el tiempo y el lugar.
2. Suponiendo que la variación de presión con la altitud es la de la atmósfera estándar y ésta podrá variar con la temperatura, la humedad y las condiciones meteorológicas.

La unidad de medida de la presión en el sistema internacional de medidas es el Pascal, correspondiente a 1 Newton por metro cuadrado. Sin embargo, la presión atmosférica se expresa hasta en 4 unidades distintas que, junto al valor normal de una atmósfera son:

- Atmosferas: 1 atm.
- Milibares o Hectopascales: 1013 mb = 1013 Hpa
- Milímetros de mercurio: 760 mm Hg.
- Pulgadas: 29,92 "



Para transformar unas unidades en otras el método es tan sencillo como aplicar una simple regla de tres, sabiendo que todas comparten el 0 y los valores indicados para una atmósfera.

Por ejemplo, un QFE de 956 mb. corresponde a 28,24"

956 mb → 1013 mb

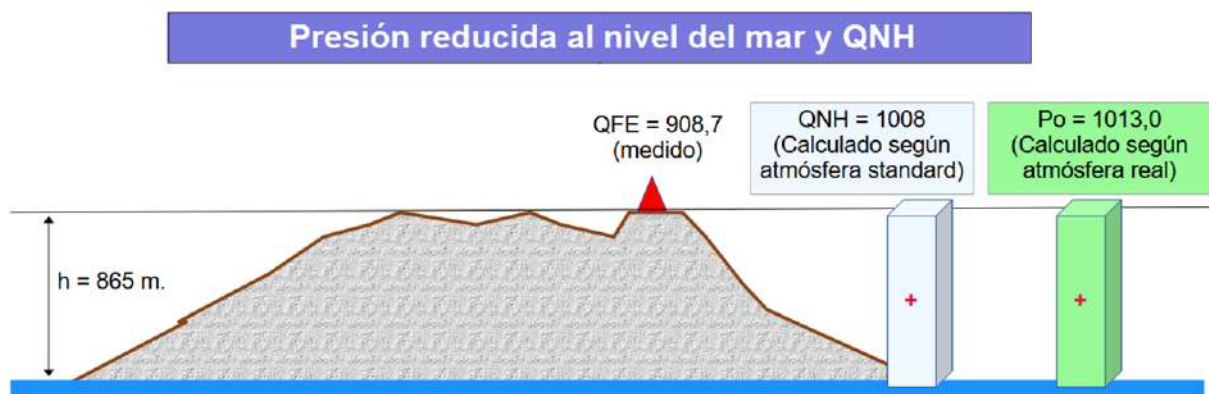
X" → 29,92

$X = 956 \times 29,95 / 1013 = 28,24"$

4.8. Isobaras. El análisis de superficie.

Las diferencias de presión son el principal factor que refleja el desplazamiento de masas de aire, la formación de frentes, la circulación del viento y, en definitiva la evolución de las condiciones meteorológicas. Por tanto, conocer las características de los sistemas de presión es la puerta para la interpretación de la evolución del tiempo.

Los mapas de isobaras representan las condiciones de presión al nivel del mar. Sobre ellos se trazan las líneas de isobaras, que son líneas que unen puntos de igual presión atmosférica reducida al nivel del mar, de forma que un valor de presión de 1008 mb. representado sobre el mapa sobre la ubicación de Burgos, no quiere decir que la presión real en Burgos sea ésta, ya que esta ciudad se encuentra a 865 metros sobre el nivel del mar y, lógicamente, la presión a esta altura es mucho menor. El valor de 1013 se obtiene sumando, a la presión real del aire medida sobre Burgos, el peso de la columna de aire que habría desde la altitud de dicha ciudad hasta el nivel del mar, considerando las condiciones reales de temperatura y humedad que hay en Burgos en el momento del cálculo.



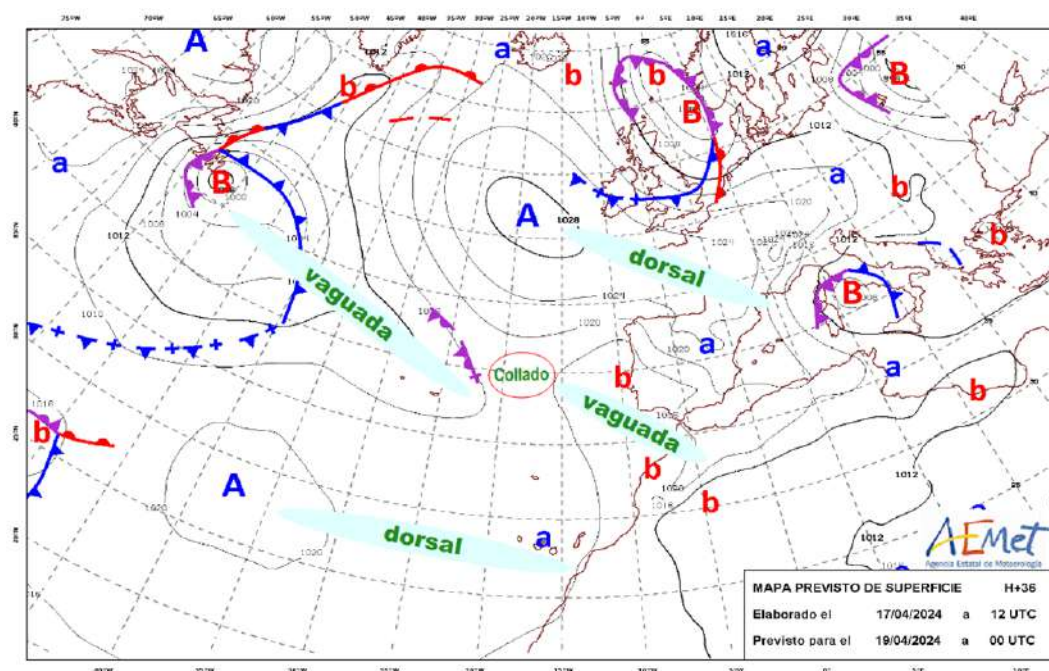
- La atmósfera estándar supone unas condiciones siempre iguales para el cálculo del QNH.
- La atmósfera real, en este ejemplo, tiene una temperatura de 0°C en Burgos para el cálculo de Po.

El cálculo del QNH, a diferencia de la presión reducida al nivel del mar, atribuye a la atmósfera unas condiciones siempre iguales, de 15°C de temperatura al nivel del mar, de un gradiente térmico de -6,5°C por kilómetro y de una humedad del 50%. Con estos valores se obtiene, de forma sencilla, un valor de presión a 0 metros de altitud que no se corresponde exactamente con la presión reducida al nivel del mar, ya que el peso de las columnas de aire será distinto en cada caso. El QNH se emplea con fines aeronáuticos como el valor de la presión a 0 metros de altitud sobre el nivel del mar en una zona determinada.

Los mapas de isobaras permiten identificar los principales elementos del sistema de presiones en superficie: núcleos de altas presiones, por encima del 1013 mb. (anticiones –A–) y cuñas de alta presión (dorsales), núcleos de bajas presiones por debajo de 1013 mb. (borrascas –B–) y vaguadas por las que se prolongan las bajas presiones, así como las zonas de inflexión donde se encuentran ejes de vaguada y dorsal (collados). Las letras minúsculas corresponden a centros de bajas o altas presiones relativas, dentro de un contexto de altas y bajas presiones, respectivamente.

Se puede hacer una analogía entre un mapa de isobaras y un mapa topográfico, en el que los centros de altas presiones serían picos y los de bajas presiones serían hondonadas, mientras que las vaguadas y dorsales equivaldrían a cuerdas montañosas y valles.

AEMET ofrece mapas de isobaras para las 00, 06, 12 y 18 horas Z, actualizándolos cada 6 horas. Su consulta nos permite localizar en un primer golpe de vista las zonas de estabilidad e inestabilidad, los sistemas frontales, así como las áreas de viento más o menos intenso y su dirección predominante.



4.9. Evolución de la Presión con la altitud.

**Al nivel del mar:
1000Ft. → 36mb.**

**A FL030:
1000Ft. → 33mb.**

Como ya hemos explicado, la presión decrece de forma exponencial con la altitud. Esto conlleva que, al ir elevándonos sobre la superficie, cada vez es necesario recorrer una mayor distancia vertical para experimentar una caída de presión similar. Como regla práctica para el vuelo instrumental, debemos recordar que, al nivel del mar (y en las condiciones de la atmósfera tipo o estándar), un incremento de altura de 1000 Ft. equivale a un descenso de presión de 36 mb., mientras que a nivel de vuelo 030 (FL030), el descenso de presión será tan sólo de 33 mb. por cada 1000 pies de ascenso. Para mayor detalle, adjuntamos una

tabla que expresa la variaciones esperables de presión y temperatura, así como sus variaciones con la altitud en la atmósfera estándar.

ALTITUDE (Feet)	TEMP. (°C)	PRESSURE			PRESSURE RATIO $\delta = P/P_0$	DENSITY $\sigma = \rho/\rho_0$	Speed of sound (kt)	ALTITUDE (meters)
		hPa	PSI	In.Hg				
40 000	- 56.5	188	2.72	5.54	0.1851	0.2462	573	12 192
39 000	- 56.5	197	2.58	5.81	0.1942	0.2583	573	11 887
38 000	- 56.5	206	2.99	6.10	0.2038	0.2710	573	11 582
37 000	- 56.5	217	3.14	6.40	0.2138	0.2844	573	11 278
36 000	- 56.3	227	3.30	6.71	0.2243	0.2981	573	10 973
35 000	- 54.3	238	3.46	7.04	0.2353	0.3099	576	10 668
34 000	- 52.4	250	3.63	7.38	0.2467	0.3220	579	10 363
33 000	- 50.4	262	3.80	7.74	0.2586	0.3345	581	10 058
32 000	- 48.4	274	3.98	8.11	0.2709	0.3473	584	9 754
31 000	- 46.4	287	4.17	8.49	0.2837	0.3605	586	9 449
30 000	- 44.4	301	4.36	8.89	0.2970	0.3741	589	9 144
29 000	- 42.5	315	4.57	9.30	0.3107	0.3881	591	8 839
28 000	- 40.5	329	4.78	9.73	0.3250	0.4025	594	8 534
27 000	- 38.5	344	4.99	10.17	0.3398	0.4173	597	8 230
26 000	- 36.5	360	5.22	10.63	0.3552	0.4325	599	7 925
25 000	- 34.5	376	5.45	11.10	0.3711	0.4481	602	7 620
24 000	- 32.5	393	5.70	11.60	0.3876	0.4642	604	7 315
23 000	- 30.6	410	5.95	12.11	0.4046	0.4806	607	7 010
22 000	- 28.6	428	6.21	12.64	0.4223	0.4976	609	6 706
21 000	- 26.6	446	6.47	13.18	0.4406	0.5150	611	6 401
20 000	- 24.6	466	6.75	13.75	0.4595	0.5328	614	6 096
19 000	- 22.6	485	7.04	14.34	0.4791	0.5511	616	5 791
18 000	- 20.7	506	7.34	14.94	0.4994	0.5699	619	5 486
17 000	- 18.7	527	7.65	15.57	0.5203	0.5892	621	5 182
16 000	- 16.7	549	7.97	16.22	0.5420	0.6090	624	4 877
15 000	- 14.7	572	8.29	16.89	0.5643	0.6292	626	4 572
14 000	- 12.7	595	8.63	17.58	0.5875	0.6500	628	4 267
13 000	- 10.8	619	8.99	18.29	0.6113	0.6713	631	3 962
12 000	- 8.8	644	9.35	19.03	0.6360	0.6932	633	3 658
11 000	- 6.8	670	9.72	19.79	0.6614	0.7156	636	3 353
10 000	- 4.8	697	10.10	20.58	0.6877	0.7385	638	3 048
9 000	- 2.8	724	10.51	21.39	0.7148	0.7620	640	2 743
8 000	- 0.8	753	10.92	22.22	0.7428	0.7860	643	2 438
7 000	+ 1.1	782	11.34	23.09	0.7716	0.8106	645	2 134
6 000	+ 3.1	812	11.78	23.98	0.8014	0.8359	647	1 829
5 000	+ 5.1	843	12.23	24.90	0.8320	0.8617	650	1 524
4 000	+ 7.1	875	12.69	25.84	0.8637	0.8881	652	1 219
3 000	+ 9.1	908	13.17	26.82	0.8962	0.9151	654	914
2 000	+ 11.0	942	13.67	27.82	0.9298	0.9428	656	610
1 000	+ 13.0	977	14.17	28.86	0.9644	0.9711	659	305
0	+ 15.0	1013	14.70	29.92	1.0000	1.0000	661	0
- 1 000	+ 17.0	1050	15.23	31.02	1.0366	1.0295	664	- 305

Preguntas de autoevaluación tema 4.

4.1. In the Troposphere, the average temperature variation with altitude is:

- A decrease of 10 degree Celsius every 1000 meters.
- A decrease of 3.5 degrees Celsius every 1000 feet.
- An increase of 2 degrees Celsius every 1,000 feet.
- A decrease of 6.5 degrees Celsius every 1000 meters.

4.2. A METAR in USA includes the temperature group 45/32. What is the dew point temperature?

- a) 32° Fahrenheit.
- b) 0° Centigrade.
- c) 32° Centigrade.
- d) 8° Centigrade.

4.3. Icing:

- a) It requires very cold air, with temperature below -15°C.
- b) Only occurs at high flight levels.
- c) Can occur at moderately low temperatures (-3°C).
- d) Is frequent in the layer just below the isocerus.

4.4. Daily temperature oscillation...

- a) Increases with cloudy skies and wind speed.
- b) Decreases with cloudy skies and increases with wind speed.
- c) Decreases with cloudy skies and wind speed.
- d) Increases with cloudy skies and decreases with wind speed.

4.5. In a thermal inversion situation:

- a) There is stability and surface temperature is lower than at certain altitude.
- b) There is instability and surface temperature is always higher than at altitude.
- c) There is instability and surface temperature is lower than at certain altitude.
- d) There is stability and surface temperature is always higher than at altitude.

4.6. A pressure of 938 HPa is equivalent to:

- a) 674 mm. og Hg.
- b) 704 mm. og Hg.
- c) 732 mm. og Hg.
- d) 744 mm. og Hg.

4.7. The normal pressure references at sea level are:

- a) 1013 mb., 760 mm Hg. and 35.28 inches.
- b) 1013 mb., 760 mm Hg. and 29.92 inches.
- c) 1024 mb., 760 mm Hg. and 29.92 inches.
- d) None is correct.

4.8. Under normal conditions, when ascending from FL025 to FL040, the pressure decrease should be:

- a) 15 mb.
- b) 28 mb.
- c) 33 mb.
- d) 49 mb.

4.9. The weather office barometer measures a QNH of 1011.8 HPa. The METAR message will indicate:

- a) Q1012
- b) Q1011
- c) Q1011.8
- d) Q1011.0

4.10. In a pressure map at surface level:

- a) The squalls are low pressure centers.
- b) Isobars join points of equal temperature.
- c) Anticyclones are high pressure centers.
- d) a and c are true.

4.11. The relationship between QFE and QNH is:

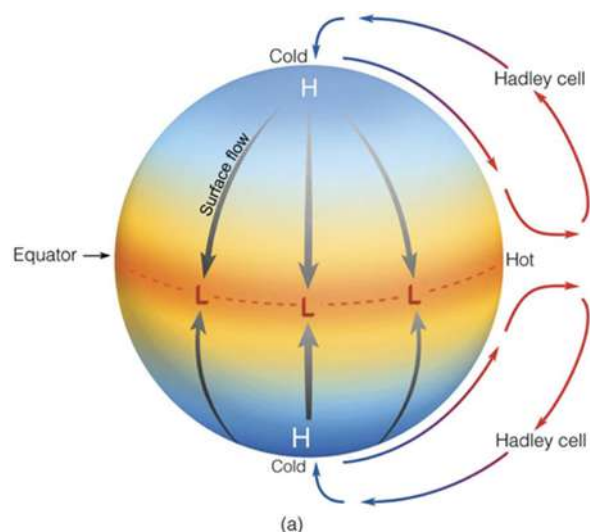
- a) QNH is the QFE plus the pressure that the column air would have from the height of the airfield to the sea according to the standard atmosphere.
- b) The QNH is the QFE plus the pressure that the column air would have from the height of the aerodrome to the sea according to the humidity and temperature conditions.
- c) The QFE is the QNH plus the pressure that the column air would have from the height of the airfield to the sea according to the standard atmosphere.
- d) The QFE is the QNH plus the pressure that the column air would have from the height of the aerodrome to the sea according to the humidity and temperature conditions.

5. El viento.

5.1. Circulación general de la atmósfera.

El viento es una de las magnitudes meteorológicas a las que debemos prestar más atención. En travesía, conocer el viento dominante es de importancia para planificar la ruta óptima en términos de combustible y tiempo o estimar posibles derivas. Además, el viento puede estar relacionado con la aparición de turbulencias y de ciertos tipos de nubosidad o nieblas.

El origen del viento está en las diferencias de presión entre dos zonas de la atmósfera. Lógicamente, el aire tenderá a desplazarse desde las zonas con más presión a las zonas con menos presión, al igual que haría el agua en una bolsa de plástico si aumentamos la presión sobre uno de sus extremos. Siguiendo este

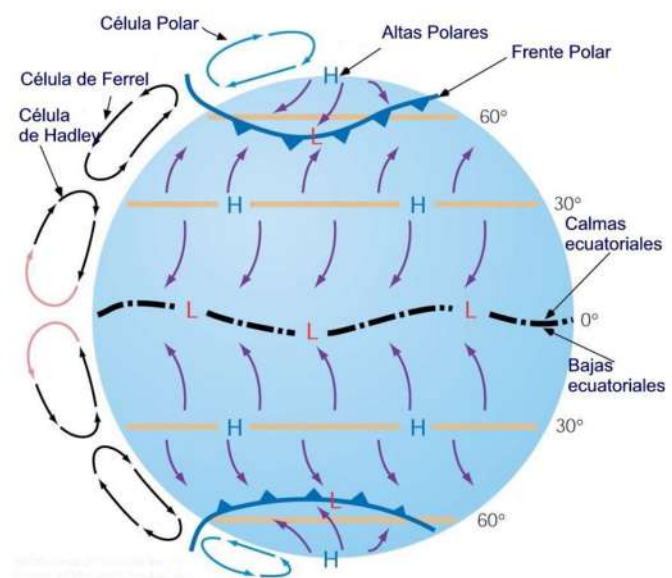


© 2007 Thomson Wadsworth Education

razonamiento, los primeros modelos de la atmósfera (George Hadley, 1735) eran muy simples y proponían una única célula para cada hemisferio terrestre. En este modelo inicial, se postulaba la existencia de una zona de bajas presiones en el Ecuador, creada por las altas temperaturas debidas a la gran radiación solar absorbida. El aire caliente de esa zona se calentaba, ascendía y, a gran altura, se desplazaba hacia los polos, mientras que en la superficie el aire frío y denso de las zonas polares, donde reinaban altas presiones permanentes se desplazaba hacia el Sur, cerrando la célula.

Pero la realidad es más compleja. Debido a la intervención de la fuerza de Coriolis, el viento se desvía hacia la derecha en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur, generando un patrón de tres células en cada hemisferio, que corresponden al actual esquema de circulación general de la atmósfera.

La lógica de la circulación del aire en estas tres células es similar la propuesta por Hadley. En el Ecuador encontramos en superficie aire caliente elevándose en la zona de bajas presiones casi permanentes. Ya en las regiones altas de la troposfera, este aire se desplaza alejándose del Ecuador y en superficie es sustituido por el aire aportado por los vientos alisios que circulan en dirección Suroeste en el hemisferio Norte y en dirección Noroeste en el hemisferio Sur. Esta región se denomina zona de calmas ecuatoriales o de convergencia intertropical (ZCIT), porque en ella confluyen los vientos alisios. Más al Norte, aproximadamente a 30° de latitud, se encuentra



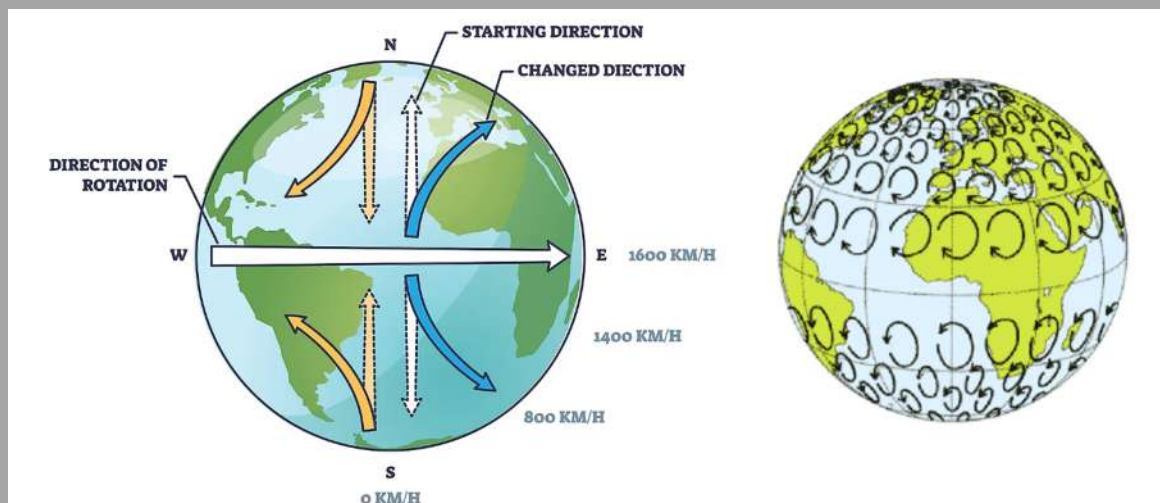
La fuerza de Coriolis (brevemente).

La fuerza de Coriolis aparece cuando un objeto, como una masa de aire, se mueve en el seno de un medio que se encuentra en rotación.

Si el desplazamiento es desde una zona con menor eje de rotación a otra con mayor eje de rotación, también lo hacemos desde un área con menor velocidad lineal a otra mayor. En consecuencia, el objeto se quedará “retrasado” respecto al medio.

Por el contrario, si partimos de una zona con eje de rotación (y velocidad lineal mayor) hacia otra con eje (y velocidad lineal) menores, resultaremos adelantados respecto al medio. En ambos casos, aparece un desplazamiento lateral, que será hacia la derecha en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el hemisferio Sur.

Podemos visualizar este efecto pensando en qué ocurrirá a un proyectil balístico lanzado hacia el Sur o hacia el Norte y en su desviación respecto al suelo, considerando su velocidad inicial de rotación.



El eje es proporcional al coseno de la latitud y apenas varía en latitudes bajas (en el Ecuador), pero varía mucho cerca de los polos. Por eso, la fuerza de Coriolis es prácticamente despreciable en el Ecuador pero intensa en latitudes altas.

Para una explicación más detallada: <https://medina.aemet.es/curiosidades/que-es-la-fuerza-de-coriolis>

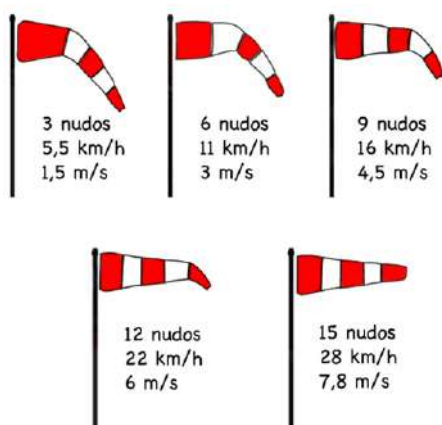
un cinturón de altas presiones subtropicales (como el Anticiclón de las Azores), donde se hunde el aire, ahora enfriado, que ha viajado desde el Ecuador. Se cierra así la primera célula, que conserva el nombre de célula de Hadley.

Por su parte, en las regiones polares tenemos un área de altas presiones permanentes, con aire extraordinariamente frío que se desplaza en superficie hacia el Sur en el Hemisferio Norte y hacia el Norte en el hemisferio Sur, para después elevarse en la zona de bajas presiones del frente polar, aproximadamente en los 60° de latitud. Tras elevarse, este aire se desplaza en altitud hacia las regiones polares, cerrando la célula polar.

Entre las células polares y las de Hadley, se forma una célula intermedia, entre las latitudes 30° y 60° que es la célula de Ferrel. En ella, el aire desciende en la zona de las altas presiones subtropicales y asciende en la zona de las bajas presiones del frente polar.

5.2. La medida del viento.

Los instrumentos empleados para la medida de la dirección y velocidad del viento son diversos. Para medir su intensidad, se emplean sistemas de cazoletas, que girarán más rápido cuanto más intensa se la velocidad del viento o sistemas como los tubos Pitot que suelen instalarse en las aeronaves. Estos instrumentos traducen en una escala de velocidades la diferencia de presión que origina el aire al entrar de forma directa por un orificio situado en la punta de un tubo orientado en la dirección del viento y al pasar tangencialmente por otro orificio situado en el lateral de dicho tubo. En este último caso, se produce una subpresión por efecto Venturi. Los modelos más simples pueden trabajar sólo con una de las dos presiones.



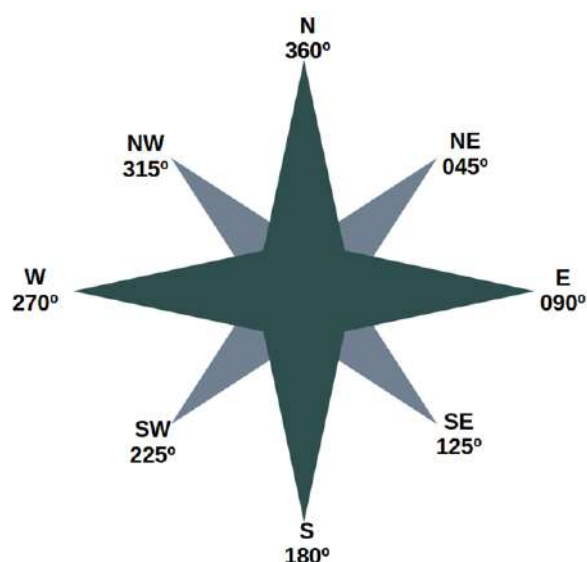
También se emplean las mangas de viento para tener una estimación de la velocidad del viento en superficie. Esto es especialmente útil en caso de no disponerse de información de viento en superficie por fallo en las comunicaciones o ausencia de estación meteorológica. Las mangas de viento se construyen de forma que cada una de sus franjas de colores alternos que se encuentren perfectamente horizontales, suma tres nudos a la velocidad del viento.

Existen sistemas más sofisticados para medir la intensidad del viento sin partes móviles, como los de hilo o ultrasonidos o de forma remota, como los radares que trabajan con efecto Doppler, que emplean las agencias meteorológicas.

Para medir la dirección del viento, el instrumento más simple es la veleta, que se orienta apuntando a la dirección de la que viene el viento. En este sentido, las mangas de viento también nos informan de su dirección, debiendo tener en cuenta que, en este caso, se orientarán en la dirección a la que va y no de la que viene el viento.

La dirección del viento se expresa en grados de circunferencia desde los 360° (Norte) en el sentido de las agujas del reloj. Se expresará siempre la dirección de la que el viento proviene y no hacia la que va y en los METAR, TAF y otras informaciones aeronáuticas se emplean sólo decenas de grados, por lo que el NE, por ejemplo, se expresará como 040° ó 050°. La dirección 000° se emplea para indicar viento en calma. Si el viento fuera del Norte la indicación sería 360.

Para expresar la velocidad del viento se emplean tres tipos de unidades: los nudos (Kt), los kilómetros por hora (Km/h) y los metros por segundo (m/s). Se debe ser especialmente cuidadoso al consultar la información



Transformación entre unidades de Viento.

- 1 Kt = 1,85 Km/h
- 1 m/s = 3,6 Km/h
- 1 m/s = 2 Kt

meteorológica, pues no es raro encontrar sondeos, mapas u otro tipo de informes que emplean cualquiera de estas tres unidades. La confusión de 20 Km/h = 9 Kt = 4,5 m/s que es una brisa débil con 20 Kt = 37 Km/h = 10 m/s que es una brisa fresca o con 20 m/s = 40 Kt = 72 Km/h que es un viento de temporal duro a muy duro, podría conllevar la exposición a riesgos muy significativos.

En los mapas de viento se emplea la grafía de flecha y barbas para expresar la intensidad del viento. Cada barba larga equivale a diez nudos; la barba corta equivale a cinco nudos y la bandera triangular representa cincuenta nudos. La

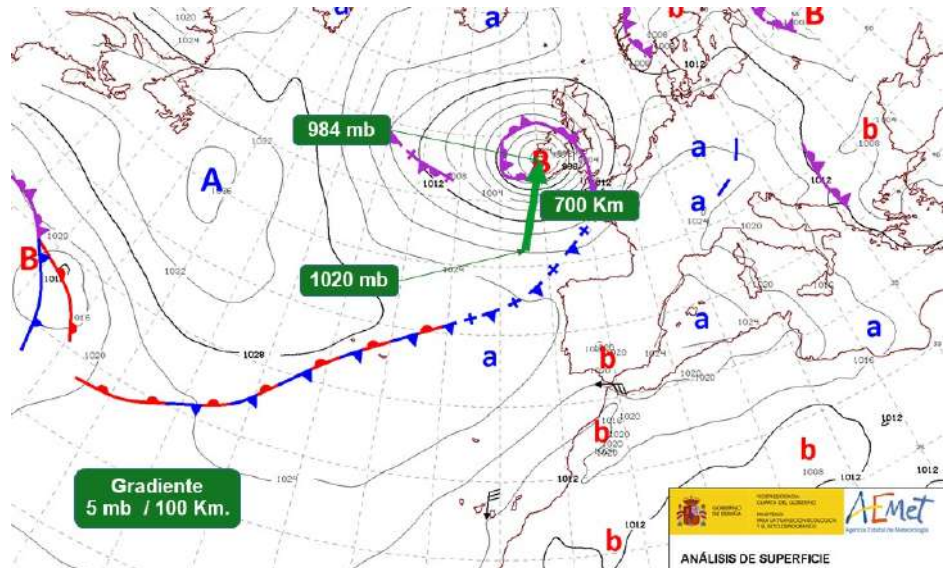
dirección del viento es la de las barbas y el viento se dirige hacia donde apunta el extremo libre, de forma que en el cuadro adjunto todos los vientos se han representado viniendo del Este (090°)

Escala Beaufort					
Grado	Nombre	Kt	Estado del mar	Efectos en Tierra	Símbolo
0	Calma	< 1	Mar plana como un espejo	Calma. El humo asciende verticalmente.	
1	Ventolina	1 – 3	Mar rizada. Pequeña ondulación	El humo indica la dirección del viento.	
2	Flojito	4 – 6	Pequeñas olas cortas. Mar rizada.	Se mueven las hojas de los árboles. Empiezan a moverse los molinos.	
3	Flojo (brisa débil)	7 – 10	Las olas empiezan a romper. Mar rizada.	Se agitan las hojas. Ondulan las banderas.	
4	Bonancible (brisa moderada)	11 – 16	Olas bajas, algo largas. Marejadilla.	Se levanta polvo y papeles. Se agitan las copas de los árboles.	
5	Fresquito (brisa fresca)	17 – 21	Olas largas. Algunos rociones. Marejada	Pequeños movimientos de los árboles. Superficie de lagos ondulada.	
6	Fresco (brisa fuerte)	22 – 27	Grandes olas que rompen. Crestas blancas. Mar gruesa	Se mueven las ramas de los árboles. Dificultad para mantener abierto el paraguas.	
7	Frescachón (viento fuerte)	28 – 33	Espuma longitudinal por el viento. Mar muy gruesa.	Se mueven los árboles grandes. Dificultad para andar contra el viento.	
8	Temporal (viento duro)	34 – 40	Olas que rompen. Espuma en bandas. Mar arbolada.	Se quiebran las copas de los árboles. Circulación de personas dificultosa	
9	Temporal fuerte (muy duro)	41 * 47	Olas muy gruesas. El mar ruge. Mala visibilidad por rociones y espuma.	Daños en árboles. Imposible andar contra el viento.	
10	Temporal duro (temporal)	48 – 55	Olas muy gruesas. Superficie del mar blanca. El mar ruge intensamente. Espuma en el aire.	Árboles arrancados. Daños en las estructuras de las construcciones.	
11	Temporal muy duro (borrasca)	56 – 63	Olas muy grandes. Mar blanca. Navegación imposible.	Estragos abundantes en construcciones, tejados y árboles.	
12	Temporal huracanado (huracán)	> 64	Aire lleno de espuma y rociones. Visibilidad casi nula.	Destrucciones abundantes, estragos.	

La escala Beaufort se emplea como una descripción cualitativa de la fuerza del viento y es empleada sobre todo en medios náuticos, correspondiendo cada grado a una velocidad y efectos sobre el estado del mar o en tierra.

5.3. La formación del viento. Viento geostrófico.

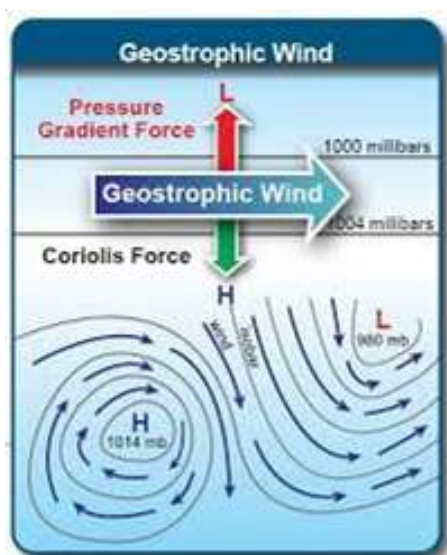
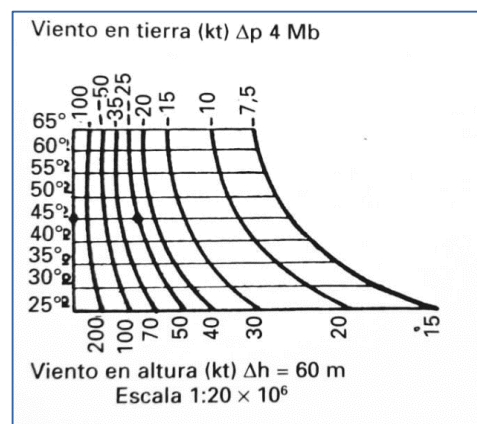
El viento se forma por las diferencias de presión del aire entre dos regiones (gradiente bórico). Cuanto mayor sea este gradiente, mayor será la fuerza que obliga a al aire a desplazarse y más intenso será el viento. Ésta es la causa de que los vientos sean más intensos en las zonas donde las isobaras se encuentran muy próximas entre sí, mientras que los vientos serán débiles o casi inexistentes en las áreas con isobaras muy separadas.



$$V_g = \frac{1}{2\delta\Omega\text{Sen}(\lambda)} \frac{\Delta P}{\Delta n}$$

Esta fórmula tan sólo resulta válida para latitudes a partir de 25° Norte y Sur, ya que más cerca del Ecuador, la fuerza de Coriolis se hace tan poco apreciable, que esta aproximación deja de ser representativa.

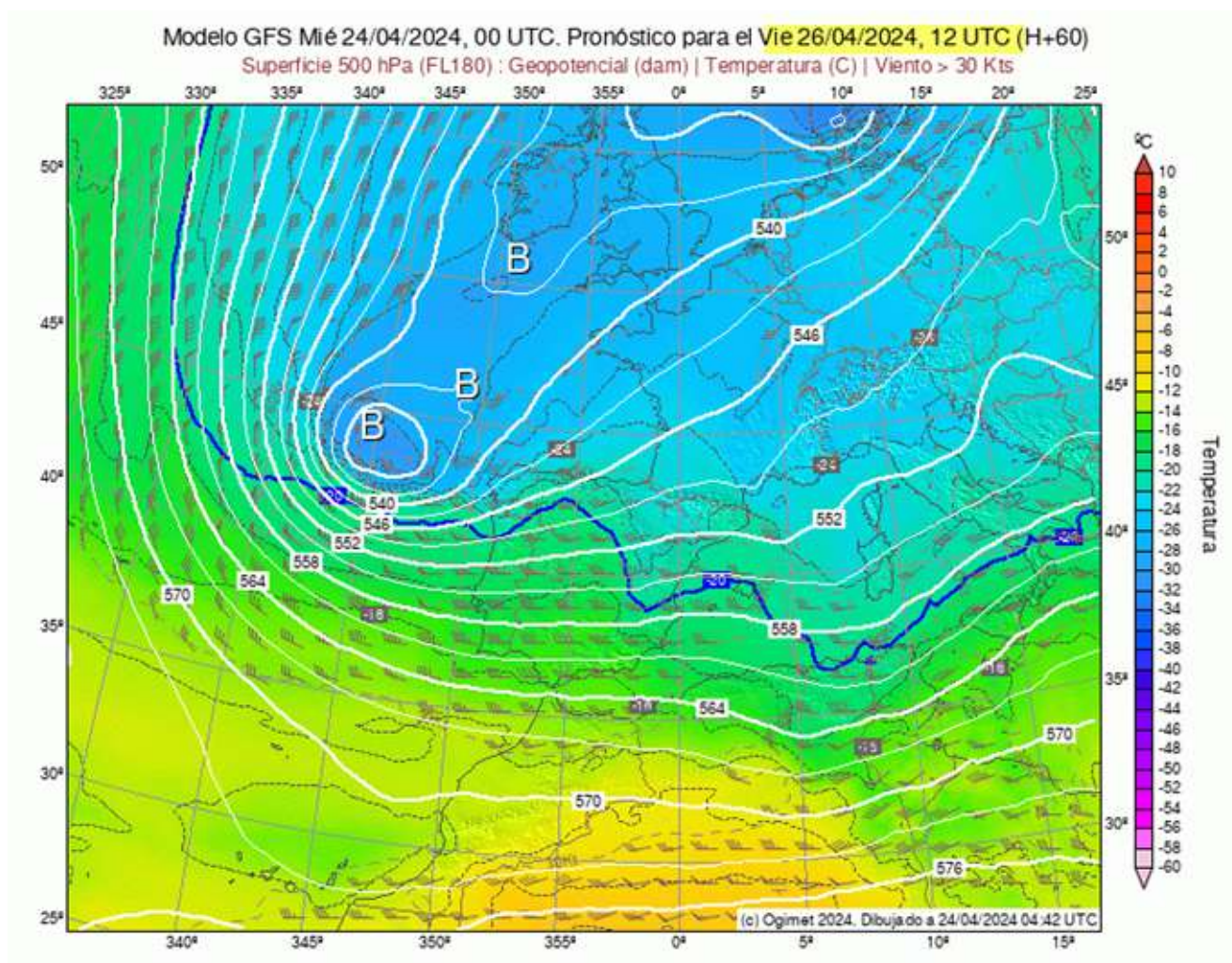
Como puede verse, para un mismo gradiente bórico, la intensidad del viento geostrófico será mayor a latitudes bajas que a latitudes altas, ya que en este último caso $\text{Sen}(\lambda)$ alcanza un valor mayor y el resultado final es una disminución de V_g . Para estimar la intensidad del viento geostrófico sobre los mapas de isobaras se emplean unas reglas que indican la separación que tienen que tener las isobaras de 4 mb. para alcanzar una determinada intensidad del viento en función de la latitud para la que se esté realizando la estimación.



Las isobaras no se distribuyen en líneas rectas, sino conformando estructuras curvas más o menos circulares en torno a los sistemas de presión. Por tanto, el aire terminará circulando paralelamente a las isobaras, lo que significa que traza trayectorias cerradas en torno a los sistemas de alta y baja presión. Estas trayectorias curvas serán en el sentido de las agujas del reloj en torno a los centros de altas presiones, y en sentido contrario a las agujas del reloj en torno a los núcleos de bajas presiones. Cuando tomamos esto en consideración en nuestro modelo teórico del viento e incluimos la fuerza centrífuga de estas trayectorias de giro, nuestro modelo es el del viento del gradiente. Esta segunda aproximación mejora a la del viento geostrófico y representa el estado del viento en la atmósfera libre, por encima de la capa límite.

Sin que sea una comparación del todo exacta, podemos imaginar el viento del gradiente como un satélite, girando alrededor del núcleo de atracción (que en este caso serán las bajas presiones) sin llegar a caer en el, gracias a un equilibrio de fuerzas. Esta comparación nos será útil para el siguiente apartado, en el que explicaremos las características del viento real.

Observemos un mapa de circulación de aire en niveles medios, como el de la ilustración siguiente, correspondiente al nivel de vuelo 180 (500 mb.). Podemos ver cómo, en efecto, el viento (indicado por las flechas con barbas) se mantiene paralelo a las líneas de presión (en color blanco) en todo momento. También podemos apreciar cómo el viento es más intenso, llegando a superar los 50 nudos en las zonas en las que las líneas de presión están más juntas, como ocurre justo al Sur y Oeste de la borrasca situada frente a las costas de Galicia.

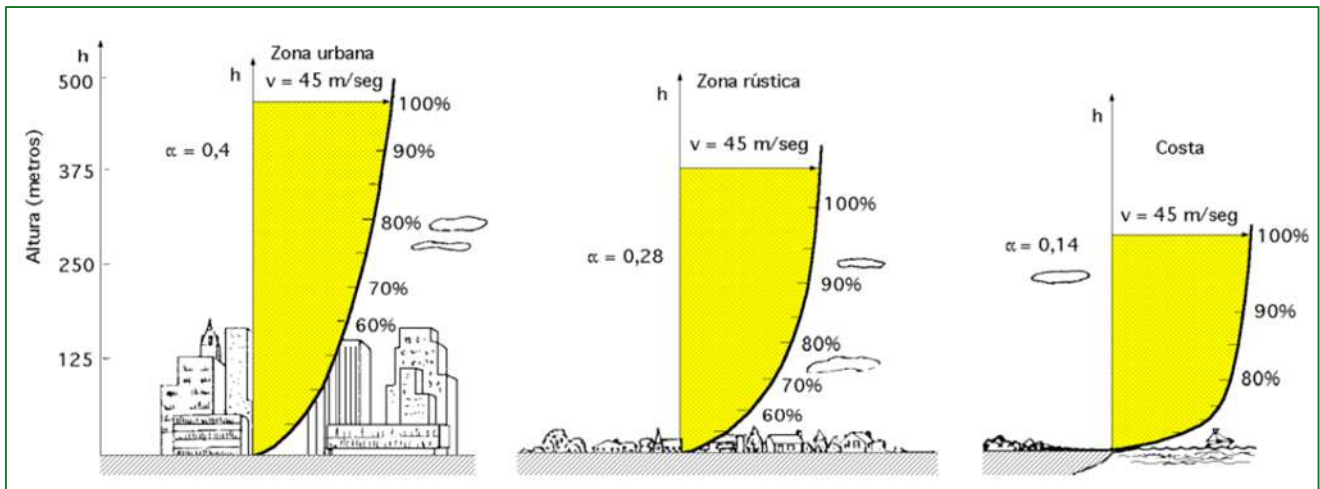


5.4. El viento cerca de la superficie. El viento real.

Como hemos dicho anteriormente, el viento de los modelos geostrófico o del gradiente, se estima para las capas de la atmósfera libre, por encima de la capa límite, que se define como el espesor de atmósfera en el que la velocidad del viento es menor al 99% de la del viento en la atmósfera libre de los efectos de rozamiento.

Cuando el aire circula cerca de la superficie no lo hace libremente, sino que su encuentro con obstáculos como la orografía, edificios, vegetación, el intercambio de energía con la propia superficie del mar o las llanuras, así como la interacción con turbulencias térmicas, frenan su avance por rozamiento. Lógicamente, cuanto más accidentada sea la superficie, mayor será este efecto del rozamiento.

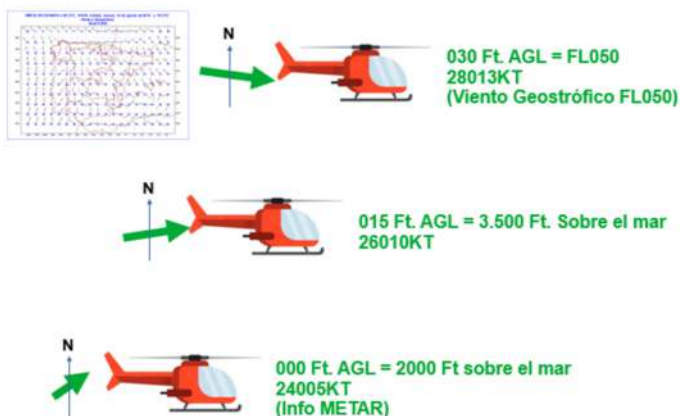
La primera consecuencia del rozamiento sobre el viento es la reducción de su velocidad. Como este efecto depende de la intensidad del rozamiento, será más intenso cuanto más cerca de la superficie. Es lo que experimentamos en un día ventoso en la playa, en el que basta tumbarse para que se reduzca muy apreciablemente la intensidad del viento. Pero también dependerá, aunque no exclusivamente, de lo accidentada que sea la superficie. Así, al elevarnos sobre el mar o sobre un llano muy desnudo, enseguida se recupera la totalidad de la intensidad del viento (la del viento del gradiente) y la capa límite apenas si superará



los 500 Ft. Por el contrario, sobre un paisaje de colinas o una ciudad con edificios altos, el rozamiento es mucho más intenso y hay que ascender algunos miles de pies para que este efecto de freno deje de ser apreciable y se recupere el 100% de intensidad del viento, como se muestra en la ilustración. La altura de la capa límite dependerá también del grado de calentamiento de la superficie, ya que, cuanto mayor sea éste, más relevancia tendrán los movimientos verticales de aire y las turbulencias.

El segundo efecto del rozamiento sobre el viento es la introducción de un cambio en su dirección. Como hemos visto anteriormente, el viento del gradiente, que gira en torno a los sistemas de presión, está gobernado por el equilibrio de las fuerzas del gradiente bórico, la de coriolis y la centrífuga. Al aparecer una nueva fuerza, la del rozamiento, que se opone al movimiento, la resultante final ya no determinará una trayectoria paralela a las isobaras, sino que el aire se verá dominado por la atracción hacia las bajas presiones, cambiando su dirección y dirigiéndose parcialmente hacia ellas. Es aquí cuando resulta útil la analogía con un satélite que, por rozamiento con las capas altas de la atmósfera, va perdiendo lentamente velocidad y altitud hasta caer a la superficie.

En términos prácticos, al elevarnos verticalmente tras el despegue, iremos ascendiendo dentro de la capa límite, pasando desde el nivel inferior, en el que el efecto de la reducción de velocidad y cambio de la dirección hacia las bajas presiones, hasta el nivel superior, donde el viento será el del gradiente o casi, recuperándose todo el efecto de la fuerza de coriolis frente a la atracción hacia las bajas presiones. Como el efecto de la fuerza de coriolis es desviar el viento hacia la derecha, lo que encontraremos al elevarnos es el viento va rolando a la derecha y ganando intensidad, mientras que al descender lo que experimentamos es una reducción de la intensidad del viento y cómo éste va rolando hacia la izquierda.



Tomemos, por ejemplo, un despegue en un aeródromo situado a FL020 en el que la información METAR, y por lo tanto de viento en la superficie (viento real), es 24005KT. Al ir ascendiendo, pasaremos por valores intermedios como 26010KT a FL035 (015 AGL) para terminar por alcanzar, a FL050 (030 AGL) las características de viento previsto en las cartas de viento y temperatura para ese nivel, 28013KT, que son las del viento del gradiente. Al descender el proceso sería el contrario.

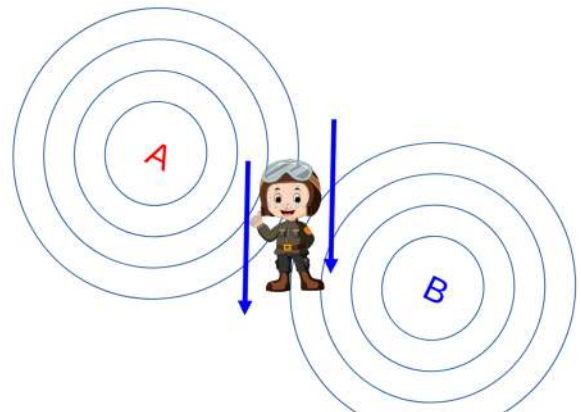
Como vemos, dentro de la capa límite, el viento no sólo reduce su intensidad, sino que además cambia su dirección, cortando a las isobaras con un cierto ángulo y dirigiéndose desde las altas hacia las bajas presiones. Como esto se debe al efecto del rozamiento, el ángulo será mayor y la reducción de velocidad tanto más intensa cuanto más cerca de la superficie nos encontremos donde el rozamiento es menor, el viento corta a las isobaras con un menor ángulo. En la superficie de la tierra, por el contrario, este ángulo es mayor, en ton-

A diagram showing concentric circles representing magnetic field lines. The center is labeled 'B'. Blue arrows on the circles indicate a clockwise direction of flow. A small red car is positioned on one of the outer circles.

A diagram showing concentric circles representing magnetic field lines. The circles are centered on a point labeled 'B'. Purple arrows on the circles indicate a clockwise direction of flow. A small red figure is positioned on one of the outer circles.

Podemos observar esto en estos mapas correspondientes a dos niveles distintos para una misma zona y fecha. En el mapa de la izquierda, de presión, viento y precipitación en superficie, se aprecia el viento más intenso y casi paralelo a las isobaras sobre el Cantábrico, mientras que en el interior de la Península aparece más flojo y cortando claramente a las isobaras en dirección a las bajas presiones ubicadas sobre el Ebro. Por el contrario, en el mapa de la derecha, correspondiente al FL050 (850 mb.), a unos 3000 pies sobre el suelo de la meseta, cerca del fin de la capa límite, pero todavía afectado por la orografía, el viento no sólo es más intenso sino que su dirección es prácticamente ya paralela a las isobaras sobre el mar y cortándolas en un ángulo mucho más moderado sobre tierra.

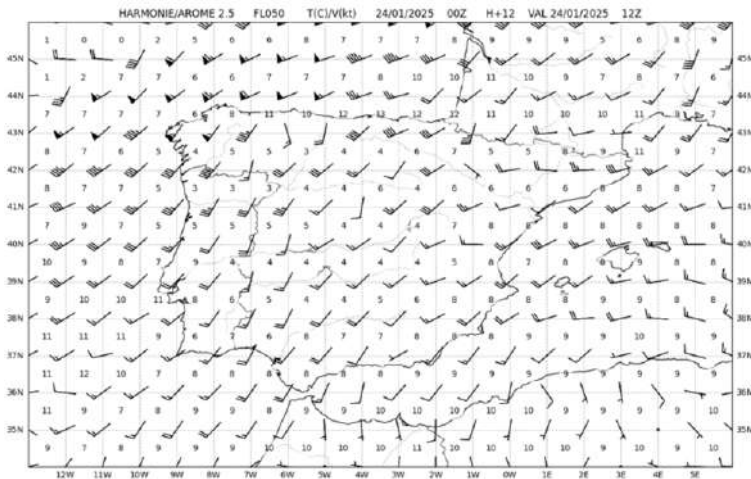
La regla del pulgar de Buys-Ballot es una aplicación práctica de lo que hemos visto hasta ahora. Nos dice que un observador situado con el viento a su espalda tendrá las altas presiones a su derecha y las bajas presiones a su izquierda. Para ser más exactos, y dada la desviación del viento real, debería decirse que tiene las altas presiones a su derecha y hacia atrás y las bajas presiones hacia la izquierda y hacia adelante.



No obstante, esta regla es un tanto “gruesa” y su aplicabilidad es reducida en presencia de orografía, paso de sistemas frontales, tormentas o vientos locales como brisas, que introduzcan una alteración en el patrón de viento determinado por los sistemas de presión, como veremos más adelante.

Preguntas de autoevaluación. Tema 5.

5.1. What conditions does the following map indicate over Menorca?



- a) 8 Kt from West and 8°C at FL050
- b) 20 Kt from West and 8°C at FL050
- c) 20 Kt from West at 800 Ft.
- d) 10 Kt from West at 800 Ft.

5.2. When flying at FL100 in the Northern Hemisphere, with high pressures on the left, the most likely wind conditions are:

- a) Blowing from the tail.
- b) Blowing from the right.
- c) Blowing from the left.
- d) Blowing head-on.

5.3. Assume that the surface wind is given on a METAR by 18008KT. At 5000 Fts (AGL) the most likely wind is, in the Hemisphere. North:

- a) 21005KT.
- b) 15015KT.
- c) 15005KT.
- d) 21015KT.

5.4. In the Northern Hemisphere, when taking off from an airfield a wind from left is blowing. How is it likely to blow as we rise?

- a) Headwind slightly to the right
- b) Headwind slightly to the left
- c) Tailwind.
- d) Tailwind slightly to the left.

5.5. With a depression over the Atlantic in front of Lisboa and a center of high pressures over Balearic Islands, What wind can we expect over Madrid at FL050?

- a) From South.
- b) From North.
- c) From West.
- d) From East.

5.6. The boundary layer:

- a) It extends up to 3000 meters and the wind is higher inside it.
- b) It extends up to 3000 meters and the wind is lower inside it.
- c) It extends up to 3000 feet and the wind is lower inside it.
- d) It extends up to 3000 feet and the wind is higher inside it.

5.7. Consider the next statement about wind at 1.000 Ft. above the ground:

- a) The wind runs more parallel to the isobars over land than over the sea.
- b) The wind runs parallel to the isobars over land and over the sea.
- c) The wind is oblique to the isobars towards the low pressure over land.
- d) The wind is oblique to the isobars towards the high pressure over land.

5.8. The Coriolis force makes the wind rotate counterclockwise more intensely:

- a) Around squalls at the equator.
- b) Around anticyclones at the equator.
- c) Around anticyclones at high latitudes.
- d) Around squalls at high latitudes.

5.9. The real wind compared to geostrophic wind:

- a) It is of lower intensity and is partly directed towards squalls.
- b) It is of greater intensity and is partly directed towards squalls.
- c) It is of lower intensity and is partly directed towards anticyclones.
- d) It is of greater intensity and is partly directed towards anticyclones.

5.10. How much speed does this windsock indicate?

- a) 8 Knots.
- b) 10 Knots.
- c) 12 Knots.
- d) 6 Knots.



6. Humedad e inestabilidad.

6.1. Conceptos fundamentales sobre la humedad atmosférica.

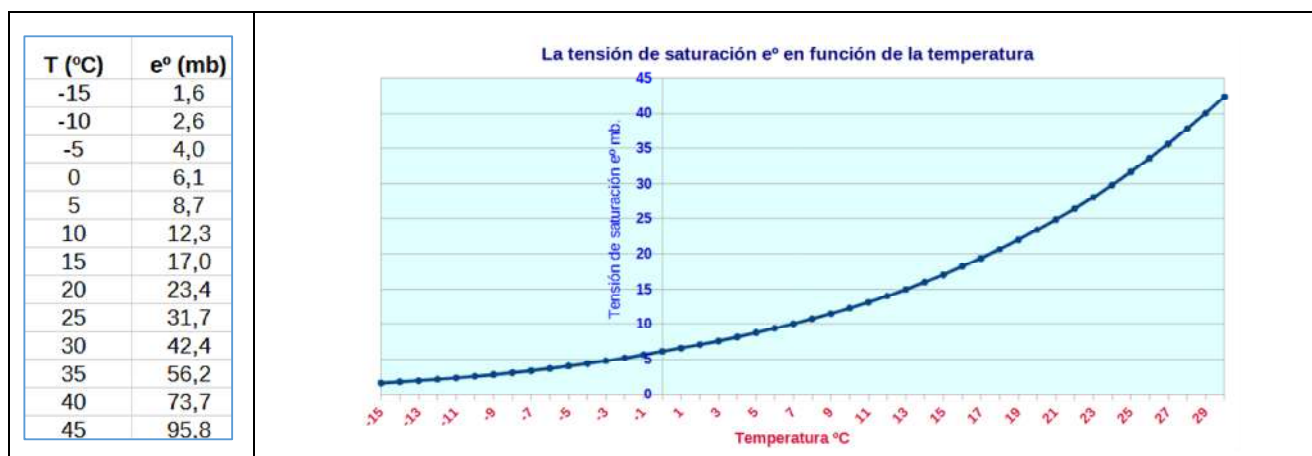
Ya comentamos en el tema 3, al hablar de la composición química de la atmósfera, que el contenido de ésta en vapor de agua es variable pudiendo llegar hasta un 3% y que este contenido era esencial para la formación de muchos fenómenos meteorológicos relevantes, pero que también tenía un papel importante en determinar la estabilidad o inestabilidad de una masa de aire.

Además, dado que la masa molecular del vapor de agua es 18, frente a una masa molecular media del aire de 29, el incremento de la proporción de vapor de agua y, por tanto, de humedad, conlleva una disminución de la densidad del aire y de su capacidad de sustentación. Ésta es la razón para que deba ser tomada en cuenta la humedad a la hora de calcular el peso máximo al despegue. En ambientes más húmedos perderemos una parte de sustentación, el helicóptero verá limitada su altura máxima de vuelo y el ascenso requerirá más potencia y combustible.

El grado de humedad de una masa de aire se refiere a su contenido en vapor de agua, es decir, agua en estado gaseoso, con independencia de la cantidad de gotas o cristales de hielo minúsculos que pueda tener o no en suspensión. A continuación introducimos algunos conceptos relacionados con la medida de la humedad tanto en términos absolutos como relativos.

La tensión de vapor (e) no es otra cosa que la presión parcial de vapor de agua de una determinada masa de aire. Es decir, la presión que caracterizaría a esa masa de aire si retirásemos de su interior todos los componentes (nitrógeno, oxígeno, etc.), excepto el vapor de agua. Como se trata de una presión, se mide en unidades de presión (mb.). Como ya hemos dicho, el porcentaje de vapor de agua sobre el total del aire oscila entre el 0% y el 3%. Por tanto, sobre los 1013 mb. de la presión de la atmósfera al nivel del mar, la presión parcial del vapor de agua o tensión de vapor tendrá valores de algunas unidades de mb., pudiendo llegar a alcanzar valores cercanos a los 30 mb.

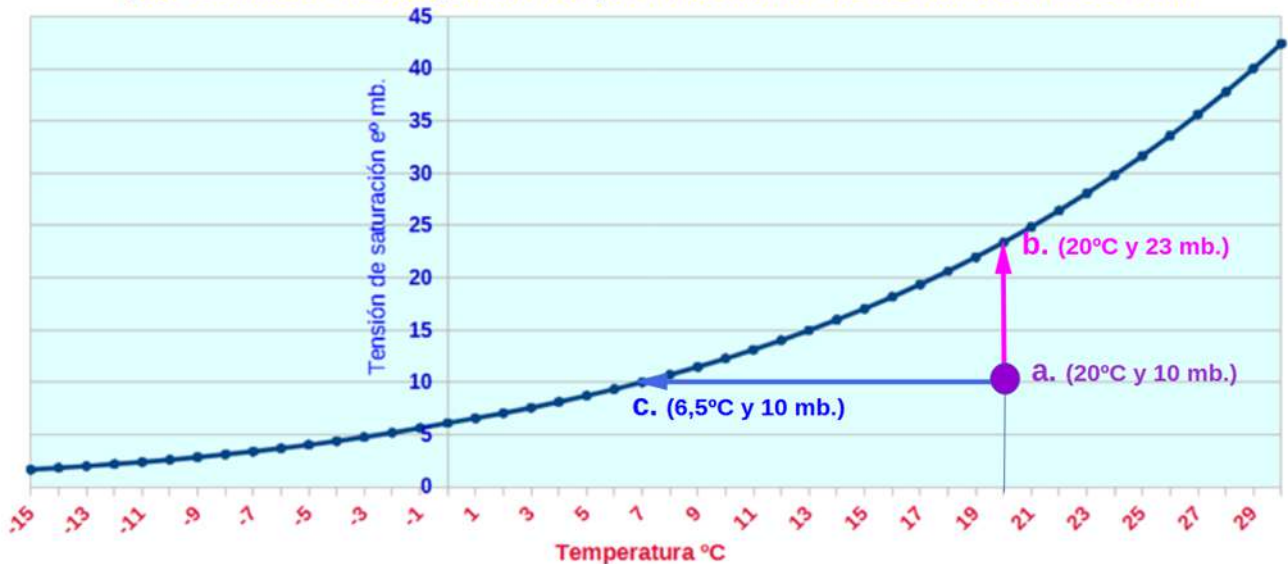
La tensión de saturación (e^o) es la tensión de vapor máxima que puede soportar una masa de aire sin que llegue a producirse saturación, es decir, sin que llegue a comenzar el proceso de condensación de parte de ese vapor de agua en gotas de agua o cristales de hielo.



A una determinada presión, la tensión de saturación del aire sólo depende de su temperatura. En la gráfica que expresa esta relación, podemos ver que a una temperatura de 0°C, la tensión de saturación e^o es de unos 6 mb., mientras que a 25°C, se acerca a los 30 mb.

El punto de saturación es aquél en el que la tensión de vapor de una masa de aire iguala a su tensión de saturación. Supongamos una masa de aire cualquiera, por ejemplo una que se encuentre a 20°C y con una concentración tal de vapor de agua que su tensión de vapor (e) sea a de 10 mb. Su posición en el gráfico sería el punto a. Esta masa de aire puede ser llevada hasta la saturación de dos formas. La primera de ellas sería incrementar la cantidad de vapor de agua en esa masa de aire hasta alcanzar los 23 mb. (punto b), que, como

**El punto de saturación se alcanza
por descenso de temperatura o por incremento de la humedad absoluta.**



se observa en el gráfico, es la máxima concentración de vapor de agua que puede soportar una masa de aire a 20°C. Esto es lo que ocurre, por ejemplo, cuando se pone en marcha la ducha caliente en un cuarto de baño. El agua caliente de la ducha va evaporándose y aumentando la concentración de vapor de agua en el baño hasta que empieza a formarse vaho, que no es otra cosa que millones de gotitas minúsculas de agua condensada en suspensión en el aire.

La otra forma de llevar esa masa de aire a la condensación es enfriarla, reduciendo su temperatura hasta que esta alcance los 6,5°C, que es la temperatura a la que la tensión de vapor de 10 mb., que tiene nuestra masa de aire, es ya la tensión de saturación. (punto c). Esto es lo que ocurre cuando abrimos un congelador en verano en un ambiente húmedo y al instante empieza a formarse una nube de vaho alrededor de la puerta. El aire del exterior, más caliente y húmedo, se ha enfriado hasta alcanzar el punto de saturación. Es también lo mismo que ocurre cuando en invierno se forma vaho con nuestra respiración. El aire que de nuestro interior sale a 36°C y cargado de humedad, se enfría rápidamente al contacto con el aire exterior y alcanza el punto de saturación.

El punto de rocío no es otra cosa que la temperatura a la cual hay que enfriar una masa de aire para que alcance el punto de saturación y se forme rocío, que es exactamente lo que ocurre en los amaneceres en los que la capa de aire más próxima al suelo se enfría lo suficiente como para que se forme este fenómeno.

Recordemos que en el METAR, la humedad se nos indica a través del punto de rocío. Cuanto más lejana esté la temperatura del aire de su punto de rocío, más seco estará el aire, ya que se encuentra muy lejos de la curva de saturación, mientras que si la temperatura y el punto de rocío están muy próximos, se nos está indicando que la masa de aire tiene, a la temperatura a la que se encuentra, una humedad suficientemente alta como para que alcance la condensación, sólo con que la temperatura baje un poco o se incremente algo la humedad absoluta.

Por tanto, la tensión de vapor es un indicador de la humedad en términos absolutos, ya que es una medida objetiva del contenido de vapor de agua medido en mb., mientras que el punto de rocío es una medida de humedad relativa. Un punto de rocío de 5°C indicará un día muy húmedo si la temperatura exterior es de 6°C, mientras que corresponderá a un día muy seco si la temperatura exterior es de 35°C.

Humedad relativa. La medida más extendida de humedad es la humedad relativa. No es más que el porcentaje de tensión de vapor que tiene una masa de aire en relación a su tensión de saturación. Es decir, una expresión de cuánta humedad tiene el aire respecto de la máxima que podría llegar a tener, a la temperatura que se encuentra.

$$Hr = 100 \frac{e}{e^o}$$

Por ejemplo, una masa de aire a 15°C cuya tensión de vapor sea de 8,5 mb., tendrá una humedad del 50% = 100x(8,5/17), ya que a esa temperatura la tensión de saturación es 17 mb. (ver tabla en la página 47).

Es importante fijarnos en que la humedad relativa puede aumentar tanto por un incremento de la humedad absoluta, que conlleva un incremento de e como por una reducción de la temperatura, que conlleva una disminución de e^o y al revés, puede disminuir tanto por una reducción de la humedad absoluta (reducción de e) como por un incremento de la temperatura (aumento de e^o). Esto es lo que ocurre a lo largo de una jornada típica con cielos despejados, en la que tenemos por la mañana temperaturas muy bajas cercanas al punto de rocío, o incluso iguales con nieblas y rocío o escarcha –humedad 100%- y, a lo largo del día, la temperatura va subiendo y separándose de la temperatura de rocío, descendiendo la humedad relativa sin que, quizá, la humedad absoluta haya variado en todo el día.

6.2. Calor de condensación y evaporación.

En principio, la temperatura de rocío no puede ser nunca mayor que la temperatura del aire. Sin embargo, de forma muy excepcional pueden darse condiciones de humedades por encima del 100% sin que se alcance la saturación. Son los llamados estados de sobresaturación, que se producen de forma excepcional en aire muy puro, por la ausencia de núcleos o superficies sobre las que comenzar a formarse las agregaciones de moléculas de agua, pasando de estado gaseoso a líquido. Estas partículas de aerosoles higroscópicos, generalmente salinos, presentes en la atmósfera y que favorecen la condensación se denominan núcleos de condensación. Su tamaño típico es del orden de 0,1 micras, mientras que las gotículas que conforman las nubes tienen un tamaño

típico de 20 micras y una gota de lluvia ya tiene un diámetro del rango de milímetros.



En el cambio de estado del agua de líquida a gaseosa, o a la inversa, interviene una notable cantidad de calor denominada calor de evaporación o de condensación, según la dirección del cambio de estado. Para evaporar un gramo de agua se requieren 600 calorías, llamadas calor de evaporación, que son seis veces más que todo el calor necesario para calentar ese mismo gramo de agua de 0 a 100 grados centígrados. Por el contrario, cuando ese gramo de vapor de agua condense en agua líquida, liberará otras tantas 600 calorías, el llamado calor de condensación.

De similar manera a como ocurre con la evaporación y condensación, tenemos el caso de las transiciones del agua entre sus estados líquido y sólido. Las energías aquí involucradas son, sin embargo, menores. Se

requieren 80 cal/g para la fusión de los cristales de hielo y su transición al estado líquido, mientras que el proceso de congelación libera esa misma cantidad de calor por gramo.

En el caso de producirse de forma directa la condensación del vapor de agua a cristales de hielo, lo cual ocurre cuando la masa de aire húmedo alcanza el punto de saturación a temperaturas por debajo de cero grados, la energía calorífica total involucrada son 680 calorías. Este es el valor del calor de sublimación, nombre que recibe este cambio de estado tanto en un sentido como en el otro.

En el proceso de evaporación del agua en las capas bajas de la atmósfera, su elevación y posterior condensación en altura, se produce por tanto un transporte de calor muy significativo desde la superficie a las capas más o menos altas. Este transporte de calor es uno de los mecanismos fundamentales del sistema energético de la Tierra e involucra cantidades masivas de energía, especialmente notorias en fenómenos como las tormentas. Así mismo, como veremos, la liberación del calor de condensación juega un papel fundamental en la inestabilidad del aire saturado



6.3. Estabilidad. El ascenso del aire seco (no saturado) en la atmósfera tipo.

Uno de los conceptos fundamentales acerca de la situación de una masa de aire respecto a la atmósfera en la que se encuentra es el de estabilidad. Diremos que una masa de aire es estable si, al ser forzada a elevarse,

tenderá después a descender cuando desaparezca la causa que la obligaba a ascender y, en sentido inverso, si es obligada a descender, tenderá por sí sola a recuperar su altura ascendiendo una vez cese la causa que la llevó a descender. A continuación, vamos a ver el ejemplo más sencillo posible de comportamiento de una masa de aire en condiciones de estabilidad, el aire seco en la atmósfera tipo.

Expansiones adiabáticas

Una de las simplificaciones básicas de la atmósfera tipo es la de que ésta se comporta como un gas ideal, siguiendo la ley: (ver apartado 4.3.)

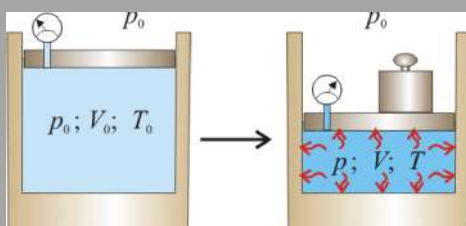
$$PV=NRT$$

La transformación de un sistema cerrado es adiabática cuando no existe intercambio de calor o materia entre éste y su entorno.

En estas condiciones, si una burbuja de aire se expande como consecuencia de un descenso de presión, necesariamente su temperatura tendrá que descender para que se siga manteniendo la igualdad anterior.

$$P \downarrow V \uparrow = NRT \downarrow$$

En sentido contrario, cuando la masa de aire se comprime al descender a niveles de mayor presión, su temperatura ascenderá.



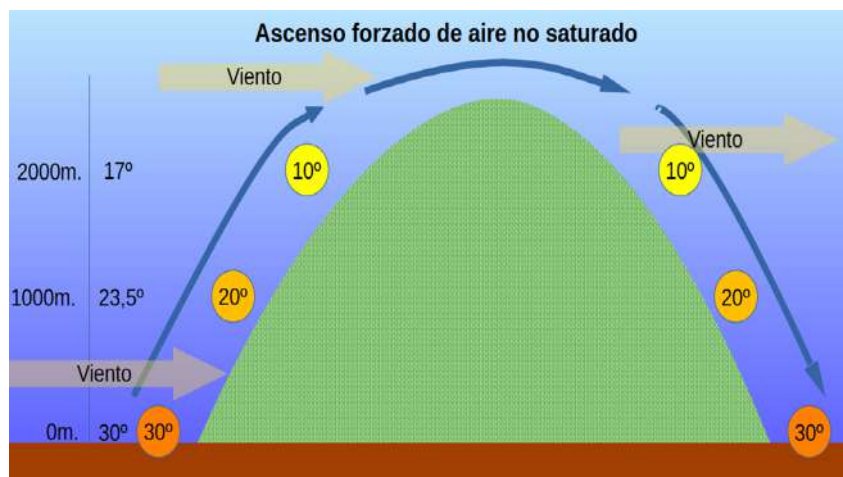
Supongamos una masa de aire no saturado (con una humedad lejana al punto de saturación o sin humedad en absoluto) de dimensiones considerables, tal como una burbuja de un kilómetro de diámetro. Supongamos además que esta burbuja de aire es impulsada por el viento hasta encontrarse con una cadena montañosa que la obliga a elevarse, lo que llamamos ascenso forzado. Dada la baja capacidad de transmisión de calor del aire, la relativa rapidez con la que van a darse los procesos que veremos a continuación y el tamaño de esta burbuja, vamos a considerar que las transformaciones que sufre esta burbuja de aire son adiabáticas.

Al ganar altura (escala de la izquierda en el gráfico adjunto), la burbuja de aire irá alcanzando niveles de menor presión. Además, estas regiones de la atmósfera tendrán una temperatura cada vez

menor ya que, como vimos en el tema 3, la temperatura desciende con la altitud en condiciones normales. Si suponemos que nos encontramos en las condiciones de la atmósfera tipo, el gradiente térmico será de menos 6,5°C por kilómetro, como marca la escala de temperaturas situadas junto a la altura, en la que partimos de 30°C en la superficie para alcanzar 23,5°C a un kilómetro de altura, 17°C a dos kilómetros, etc.

Sin embargo, nuestra burbuja de aire no saturado, sufre una variación de temperatura distinta a la del aire de su entorno. Debido a la pérdida de presión con la altitud, la burbuja se expande y, al expandirse, su temperatura tiene que descender, ya que se tiene que mantener el equilibrio $PV \approx T$. La temperatura de la burbuja será distinta de la de su entorno, con el que no intercambiará calor, puesto que hemos supuesto que la transformación es adiabática. Esta razón a la que desciende la temperatura de la masa de aire no saturado con la altura se llama gradiente adiabático del aire seco y su valor es de -10°C por kilómetro. Esto tiene una consecuencia de gran importancia ya que, como se muestra en el esquema, la temperatura de la burbuja desciende más intensamente con la altura que la del aire que la rodea y, si bien en la superficie estas eran lógicamente iguales y de 30°C, al ascender, la burbuja pasa a estar a 20°C cuando alcanza el primer kilómetro de altura y a tan sólo 10°C cuando alcanza el segundo km., 7°C más fría que el aire de las capas de la atmósfera que la rodean.

Puesto que nuestra burbuja de aire está más fría que el aire de la atmósfera que la rodea, también será más densa y dejará de ascender al llegar a la cima, momento en el que desaparece el efecto de la ladera que la obligaba a subir llevada por el viento. No sólo ocurrirá esto, sino que, tan pronto supere la cima, comenzará a descender por la ladera de sotavento, hundiéndose, dada su mayor densidad, por entre unas capas de aire más calientes y, por tanto ligeras que la burbuja.

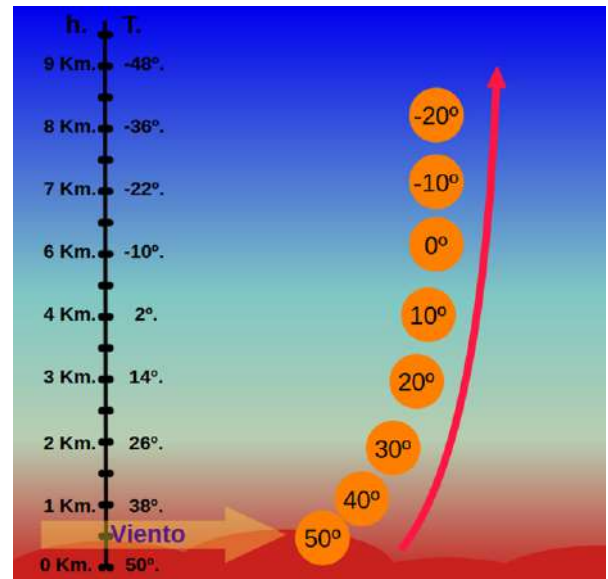


En su trayectoria descendente, la burbuja de aire va alcanzando regiones de mayor presión y se produce el proceso inverso al experimentado durante el ascenso: una compresión adiabática en la que se incrementa su temperatura a razón de 10°C por kilómetro, recuperando, al llegar al nivel inicial de 0 metros de altitud, los 30°C que tenía al comienzo del proceso.

6.4. Inestabilidad. El ascenso del aire seco en una atmósfera muy inestable.

Ya indicamos en el apartado 4.3., que el gradiente térmico que tenga la atmósfera en un momento dado, distinto al de la atmósfera tipo, será el que determine el carácter estable o inestable de esta atmósfera concreta. Como un ejemplo extremo de atmósfera inestable, podemos imaginar el escenario típico de formación de una tormenta seca. Éstas se producen en verano, con temperaturas muy altas en la superficie, pero con entrada de aire frío en altura. El gradiente térmico que se forma será entonces muy elevado. En el esquema mostramos una temperatura superficial de 50°C, como las que se alcanzan en determinados episodios en el Sahara, y un gradiente térmico de -12°C/Km., llegando a alcanzar los -48°C a 9 kilómetros de altitud (escala de la izquierda).

Un determinado volumen de aire que sea impulsado por el viento de forma que empiece a sufrir alguna elevación por turbulencia sobre una colina o una duna, iniciará su proceso de enfriamiento adiabático a razón de $-10^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Como el aire que lo rodea se enfría más con la altura, enseguida ocurrirá que la burbuja deviene más cálida y ligera que el aire que la rodea, y comenzará un proceso de ascenso espontáneo, sin necesidad de causa externa que la eleve. Se formará así una célula convectiva que puede dar lugar a formación de nubes tormentosas con las bases extraordinariamente altas y aparato eléctrico, aunque su precipitación no llegue al suelo. Este tipo de tormentas levantan grandes cantidades de polvo sobre el desierto, pero también son peligrosas desde el punto de vista de su potencial para desencadenar incendios forestales en otras latitudes.



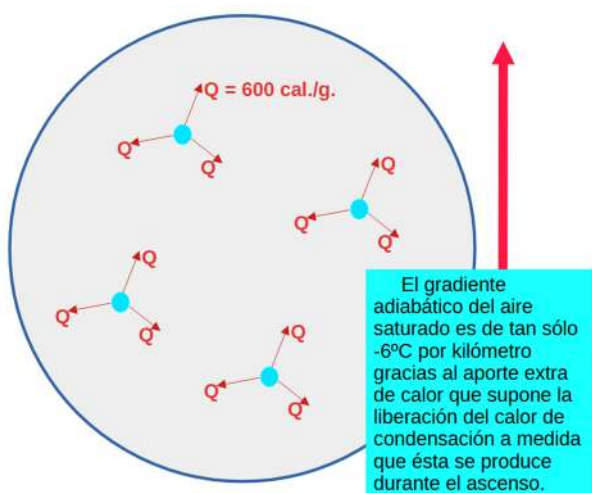
Pongamos nuestra atención en el hecho de que, en este caso, la inestabilidad está en la atmósfera, ya que es su extremo gradiente térmico el que favorece el ascenso de la burbuja de aire seco.

6.5. Inestabilidad. Ascenso de aire saturado en la atmósfera tipo.

Vamos a mostrar ahora el papel que juega la humedad en la inestabilidad de una masa de aire. Para ellos, analizaremos el ascenso de aire saturado en la atmósfera tipo. Una situación en la que la inestabilidad viene determinada, no por el gradiente térmico de la atmósfera, que no será otro que el de la atmósfera tipo, idéntica a la del apartado 6.3., sino por las características de la burbuja de aire.

Supongamos ahora la misma situación que en el apartado 6.3., pero con una burbuja de aire que se encuentra al borde de la saturación, es decir, con un 99% de humedad y una temperatura inicial también de 30°C , igual a la del aire que la rodea. Su temperatura de rocío será por tanto, 30°C .

En esta situación, tan pronto el viento impulse y fuerce a nuestra burbuja a comenzar su ascenso, ésta comenzará a enfriarse por expansión adiabática y, al descender su temperatura, alcanzará el punto de saturación. Se desencadenará la condensación de parte del vapor de agua que contiene, al no poder la temperatura situarse por debajo del punto de rocío.



Es aquí cuando aparece la importancia crítica del calor de condensación. Cada gramo de vapor de agua que se libera en el seno de nuestra burbuja de aire, libera, como ya vimos, 600 calorías. Pero este aporte de calor no puede salir de la burbuja de aire, ya que hemos dicho que el proceso es adiabático. En consecuencia, este calor es absorbido por el aire que forma la burbuja en su conjunto y se produce el hecho fundamental de que la burbuja de aire saturado, al expandirse, no se enfría tanto como el aire seco. El enfriamiento por expansión es compensado en parte por el calor de condensación y la resultante es que el gradiente adiabático del aire saturado es de tan sólo -6°C por kilómetro.

Regresando a nuestra burbuja de aire en su ascenso por la ladera de la montaña, tan pronto comience este ascenso, su temperatura comenzará a bajar siguiendo este gradiente adiabático el aire saturado, a razón de 6°C por kilómetro, mientras que el aire que la rodea, formado por la atmósfera tipo, registra un descenso de temperatura de $6,5^{\circ}\text{C}$ por kilómetro. El resultado será que nuestra burbuja de aire comenzará a estar ligeramente más caliente y, por tanto, menos densa que el aire que la rodea y comenzará a ascender de forma espontánea, mucho más si además tiene la ayuda del viento y la ladera. Esta fuerza ascensional será tanto más intensa cuanto mayor se vaya haciendo la diferencia de temperatura con el aire que la rodea y, por tanto, aumenta con la altitud. En tanto en cuanto quede vapor de agua que condensar y en tanto en cuanto el gradiente de la atmósfera sea el de la atmósfera tipo o mayor, el ascenso continuará, cesando en caso contrario.

Es de interés resaltar que la inestabilidad, en este caso, depende, no tanto de las condiciones de la atmósfera, como de las características de la burbuja de aire, que, al estar saturado, presenta un gradiente adiabático menor (en términos absolutos) que el gradiente térmico de la atmósfera.



Es por esto por lo que decimos que la humedad es determinante para la inestabilidad, porque con un gradiente atmosférico más o menos cercano al de la atmósfera tipo, una masa de aire muy húmeda es susceptible de tornarse inestable a poco que sea forzada a alcanzar condiciones de saturación, mientras que una masa de aire seca o poco húmeda, difícilmente se tornará inestable, salvo que se la fuerce a ascender mucho, hasta alcanzar la condensación. Y, aun en este caso, al tener tan poca humedad, el recorrido de ascenso terminará pronto y dará lugar a una capa nubosa de poca entidad, por agotarse enseguida su contenido de vapor de agua.

- Estabilidad: una masa de aire obligada a ascender tenderá por sí sola a bajar, y al contrario.
- Inestabilidad: una masa de aire forzada a ascender seguirá ascendiendo.
- Gradiente térmico de la atmósfera: $-6,5^{\circ}\text{C}/\text{Km.} = -2^{\circ}\text{C}/1000 \text{ Ft.}$
- Gradiente adiabático del aire seco (no saturado): $-10^{\circ}\text{C}/\text{Km.}$
- Gradiente adiabático del aire saturado: $-6^{\circ}\text{C}/\text{Km.}$
- Condición de inestabilidad de una masa de aire en una atmósfera dada:

Grad. adiabático masa aire < Grad. térmico atmósfera
(en valores absolutos)

Preguntas de autoevaluación. Tema 6.

6.1. What magnitude tells us the absolute humidity contained in an air mass?

- a) The saturation tension.
 - b) The dew point.
 - c) The vapor tension.
 - d) Relative humidity.
- 6.2. Under what conditions will we have a relative humidity of 75%?
- a) Saturation tension 7.5 and vapor tension 10.
 - b) Air temperature 7.5 and dew point 10.
 - c) Dew point 10 and air temperature 7.5
 - d) Vapor tension 7.5 and saturation tension 10.
- 6.3. Suppose an air mass is cooled and at the same time the relative humidity is maintained. Which of the following statements are false?
- a) The vapor tension of the air decreases.
 - b) The saturating vapor tension of the air decreases.
 - c) The dew point temperature decreases.
 - d) The dew point temperature increases.
- 6.4. What are the characteristics of very humid hot air versus cold and dry air?
- a) Lower density and higher stability.
 - b) Higher density and higher instability.
 - c) Lower density and higher instability.
 - d) Higher density and higher stability.
- 6.5. The adiabatic gradients of ascending saturated air and dry air are:
- a) $-6^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. for saturated air and $-10^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ for dry air.
 - b) $-6.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. for saturated air and $-10^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ for dry air.
 - c) $-10^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. for saturated air and $-6.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ for dry air.
 - d) $-10^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. for saturated air and $-6^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ for dry air.
- 6.6. Under what atmospheric thermal gradient will become unstable a mass of dry (non saturateed) air?
- a) Atmospheric thermal gradient of $-9^{\circ}\text{C}/\text{Km}$.
 - b) Atmospheric thermal gradient of $-12^{\circ}\text{C}/\text{Km}$.
 - c) Atmospheric thermal gradient of $-6.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$.
 - d) None is correct.
- 6.7. What is the reason for the saturated air to have a less pronounced adiabatic gradient than dry air?
- a) Because of the lower density of water vapor.
 - b) Because of the release of the latent heat of condensation.
 - c) Because of the higher density of water vapor.
 - d) Because of the strong updrafts.
- 6.8. Consider the next statements:
- a) Saturated air is more stable than dry air.
 - b) Dry air is stable under all conditions.
 - c) Saturated air is unstable under all conditions.
 - d) None is correct.
- 6.9. In meteorology, the stability of an air mass implies:.
- a) That the air mass always tends to descend.

- b) That the air mass always tends to ascend.
 - c) That the air mass forced to ascend will tend to descend.
 - d) That the mass of air forced to ascend will tend to continue ascending.
- 6.10. At a given pressure, on what exclusively does the saturation pressure depend?
- a) On the temperature.
 - b) On absolute humidity
 - c) On the temperature and absolute humidity
 - d) On the temperature, absolute humidity and wind.

7. Viento local y turbulencia.

7.1. Concepto y tipos de vientos locales.

El viento general es calculado conforme a modelos matemáticos que tan sólo tienen en cuenta la influencia de los sistemas de presión, la fuerza de coriolis, la fuerza centrífuga y el rozamiento, se aplican a gran escala y no tendrán en consideración otras fuerzas que también influyen en la dirección y velocidad del viento. A una escala local, aparecen otros factores que alteran significativamente las condiciones reales, de forma que el viento efectivo cerca de la superficie puede ser completamente distinto del previsto en las cartas de predicción. Es lo que denominamos vientos locales.

Es fundamental que los pilotos conozcan a la perfección estos fenómenos y sepan prever, por sus propios medios, conocimiento, razonamiento y experiencia las condiciones locales de viento que se va a encontrar en una zona concreta. Si esto es verdad para cualquier piloto, mucho más para los pilotos de helicóptero, cuya especialidad los lleva a operar muchas veces cerca de la superficie en zonas en las que carecen de toda información meteorológica específica distinta de las previsiones generales, que pueden diferir extraordinariamente del viento local.

Por un lado, los accidentes orográficos, como cordilleras, altiplanicies, acantilados o incluso grandes edificios, darán lugar a fenómenos de convergencia y divergencia que alterarán la dirección y velocidad del viento dominante.

Por otro lado, las diferencias de temperatura originadas por el ciclo diurno y el diferente grado de absorción de calor de las laderas montañosas o el mar y la tierra darán lugar a la formación de brisas de distinto tipo, que se sumarán como una componente del viento general o llegarán a suplantarle por completo si éste es de poca intensidad.

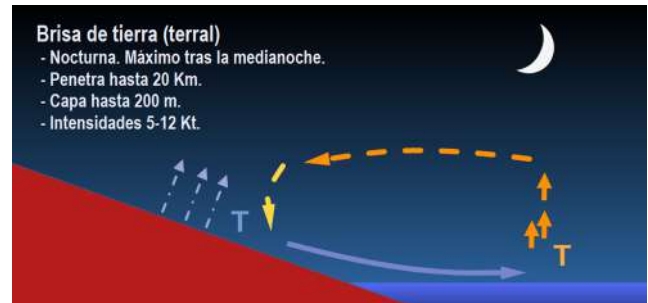
7.2. Brisas costeras.

Como es sabido, el suelo tiene un calor específico mucho menor que el agua. Esto hace que el suelo se caliente por absorción y se enfríe por radiación con mayor rapidez que el mar. Una consecuencia de esto es que, en las zonas de interior, las temperaturas oscilan, tanto con el ciclo diurno como anual, con mucha más intensidad que en las zonas costeras. En estas, el mar, con su gran inercia térmica, ejerce un efecto moderador y da origen a climas más suaves al evitar que las temperaturas mínimas desciendan tanto como en el interior y conteniendo el ascenso de las máximas.

A nivel local y a lo largo del ciclo diurno, este efecto es especialmente intenso en la franja costera en los meses de verano, en los que la diferencia de temperaturas entre la tierra y el mar puede alcanzar 10°C ó 15°C con facilidad. El suelo se calienta rápidamente con la radiación solar durante la mañana. La capa de aire más próxima al suelo adquiere esta temperatura al cabo de unas horas, de forma que a media mañana ya existe una capa de aire muy caliente cerca de la superficie sobre el suelo, mientras que la que se encuentra sobre el agua tendrá una temperatura sensiblemente más moderada.

El aire más cálido sobre la tierra será menos denso y se formará una corriente ascendente, creando una baja presión relativa sobre la tierra. Esta baja presión relativa atrae al aire situado sobre el mar, menos recalentado, de forma que se crea una corriente de aire desde el mar hacia la tierra, que es la brisa marina (o virazón), que alcanza su intensidad máxima en las primeras horas de la tarde. Por encima de la brisa, a una cierta altitud, el aire enfriado en el ascenso, se desplazará sobre el mar, donde desciende para cerrar el circuito de la brisa.

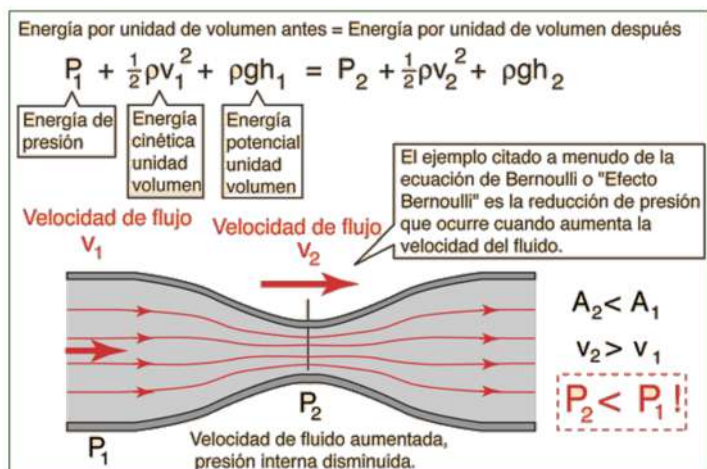
Por el contrario, al caer el sol, la tierra comienza a enfriarse rápidamente por radiación, mientras que el mar mantiene gran parte del calor del día. En consecuencia, el aire situado sobre el mar deviene más cálido que el aire situado tanto sobre él como sobre la tierra, se forma una baja presión relativa y comienza a ascender el aire situado sobre el mar, invirtiéndose el proceso anterior. Se forma así la brisa terrestre (terral) que desciende de la tierra hacia el mar durante la noche, alcanzando el máximo pasada la medianoche. También en este caso, a cierta altura, se produce el regreso del aire sobre la tierra, descendiendo para cerrar el circuito.



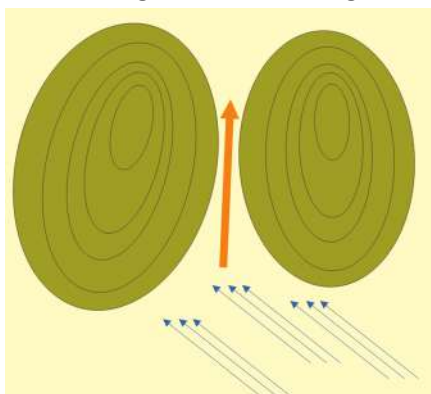
Las diferencias de temperatura entre tierra y mar son más intensas durante el día (por ejemplo 35°C frente a 22°C) que durante la noche (por ejemplo 15°C frente a 22°C) Como consecuencia, la brisa marina será de mayor intensidad que el teral, penetra más en la tierra de lo que la otra lo hace en el mar y el espesor de la capa donde la brisa es significativa es mayor en la brisa marina que en el teral.

7.3. Convergencia y divergencia orográfica.

Según el principio de Bernoulli, en un flujo constante, la suma de todas las formas de energía del fluido a lo largo de una línea de flujo es la misma en todos los puntos de esa línea. Esto requiere que la suma de la energía cinética, energía potencial y energía interna permanezca constante. Por ello, cuando un fluido se ve forzado a discurrir por un conducto que se estrecha, necesariamente debe incrementar su velocidad y disminuir su presión interna para que se cumpla el principio de conservación de la energía.

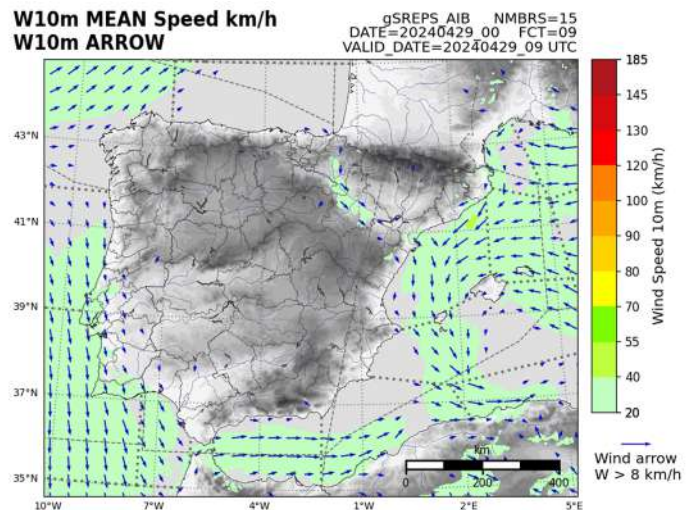


Esto es válido, en concreto, para el flujo del viento cuando se encuentra un obstáculo orográfico que ocupa parte del espacio por el que se desplaza el aire. En efecto, cuando el viento incide contra una montaña o un edificio grande, se ve obligado a rodearlo, encauzándose por los valles que lo flanquean y/o a superarlo por arriba. En el primer caso, hablaremos de convergencia horizontal y, en el segundo, de convergencia vertical.

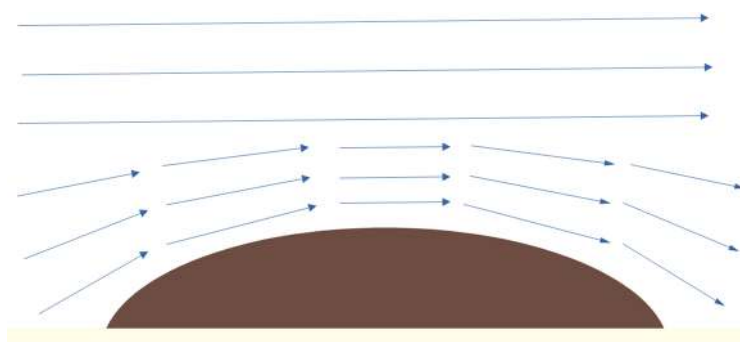


La convergencia horizontal se comprende intuitivamente. El viento debe encauzarse a lo largo de los valles o cañones que quedan entre los obstáculos montañosos. Es evidente que disminuye el cauce por el que el viento discurre y, en aplicación del principio de Bernoulli, su velocidad se incrementa. Además, lógicamente, su dirección variará de forma significativa, tendiendo a seguir la dirección del valle y no la que caracterizaba al viento antes de entrar en él.

Estas situaciones son muy habituales en los pequeños valles montañosos o en los cañones de los ríos, pero también entre grandes edificios en un paisaje urbano y en grandes formaciones orográficas, como puede ser el caso de la formación del Cierzo, viento que se encauza a lo largo del Valle del Ebro. Como se puede ver en el caso real de mapa de viento previsto en superficie, el viento dominante flojo y del Oeste, se convierte, en la zona del Valle del Ebro en un viento del Noroeste con una intensidad significativamente superior a la del terreno fuera del valle. También es muy característica la formación de intensas corrientes de viento al paso del Estrecho de Gibraltar.

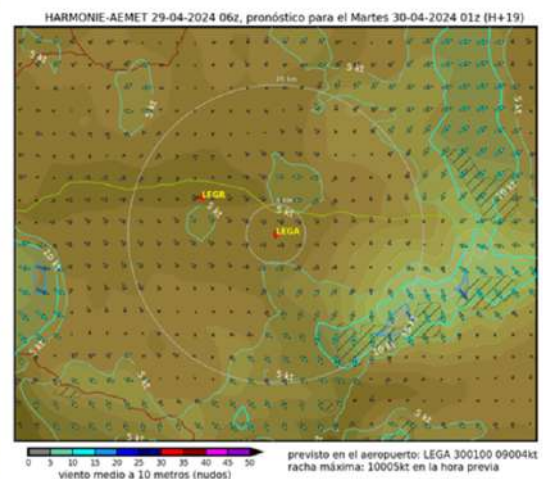
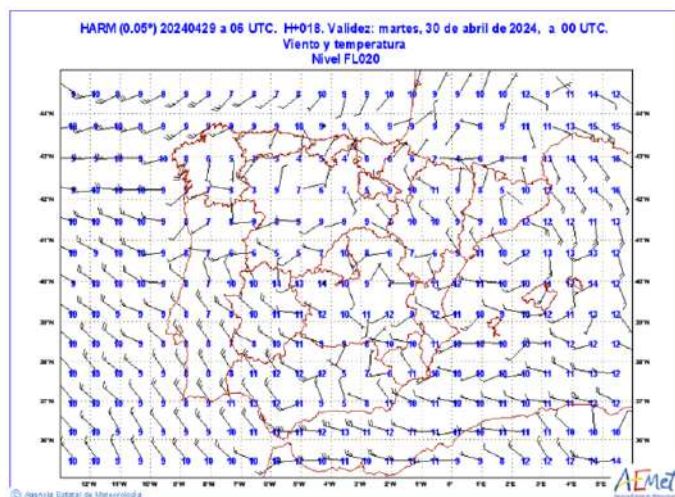


Cuando la convergencia cesa y los valles o cañones se abren, el efecto de aceleración del viento perdura una cierta distancia y tras ella se va disolviendo.



No obstante, el viento también puede verse, al menos parcialmente, encauzado por encima y no alrededor de los obstáculos orográficos. En este caso, el estrechamiento se produce entre el nivel ascendente de la superficie y el nivel de la tropopausa. Si esta se encuentra, por ejemplo, a 9 Km. de altitud y el obstáculo orográfico es de 2.000 metros sobre el mar, el cauce por el que discurre el viento pasa de una dimensión vertical de 9 a 7 kilómetros. La dimensión vertical de este estrechamiento es suficiente como para que se produzca un significativo incremento de la intensidad del viento, que va creciendo hasta alcanzar la cumbre para después descender en intensidad a sotavento cuando las líneas de flujo vuelven a divergir.

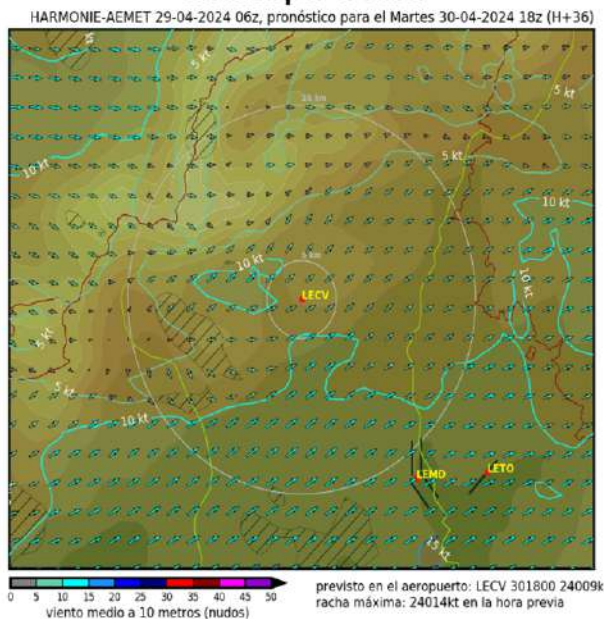
Podemos ver ejemplos de este fenómeno sobre la cordillera de Sierra Nevada, al Sureste del campo de Armilla (LEGA) en la ilustración siguiente. Podemos observar (mapa de la izquierda de escala nacional), como el



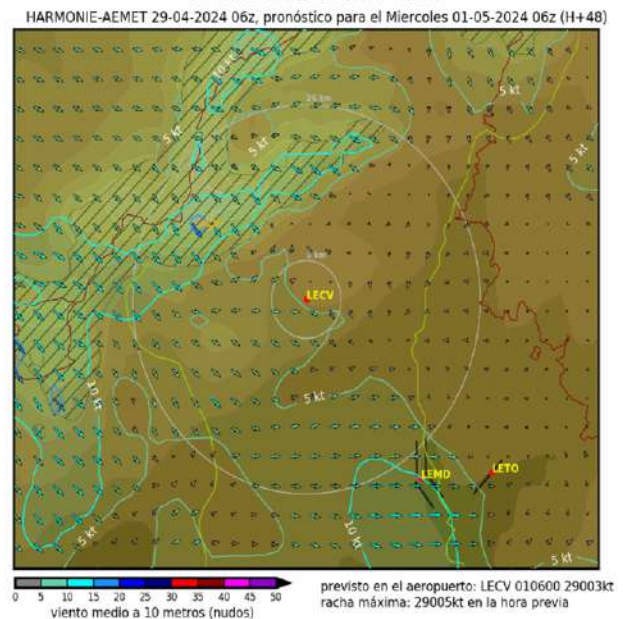
viento previsto para la zona, de apenas 5 Kt y dirección más o menos del Norte, se transforma sobre el macizo de Sierra Nevada en un viento con clara dirección del Noroeste y llegando a los 15KT., para rápidamente volver a las condiciones iniciales al superar la ladera de sotavento.

Debemos además tener en cuenta que el comportamiento que siga el viento dependerá de su dirección respecto de la orientación de la cadena montañosa. Así, un viento relativamente paralelo a la cadena montañosa tenderá a encauzarse a lo largo de los valles (mapa de la izquierda para el viento en el área de Colmenar Viejo (LECV) para las 18Z. Sin embargo, cuando la dirección del viento es aproximadamente transversal a la cadena montañosa, asciende sobre ella y se produce el fenómeno de la aceleración del viento sobre las cumbres (ilustración de la derecha para las 06Z)

Viento paralelo a la cadena montañosa se encauza por el valle.

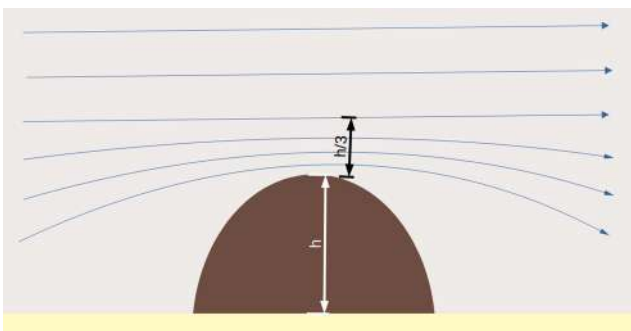


Viento transversal a la cadena montañosa se acelera sobre ella.

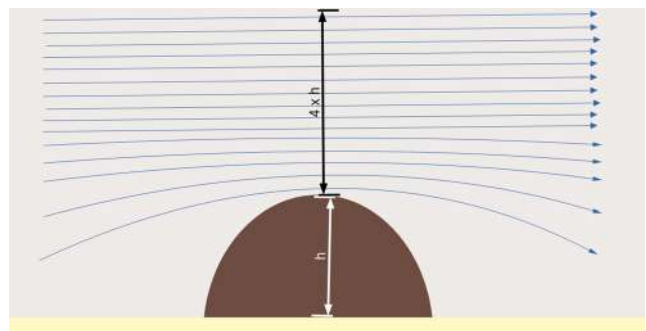


Además, el viento acelerado sobre las cordilleras, se extenderá a lo largo de una capa de espesor variable, que dependerá de la intensidad del viento y de la altura de la cadena montañosa respecto al llano. Si la intensidad del viento es menor de 20 nudos, el espesor de esta capa, en la que el viento incrementa su velocidad, será, aproximadamente, un tercio del obstáculo orográfico, siendo posible evitarla ascendiendo sobre ella. Sin embargo, si la velocidad del viento supera los 20 nudos, esta capa se extenderá hasta cuatro veces la altura de la cadena montañosa, por lo que, por lo general, será imposible eludirla por elevación.

$V < 20 \text{ Kt.}$



$V > 20 \text{ Kt.}$

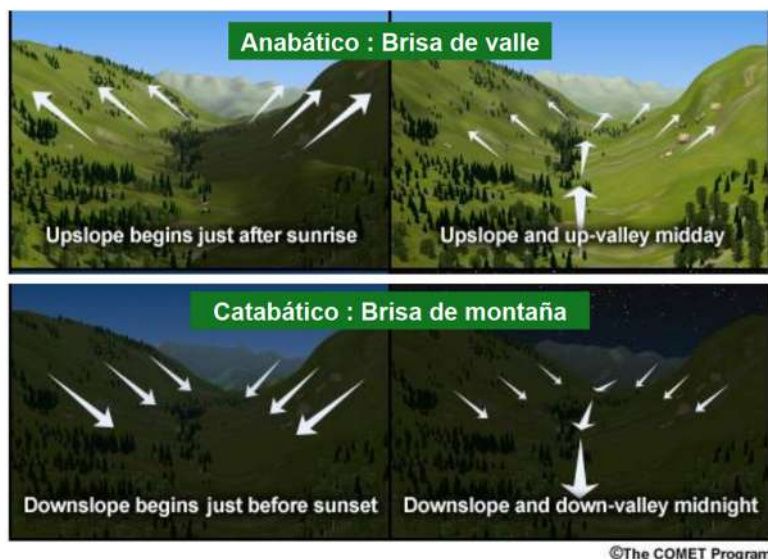


7.3. Brisas de valle de montaña.

Las brisas de valle y montaña son de especial importancia para la seguridad en el vuelo cuando operamos en terreno montañoso en un país de tan accidentada orografía como España. Por su ciclo cambiante con el día y, sobre todo, por el carácter descendente de las brisas de montaña.

El origen de estas brisas, al igual que en el caso de las brisas costeras, es térmico. Cuando el sol comienza a calentar las laderas de los valles, la capa de aire superficial más próxima al suelo se calienta diferencialmente más que el resto del aire y comienza a ascender. Se crea así un flujo de aire ascendente por la ladera que va ganando intensidad y generalizándose a medida que el día avanza. Hacia mediodía, tendremos ya un viento que asciende por el fondo del valle y las laderas hacia las cumbres. Este viento es la brisa de valle (dirección de la que proviene).

Por el contrario, al atardecer y aun antes de que se produzca el ocaso, el Sol apenas si tiene ya intensidad como para calentar el suelo, mientras que éste está ya perdiendo calor por radiación de forma significativa, enfriándose rápidamente. La capa de aire más próxima al suelo será la primera en enfriarse, tornarse más densa y, en consecuencia comenzar a “hundirse” ladera abajo hacia el fondo del valle. Cuando avance la noche, y este fenómeno crezca en intensidad, tendremos un viento generalizado valle abajo. Es la brisa de montaña (dirección de la que proviene).

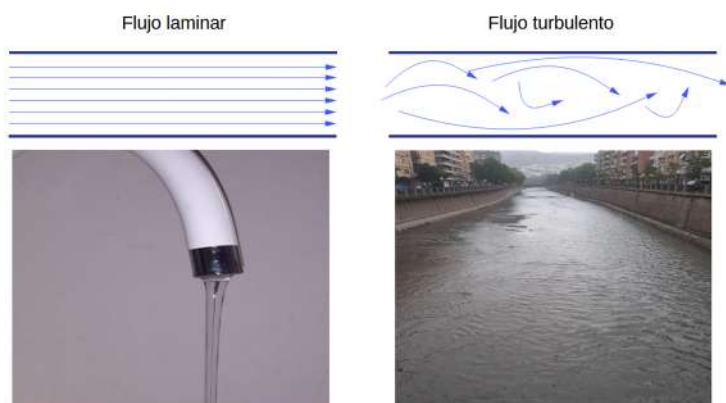


El nombre técnico para estas brisas responde a la dirección hacia la que van, denominándose viento anabático a la brisa de valle y viento catabático a la brisa de montaña. Estos nombres se forman a partir de los prefijos griegos “ana”, ascendente y “cata”, descendente.

Es de gran importancia recordar que la brisa de montaña, y por tanto descendente, comienza algunas horas antes de la puesta de Sol, adelantándose en los valles en sombra.

7.4. Concepto de turbulencia.

El discurrir de un fluido puede tomar dos formas o regímenes de naturaleza distinta: flujo laminar o flujo turbulento. En el flujo laminar, las partículas del fluido se mueven de forma uniforme, siguiendo trayectorias paralelas y predecibles, como en una acequia muy tranquila o, véase la imagen, a la salida de una cañería a baja

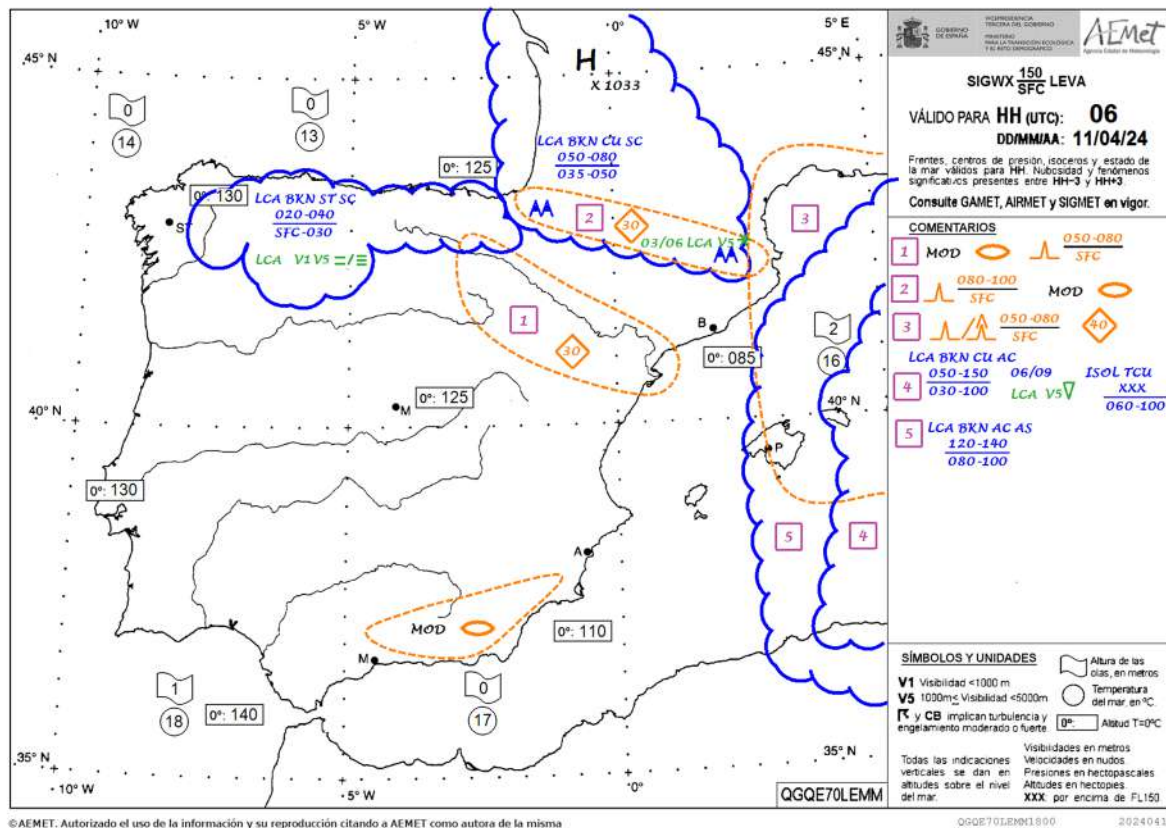


presión y velocidad. Por el contrario, el flujo turbulento se produce cuando las partículas del fluido se mueven de forma caótica e impredecible, interactuando unas con otras y mezclándose, como ocurre en un río de curso medio o alto.

La transición del flujo laminar al turbulento ocurre cuando se encuentran capas de fluido que se desplazan a velocidades distintas, o cuando un obstáculo

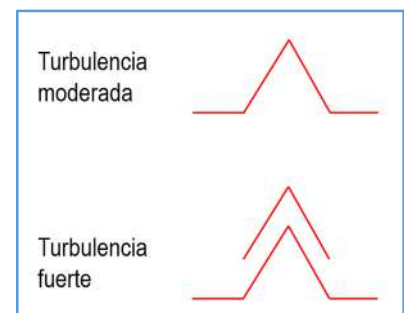
fuerza a que una parte del fluido cambie de dirección y velocidad, perturbando al resto. Se origina así lo que llamamos una turbulencia.

La turbulencia en el aire la podemos encontrar a todas las escalas, desde el tamaño de centímetros del humo de una vela hasta los miles de kilómetros de una borrasca. Con respecto a su origen, como ya hemos dicho, cualquier causa que altere el flujo laminar modificando la dirección o velocidad de una porción de aire dará lugar a la aparición de turbulencia más o menos intensa y más o menos localizada.



Así, tenemos: turbulencias de origen térmico, cuando la elevación de temperatura de una parte de la masa de aire provoca la aparición de corrientes ascendentes o incluso remolinos de polvo (tolvaneras); turbulencias de origen mecánico, cuando el viento incide sobre un obstáculo como una colina o un hangar y se ve obligado a rodearlo; turbulencias de origen convectivo, ligadas al ascenso y formación de este tipo de nubes, con fuertes corrientes ascendentes y descendentes y turbulencia ligada al paso de sistemas frontales, con voluminosos ascensos de masas de aire y cambios bruscos en la dirección del viento.

Durante el vuelo, las turbulencias que más incidencia tienen son las de tamaño relativamente pequeño, en el orden de magnitud de la aeronave, sea cual sea su origen. Pueden ocasionar molestias significativas al pasaje, caídas, vibraciones, pérdidas bruscas de altitud y en general suponen un riesgo para la navegación. Por eso, en los mapas significativos se da cuenta de la existencia de turbulencia. No obstante, es importante recordar que tan sólo se señalaran las turbulencias moderada y severa. En el mapa significativo adjunto se señala turbulencia moderada en el Valle del Ebro y en el Pirineo y de moderada a fuerte sobre el Mediterráneo, desde Mallorca



y Menorca hasta la Costa Azul. Finalmente, al Sur, se marca un perímetro de turbulencia para todo el entorno de Sierra Nevada y parte de la Sierra de Segura, con onda de montaña moderada.

7.5. Turbulencia mecánica.

Se forma cuando el viento se ve forzado a superar un obstáculo, abriéndose bruscamente las líneas de flujo a barlovento para luego tener que volver a encontrarse a sotavento, donde tenderá a formarse una ligera subpresión dependiendo del perfil del obstáculo. Éste puede ser desde un hangar u otro edificio de grandes dimensiones a una colina o una cadena montañosa y la intensidad de la turbulencia, dependerá tanto de la geometría y tamaño del obstáculo como de la intensidad del viento y de su orientación respecto del obstáculo.



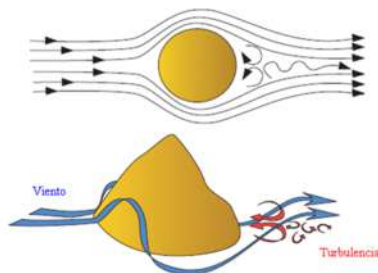
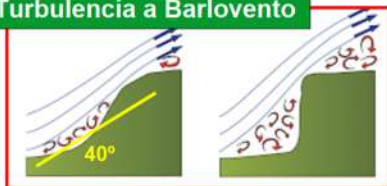
Figure 12-16. Turbulence in mountainous regions.

Como regla general, las turbulencias más significativas se darán siempre a sotavento del obstáculo, formándose remolinos y un viento racheado cuya dirección e intensidad puede variar mucho respecto de la del viento incidente que la ha originado. La turbulencia puede dar origen no sólo a saltos y vibraciones, sino a pérdidas momentáneas de sustentación y altitud, lo que las hace especialmente peligrosas en terreno montañoso, sobre todo volando a baja altura.

También pueden formarse turbulencias muy significativas a barlovento en el caso de que el obstáculo presente, en su perfil expuesto al viento, una inclinación significativa, desde los 40° en adelante (acantilados, fachadas de grandes edificios, riscos muy abruptos).



Turbulencia a Barlovento



La capa de turbulencia mecánica se extiende hasta 3000 Ft (1000m)
Capa de rozamiento

En el tema dedicado al viento ya introdujimos el concepto de capa límite. En su interior, la velocidad del viento es menor al 99% del viento en la atmósfera libre. Es en esta capa, llamada también capa de rozamiento, extendida por lo general hasta los 3000 pies de altura, donde domina el flujo turbulento y se producen mayores mezclas verticales de aire. De ahí que se disperse gran parte de la energía cinética del viento y éste se frene.

7.6. Turbulencia térmica.

Cuando se calientan las capas bajas de la atmósfera, especialmente en primavera o verano y con radiación solar intensa, la temperatura del aire más próximo al suelo puede llegar a ser mucho más alta que las capas situadas sobre él. Si se alcanza la temperatura de disparo, se iniciarán fenómenos convectivos que pueden ir desde un modesto remolino local hasta la formación de un cumulonimbo, si hay humedad suficiente, o una tormenta de polvo, como ya vimos en el capítulo anterior.

La turbulencia térmica es especialmente intensa en las tardes de verano volando sobre tierra y, si bien las corrientes ascendentes pueden ser favorables, debe tenerse en cuenta que la inestabilidad que conlleva

para el vuelo. Así mismo, en sus inmediaciones habrá, por lo general, corrientes descendentes también intensas que cierran la circulación y pueden afectar al vuelo.

Por lo general, la turbulencia térmica desciende al caer el Sol y desaparece por la noche, por lo que el vuelo nocturno tendrá lugar en condiciones de mayor estabilidad.

7.7. Onda de montaña.

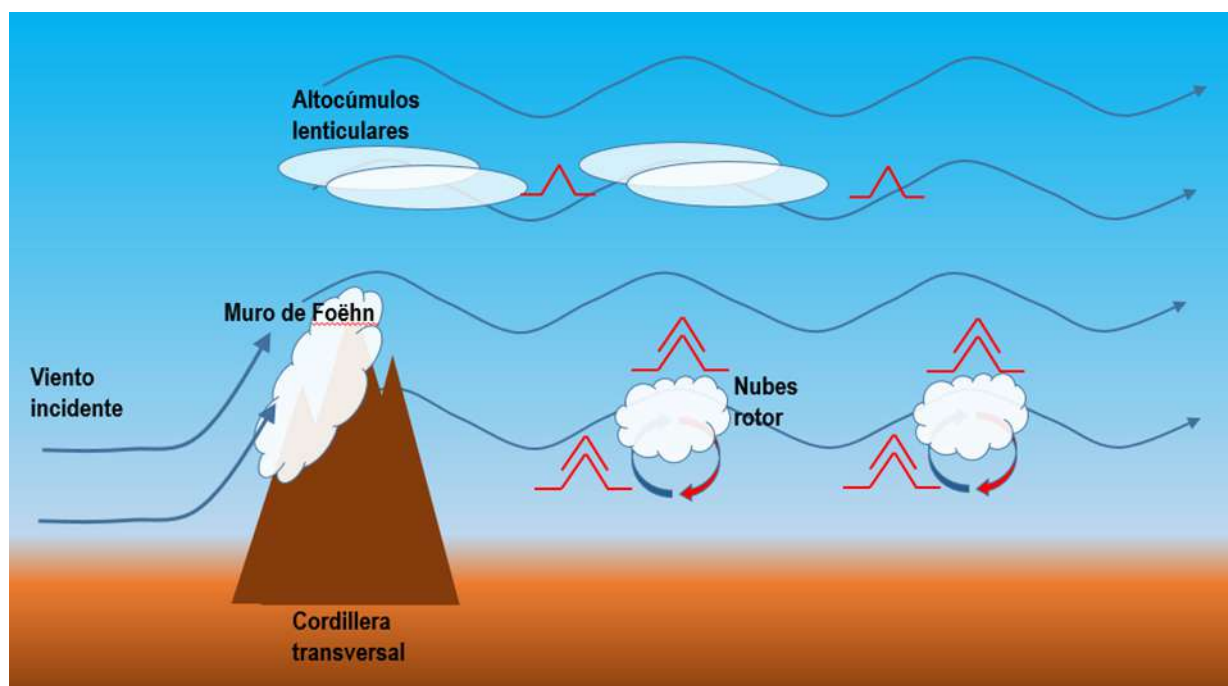
La onda de montaña es un fenómeno que da origen a fuertes turbulencias y engelamiento, si se dan las condiciones oportunas, por lo que es de importancia conocer su origen y características, así como las situaciones en las que se produce.

Cuando el viento incide contra una cordillera montañosa de forma aproximadamente perpendicular, se ve obligado a ascender por barlovento creciendo en intensidad. Como ya hemos visto, si hay condiciones de estabilidad, descenderá por la cordillera de sotavento. Estas situaciones pueden dar origen al fenómeno conocido como onda de montaña, siempre y cuando se den, conjuntamente, las siguientes condiciones:

1. Viento de una intensidad mayor a 15 Kt.
2. Cadena montañosa relativamente perpendicular a la dirección del viento.
3. Fuerte estabilidad (anticiclón o incluso inversión térmica en la cima montañosa).



Cuando se dan todas estas circunstancias, se produce un ascenso forzado de aire a barlovento, creándose una nube de retención sobre la cordillera montañosa denominada muro de Foëhn, mientras a sotavento el aire vuelve a descender con intensidad. Se forma así una onda de gravedad similar a las olas del mar que se propaga en el sentido del viento incidente, con bruscos ascensos y descensos del aire, que dan origen a turbulencia muy significativa. La onda de montaña, dependiendo de la intensidad del viento y el grado de estabilidad



atmosférica, puede llegar a propagarse por espacio de varios cientos de kilómetros, llevando todos los efectos asociados a ella hasta grandes distancias de la cordillera en la que se ha originado.



En las zonas de ascenso, si la humedad y temperatura son tales que permiten la condensación, se formarán las denominadas *nubes rotor*, que forman una estructura de bandas paralelas a la cordillera montañosa, coincidiendo con las zonas de elevación del aire. Dado que estas nubes rotor se forman por elevación del aire en las elevaciones de las ondas de montaña, pueden darse condiciones para el engelamiento si dentro de ellas se cruza la línea de los cero grados de temperatura.

Por encima de las nubes rotor y del tope de la cordillera montañosa, se suelen formar unas nubes típicas de la onda de montaña, que son los altocúmulos lenticulares, con un contorno muy reconocible que da forma al símbolo de la onda de montaña. No obstante, en condiciones de extrema sequedad, pueden darse las ondas de montaña sin que estas nubes estén presentes.



La turbulencia puede llegar a ser muy fuerte en el entorno de las nubes rotor, con corrientes ascendentes y sobre todo descendentes de varias decenas de Km/h de intensidad, por lo que deben evitarse. En caso de atravesar necesariamente una zona de onda de montaña, es recomendable elevarse lo más posible, hasta la zona de turbulencias algo menos intensas en la altura de los altocúmulos lenticulares.

7.8. Tipos de nubes y turbulencia.

Los tipos de nubes que suelen tener asociada una turbulencia más severa son las de tipo convectivo: cúmulos de desarrollo vertical moderado o alto, torrecúmulos y cumulonimbos. En ellas, se dan corrientes ascensionales intensas, con gran turbulencia, que llegan a convivir, al iniciarse la precipitación, con fuertes corrientes descendentes, llegándose así a una turbulencia extrema.

Nubes altas	
Sin turbulencia (algo cirrocúmulos)	
Nubes medias	
Altocúmulos	Sin turbulencia
	Castellanus: mayor inestabilidad
	Lenticulares: ondas de montaña
Altostratos	Delgados: Sin turbulencia
	Espesos: Ligera a moderada
Nubes bajas	
Nimbostratos	Turbulencia débil a moderada
	Fuerte si cerca de la superficie (niveles bajos o montaña)
Estratos	sin turbulencia
Estratocúmulos	Turbulencia térmica por debajo
Cúmulos	Humilis: ligera por térmica
	Congestus: (TCU) Turbulencia moderada o fuerte. Evitar.
Cumulonimbos	(CB) Fuerte. Evitar.

Los estratocúmulos suelen formarse por turbulencia mecánica, que da origen a ascensos de aire hasta el nivel de condensación, como se verá en el próximo tema, por lo que nos indican que existen turbulencias desde el nivel de superficie.

Los nimbostratos pueden tener en su seno turbulencia débil o moderada, pudiendo llegar a ser fuerte si se acercan mucho al nivel del suelo o si se ven forzados a elevarse al contacto con una cordillera montañosa.

Los altocúmulos lenticulares alertan de la posible presencia de onda de montaña, con turbulencia moderada a fuerte, mientras que los altocúmulos castellanus son expresión de inestabilidad y corrientes ascendentes en altura, por lo que muy posiblemente se dará turbulencia por debajo de ellos.

Finalmente, los altostratos pueden venir acompañados de una turbulencia ligera a moderada, siendo la turbulencia asociada al resto de nubosidad, ligera o inapreciable.

Preguntas de autoevaluación. Tema 7.

- 7.1. What symbols are not shown into significant maps?
- a) Smoke.
 - b) Light turbulence.
 - c) Haze.
 - d) All are wrong.
- 7.2. When an air mass crosses a mountain barrier, which of the following statements is true?
- a) With light wind and smooth mountains we can find turbulence at windward.
 - b) The presence of clouds over the crest denotes absence of wind.
 - c) Approaching from leeward we find less turbulence than approaching from windward.
 - d) The existence of stability allows for the formation of mountain waves.
- 7.3. What conditions are necessary for mountain wave formation?
- a) Intense wind (+30KT) transverse to the mountain chain and stable air.
 - b) Oblique wind towards the mountain chain, more than 15 KT and stable air.
 - c) Crosswind over the mountain chain, more than 15KT and stable air.
 - d) No thermal inversion and crosswind over the mountain range of more than 30KT.
- 7.4. The sea breeze or virazón:
- a) It blows from sea to land during the central hours of the day.
 - b) It blows from sea to land during the night.
 - c) It blows from land to sea during the central hours of the day.
 - d) It blows from land to sea during the nights.
- 7.5. On an approximation to Valencia, communications fail and we do not have METAR. In July, at 5 o'clock in the afternoon and with clear skies, the wind indicated on the charts for the Valencian Community is variable 5 KT. What wind is likely to be encountered at the airport?
- a) From West.
 - b) From North.
 - c) From South.
 - d) From East.
- 7.6. The descending mountain breeze:
- a) It blows from the peaks to the bottom of the valley and starts at night.
 - b) It blows from the bottom of the valley to the peaks during the central hours of the day.
 - c) It blows from the bottom of the valley to the peaks and starts shortly before sunrise.
 - d) It blows from the peaks to the bottom of the valley and starts shortly before sunset.
- 7.7. On an approximation to Zaragoza, into the Ebro Valley, communications fail and we do not have METAR. In July, at 5 o'clock in the afternoon and with clear skies, the wind indicated on the charts for Aragon Community is variable 3 KT. What wind is likely to be encountered at the airport?
- a) From North.
 - b) From South West.
 - c) From South East.
 - d) From North West.

7.8. What effect will turbulent flow have when operating the helicopter at low altitude between buildings?

Point out the incorrect answers?

- a) Attenuated wind over the buildings.
- b) Significant turbulence on the windward sides.
- c) Significant turbulence only on the leeward sides.
- d) Wind more intense when it runs between buildings.

7.9. Mountain wave can spread turbulence:

- a) Up to hundreds of kilometers downwind of the originating mountain range.
- b) Up to hundreds of kilometers upwind of the originating mountain range.
- c) Up to a few kilometers upwind of the originating mountain range.
- d) Up to a few kilometers downwind of the originating mountain range.

7.10. What kind of turbulence can we not find into an airfield?

- a) Mist turbulence due to the vicinity of fog and brime.
- b) Mechanical turbulence due to the wind interaction with buildings.
- c) Thermal turbulence due to the high temperature of platforms and runways.
- d) Turbulence cannot be encountered into an airfield.

8. Nubes, nieblas, visibilidad y precipitación.

8.1. Clasificación de las nubes.

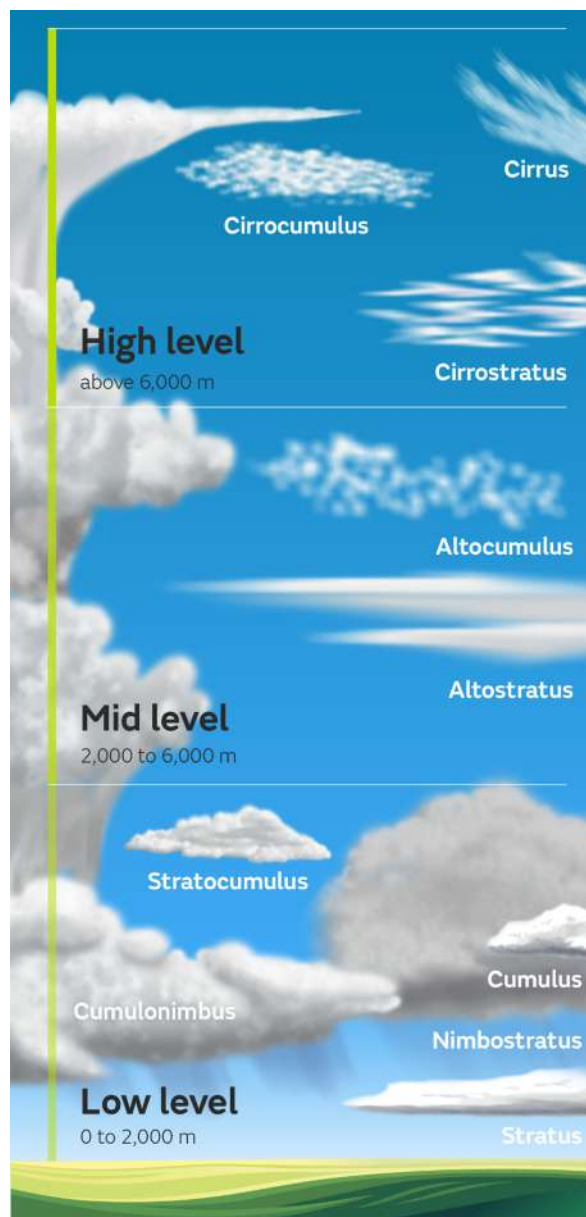
La clasificación básica de las nubes sigue un sistema muy simple basado en dos características: su altitud y la forma de su estructura. Por altitud, distinguimos entre nubes altas, medias y bajas, mientras que por su forma distinguimos entre nubes estratiformes, con una estructura más horizontal y cumuliformes, caracterizadas por movimientos verticales de aire y, por tanto, de mayor espesor. La combinación de estas características da lugar a 10 tipos básicos de nubes.

A continuación vamos a describir estos principales tipos de nubes. Debe tenerse en cuenta que estas definiciones tipo son una clasificación artificial que separa en categorías unos fenómenos que en la naturaleza aparecen con todos los posibles estados intermedios entre unas y otras. Por tanto, en la realidad, encontraremos nubes que presentan características mixtas entre unos tipos y otros, pudiendo resultar un tanto ambigua su clasificación.

8.1a. Nubes altas.

Se consideran nubes altas las situadas entre 23.000 y 35.000 pies (7 a 11 Km.) de altura. Dadas las temperaturas que predominan estas altitudes, están formadas exclusivamente por cristales de hielo. Dejarán una marca nítida en las imágenes infrarrojas de satélite, pero no tanto en las imágenes visibles, ya que suelen ser de escaso espesor.

La aparición progresiva y creciente de nubes altas suele estar asociada a la aproximación de un sistema



frontal, pudiendo éste llegar a atravesar de forma significativa la zona en la que nos encontramos o ser simplemente la cola del sistema la que nos afecte, sin que llegue a producirse precipitación u otros fenómenos significativos.

El tipo genérico de nube alta son los cirros. Los cirros (Ci) simples tienen aspecto filamentosos y pueden presentarse relativamente aislados o en forma de un

banco más compacto. El yunque de un cumulonimbo aparecerá como un gran cirro denso y compacto precediendo a la nube en su desplazamiento.

Los cirrostratos (Cs) son una capa continua y tenue que cubre todo el cielo o gran parte del cielo. Es prácticamente transparente y puede dar lugar la formación de halo solar, creado por la refracción de la luz solar en los cristales de hielo que forman la capa nubosa. En la imagen podemos ver un halo solar creado por un cirrostrato que cubre todo el cielo, acompañado de un pequeño cumulo fractus debajo.



Los cirrocúmulos (Cc) constituyen bancos de copos con un aspecto granular, más densos que el resto de los cirros. Su aspecto suele ser absolutamente blanco, formando bandas y no aislados. De forma habitual,



estarán acompañados de otros tipos de cirros. Su presencia indica, sobre todo si cubren de forma creciente una parte muy significativa del cielo, que la atmósfera es inestable y que es posible la aproximación de una borrasca. En la imagen adjunta se aprecian bandas anchas de Cirrocúmulos sobre Sierra Nevada.

8.1b. Nubes medias.

Llamamos nubes medias a las que aparecen entre 6.500 y 23.000 pies de altura (de 2 a 7 Km.) sobre el suelo. Debido a las temperaturas que se dan en la atmósfera a esas alturas, su composición puede ser tanto de cristales de hielo como de gotas de agua líquida, o incluso en estado de subfusión si han sido ascendidas sobre la isocero.

Los altostratos (As) forman una capa continua con escasas o ninguna abertura. Suelen presentar una textura fibrosa o estriada y un color grisáceo. Pueden ser traslúcidos, dejando entrever la forma del Sol o la Luna a través de ellos, o completamente opacos. En la imagen podemos ver una capa de altostratos opacos, con algunos altocúmulos debajo, con cierto aspecto lenticular. Además, en la parte inferior, se aprecian algunas nubes de retención, estratos formados sobre las crestas de la montaña.





significativos ascensos, turbulencia, inestabilidad y condiciones favorables para la formación de tormentas.

Por el contrario, los altocúmulos lenticulares que, como ya hemos visto, se asocian a la onda de montaña, aparecen en condiciones de fuerte estabilidad y viento significativo a cierta altura. Tienen forma ovalada más o menos como una gran lenteja o platillo volante y un color blanco uniforme, con sombras entre sí o en su parte inferior que denota su volumen.



8.1c. Nubes bajas.

Finalmente, las nubes bajas pueden aparecer desde el nivel del suelo, en cuyo caso devendrán en nieblas y/o nubes de retención sobre las cordilleras montañosas, hasta los 6.500 pies (2 kilómetros). No obstante, esta referencia de altura debe tomarse con cierta holgura, ya que sobre terrenos montañosos pueden formarse y extenderse a mayor altura y en el caso del nimbostrato, éste puede llegar alturas típicas de las nubes medias, mientras que las nubes de gran desarrollo vertical, alcanzarán con facilidad niveles propios de las nubes altas.



cualquier caso, su aspecto es algodonoso, blanco, con sombras, más bien plano por abajo y rematado en una forma redondeada. Lógicamente, vienen acompañados de turbulencia por debajo y en su interior, ya que han sido originados por ascenso convectivo.

Los altocúmulos (Ac) aparecen en bancos, separados entre sí y con mayor espesor que los altostratos. Pueden dar lugar al típico cielo “enladrillado” Dentro de los altocúmulos, se distinguen dos variedades de mayor interés: los altocúmulos castellatus, se caracterizan por la aparición de varias torres nubosas, claramente más altas que el resto del altocúmulo, mientras que la base se presenta a una misma altura, como una línea recta, vista desde una cierta distancia. Estas torres o almenas (de ahí el nombre) denotan la presencia de corrientes convectivas, con

Los cúmulos (Cu) humilis o de buen tiempo, son nubes de desarrollo vertical, si bien pequeño o moderado, que se presentan muchas veces como consecuencia de una cierta inestabilidad y del ciclo de incremento de la temperatura en la superficie que da lugar a la creación de corrientes ascendentes en las horas centrales del día, por lo que se formarán en esa franja horaria para disolverse al final de la tarde (nubes de evolución). También pueden formarse como consecuencia del ascenso de aire forzado por la orografía. En



Si los cúmulos alcanzan mayor desarrollo vertical empiezan a transformarse en cumulo congestus o torrecúmulo (Tcu). El aspecto será muy parecido al del cúmulo, pero formando una torre muy significativa. Este tipo de nube ya presenta un riesgo severo tanto de turbulencia como de engelamiento, si se alza por encima del isocero y puede dar lugar a chubascos, así como a la formación de tormentas si el desarrollo vertical prosigue.

El cumulonimbo (Cb) es la etapa siguiente de desarrollo de la nube convectiva. Su gran dimensión vertical puede llevarlo a la altura de la tropopausa y dificulta que sea apreciada su estructura completa si no es desde una gran distancia. A niveles muy altos, la torre nubosa se abre en forma de filamentos, como un enorme cirro denso que se extiende hacia los lados, especialmente en la dirección del viento en altura. Esta parte de la nube es la que se denomina *yunque*. Los cumulonimbos dan lugar a chubascos, tormentas y rachas de viento, además de la lógica turbulencia y riesgo de engelamiento.

El ciclo de vida normal de la célula convectiva de un cumulonimbo aislado es de 60 a 90 minutos, por lo que se debe extremar la vigilancia, tanto visual como mediante el radar meteorológico, además de conocer las previsiones sobre su posible formación, ya que esta tendrá lugar en un intervalo de tiempo tan corto que difícilmente se podrá recibir un aviso específico sobre su presencia con la antelación suficiente como para evitar los riesgos que conllevan.



Los estratos (St) son nubes bajas de gran extensión horizontal y muy poco espesor. Si se forman muy cerca del suelo darán lugar a nieblas. Al contrario



que las nubes cumulares, denotan una situación de estabilidad, incluso de inversión térmica, por lo que su aparición suele coincidir con una visibilidad pobre, ya que hay poca circulación vertical del aire, humo o contaminantes, dificultándose también la disipación de las posibles brumas. En la imagen vemos unas franjas de estratos muy bajos a la derecha, mientras que, a la izquierda, la nubosidad ya se encuentra al nivel del suelo y se ha transformado en un banco de niebla.

Los estratocúmulos (Sc) presentan una estructura más densa que los estratos, con una textura en bandas o rodillos, dejando algunos claros entre ellos, que obedece a su formación originada en la turbulencia a niveles bajos. Las imágenes adjuntas corresponden en primer lugar a un estado intermedio entre un estrato y un estratocúmulo, mientras que la imagen siguiente corresponde a un típico estratocúmulo.



Si bien los estratocúmulos pueden extenderse llenando casi todo el cielo, suelen tener un espesor relativamente pequeño, en torno a los 2.000 pies, por lo que es posible atravesarlos, alcanzando por encima de ellos cielos habitualmente despejados con mar de nubes por debajo. Sin embargo, por debajo de ellos, la turbulencia será significativa. Además, al atravesarlos podemos encontrar una intensa alteración del viento, denominada cizalladura.



Finalmente el nimbostrato (Ns) es una nube de gran espesor, muy opaca y que ocupa una gran porción de cielo con un color gris plomizo, reduciendo mucho la luminosidad. Suele estar acompañada de precipitación continua, muchas veces en forma de llovizna y baja visibilidad. Además, por debajo del nimbostrato pueden aparecer fragmentos de cúmulos o estratos desgarrados (fractus), típicos de mal tiempo.

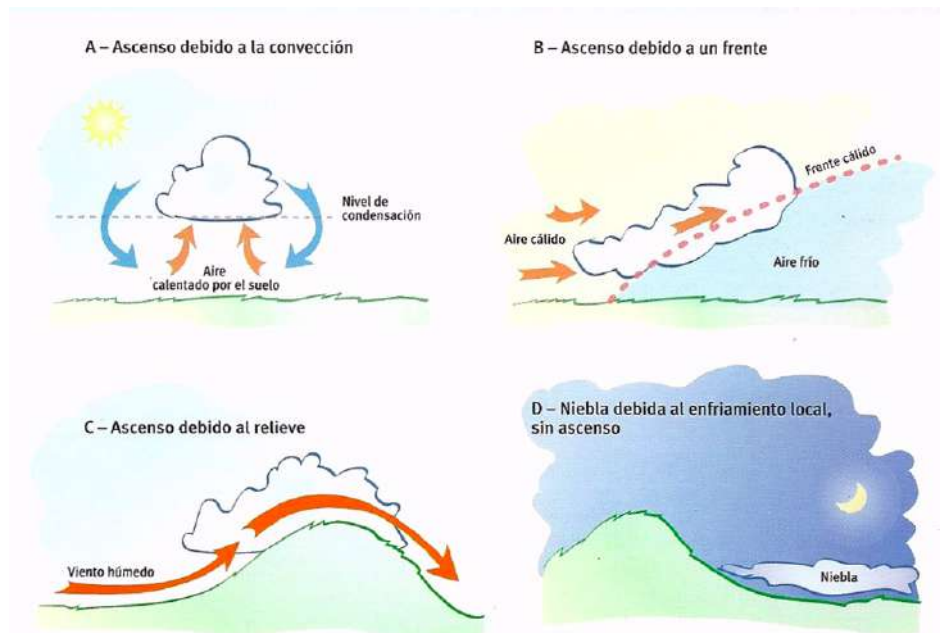
8.2. Formación de las nubes.

La formación de las nubes tiene su origen en cualquier mecanismo que provoque que una masa de aire con la suficiente humedad se enfríe lo suficiente como para alcanzar el punto de saturación y se provoque la condensación del vapor de agua que contiene en sus formas sólida o líquida.

Los mecanismos que originan este enfriamiento pueden ser los siguientes:

- La convección originada por una fuerte inestabilidad atmosférica y la creación de corrientes ascendentes (diagrama A).
- El ascenso forzado por la entrada de un frente cálido que haga que el aire caliente se eleve sobre el frío o a la inversa, de un frente frío que haga el aire frío se deslice por debajo del caliente, elevándolo (diagrama B).
- El ascenso forzado por la incidencia del viento contra un obstáculo orográfico, como ya vimos en el tema dedicado a las transformaciones adiabáticas. (diagrama C).
- El enfriamiento prolongado de una masa de aire por contacto con el suelo durante una noche con poco viento y cielos despejados (diagrama D), dando lugar en este caso a nieblas de radiación.

- El ascenso provocado por turbulencia a niveles bajos de origen mecánico, al soplar el viento sobre un terreno relativamente accidentado, dando lugar en este caso a la formación de una capa de estratocúmulos (fotografía E).

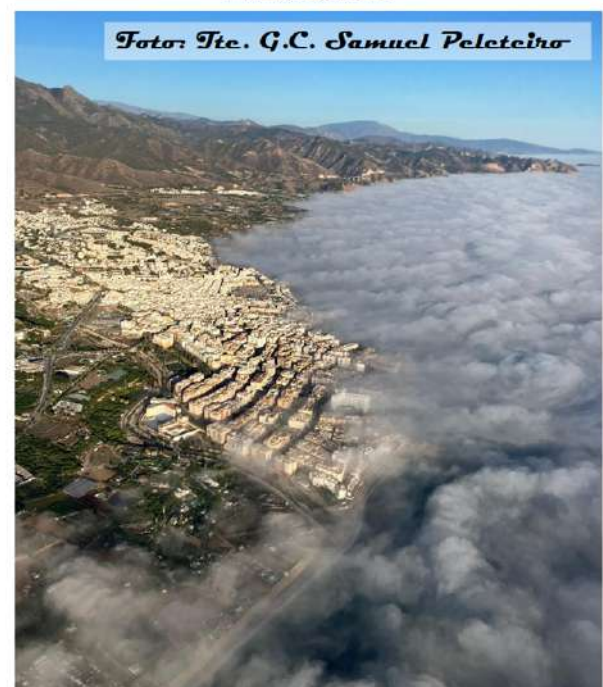


- Por advección al encontrarse una masa de aire cálida y húmeda con otra fría por desplazamiento horizontal de alguna de ellas debido al viento. (fotografía F).

E. Turbulencia mecánica



F. Advección



8.3. La visibilidad.

La visibilidad horizontal se define como la máxima distancia a la que un observador puede apreciar un objeto oscuro de dimensiones aparentes de medio grado a un grado de arco contra un fondo claro a una altitud de referencia de unos 5 metros sobre el suelo.

Como puede apreciarse, la definición es muy poco precisa, dependiendo de lo que se entienda por objeto oscuro, fondo claro, la percepción subjetiva del observador y el objeto que se elija como referencia. Pero además, como es lógico, la visibilidad dependerá de la dirección en la que se estime, del ángulo de incidencia de la luz solar y del punto de observación. Estas últimas consideraciones hacen que las medidas de

visibilidad artificiales estimadas con instrumentos hayan de ser consideradas con cautela, ya que podrían estar subestimando o, más grave aún, sobreestimando la visibilidad real, al no tener en cuenta bancos de niebla u otros fenómenos que la alteren significativamente a cierta distancia de donde se ubican los aparatos.

La forma en la que se cifra la visibilidad en los METAR y TAF se desarrolló en el tema 2. Ahora indicamos algunas definiciones de los meteoros que más la reducen, empezando por los fenómenos de oscurecimiento:

- Niebla (FG). Formada por gotas de agua o agujas de hielo microscópicas en suspensión. No es sino una nube baja a ras de suelo que disminuye la visibilidad a menos de 1 kilómetro. Para que se den condiciones de niebla se requiere que la humedad sea superior al 80% (sin que este hecho por sí sólo sea suficiente para que se forme niebla). Cuando la niebla forma masas densas separadas que limitan la visibilidad, pero dejando masas de aire claro entre ellas, se hablará de bancos de niebla (BCFG)
- Neblina o bruma (BR). Es una niebla tenue, con humedad también por encima del 80% pero con la visibilidad algo más alta, entre 1 y 6 kilómetros.
- Calima (HZ). Oscurecimiento del aire por partículas microscópicas de polvo seco en suspensión que reducen la visibilidad por debajo de 6 kilómetros pero con una humedad que no alcanza el 80%. Es típica de los meses de primavera, con entrada de masas de aire del Sur portadoras de polvo del Sáhara.
- Humo (FU). Sólo se indicará si dificulta la visibilidad horizontal por debajo de 6 kilómetros, pero no si se eleva lo suficiente para dejar el horizonte visible.
- Polvo (DU). Oscurecimiento formado por la elevación por el viento de partículas secas más gruesas que la calima. Si son aún más gruesas se hablará de arena levantada por el viento (SA).
- Cenizas volcánicas (VA). Extremadamente dañinas para la aviación, por lo que son objeto de avisos especiales.

El Monte Vives casi oculto por la calima



La precipitación, en sus distintas formas, también puede reducir la visibilidad de forma muy significativa.

Chubasco de lluvia sobre Granada



Las formas de precipitación que ocasionan una reducción más intensa son la nieve (SN) o la llovizna (DZ), aun cuando la cantidad de agua acumulada sea menor que en el caso de la lluvia (RA), el granizo (GR) o la nieve granulada (GS).

Lo que origina la reducción de la visibilidad es la dispersión de la luz del Sol o la Luna por las partículas u otros elementos contenidos en el aire, que hacen que este deje de ser transparente y, en su lugar, nos hacen llegar luz desde todas las direcciones, reduciendo la visibilidad de los

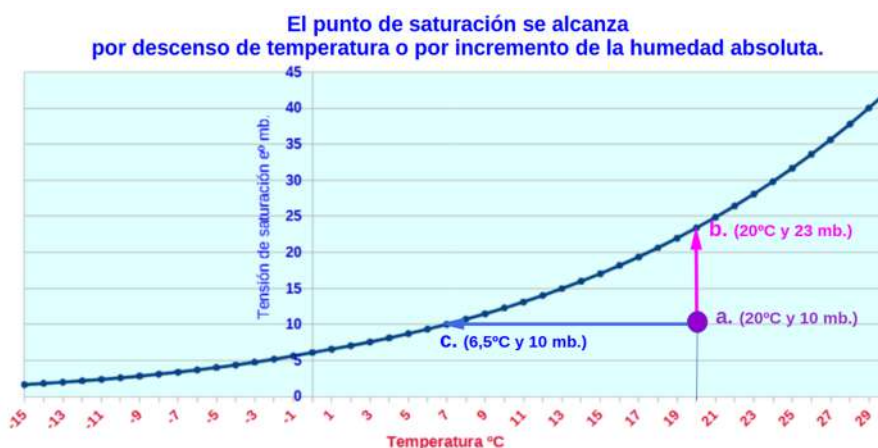
objetos situados más allá de ellos. El fenómeno es parecido al que ocurre si, al conducir de noche, cometemos el error de encender las luces largas del coche durante una nevada o llovizna. Con el incremento de la luminosidad, en lugar de mejorar la visibilidad, la reducimos.

Como las partículas que reemiten la luz sobre todo en la misma dirección hacia la que ésta viaja, la pérdida de visibilidad será máxima de cara al Sol o la Luna y, por el contrario, obtendremos una visibilidad relativamente mejor mirando en dirección contraria a la fuente luminosa, por lo que una toma, despegue o cualquier otra operación en condiciones de baja visibilidad será más segura si procuramos situar el helicóptero de espaldas al Sol.

8.4. La niebla. Formación y tipos

Puesto que la niebla no es más que una nube a ras de suelo, para que se forme niebla tienen que darse las mismas condiciones que para que se forme una nube: que una masa de aire llegue a estar lo suficientemente fría y húmeda como para que se alcance el punto de saturación y empiecen a condensar gotas que quedarán en suspensión en el aire (ver apartado 6.1.).

Por el contrario, para que la niebla se disipe, sólo será necesario que la masa de aire se caliente o suficiente o se mezcle con otro aire más cálido y/o seco como para alejarse del punto de saturación.



Por sus características y origen distinguimos los siguientes tipos de nieblas:

- **Niebla de radiación.** Se forma al enfriarse intensamente el suelo durante una noche despejada y con poco viento, preferiblemente durante un largo tiempo, por lo que las condiciones más favorables son los anticiclones en otoño o invierno. En este escenario, la capa de aire más cercana al suelo se enfría mucho, al transmitir su calor al suelo más frío y, al no mezclarse con capas de aire situadas sobre ella, su temperatura baja. Muchas veces, lo suficiente como para formar una cierta inversión térmica a niveles muy bajos. Si se alcanza el punto de saturación, se formará una capa de niebla densa pero de muy poco espesor, desde algunos metros hasta 100 metros, dejando normalmente el cielo visible. En estas condiciones, basta que el Sol se eleve algunos grados sobre el horizonte para que su radiación atraviese la capa de niebla, caliente el suelo, éste transmita su calor a la capa de aire lo suficiente como para alejarla de la saturación, elevando la temperatura por encima del punto de rocío, y se disuelva la niebla. La niebla de radiación también se disipará si aumenta la fuerza del viento al punto de originar mezcla con las capas más altas menos frías que aquéllas en las que se ha producido la condensación. En la foto adjunta se presenta un caso extraordinario de niebla de radiación en el que se ha formado también un arco de niebla, similar al arco iris pero no ocasionado, en este caso, por las gotas de lluvia, sino por las gotas microscópicas en suspensión.



- Niebla de advección. Llamamos advección al desplazamiento horizontal de una masa de aire que provoca que varíe alguna de sus propiedades. En este caso, la temperatura y humedad relativa. La niebla de advección se forma cuando una masa de aire cálido y cargado de humedad se desliza sobre una superficie más fría, perdiendo calor al contacto con ésta y bajando su temperatura hasta alcanzar el punto de saturación. Distinguiremos entre niebla de advección de tierra, cuando es el

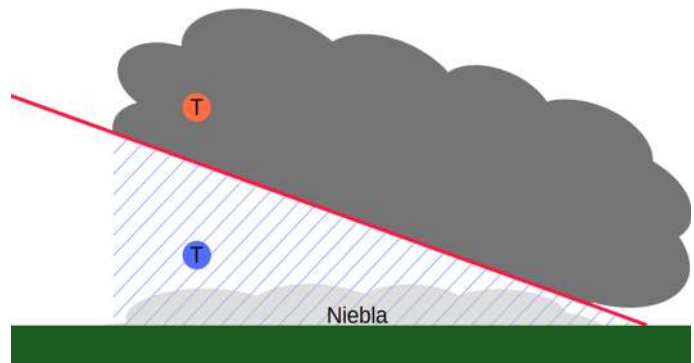
Niebla de advección en el puerto de Motril



aire cálido y húmedo el que penetra en invierno sobre el suelo frío y niebla de advección de mar, cuando es una masa de aire cálido y húmedo la que se desplaza sobre una masa de agua más fría. Se disipa con una alteración de las condiciones de viento que favorecen su formación o con el calentamiento de la superficie fría a lo largo del ciclo diario.

- Niebla frontal. Tiene su origen en la evaporación de la superficie de las gotas relativamente calientes, provenientes del sector

cálido de un frente. Cuando esta evaporación se produce en el seno de la masa de aire frío situada debajo, la humedad absoluta aumenta, hasta el punto de superarse el punto de saturación y formarse niebla. Estas nieblas se producen sobre todo al paso de frentes cálidos por la precipitación en forma de llovizna proveniente de un nimbostrato. Por ello, al paso de un frente cálido y tras él, la visibilidad suele ser bastante pobre. Podemos comparar el mecanismo que origina este tipo de niebla con la formación de vaho y neblina en el interior de un cuarto de baño si se pone en marcha una ducha de agua caliente en un día frío.



- Niebla de evaporación. Puede confundirse con la de advección, pero su origen es completamente diferente. En este caso, es la masa de agua cálida de un pantano o lago la que se evapora en el seno de una masa de aire mucho más fría situada sobre ella, saturándola de humedad hasta el punto de saturación. Es típica de los días de otoño, cuando las masas de agua todavía guardan el calor del verano pero la temperatura del aire ya desciende mucho al amanecer y al atardecer. Es una niebla densa que reduce mucho la visibilidad con un espesor reducido de 100 a 300 pies.



- Niebla de ladera. No es otra cosa que una nube de retención o de ascenso orográfico, al contacto con la superficie de una cordillera montañosa y experimentada como niebla desde su interior en la propia ladera.

- Smog. Esta palabra de origen anglosajón describe un tipo especial de mezcla de humo (smoke) y niebla (fog), asociada a la contaminación atmosférica y típica de las zonas industriales o urbanas. Es una variante de niebla de radiación, reforzada por la abundancia de núcleos de condensación artificiales provenientes de la combustión de gasoil, carbón o similares. Durante periodos anticiclónicos de larga estabilidad, se forma una inversión persistente con una capa de smog justo por debajo, espesa y cuyo alto albedo impide que la radiación solar alcance el suelo, inhibiendo el principal mecanismo que podría llevar a su eliminación. Puede persistir durante semanas, deteriorando de forma considerable las condiciones ambientales y llegando a suponer un riesgo para la salud. No se disolverá hasta que cambien las condiciones de estabilidad, penetrando algún frente con lluvia o al menos un viento significativo que provoque la mezcla del smog con otras capas de aire.



- Niebla helada. Las nieblas pueden formarse hasta a temperaturas de 15°C bajo cero. A temperaturas muy bajas, las nieblas están constituidas por microcristales de hielo en suspensión.
- Niebla engelante. Por otro lado, una niebla formada inicialmente a temperaturas sobre cero, puede sufrir un proceso que la lleve a enfriarse posteriormente bajo dicho punto, como podría ser, por ejemplo, un ascenso prolongado en una niebla de ladera o un periodo prolongado de formación de niebla de radiación hasta varios grados bajo cero. Si se dan las condiciones, las gotas de agua que la forman podrían estar en estado de subfusión. Si el viento hace que esta niebla circule sobre cualquier objeto, se formará una acumulación de hielo similar a la del engelamiento, creándose chupones de hielo a sotavento que pueden alcanzar dimensiones considerables. Este riesgo debe evaluarse siempre cuando se atraviesa una capa de niebla a baja temperatura.



8.5. Tipos de precipitación asociada a las distintas nubes.

Cirro	No
Cirrostrato	No
Cirrocúmulo	No
Nimbostrato	Continua (lluvia y nieve)
Altostrato	Débil ocasional (lluvia, nieve)
Altocúmulo	Débil ocasional (lluvia, nieve)
Estratos	Llovizna ocasional
Estratocúmulos	Débil ocasional (lluvia)
Cúmulos	Chubasco ocasional (lluvia, nieve)
Cumulonimbos	Chubasco (lluvia, nieve, granizo)

La precipitación proveniente de las nubes altas puede considerarse despreciable. De las nubes medias es posible que se produzca alguna precipitación, que será débil y podrá ser tanto lluvia como nieve.

El nimbostrato da lugar a una precipitación sostenida en el tiempo y de intensidad uniforme no excesiva. Puede ser tanto de lluvia como de nieve. La precipitación típica del nimbostrato es la llovizna (DZ), formada por gotas o copos muy finos, que reducen mucho la visibilidad en relación con la cantidad objetiva de agua precipitada.

Los estratos y stratocúmulos sólo producirán alguna precipitación

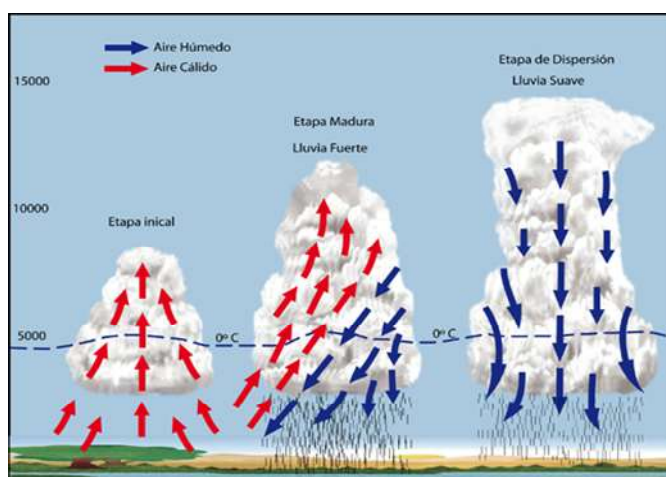
ocasionalmente y de poca entidad, que suele ser en forma de llovizna en el caso de los estratos y de lluvia en los stratocúmulos.

La precipitación de las nubes convectivas tiende a tomar la forma de chubasco, con gotas gruesas, corta duración, brusco inicio y final de la precipitación y rápida acumulación de agua durante el chubasco. Podrá ser de lluvia o de nieve y, en el caso de los cumulonimbos, de granizo.

8.5. La precipitación convectiva.

Aunque más adelante se tratará de forma detallada los fenómenos tormentosos, adelantamos aquí algunas de las características de la precipitación convectiva.

- La precipitación tendrá forma de chubasco, breve e intenso de lluvia, nieve, granizo o una mezcla de ellos. La formación de granizo dependerá del grado de intensidad de la convección y de la altura que alcance la nube.
- En la fase de formación de la nube convectiva no hay precipitación, pero sí intensas corrientes ascendentes con turbulencia.



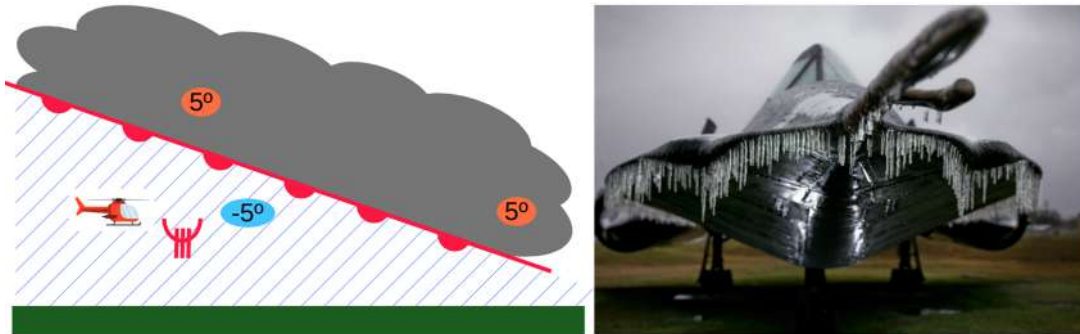
- En la fase de madurez conviven corrientes ascendentes en la parte trasera de la nube con corrientes descendentes intensas y acompañadas de precipitación y rachas en superficie en la zona delantera de la nube, extremándose la turbulencia.

- La precipitación convectiva deja un intenso eco en el radar meteorológico y en las tormentas vendrá acompañada de aparato eléctrico, con rayos dentro de la nube, entre las nubes y entre las nubes y la superficie.

- Durante la fase de disipación la intensidad del chubasco disminuye y tan sólo quedan corrientes descendentes.

8.6. Precipitación engelante.

Al paso de un frente cálido, especialmente en zonas montañosas, puede producirse este fenómeno relativamente poco habitual, pero extraordinariamente peligroso para la navegación aérea por la rápida acumulación de hielo que conlleva.



Al paso de un frente cálido, el aire más caliente se desliza por encima del aire frío, formando un nimbostrato del que caerá precipitación originalmente a una temperatura superior a la del aire situado debajo, ya fuera de la nube. Si la temperatura inicial de la lluvia es superior a cero, pero después alcanza, al entrar en su caída en el sector frío, temperaturas bajo cero, puede entrar en estado de subfusión. Se formará así una gota susceptible de generar engelamiento, pero no del tamaño de una gotita microscópica en suspensión en una nube, sino del tamaño de una gota de lluvia. De ahí que el riesgo de engelamiento sea extremo en estas situaciones, por la cantidad de hielo que puede llegar a cargarse sobre las aeronaves y la rapidez de su acumulación.

La lluvia engelante se indica con su símbolo correspondiente como un fenómeno de especial riesgo para la navegación aérea en los mapas significativos y otros partes como el SIGMET o el GAMET.



Preguntas de autoevaluación. Tema 8.

- 8.1. What conditions are conducive to the formation of radiation fog?
 - a) Cold front approaching and low clouds.
 - b) Persistent anticyclone and clear skies.
 - c) Moderate winds and adiabatic decline.
 - d) None is correct.
- 8.2. What conditions are conducive to the formation of advection fog?
 - a) Cold front approaching and low clouds.
 - b) Persistent anticyclone and clear skies.
 - c) Sea breeze of thermal origin.
 - d) Displacement of warm humid air over a cold surface.
- 8.3. What kind of precipitation reduces overall visibility more severely?
 - a) Rain and mist.

- b) Hail and snow.
 - c) Hail and drizzle.
 - d) Drizzle and snow.
- 8.4. In a METAR or TAF bulletin, Mist implies:
- a) Visibility less than 6000 meters and humidity greater than 80%.
 - b) Visibility less than 1000 meters and humidity less than 80%.
 - c) Visibility less than 6000 meters and humidity less than 80%.
 - d) Visibility less than 1000 meters and humidity greater than 80%.
- 8.5. Cumuliform clouds:
- a) They denote laminar flow and strong wind.
 - b) They are the visible part of convective currents and turbulence.
 - c) They involve slow, global updrafts of air masses.
 - d) They do not produce showers.
- 8.6. If we add water vapor to an air mass without changing its temperature:
- a) Relative and absolute humidity decrease.
 - b) Relative humidity increases and absolute humidity decreases.
 - c) Relative and absolute humidity increase.
 - d) Relative humidity does not change and absolute humidity increases.
- 8.7. Find the wrong answer when air passes a mountain:
- a) If the air is dry, at the same altitude, windward (upwind) temperature is equal to leeward (downwind) temperature.
 - b) There is usually abundant cloudiness to windward and little to leeward.
 - c) If the air is humid and saturates, at the same altitude, windward temperature is equal to leeward temperature.
 - d) If the air is humid and saturates, at the same altitude, windward temperature is lower than leeward temperature.
- 8.8. The freezing rain can occur:
- a) At the passing of warm fronts in winter in mountainous areas.
 - b) At the passing of cold fronts in very low temperature conditions.
 - c) Only in very high latitude regions (Nordic countries).
 - d) In severe storms with very low temperatures.
- 8.9. If the air temperature is equal to dew point and a strong wind is blowing:
- a) Fog will never form.
 - b) Radiation fog may form.
 - c) Advection fog may form.
 - d) Evaporation fog may form.
- 8.10. Find the wrong answer about precipitation:
- a) Drizzle usually reduces visibility more than rain.
 - b) Drizzle usually collects more water than rain.
 - c) Snow usually occurs at a lower temperature than sleet.
 - d) Hail occurs exclusively in cumulonimbus clouds.

8.11. Stratocumulus clouds:

- a) Are usually created by mechanical turbulence.
- b) They form an almost continuous thick layer of more than 5.000 feet.
- c) They leave precipitation in the form of showers.
- d) a and b are correct.

Respuesta a las preguntas de autoevaluación. Parte I. Vuelo Visual.

2. Información Meteorológica.

- 2.1. b)
- 2.2. d)
- 2.3. a)
- 2.4. b)
- 2.5. c)
- 2.6. c)
- 2.7. d)
- 2.8. a)
- 2.9. b)
- 2.10. b)
- 2.11. a)
- 2.12. c)

3. La Atmósfera. Estructura y composición.

- 3.1. a)
- 3.2. d)
- 3.3. d)
- 3.4. c)
- 3.5. b)
- 3.6. c)
- 3.7. a)

4. La temperatura y la presión.

- 4.1. d)
- 4.2. c)
- 4.3. c)
- 4.4. c)
- 4.5. a)
- 4.6. b)
- 4.7. b)
- 4.8. d)
- 4.9. b)
- 4.10. d)
- 4.11. a)

5. El viento.

- 5.1. b)
- 5.2. a)
- 5.3. d)
- 5.4. b)
- 5.5. a)
- 5.6. c)
- 5.7. c)
- 5.8. d)
- 5.9. a)
- 5.10. d)

6. Humedad e inestabilidad.

- 6.1. c)
- 6.2. d)
- 6.3. d)
- 6.4. c)
- 6.5. a)
- 6.6. b)
- 6.7. b)
- 6.8. d)
- 6.9. c)
- 6.10. a)

7. Viento local y turbulencia.

- 7.1. b)
- 7.2. d)
- 7.3. c)
- 7.4. a)
- 7.5. d)
- 7.6. d)
- 7.7. c)
- 7.8. a) y c)
- 7.9. a)
- 7.10. a)

8. Nubes, nieblas y precipitación.

- 8.1. b)
- 8.2. d)
- 8.3. d)
- 8.4. a)
- 8.5. b)
- 8.6. c)
- 8.7. c)
- 8.8. a)
- 8.9. a)
- 8.10. b)
- 8.11. a)

Apuntes de Meteorología Aeronáutica



PARTE 2: Curso avanzado para el vuelo instrumental

9. Información Meteorológica para vuelo instrumental.

9.1. El autoservicio meteorológico aeronáutico.

Las operaciones en condiciones instrumentales pueden y suelen tener significativas diferencias desde el punto de vista meteorológico con respecto a los vuelos en condiciones visuales, ya que se puede operar en peores condiciones de visibilidad y viento, a mayores altitudes y, por lo general, realizando navegaciones más largas. Todos estos factores inciden en la asunción de la posibilidad de enfrentarnos a condiciones meteorológicas más extremas y cambiantes. Por ello es necesario obtener una exhaustiva información meteorológica previa al vuelo.

AEMET pone a disposición de las personas profesionales de la aviación la aplicación “Autoservicio Meteorológico Aeronáutico” (AMA) www.ama.aemet.es accesible desde cualquier dispositivo conectado a internet sin mayores exigencias que el registro inicial como usuaria en la aplicación.

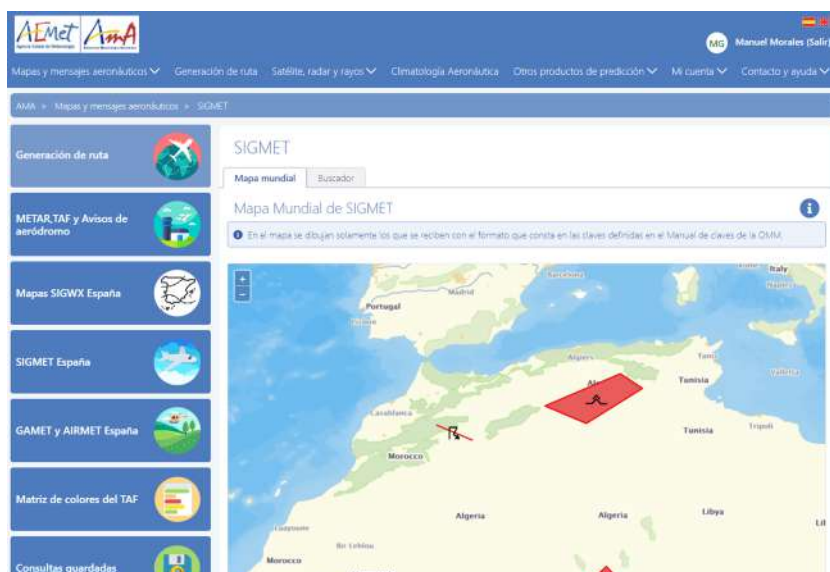
El AMA ofrece toda la información meteorológica necesaria para planificar un vuelo. No obstante, y en particular en condiciones adversas, es recomendable consultar a las oficinas meteorológicas de defensa (OMDs). El AMA ofrece la posibilidad

de planificar rutas completas y guardar nuestras rutas más habituales. Entre la información disponible podemos encontrar:

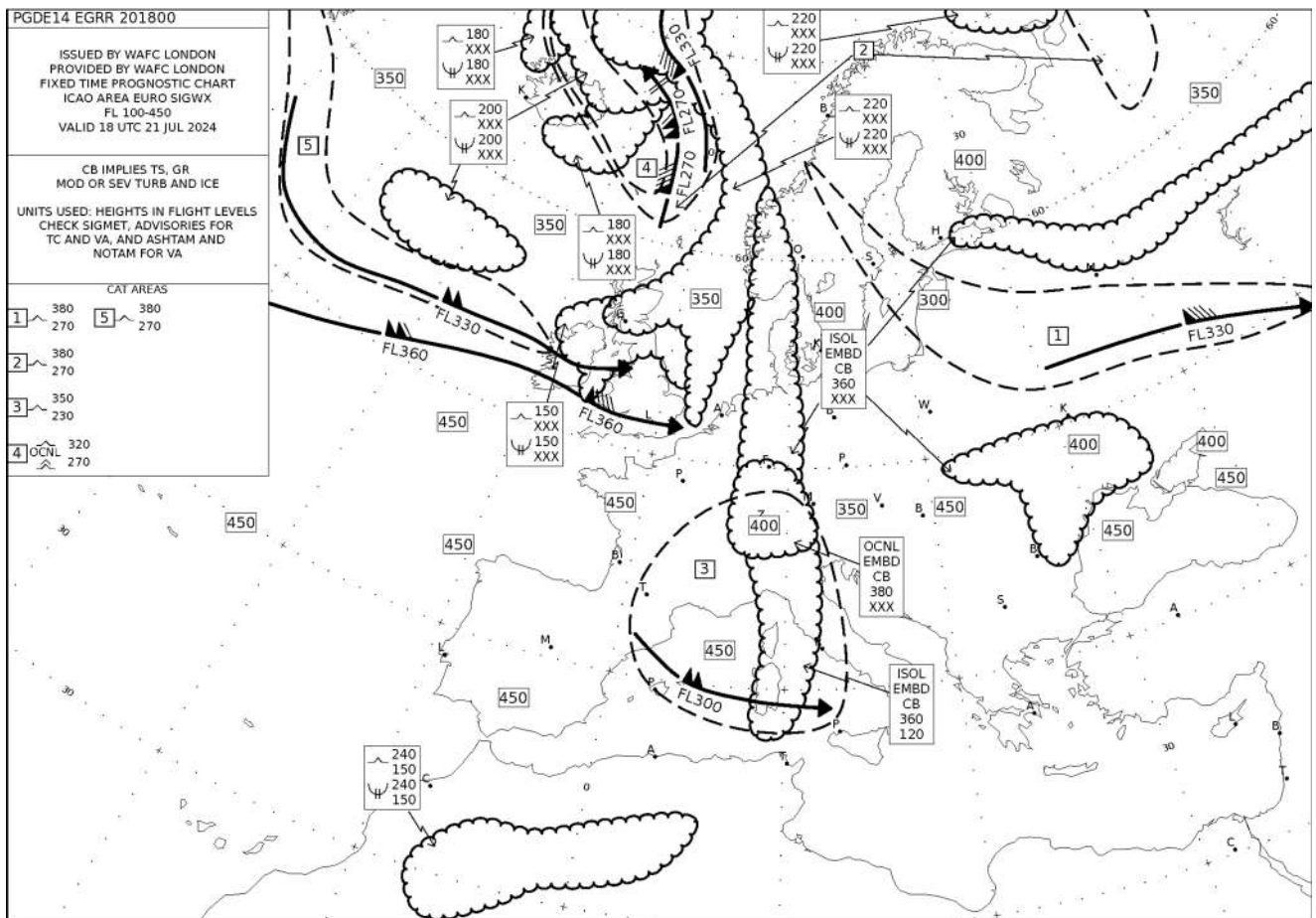
- METAR y TAF.
- Mapas de viento significativo de baja cota y en altura.
- Mapas de viento y temperatura a distintos niveles.
- SIGMET.
- GAMET.
- AIRMET.

9.2. Mapas significativo y de viento y temperatura a niveles altos.

En ocasiones, puede ser de interés consultar el mapa significativo de niveles altos, que muestra información por encima de FL100 y hasta FL450. El área del mapa cubre extensiones mucho más grandes que el significativo de superficie, como el continente europeo o todo el Atlántico Norte. En él, encontramos información sobre la corriente en chorro, grandes áreas de turbulencia o engelamiento, presencia de nubes convectivas y zonas de actividad tormentosa, etc.

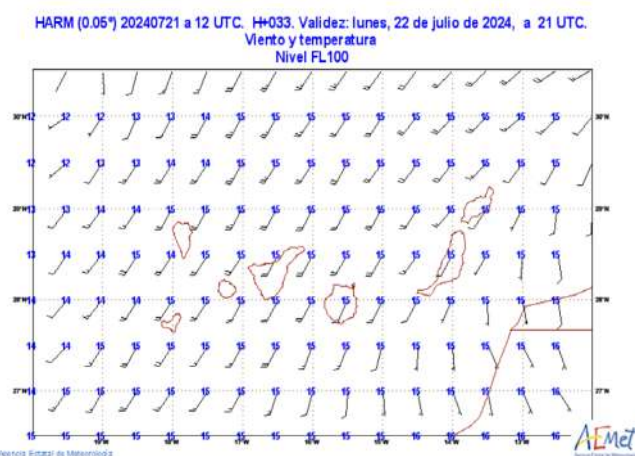
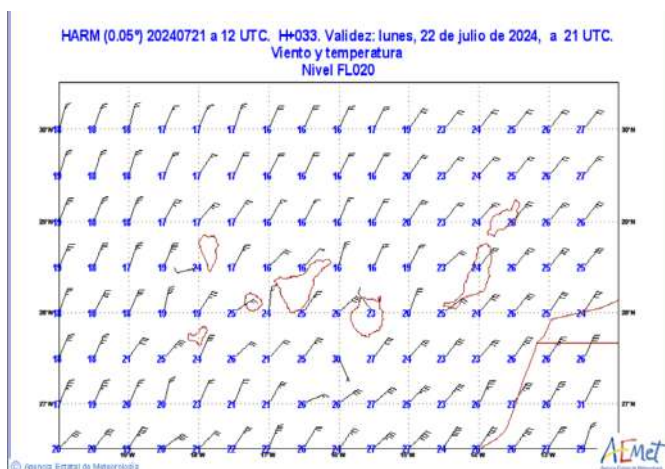


MENÚ DE OPCIONES DEL AMA MOSTRANDO EL MAPA DE ZONAS SIGMET AL



MAPA SIGNIFICATIVO DE NIVELES ALTOS PARA LAS 18Z DEL 21 DE JULIO

Al realizar una navegación en torno a los 10.000 Ft. o superiores, será necesario consultar no sólo los mapas de viento y temperatura de superficie, sino también los de nivel 50 y 100, disponibles en el AMA y que, al igual que los de niveles inferiores, indican la dirección y velocidad del viento mediante símbolos de flechas con barbas junto a las temperaturas esperadas a dichos niveles. Obsérvese en el ejemplo adjunto, la radical diferencia en la dirección del viento en Canarias entre los niveles 020 y 100 para el día 22 de julio a las 21Z.

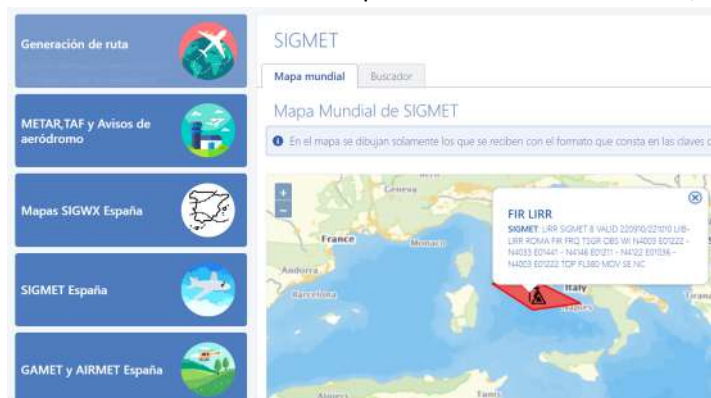


9.3. Avisos sobre fenómenos meteorológicos adversos en ruta (SIGMET).

Los boletines SIGMET contienen "Información expedida por una oficina de vigilancia meteorológica, relativa a la existencia real o prevista de determinados fenómenos meteorológicos en ruta y de otros fenómenos en la atmósfera, que puedan afectar la seguridad operacional de las aeronaves." Son partes en lenguaje abreviado, muy cortos, que deben siempre ser consultados y tenidos en cuenta.

Los SIGMET alertan exclusivamente de fenómenos meteorológicos significativos para la seguridad en vuelo, por lo que sólo se emiten en presencia o previsión de dichos fenómenos y en multitud de ocasiones encontraremos que no existe SIGMET emitido para las áreas relativas a la ruta que se vaya a realizar. Por el contrario, si se ha emitido SIGMET para nuestra zona de vuelo, deberemos revisar sus implicaciones para la ruta y plantear la posibilidad de adaptar, modificar o posponer el vuelo. Existe entre los pilotos no profesionales la regla jocosa que dice que "El SIGMET se interpreta así: si hay SIGMET no se vuela."

Los SIGMET se emiten para las distintas zonas FIR, siendo esto lo primero que se indica en el boletín, junto a la palabra SIGMET. En España:



- LECM: para Madrid FIR/UIR
- ECB: para Barcelona FIR/UIR
- GCCC: para Canarias FIR/UIR

En la aplicación AMA se puede consultar el mapa de avisos SIGMET, comprobando rápidamente si existe boletín para las distintas zonas y su contenido. La gran ventaja de este sistema es que representa directamente sobre el mapa las zonas concretas a las que se refiere el

aviso, que en el boletín vendrán descritas mediante coordenadas. En la ilustración adjunta, se presenta un SIGMET de aviso por tormentas en el área del Mediterráneo entre Cerdeña y la costa italiana.

LIRR SIGMET 8 VALID 220910/221010 LIIB-
LIRR ROMA FIR FRQ TSGR OBS WI N4003 E01222 –
N4033 E01441 - N4146 E01211 - N4122 E01036 –
N4003 E01222 TOP FL380 MOV SE NC

La primera línea informa que es un boletín para el FIR de Roma (LIRR). Es el 8º aviso del día, válido desde las 0910Z hasta las 1010Z del día 22 (220910/221010) y lo ha emitido la oficina meteorológica central de Italia (LIIB-).

La segunda línea repite el área de validez. A continuación describe el fenómeno significativo. En este caso indica que son "Frecuentes" (FRQ) "Tormentas de Granizo" (TSGR) "Observadas" (OBS).

A continuación se indica el área afectada por el aviso. Si se va a indicar un polígono mediante coordenadas, como en este caso, se incluirán las siglas (WI) y después los puntos del polígono. En este caso 4 (se repite el primero). La delimitación incluye también las alturas a la que se encuentra el fenómeno. En este caso tan sólo el límite superior a nivel de vuelo 380 (TOP FL380). También podría indicarse una zona puntual con unas solas coordenadas o en una determinada dirección de la rosa de los vientos, a partir de dicho punto o de una línea entre dos coordenadas. (Por ejemplo N OF N4325 AND W OF W0830 para indicar un fenómeno presente al Noroeste de La Coruña)

Finalmente, en este ejemplo, se nos informa de que el fenómeno se mueve hacia el Sur Este (MOV SE) sin cambios en su intensidad (NC)

Una vez conocida la clave METAR y TAF, la lectura de los SIGMET es bastante intuitiva a partir de las abreviaturas en inglés. Para familiarizarnos con las distintas abreviaturas y acceder a varios ejemplos de SIGMET explicados, debe consultarse la “GUIA MET” repartida al inicio del curso y disponible en la web de AEMET para su descarga.

9.4. Pronóstico de área (GAMET).

Es un pronóstico de área en lenguaje simplificado para los vuelos por debajo de FL150 en una región de información de vuelo (FIR) o en una subzona de la misma. Se expide cada seis horas y tiene un período de validez de 6 horas. En principio contiene información muy similar a la que podemos encontrar en el mapa significativo. De hecho, si representáramos sobre un mapa de la Península, las informaciones GAMET, se obtendría un mapa similar al significativo.

Los partes GAMET están divididos en varias secciones. Tras el encabezamiento con indicación del área e intervalo temporal de validez, la sección I incluye información sobre fenómenos meteorológicos en ruta. Se incluirán sólo los que sea procedente por el siguiente orden:

- **SFC WIND:** Zonas extensas con viento en superficie de más de 30 KT.
- **SFC VIS:** Zonas extensas con visibilidad menor a 5.000 m.
- **SIGWX:** Fenómenos significativos (TS, VA, TSGR...)
- **MT OBS:** Montañas ocultas por las nubes.
- **SIG CLD:** Capas nubosas (BKN o OVC) con base a menos de 1000 Ft. sobre el terreno y/o CB o TCU a cualquier altura.
- **ICE:** Zonas de engelamiento moderado o fuerte. (con indicación de base y cima)
- **TURB:** Zonas de turbulencia moderada o fuerte. (con indicación de base y cima)
- **MTW:** Zonas de onda de montaña moderada o fuerte. (con indicación de base y cima)
- **SIGMET:** Referidos a la zona de validez del GAMET.
- **HAZARDOUS WX NIL:** En el caso de que no haya ningún elemento de los anteriores que reseñar ni ningún SIGMET.

La sección II incluye información adicional sobre las condiciones de la atmósfera, que puede ser de utilidad para la planificación del vuelo:

- **PSYS:** Sistemas de presión y frentes y su desplazamiento previsto.
- **WIND/T:** Cuadro de viento y temperatura para una serie de puntos de referencia (por ejemplo, La Coruña, Madrid, Santander y Zaragoza) a los distintos niveles de 020, 050, 100 y 150.
- **CLD:** Información adicional sobre nubes.
- **FZLVL:** Altitud del isocero para los puntos de referencia indicados.
- **MNM QNH:** Mínimo QNH previsto en el área.
- **VA:** Alertas por cenizas volcánicas.

En el ejemplo adjunto podemos ver las distintas secciones y subsecciones, donde las zonas se indican, al igual que en el SIGMET, usando polígonos de coordenadas o direcciones según la rosa de los vientos a partir de un punto o un segmento entre dos coordenadas. Para ampliar esta información de nuevo os remitimos a la GUIA MET.

GAMET

Pronóstico para región FIR o subzona FIR

GAMETs

LECM GAMET VALID 160900/161500 LEVA-
LECM MADRID FIR/1 BLW FL150

SECN I
SFC VIS: LCA N OF LINE N42 W00020 - N4230 W00810 2000M
RA/SHRA
LCA S OF LINE N4320 W00920 - N4230 W006 2600M DZ/RA
MT OBSC: C. CANTABRIA, S. IBERICO AND S. CENTRAL
SIG CLD: N OF LINE N42 W00020 - N4230 W00810 ISOL/EMBD TCU
01500-03000/ABV15000FT AMSL
N OF LINE N42 W00020 - N4230 W00810 BKN/OVC CU SC AC
AS 01000-08000/07000-ABV15000FT AMSL
S OF LINE N4320 W00920 - N4230 W006 BKN ST SC
01000-04000/04000-08000FT AMSL
W OF LINE N4210 W00020 - N4050 W00050 - N3910 W007
BKN/LCA BKN CU SC AC 03000-05000/05000-08000FT AMSL
ICE: N OF LINE N42 W00020 - N4230 W00810 MOD/SEV
FL100-120/140-150
TURB: C. CANTABRICA, S. CENTRAL AND S. IBERICO MOD
SFC/FL090-120

SECN II
PSYS: 12 N45 E002 - N43 W007 COLD FRONT MV E WKN
12 N42 E002 L 1012HPA STNR WKN
12 N40 W008 H 1016HPA MV E INTSFY

WIND/T: LA CORUNA MADRID SANTANDER ZARAGOZA
N4330 W00838 N4049 W00359 N4342 W00382 N4166 W00101
02000FT 265/021KT PS09 284/012KT PS25 292/023KT PS09 275/027KT PS20
05000FT 260/027KT PS02 260/016KT PS13 275/029KT PS05 282/021KT PS11
10000FT 274/048KT MS01 275/038KT PS05 268/040KT MS02 273/042KT PS03
15000FT 263/070KT MS09 267/047KT MS03 267/071KT MS07 269/063KT MS05

FZLVL: 09100FT AMSL 13400FT AMSL 09200FT AMSL 12200FT AMSL
NNM QNH:1020 HPA=

tiempo y área
de validez

fenómenos en
superficie

nubosidad
significativa

engelamiento

turbulencia

Distribución de
viento y temperatura
en la zona

9.5. Aviso de fenómenos adversos de área (AIRMET).

El AIRMET es un informe de emisión puntual donde se cifra la presencia (observada o prevista) de los fenómenos significativos que tienen potencial impacto en los vuelos de baja altura (por debajo del nivel de vuelo FL150), y que no hayan sido cifrados en la sección I del GAMET.

La diferencia esencial con respecto a los partes SIGMET radica no sólo en que los partes AIRMET limitan la información a altitudes inferiores a FL150, sino a que dan cuenta de fenómenos de menor intensidad o que suponen un riesgo moderado, complementando al GAMET si es necesario:

Viento en superficie		
Zonas extensas viento en superficie > 30 kt		SFC WIND
Visibilidad en superficie		
Zonas extensas de visibilidad < 5000 m		SFC VIS
Nubosidad		
Cobertura nubosa	Broken (5/7)	BKN CLD
	Overcast (8)	OVC CLD
	Aislado	ISOL CB
Cumulonimbus	Ocasional	OCNL CB
	Frecuente	FRQ CB
Torrecumulos	Aislados	ISOL TCU
	Ocasional	OCNL TCU
	Frecuente	FRQ TCU

Tiempo significativo		
Tormentas	Aisladas sin granizo	ISOL TS
	Aisladas con granizo	ISOL TSGR
	Ocasionales sin granizo	OCNL TS
	Ocasionales con granizo	OCNL TSGR
Engelamiento moderado		MOD ICE
Turbulencia moderada		MOD TURB
Ondas de montaña moderadas		MOD MTW
Isocero		FZ LVL

Por lo demás, los AIRMET, que también deberemos consultar siempre en la planificación de un vuelo, se leen de forma muy similar a los SIGMET, como se puede ver en los siguientes ejemplos:

LIRR AIRMET 4 VALID 041100/041300 LIIB

LIRR ROMA FIR MOD ICE FCST N OF LINE N4356 E01309 - N3918 E00744 ABV FL100 STNR NC=

AIRMET de Roma válido desde las 11 a las 13 Z del día 4. que Informa sobre un área de engelamiento moderado (MOD ICE) prevista (FCST) al Norte de la línea que une el punto de coordenadas 43°56'N 13°09'E con el punto de coordenadas 39°18'N 07°44'E por encima del nivel de vuelo FL100, estacionaria y sin cambios. (STNR NC)

LIMM AIRMET 14 VALID 041101/041300 LIIB

LIMM MILANO FIR MT OBSC FCST WI N4413 E00944 - N4449 E00920 - N4426 E00758 - N4438

E00725 - N4514 E00732 - N4537 E00818 - N4544 E00944 - N4612 E01005 - N4624 E00914 -

N4549 E00900 - N4625 E00823 - N4555 E00750 - N4548 E00642 - N4515 E00707 - N4508

E00627 - N4445 E00700 - N4424 E00649 - N4403 E00739 - N4350 E00731 - N4347 E00740 -

N4425 E00839 - N4413 E00944 STNR NC=

AIRMET de Milán válido para el mismo intervalo horario que informa de un área de compleja delimitación en cuyo interior se prevé (FCST) que las montañas están oscurecidas por las nubes (MT OBSC). El área será estacionaria y sin cambios (STNR NC)

9.6. Gramet Aero Plus.

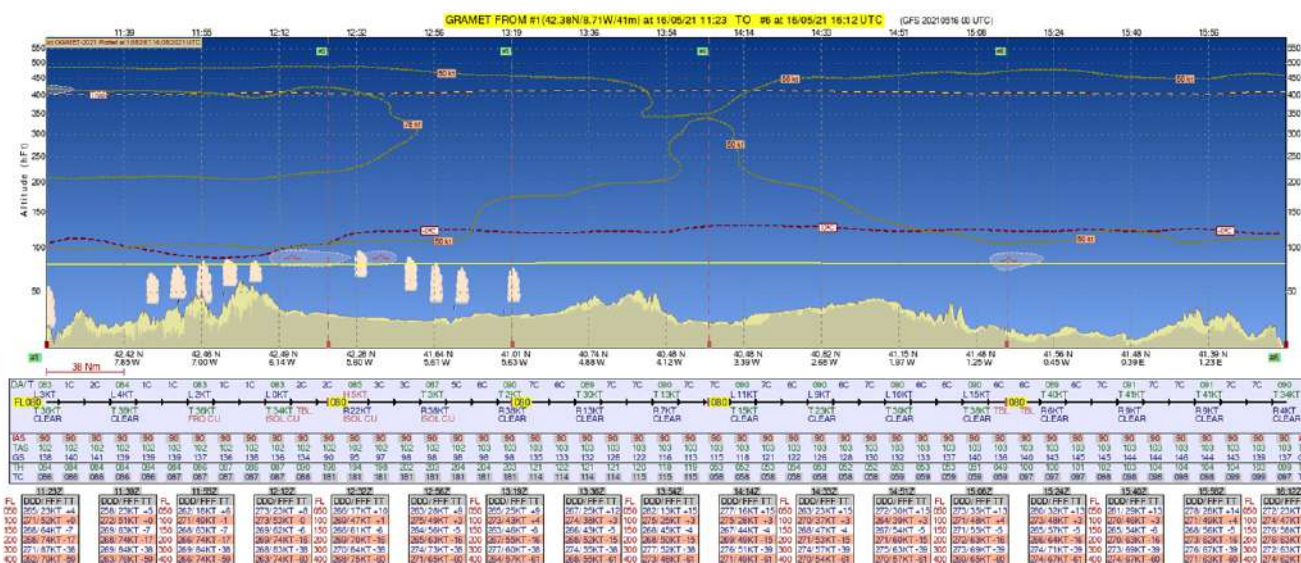
Finalmente, por su utilidad práctica, destacamos el producto “Gramet Aero Plus” desarrollado íntegramente por D. Guillermo Ballester Valor, facultativo meteorólogo de AEMET y jefe de la oficina meteorológica de Armilla entre 1986 y 2022. Este producto permite obtener una muy completa información sobre una ruta, pudiendo especificar los distintos segmentos de la misma.

El formulario de solicitud está en la web: <https://www.ogimet.com/points.phtml>



Antes de tocar el mapa, deben cumplimentarse los datos del tiempo restante hasta el inicio del vuelo (en minutos), seleccionar la velocidad de vuelo y si se trata de IAS, GS o TAS y la altura del vuelo en hectopies, pudiendo elegir entre la referencia en niveles de vuelo o con respecto al suelo. Solo entonces se pueden marcar por orden en el mapa los puntos del recorrido.

En el ejemplo, hemos seleccionado una ruta de Vigo a Barcelona pasando por varios puntos intermedios, a una velocidad de 90 nudos y a FL080. El resultado nos muestra prolija información sobre el vuelo con datos de temperatura, viento con sus componentes lateral y longitudinal, turbulencia, fenómenos convectivos, etc., incluyendo una tabla con información de puntos de paso con sus horas y condiciones estimadas (aquí se muestra solo parte de la tabla).



Conditions at flight level

NAME	LAT	LO	REC	TIME	ALT	FL	DA	IAS	TAS	GS	TH	TC	Td	WD	WS	HW	CW	CLD	SIGW
			Nm	DD HH:MM	hft	hft	hft	kt	kt	kt	dg	dg	C	C	dg	kt	kt		
#1	42.38N	8.71W	-0	16 11:23	82	80	83	90	102	138	084	086	1	-0	271	36	36	3	L
	42.39N	8.42W	13	16 11:28	82	80	84	90	102	140	084	086	1	-0	271	39	39	4	L
	42.41N	8.14W	25	16 11:33	82	80	84	90	102	141	084	086	2	-0	273	39	39	4	L
	42.42N	7.85W	38	16 11:39	82	80	84	90	102	139	084	086	1	0	273	38	38	4	L
	42.43N	7.57W	51	16 11:44	82	80	83	90	102	139	084	086	1	0	274	38	37	5	L
	42.45N	7.28W	64	16 11:50	82	80	83	90	102	139	084	087	1	0	274	37	37	5	L
	42.46N	7.00W	76	16 11:55	82	80	83	90	102	137	086	087	1	0	270	36	36	2	L
	42.47N	6.71W	89	16 12:01	82	80	83	90	102	136	087	087	1	0	269	35	35	1	L
	42.48N	6.42W	102	16 12:06	82	80	83	90	102	138	086	087	1	0	270	36	36	1	L
	42.49N	6.14W	114	16 12:12	81	80	83	90	102	136	087	087	1	1	268	34	34	0	L
	42.50N	5.85W	127	16 12:18	81	80	84	90	102	134	090	088	2	1	261	33	32	4	R
#2	42.51N	5.59W	139	16 12:23	81	80	85	90	102	90	198	181	2	1	257	31	8	H	30
	42.49N	5.59W	140	16 12:23	81	80	85	90	102	90	198	181	2	1	256	31	8	H	30
	42.28N	5.60W	152	16 12:32	82	80	85	90	102	95	194	181	3	2	258	22	5	H	22
	42.07N	5.60W	165	16 12:40	82	80	85	90	102	97	198	181	3	2	270	30	0	H	30

Se puede consultar una guía de interpretación del GRAMET Aero Plus en la web:

https://www.ogimet.com/guia_gramet.phtml

No obstante la calidad de este producto, debe recordarse SIEMPRE que es la salida automática de un modelo (en este caso el GFS) y que no puede sustituir a la información meteorológica aeronáutica profesional contenida en mapas significativos, METAR, TAF, SIGMET o AIRMETS.

Preguntas de autoevaluación. Tema 9.

- 9.1. What is the most significant information we can find in this SIGMET?
LECB SIGMET 2 VALID 210700/211000 LEVA-
LECB BARCELONA FIR/UIR SEV MTW OBS AT 0636Z WI N4143 W00018 -
N4107 E00017 - N4220 E00212 - N4213 E00336 - N4006 E00029 -
N3828 E00005 - N3834 W00106 - N4143 W00018 SFC/FL400 STNR NC
- a) Cold front approaching and low clouds.
 - b) Persistent anticyclone and clear skies.
 - c) Moderate winds and adiabatic decline.
 - d) Severe Mountain Wave Observed, stationary, into a set of coordinates.
- 9.2. Which bulletins provide warnings issued by a meteorological office concerning observed or predicted phenomena that may affect the safety of en-route aircraft?
- a) GRAMET
 - b) SIGMET.
 - c) GAMET.
 - d) SYNOP.
- 9.3. Consider the following statements about aeronautical bulletins:
- a) The SIGMET and GAMET are routine reports that are issued periodically.
 - b) The GAMET is a routine report and the SIGMET is only issued if there are phenomena significant to flight safety.
 - c) The SIGMET is a routine report and the GAMET is only issued if there are phenomena significant to flight safety.
 - d) Both SIGMET and GAMET are only issued if there are phenomena significant to flight safety.
- 9.4. Which of the following information cannot be found in a GAMET report:
- a) Icing areas.
 - b) Basis and tops of main cloud layers.
 - c) Light turbulence areas.
 - d) Mountain wave warnings.
- 9.5. Which weather report is issued only occasionally as complementary information to GAMET?
- a) GRAMET
 - b) SIGMET.
 - c) AIRMET.
 - d) SYNOP.
- 9.6. Where can we find the last GAMET, SIGMET, AIRMET reports?
- a) In the AMA web page
 - b) In the aemet.es web page.
 - c) In the ECMWF web page.
 - d) We'll need to ask an aeronautical meteorological office for this information.

9.7. Which weather report can we take as a text version for significant map?

- a) GRAMET
- b) SIGMET.
- c) AIRMET.
- d) GAMET.

9.8. What is the top altitude for the information provided by the low altitude significant weather map?

- a) FL100
- b) FL120
- c) FL150
- d) FL200

9.9. What is the most significant information we can find in this SIGMET?

LECB SIGMET 7 VALID 120000/120400 LEVA-

LECB BARCELONA UIR SEV TURB FCST WI N4151 E00420 - N3902 E00119

- N3713 E00032 - N3820 E00340 - N3857 E00437 - N4145 E00433 -

N4151 E00420 FL200/330 MOV NE 25KT NC

- a) Severe turbulence forecasted into a specified polygon, moving toward NE at 25 Knots.
- b) Freezing rain and Storms into a specified polygon between flight levels 200 and 330.
- c) Specifies the position and intensity of the jet stream.
- d) None is correct.

9.10. Where can we find the position and intensity of the jet stream?

- a) In the significant map for low levels
- b) In the significant map for high levels
- c) In the GAMET
- e) In the SIGMET

10. La atmósfera II. Equilibrio térmico, presión, temperatura y caracterización de la estratosfera.

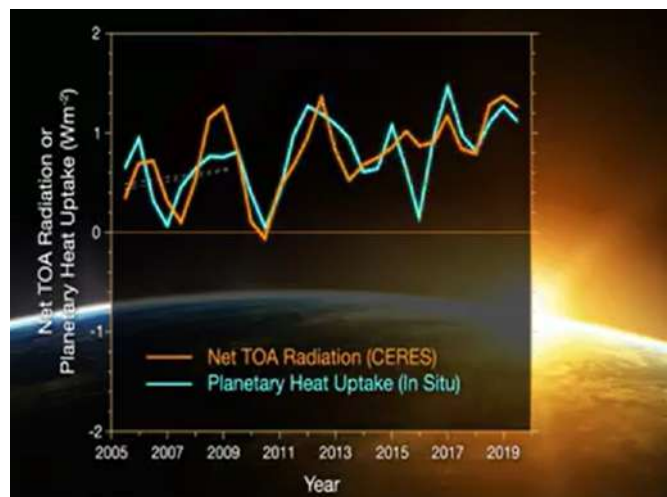


10.1. Equilibrio térmico y temperaturas extremas diarias.

Como ya hemos indicado, la temperatura del aire depende de los procesos de acumulación o pérdida de calor por los distintos mecanismos (conducción, radiación, mezcla o convección) que se dan en el seno de la atmósfera. En última instancia, todo el calor provendrá de la radiación solar incidente, así que existe un equilibrio entre la cantidad total de radiación solar entrante en el planeta y la cantidad total de calor en forma de radiación de onda larga que la superficie de la Tierra y la propia atmósfera emiten al exterior.

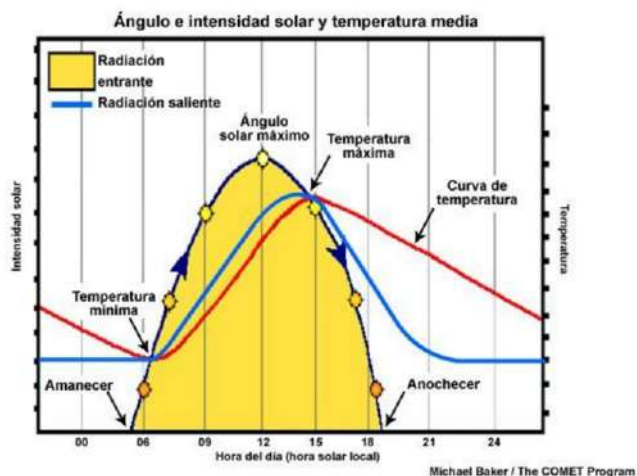
Como se puede ver en la ilustración adjunta, que simplifica mucho el proceso real, los múltiples intercambios de calor en la atmósfera incluyen la reflexión, por las nubes y la superficie, la transmisión de calor latente en los procesos convectivos y las distintas absorciones y emisiones de radiación por la superficie y el aire.

Si este equilibrio se rompe, y hay exceso de calor entrante o saliente, el resultado será un incremento o descenso de temperatura del planeta respectivamente, que a su vez conlleva un incremento o descenso del calor radiado hasta que se alcanza un nuevo equilibrio. Esto es lo que está pasando en las últimas décadas, habiéndose demostrado recientemente que el balance radiativo de la Tierra arroja una acumulación media de aproximadamente 1 W/m^2 . Esta energía que se acumula es la que da lugar al incremento de temperaturas registrado en las últimas décadas de actual cambio climático.



A lo largo de una jornada, encontramos dos puntos de equilibrio entre la radiación incidente y la emitida por el suelo: uno tiene lugar instantes después del amanecer, cuando ya la radiación solar absorbida por el suelo supera a la radiación de onda larga emitida por éste en función de su temperatura. Aproximadamente en ese momento se producirá la mínima temperatura del aire en superficie. El segundo punto de equilibrio radiativo se produce algunas horas después de mediodía, cuando la radiación solar absorbida por el suelo queda

por debajo de la radiación de onda larga que el suelo recalentado está emitiendo. En ese momento se registrará la temperatura máxima del día.



Pero este es tan sólo el caso de un día completamente despejado. En un día real, cualquier elemento que altere este sistema simple de intercambio de calor en forma de radiación (viento, evaporación, capas nubosas, entradas de masas de aire con marcadas diferencias, etc.) alterará también los momentos en los que se producirán las temperaturas máxima y mínima, así como la amplitud de la diferencia entre ambas.

10.2. Sensación térmica por viento y humedad.

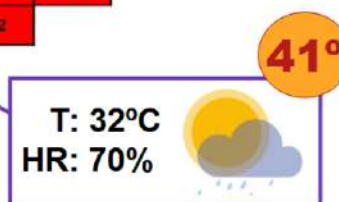
Ni el nivel de humedad ni la velocidad del viento afectan a la temperatura real del aire. Sin embargo, alteran la percepción de la temperatura por el cuerpo humano, de tal manera que sus efectos psicológicos y fisiológicos se corresponderán con los de una temperatura del aire significativamente distinta que denominaremos sensación térmica. La sensación térmica no es una cuestión menor ni subjetiva, sino la temperatura efectivamente experimentada por nuestro cuerpo y deberá ser tomada en cuenta a la hora de planificar las operaciones ya que en condiciones algo extremas puede conllevar riesgos para la salud y/o disminuir las capacidades del piloto.

La humedad afecta a la sensación térmica por calor al reducir la eficacia del principal mecanismo de regulación térmica del cuerpo: la evaporación del sudor por la piel. Recordemos que por cada gramo de sudor evaporado, se entregan las 540 calorías correspondientes al calor latente de evaporación. Con humedades altas, la cantidad de líquido evaporado por unidad de superficie y tiempo se reduce, disminuyendo en consecuencia la pérdida de calor en la superficie de la piel.

Relative Humidity %	Air temperature °C										
	21	24	27	29	32	35	38	41	43	46	49
0	18	21	23	26	28	31	33	35	37	39	42
10	18	21	24	27	29	32	35	38	41	44	47
20	19	22	25	28	31	34	37	41	44	49	54
30	19	23	26	29	32	36	40	45	51	57	64
40	20	23	26	30	34	38	43	51	58	66	
50	21	24	27	31	36	42	49	57	66		
60	21	24	28	32	38	46	56	65			
70	21	25	29	34	41	51	62				
80	22	26	30	36	45	56					
90	22	26	31	39	50						
100	22	27	33	42							

- Serious risk to health - heatstroke imminent
- Prolonged exposure and activity could lead to heatstroke
- Prolonged exposure and activity may lead to fatigue

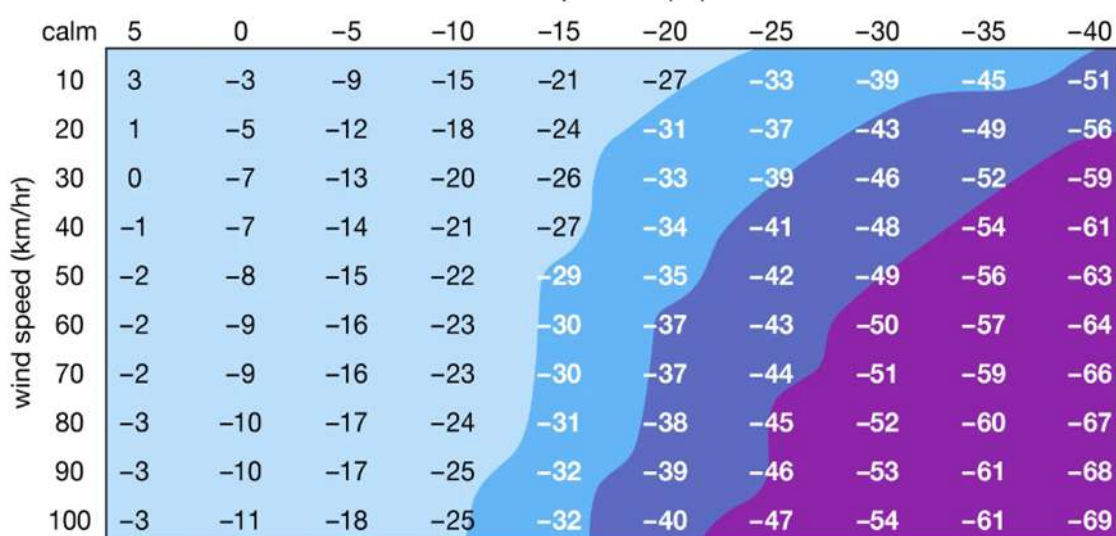
SENSACIÓN TÉRMICA POR HUMEDAD



La tabla adjunta nos muestra las elevadas sensaciones térmicas experimentadas a altas temperaturas y humedades. En el ejemplo, una temperatura soportable de 32 grados se convierte, en caso de estar acompañada por una elevada humedad del 70%, típica de un día tormentoso de bochorno, en una sensación térmica de 41 grados, que representa un riesgo por golpe de calor.

Por el contrario, la sensación térmica por viento (wind chill) se produce en condiciones de baja temperatura, El viento intenso renueva constantemente la capa de aire más próxima a nuestro cuerpo, multiplicando la transferencia de calor por unidad de tiempo y de superficie hacia ese aire exterior muy frío.

En la tabla adjunta podemos ver el efecto del viento sobre la sensación térmica. Es suficiente un viento de 30Kt (55 Km/h) como el que se experimenta en la pista en las proximidades de un helicóptero con el rotor principal en funcionamiento, para que una temperatura baja pero soportable de 10 grados bajo cero se experimente como 23 grados bajo cero, con riesgo potencial para la salud.



$$\text{wind chill (}^{\circ}\text{C)} = 13.12 + 0.6215T - 11.37(V^{0.16}) + 0.3965T(V^{0.16})$$

where T = air temperature ($^{\circ}\text{C}$) and V = wind speed (km/hr)

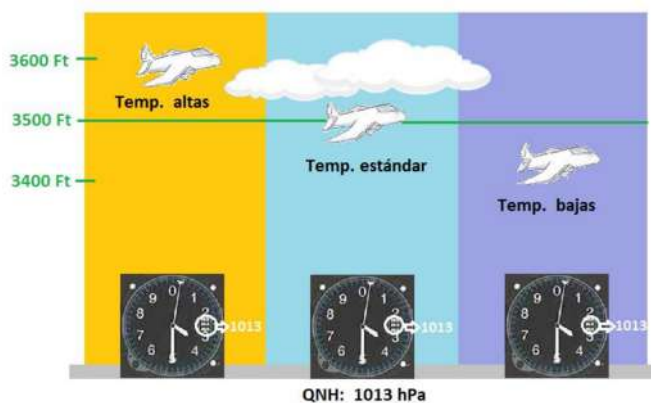
Frostbite times: ■ 30 minutes ■ 10 minutes ■ 5 minutes

SENSACIÓN TÉRMICA POR VIENTO (WIND CHILL)

10.3. Variaciones del gradiente vertical de presión.

La relación simple entre presión y altitud expuesta en el apartado 4.9., es una simplificación que corresponde a las condiciones de la atmósfera tipo. En unas condiciones reales, intervienen otros factores que alteran este gradiente de presión. Los dos principales son la temperatura y la presencia de sistemas de presiones altas o bajas.

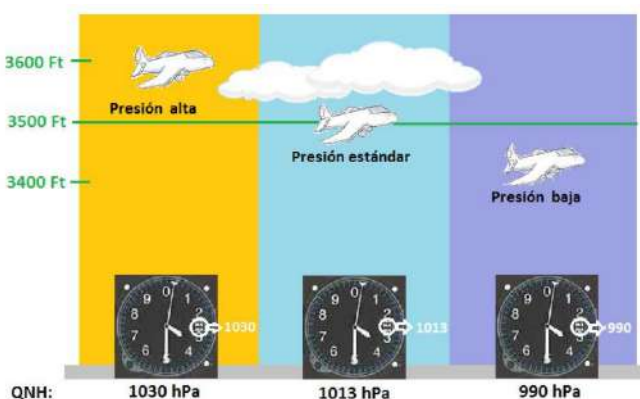
Debemos recordar que la referencia del nivel de vuelo no es más que la expresión de la altitud a la que se encuentra un determinado valor de presión en la atmósfera tipo. En consecuencia, si el gradiente de presión en unas condiciones determinadas es distinto del establecido para la atmósfera tipo, esto conlleva que la altitud real de un vuelo sea distinta del valor expresado por el nivel de vuelo en centenares de pies. Volar a FL050 no significa estar volando a 5000 pies sobre el nivel del mar. Además, pasar de FL050 a FL060 no significará haber ascendido 1000 pies, sino que la variación de altitud real puede ser mayor o menor.



Cuando la temperatura es más alta de la que corresponde a la atmósfera tipo, el aire es menos denso, de forma que se necesita una columna mayor de aire para que la presión caiga a un determinado valor respecto de la superficie. En consecuencia, la altitud real de vuelo será mayor que la expresada por el FL. Y por tanto en el altímetro. Además, la diferencia entre niveles de vuelo será mayor que la expresada por la diferencia entre los valores en centenares de pies de los FL.

Por el contrario, cuando la temperatura es más baja que la que corresponde a la atmósfera tipo, el aire es más denso, más compacto, y basta una columna de aire menor para producir una caída de presión determinada. La altitud real de un nivel de vuelo será menor que la que corresponde según la atmósfera tipo, que será la que nos marque el altímetro. De igual manera, la distancia vertical entre niveles de vuelo también será menor que la expresada por la diferencia entre los valores de los FL.

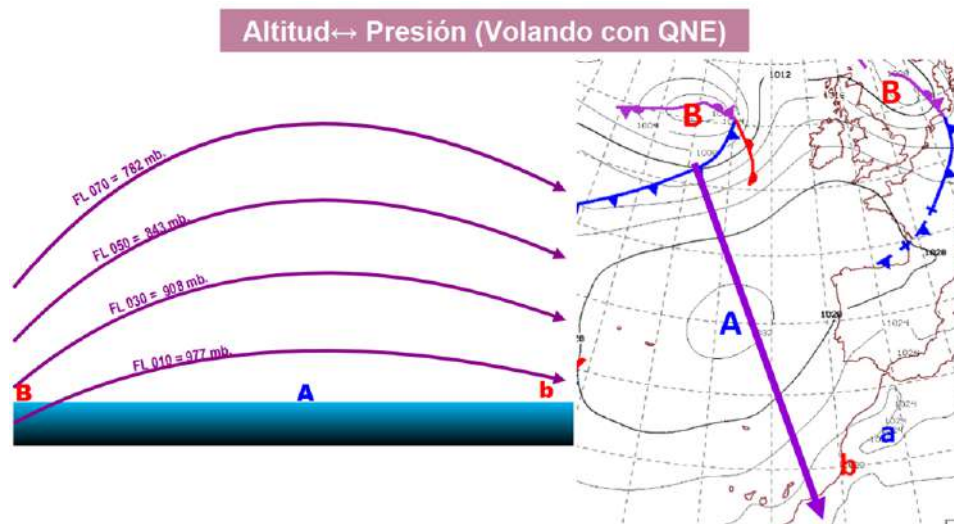
Los sistemas de presión ejercen un efecto similar: con presiones altas en superficie, con dominio anticiclónico, es necesario elevarse más para alcanzar un determinado valor de presión, correspondiente al FL deseado, por lo que volaremos más alto de lo indicado por el altímetro, ya que, además, la diferencia de altitud real entre niveles de vuelo es también mayor. Por el contrario, en el seno de sistemas de baja presión, con presiones bajas en superficie, la distancia entre niveles de vuelo es menor y la altitud real de un FL determinado será menor que la expresada por éste en centenares de pies.



En el cuadro adjunto se presenta como ejemplo los valores de altitud real a los que se encuentra el valor de presión de 900 mb. (aprox. FL033) para distintas condiciones de presión en superficie y temperatura. Como puede verse, las diferencias pueden llegar a ser muy significativas y afectar severamente la seguridad de un vuelo en condiciones de baja visibilidad, por variar completamente la referencia que tenemos de la distancia al suelo. De ahí la importancia de calar adecuadamente el altímetro y consultar los mapas de isohipsas que se presentarán más adelante.

Presión en superficie	Temperatura en superficie	Altitud 900 hPa
1030,0 hPa	35,0 °C	1204 m.
	15,0 °C	1125 m.
	-10,0 °C	1026 m.
1013,0 hPa	35,0 °C	1055 m.
	15,0 °C	986 m.
	-10,0 °C	899 m.
980,0 hPa	35,0 °C	760 m.
	15,0 °C	710 m.
	-10,0 °C	648 m.

A lo largo de una ruta, atravesaremos regiones con distintas temperaturas y sistemas de presión. Si el vuelo se realiza con referencia QNE y aunque mantengamos constantemente un mismo nivel de vuelo en el altímetro, en realidad estaremos variando de forma muy significativa la altitud del vuelo. Además, la distancia vertical entre dos aeronaves que hayan dejado, por ejemplo, 20 niveles de vuelo entre ellas, será también distinta. Mayor con altas temperaturas y presiones y menor con bajas temperaturas y presiones. Para conocer la altitud real a la que se corresponde un determinado nivel de vuelo y cómo varía ésta a lo largo de una ruta, se deberán consultar los mapas de isohipsas.



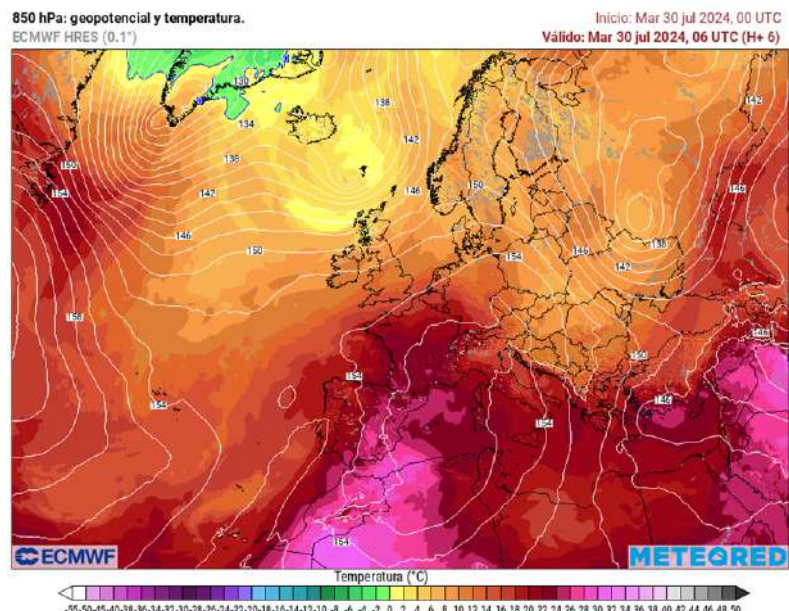
10.4. Mapas de presión en altura. Las isohipsas.

Para representar los sistemas de presión en altura no se emplean los mapas de isobaras, sino sus inversos: los mapas de isohipsas. Mientras que las isobaras son líneas que unen puntos de igual presión a un determinado nivel (el del mar), las isohipsas son líneas que unen puntos en los que coincide la altitud sobre el nivel del mar a la que se alcanza un determinado valor de presión (por ejemplo 850 milibares).

A la altitud sobre el nivel del mar a la que se alcanza una determinada presión se la denomina geopotencial, ya que en realidad es este valor y no exactamente la altitud en metros lo que se representa, pero a efectos prácticos, lo podemos interpretar como una altitud.

En este ejemplo, podemos ver el mapa de 850 mb., en el que se representa tanto las isohipsas (líneas blancas) como la temperatura del aire a ese nivel de presión (en código de color).

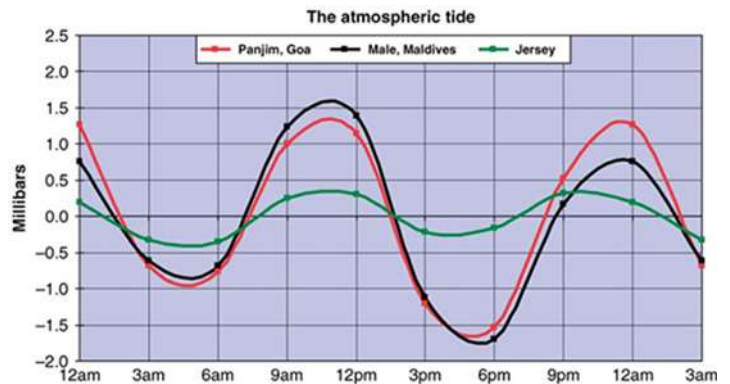
Lo más llamativo, además de la entrada de aire muy caliente por el Suroeste, asociada a la ola de calor de los primeros días de agosto de 2024, es la vaguada de bajas presiones situada entre Escocia e Islandia, que hace que el nivel de 850 mb., se alcance a 1340 m. sobre el nivel de mar aproximadamente. Por el contrario, hay una zona de altas presiones en la costa levantina, en la que hay que elevarse hasta 1560 m. sobre el nivel del mar para alcanzar los 850 mb.



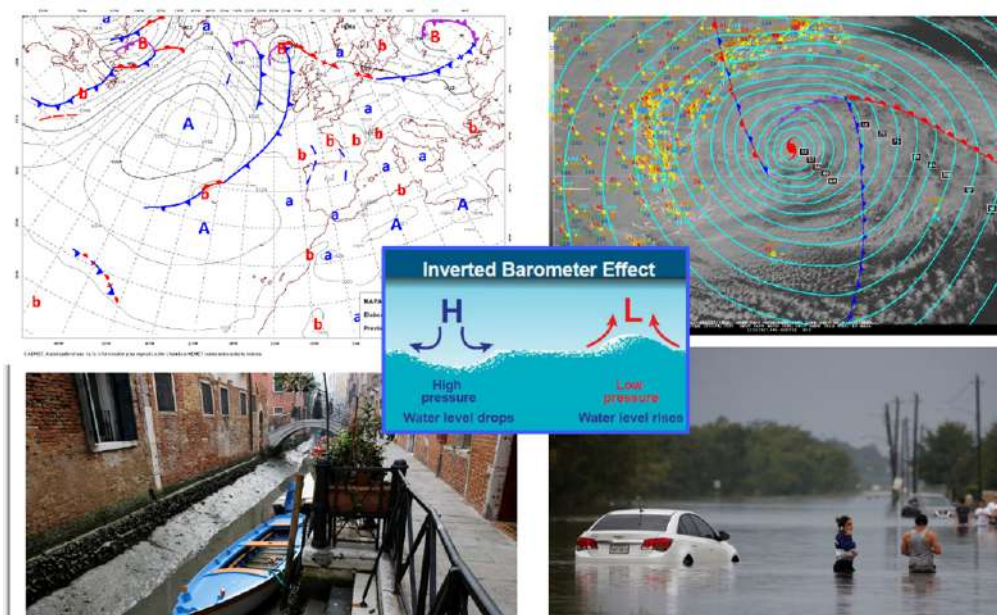
10.5. Mareas de presión y efecto inverso del barómetro sobre el nivel del mar.

En ausencia de otros factores, como puede ser el paso de un sistema de presión, la presión atmosférica sigue un ciclo diario con dos máximos y dos mínimos, muy similar a las mareas del océano, pero con un origen distinto en el que interviene más la absorción de radiación que el efecto gravitatorio.

Esta oscilación diaria de la presión alcanza una amplitud mayor en los trópicos que en altas latitudes. En la Península Ibérica es de unos 2 mb., y en Canarias es algo mayor. Presenta dos máximos en torno a las 11Z y 23Z y dos mínimos en torno a las 05Z y 17Z. Por tanto, observar una bajada suave de presión después de mediodía es perfectamente normal y no implica nada, mientras que observar esa misma caída de presión antes del mediodía, cuando debería estar subiendo según el ciclo diario, nos indica claramente la aproximación de un núcleo de bajas presiones y posiblemente de un frente.



Por otro lado, la presión atmosférica juega un importante papel sobre el nivel del mar. Con altas presiones en una determinada zona, la atmósfera ejerce una presión sobre la masa de agua del mar que favorece una disminución de su nivel. Por el contrario, con bajas presiones, el nivel del mar se encuentra más libre para ascender, por soportar una menor fuerza de la atmósfera sobre él. Esto es lo que se denomina el efecto inverso del barómetro que se estima en un centímetro por milibar.



Dos casos extremos del efecto inverso del barómetro son las mareas muertas que pueden llegar a dejar secos los canales de Venecia en episodios de altas presiones por un lado y los efectos catastróficos de los huracanes, en los que los núcleos de muy baja presión de sus centros ejercen un efecto de succión del agua del mar, provocando intensos ascensos de

nivel y entrada de agua marina en el interior de las zonas costeras o de muy baja altitud sobre el nivel del mar. (catástrofe de Nueva Orleans por el Katrina en 2005).

10.6. Evolución de la Presión a niveles medios. Hipoxia.

A 3,350 m (FL 110).
1mB = 11,3m. = 37 ft.

Nivel del mar.
1mB = 8m. = 27ft.

El decaimiento exponencial de la presión con la altitud conlleva que, conforme ganamos altura, dicho descenso sea cada vez menos intenso. (Ver tabla del apartado 4.9.) A los niveles típicos de vuelo instrumental (FL 100) el descenso de presión con la altura es de tan sólo 27 mb. cada 1.000 pies, o lo que es lo mismo, se requiere ascender 37 pies para que la presión decaiga un milibar.

No obstante, a partir de los 10.000 pies, el descenso de presión con respecto al nivel del mar es tal, que empieza a producir efectos indeseados en el organismo por falta de oxígeno. En efecto, a nivel 100 la presión atmosférica en la atmósfera tipo, es de tan sólo 697 mb., con una densidad del aire por debajo del 74% de la que éste presenta al nivel del mar. Si al nivel del mar el aire contiene 0,28 g de Oxígeno por litro, lo que supone el ingreso a los pulmones de unos 1,68 g por minuto a un ritmo de respiración normal, a FL 100, tan sólo encontramos 0,20 g de oxígeno en ese mismo volumen. Sin embargo, el efecto sobre la respiración es mucho mayor. Al intervenir el descenso de la presión alveolar, que determina la eficacia con la que nuestro organismo capta el oxígeno, la cantidad de oxígeno que verdaderamente somos capaces de asimilar equivale a la que tendríamos con un ingreso de tan sólo 0,6 g. de oxígeno por minuto, respirando a un ritmo normal.

En consecuencia, ya desde niveles de vuelo medios se pueden sufrir consecuencias adversas en las capacidades del piloto relacionadas con la carencia de oxígeno, por lo que está indicado el uso de mascarilla de oxígeno.

ALTURA	PRESION BAROMETRICA	PRESION ALVEOLAR
0	1013 mb	99,73
500	954 mb	90,49
1.000	898 mb	81,67
1.500	845 mb	73,27
2.000	795 mb	65,29
2.500	746 mb	57,73
3.000	701 mb	50,38
3.500	657 mb	43,66
4.000	616 mb	37,15
4.500	577 mb	31,06
5.000	540 mb	25,18
5.500	505 mb	19,72
6.000	472 mb	14,47
6.500	440 mb	9,43
7.000	411 mb	4,81
7.500	382 mb	0,4
8.000	356 mb	-3,8
8.500	331 mb	-7,79
9.000	308 mb	-11,36
9.500	285 mb	-14,93
10.000	264 mb	-18,29

Superficie. → Presión 1013 mb.

0,28 g O2 por litro.

1,68 g O2 por minuto

FL 100. → Presión 700 mb.

0,20 g de O2 por litro.

¡PERO! Presión alveolar 50%



0,6 g O2
por minuto

10.7. Presión, temperatura, humedad y densidad del aire.

Como ya vimos en el apartado 4.3., la densidad del aire, suponiendo que éste se comporta como un gas ideal, depende de su presión y su temperatura, aumentando con la primera y disminuyendo con la segunda, según la expresión:

$$\rho = \frac{n}{V} = \frac{P}{R \times T}$$

Donde R es la constante universal de los gases ideales (0,082 si la presión está en atmósferas, la temperatura en grados kelvin y la densidad en moles por litro)

Considerando que la densidad del aire es una factor clave en la sustentación del helicóptero, deberán estimarse las condiciones de presión y temperatura al despegue, en la ruta y en el aterrizaje. En el caso de la presión, deberá considerarse no sólo la presencia de sistemas de baja o alta presión (QNH) en cada punto, sino también, la altitud de vuelo. Finalmente, aunque su influencia es relativamente menor, también la humedad

influye en la densidad del aire, ya que la presencia de moléculas de H₂O de peso molecular 18, muy inferior al del N₂ (28) o el O₂ (32) reduce la densidad media de la masa de aire.

		Densidad del aire seco (g/l)												
		Temperatura (°C)												
Presión (mb.)	1020	1,122	1,140	1,159	1,178	1,199	1,219	1,241	1,263	1,286	1,310	1,335	1,361	1,388
	1010	1,111	1,129	1,148	1,167	1,187	1,207	1,229	1,251	1,274	1,298	1,322	1,348	1,374
	1000	1,100	1,118	1,136	1,155	1,175	1,196	1,217	1,239	1,261	1,285	1,309	1,335	1,361
	990	1,089	1,107	1,125	1,144	1,163	1,184	1,204	1,226	1,249	1,272	1,296	1,321	1,347
	980	1,078	1,096	1,114	1,132	1,152	1,172	1,192	1,214	1,236	1,259	1,283	1,308	1,334
	950	1,045	1,062	1,080	1,098	1,116	1,136	1,156	1,177	1,198	1,220	1,244	1,268	1,293
	900	0,990	1,006	1,023	1,040	1,058	1,076	1,095	1,115	1,135	1,156	1,178	1,201	1,225
	850	0,935	0,950	0,966	0,982	0,999	1,016	1,034	1,053	1,072	1,092	1,113	1,134	1,157
	800	0,880	0,894	0,909	0,924	0,940	0,956	0,973	0,991	1,009	1,028	1,047	1,068	1,089
	750	0,825	0,838	0,852	0,867	0,881	0,897	0,912	0,929	0,946	0,964	0,982	1,001	1,021
	700	0,770	0,783	0,795	0,809	0,823	0,837	0,852	0,867	0,883	0,899	0,916	0,934	0,953
	650	0,715	0,727	0,739	0,751	0,764	0,777	0,791	0,805	0,820	0,835	0,851	0,867	0,885

Como casos extremos, podemos considerar los de la ilustración adjunta:



DENSIDAD

- Masa de aire.
- Temperatura.
- Altitud.
- Humedad.



Si suponemos que el helicóptero de la izquierda está operando en condiciones de bajas presiones ecuatoriales, por ejemplo en las inmediaciones de Bogotá, a 3000 metros sobre el nivel del mar, con una temperatura de 20 grados y un 65% de humedad, la densidad del aire (aproximadamente 0,82 g/l) puede ser casi la mitad de la que encontraríamos sobre un témpano de hielo en una zona ártica, en un entorno habitual de altas presiones, muy baja humedad, 20 grados bajo cero y, lógicamente, al nivel del mar (aproximadamente 1,41 g/l). Los efectos sobre la sustentación y los pesos máximos son absolutamente determinantes.

Finalmente, y aunque pueda resultar obvio, recordamos que en la planificación de la ruta debe tomarse en cuenta que una baja densidad del aire no sólo supone un límite a los pesos máximos al despegue o aterrizaje, sino también a la altitud máxima a la que podrá operarse en función del peso que se haya decidido cargar y de la potencia del helicóptero.

10.8. La estratosfera.

A partir de la tropopausa, entramos en la región atmosférica denominada estratosfera, que se extiende hasta aproximadamente los 50 kilómetros de altitud. Es una capa extremadamente seca y caracterizada también por su gran estabilidad, con muy escasos o nulos desplazamientos verticales de masas de aire y, por el contrario, fuertes vientos horizontales.

Muchos vuelos comerciales tienen lugar en el interior de las capas más bajas de la estratosfera, hasta niveles FL350, FL400 o incluso superiores, por lo que las cartas de información meteorológica de niveles altos o los partes SIGMET o GAMET pueden contener información relativa a las condiciones de la estratosfera.

Dentro de la estratosfera se consideran tres subcapas, según una distinción basada en el sentido de la variación de la temperatura en su seno (el gradiente térmico)

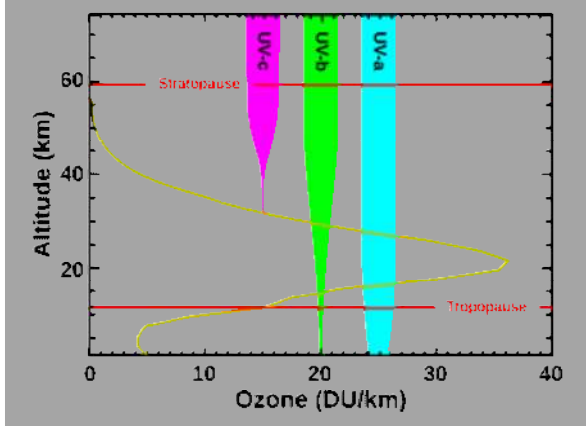
La primera capa, que comienza en la misma tropopausa, se caracteriza por una temperatura muy baja, de -50° a -60°C que se mantiene aproximadamente estable con la altitud, hasta alcanzar, aproximadamente, los 19 Km.

La siguiente capa, con un suave gradiente térmico positivo, es la capa de ozono, cuyo máximo suele situarse entre 19Km. y 30Km. de altitud, si bien su espesor y ubicación es muy variable.

La radiación ultravioleta.

Es radiación electromagnética (luz) en el rango de longitud de onda de 400 a 100 nanómetros. Más corta que la visible, pero no tanto como los rayos X. Se subdivide en tres rangos:

- UVA: la más larga, llega casi en su totalidad al suelo.
- UVB: intermedia, absorbida en un 90% por la atmósfera.
- UVC: la más corta e intensa. Absorbida en su totalidad por la capa de ozono.



El ozono (O_3) es una molécula constituida por tres átomos de oxígeno. Es muy poco estable y tiende a descomponerse. Su formación y descomposición sigue el siguiente ciclo, relacionado con la radiación ultravioleta:

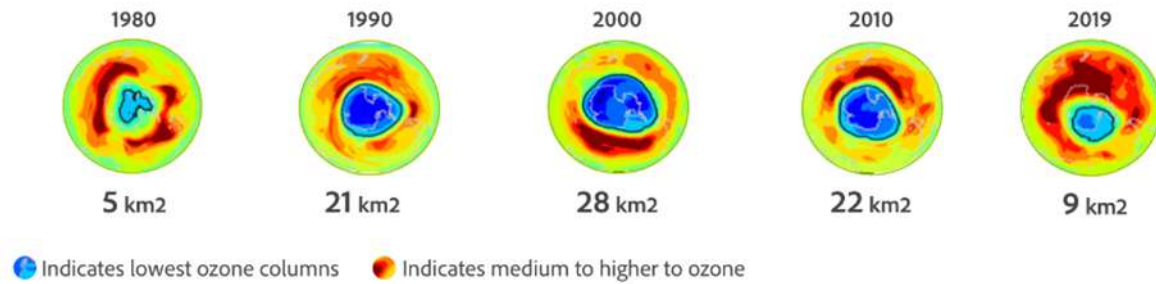
1. El oxígeno (O_2) molecular presente en la atmósfera absorbe la radiación UVB y se descompone en oxígeno atómico.
2. El oxígeno atómico reacciona con moléculas de oxígeno molecular y forma moléculas de Ozono.
3. El ozono absorbe radiación UVC, evitando que alcance la superficie. La energía de la UVC se incorpora a la molécula de O_3 .
4. El ozono se descompone en O_2 y O , entregando gran cantidad de energía calorífica en forma de radiación infrarroja de onda larga.

El calor liberado en la capa de ozono hace subir la temperatura en el seno de la estratosfera, de forma que se forma un gradiente positivo de temperatura, que llega a alcanzar valores cercanos a los 0°C en torno a los 40 o 50 Km. de altitud.

Tanto la radiación UVB como UVC son muy dañinas para los organismos vivos. Su gran capacidad para dañar los tejidos puede derivar en la aparición de lesiones o cáncer. De ahí la alarma que se generó en el último tercio

del S XX cuando se constató que determinadas emisiones de gases a la atmósfera, como los CFCs estaba destruyendo la capa de ozono. El resultado fue un sensible incremento de la radiación ultravioleta que estaba alcanzando la superficie terrestre con riesgo para la salud humana y para la vida en general.

La alarmante situación llevó a la adopción de un acuerdo internacional: el protocolo de Montreal, finalmente aprobado en 1987 por la mayoría de los estados industrializados, limitó de forma tajante la emisión de hasta 100 sustancias químicas que se consideraron muy dañinas para el ozono y que eran empleadas masivamente en la industria o en productos de consumo doméstico como aislantes térmicos, sistemas de refrigeración, aerosoles, etc. Se inició así una recuperación (ver figura adjunta) del denominado “agujero de ozono”, que sigue en nuestros días y que se espera culmine hacia el año 2070.



EVOLUCIÓN DE LA EXTENSIÓN DE LA CAPA DE OZONO SOBRE LA ANTÁRTIDA.

Finalmente, la subcapa más alta de la estratosfera se extiende hasta el fin de ésta, en la estratopausa, a una altitud aproximada de 50 Km.

Los globos de sondeo meteorológico alcanzan en muchas ocasiones esta capa más alta de la estratosfera, en la que se sigue registrando un gradiente térmico marcadamente positivo de unos +2,8°C por kilómetro, hasta alcanzar temperaturas que rondan los 0°C.



Preguntas de autoevaluación. Tema 10.

- 10.1. At what time does the daily minimum and maximum temperature occur under normal conditions?
 - a) The minimum near midnight and the maximum about noon.
 - b) The minimum about sunrise and the maximum about noon.
 - c) The minimum about sunrise and the maximum one to three hours after noon.
 - d) The minimum near midnight and the maximum one to three hours after noon.
- 10.2. What influence does radiative balance have on climate? Mark the incorrect answer
 - a) A zero balance implies a cooling of the planet.
 - b) A positive balance implies a net accumulation of energy.
 - c) We currently have a balance of +1W/m², which explains global warming.
 - d) A negative balance implies a net emission of energy to the exterior.

10.3. How does humidity influence the thermal sensation?

- a) Humidity has no effect.
- b) At low humidities you experience higher temperatures and risk heat stroke due to dryness.
- c) At high humidities you experience higher temperatures and risk heat stress due to lack of cooling.
- d) Both high and low humidities are dangerous in generating heat stress.

10.4. How does wind influence the thermal sensation?

- a) Intense wind increases the risk of heat stroke due to desiccation.
- b) Intense wind decreases thermal sensation and increases the risk of freezing at low temperatures.
- c) Wind does not influence the thermal sensation.
- d) Intense wind causes a higher temperature sensation.

10.5. In the standard atmosphere, to which flight levels do the following pressure levels correspond?

- a) FL050 would be approximately 850mb. and FL100 at 700mb.
- b) FL050 would be approximately 950mb. and FL100 at 600mb.
- c) FL050 would be approximately 700mb. and FL100 at 850mb.
- d) FL050 would be approximately 600mb. and FL100 at 950mb.

10.6. How influence temperature and surface pressure to actual altitude of flight?

- a) The higher the temperature the higher the true flight altitude and the higher the surface pressure the lower the true flight altitude.
- b) The higher the temperature the lower the true flight altitude and the higher the surface pressure the lower the true flight altitude.
- c) The higher the temperature the higher the actual flight altitude and the higher the surface pressure the higher the actual flight altitude.
- d) The higher the temperature the lower the actual flight altitude and the higher the surface pressure the lower the actual flight altitude.

10.7. Two helicopters are on the same route simultaneously, one at FL050 and one at FL080. If the actual altitude difference between them increases?

- a) Low pressures are placed at their left.
- b) They are flying towards a lower pressure area.
- c) Low pressures are placed at their right.
- d) They are flying towards a higher pressure area.

10.8. An isohypse:

- a) Is the limit between two air masses of different temperature.
- b) Indicates the true altitude of a pressure level.
- c) Indicates the altitude of the zero degree isotherm.
- d) Is the longest slope line of a frontal surface.

10.9. What is the expected change in pressure If we ascend from FL090 to FL110?

- a) -54 mb.
- b) +54 mb.
- c) -70 mb.
- d) +70 mb.

- 10.10. At FL100 we take in less oxygen with each breath. How much compared to our normal breathing at surface level?
- a) 90%.
 - b) 66%
 - c) 35%
 - d) 10%
- 10.11. What factors reduce air density and therefore our lift capacity, lift power and maximum weight?
- a) A higher temperature, a lower altitude and a higher atmospheric pressure.
 - b) A higher temperature, a higher altitude and a lower atmospheric pressure.
 - c) A lower temperature, a higher altitude and a higher atmospheric pressure.
 - d) A lower temperature, a lower altitude and a lower atmospheric pressure.
- 10.12. The Stratosphere:
- a) It is characterized by an increase in temperature with altitude.
 - b) Inside it is the ozone layer, which protects life on earth from ultraviolet radiation.
 - c) It is characterized by stability and practically no vertical displacement of air.
 - d) All are correct.

Las cenizas volcánicas forman nubes de partículas de roca pulverizada, con un tamaño inferior a 2 milímetros y que pueden permanecer mucho tiempo en suspensión en el aire hasta que las precipitaciones, o la gravedad, más lentamente, favorecen su deposición.

Las cenizas volcánicas tienen graves efectos sobre:

- El motor: con efectos que van desde la pérdida de rendimiento al total apagado por:
 - Sobrecarga del motor por entrada de ceniza en las turbinas y fusión de la misma (su punto de fusión es inferior a la temperatura de funcionamiento del motor)
 - Abrasión del rotor y de las turbinas.
 - Obstrucción de los orificios y conductos de circulación de combustible y refrigerante.
 - y, sobre todo de las palas del rotor principal y de cola, erosionando y deteriorando el perfil aerodinámico con la consiguiente pérdida de sustentación.
- Abrasión de las palas del rotor principal y de cola, erosionando y deteriorando el perfil aerodinámico con la consiguiente pérdida de sustentación.
- Abrasión de las ventanillas y lunas, con pérdida de visión de la tripulación.
- Daños en los sensores, distorsionando la información de vuelo y posición.

Obviamente, dada la gravedad de los efectos de las cenizas volcánicas sobre la aeronave, se debe evitar a toda costa entrar en contacto con ellas. Para ello, la OACI dispone de una red de centros de aviso de ceniza volcánica (VAAC) distribuidos en 9 zonas del planeta. España entra dentro del VAAC de Tolouse, junto con

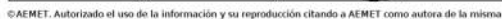
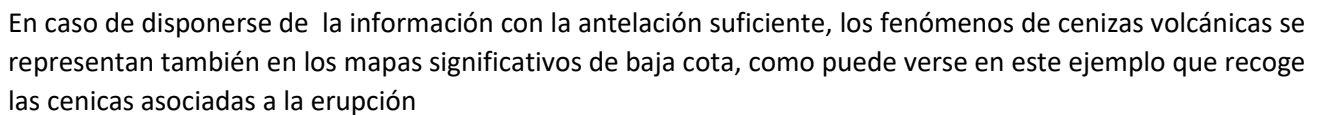


Europa central y meridional, toda África y buena parte de Asia. Las Islas Británicas, Islandia y los países nórdicos, están dentro del VAAC de Londres.

Cada VAAC realiza un seguimiento de la posición de las nubes de cenizas volcánicas presentes en su zona y realiza predicciones acerca de su evolución.

La información sobre cada episodio de cenizas volcánicas del VAAC de Tolouse está disponible en <http://vaac.meteo.fr>, se actualiza de forma permanente cada vez que se produce un cambio significativo y ofrece predicciones para las siguientes 24 horas. Se puede consultar en lenguaje codificado, muy similar al del GAMET, la información sobre la posición y evolución de la nube o acceder al gráfico png que representa dicha información. Como puede verse en el ejemplo adjunto, correspondiente a la erupción del Etna de agosto de 2024, se prevé una rápida expansión de la nube que, inicialmente (arriba a la izquierda, a las 04:30 del día 4) se encuentra muy concentrada al SE del volcán y entre el nivel del suelo y el FL400. Posteriormente (arriba derecha 10:20 del día 4) se expande hacia el SE llevada por el viento entre los niveles FL150 y FL400, mientras que cerca de la superficie y hasta el nivel FL150 aparece otro penacho casi en dirección E. Para la tarde (abajo izquierda 16:20 del día 4) ya se ha formado una amplia nube sobre el Mediterráneo entre Sicilia y el Peloponeso desde el FL100 al FL400.

VA ADVISORY
DTG: 20240804/0431Z
VAAC: TOULOUSE
VOLCANO: ETTA N21060
PSN: N3744 E01500
AREA: ITALY
SUMMIT ELEV: 3330M
ADVISORY NR: 2024/35
INFO SOURCE: SAT, VONA, WEBCAM
AVIATION COLOUR CODE: RED
ERUPTION DETAILS: ERUPTION AT 20240804/0245Z
STRONG ASH EMISSION
OBS VA DTG: 04/0420Z
OBS VA CLD: SFC/FL400 N3753 E01506 - N3736 E01551 -
N3715 E01536 - N3742 E01457 - N3753 E01506 MOV SE
40KT
FCST VA CLD +6 HR: 04/1020Z SFC/FL150 N3748 E01506 -
N3715 E01806 - N3642 E01748 - N3721 E01542 - N3745
E01454 - N3748 E01506 FL150/400 N3742 E01457 - N3748
E01506 - N3633 E01554 - N3721 E01851 - N3633 E01927 -
N3551 E01606 - N3642 E01524 - N3742 E01457
FCST VA CLD +12 HR: 04/1620Z FL100/400 N3727 E01554 -
N3745 E02054 - N3536 E02112 - N3503 E01756 - N3648
E01539 - N3727 E01554
FCST VA CLD +18 HR: 04/2220Z NO VA EXP
RMK: ASH CLOUD HEIGHT 10000M, EMISSION ON
GOING
NXT ADVISORY: NO LATER THAN 20240804/0900Z=



11.3. Efectos de la turbulencia.

Intensidad de la turbulencia

- **Ligera.** Incomodidad.
5 a 15 Kt ~ 0,2 g.
- **Moderada.** Caídas pasaje.
15 a 25 Kt ~ 0,5 g.
- **Fuerte.** Peligro. Objetos vuelan.
más de 25 Kt ~ 1,0 g.

que en los mapas significativos y otros sistemas de información aeronáutica, tan sólo se representa la turbulencia moderada y severa, considerándose que la turbulencia leve aparece con tanta frecuencia y de forma muy localizada que no resulta práctica ni realista su indicación.

En algunos mapas de Estados Unidos, se representa una escala con hasta 6 niveles de turbulencia, con unos signos ligeramente diferentes de los empleados a nivel internacional.

Las indicaciones de la intensidad de la turbulencia son aproximadas, ya que el efecto final de ésta sobre el helicóptero dependerá de varios factores y puede diferir del que tendría sobre un avión comercial de grandes dimensiones. Estos factores son:

1. La escala de la aeronave en relación con la turbulencia. Las turbulencias que provocan mayores efectos son aquellas con una escala similar a la de la aeronave. Si la escala de la turbulencia es mucho mayor que la del helicóptero, se experimentará como un balanceo o ascenso y descenso intenso pero progresivo. Por el contrario, si la escala de la turbulencia fuese mucho menor, se experimentaría como una vibración. Sin embargo, si la turbulencia es de una escala similar a la del helicóptero, éste entra y sale de lleno en ella. El efecto es un brusco ascenso o descenso o desplazamiento lateral, que se experimenta como un fuerte golpe. Debe tenerse en cuenta que una turbulencia de una escala de una decena de metros, experimentada como una vibración en un avión comercial de grandes dimensiones, puede percibirse como una fuerte turbulencia en un helicóptero, por tener una escala similar.
2. La velocidad del helicóptero. Debemos tener presente que un medio turbulento no es más que un área llena de remolinos. A mayor velocidad, más bruscamente se produce la entrada y la salida de las turbulencias y, además, mayor número de éstas encontraremos por minuto. Reducir la velocidad atenúa el efecto de las turbulencias.
3. El peso del helicóptero. Cuanto menor sea el peso total, más intenso será el efecto de las rachas ascendentes, descendentes o laterales.

Los efectos de la turbulencia pueden ir desde ligeras molestias hasta fuertes saltos con graves consecuencias para las personas ocupantes del helicóptero y para el propio aparato. La turbulencia fuerte equivale a una racha de 25 nudos y conlleva aceleraciones del orden de 1 g. Supone un severo peligro por los golpes que pueden afectar a la tripulación, la pérdida de estabilidad del helicóptero y los posibles daños estructurales que éste puede sufrir.

Recordemos

- Smooth-Light
- ▲ Light
- ▲ Light-Moderate
- ▲ Moderate
- ▲ Moderate-Severe
- ▲ Severe
- ▲ Extreme

Factores que influyen

- **Escala ~ aeronave.**
 - Mayor: ascenso/descensos
 - Menor: baches
- **Velocidad de la aeronave** (remolinos por segundo).
- **Peso de la aeronave.**
- **En relación al factor de carga [sustentación/peso]**

4. El factor de carga. Las turbulencias experimentadas con mucha intensidad pueden acercarse peligrosamente a la superación del factor de carga, por lo que es recomendable reducir la velocidad en su presencia.

11.4. Turbulencia en aire claro.

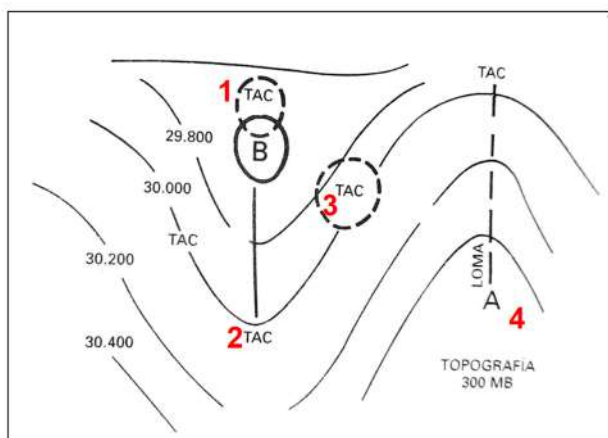
La turbulencia no necesariamente está asociada a la presencia de nubosidad. En ocasiones, se pueden formar turbulencias muy significativas en cielos despejados. Hablaremos entonces de turbulencia en aire claro (CAT por sus siglas en inglés), más probable en los meses de invierno.

La turbulencia en aire claro aparece asociada a fuertes diferencias en la intensidad del viento, lo que llamamos cizalladura, que se profundizará en un tema posterior. Básicamente, al darse condiciones muy cambiantes de viento en una corta distancia, se forman remolinos o turbulencias.

Una de las situaciones de turbulencia en aire claro que podemos encontrar a niveles medios y bajos viene asociada a la onda de montaña en condiciones de baja humedad. En estos casos, la onda de montaña no genera suficiente enfriamiento del aire a niveles bajos y la humedad del aire no es suficiente como para que se alcance el punto de rocío, no se produce la condensación y en consecuencia no se forman las nubes rotor que nos permitan visualizar la presencia de onda de montaña y, por tanto, fuerte turbulencia a niveles bajos. Sin embargo, la turbulencia existe por debajo de los altocúmulos o incluso sin que éstos lleguen a formarse.



La turbulencia en aire claro se da con mucha frecuencia en las proximidades de la tropopausa, asociada al muy intenso cambio de velocidad del viento (cizalladura) que genera la corriente en chorro. Aunque esto ocurre a niveles muy por encima de los propios del vuelo en helicóptero, puede ocurrir que la turbulencia se extienda a niveles inferiores en caso de que la ondulación de la corriente en chorro sea muy intensa. Especialmente en torno a sistemas de bajas presiones. En estos casos la deformación de las líneas de presión y del viento, generan fuertes contrastes de dirección y velocidad del viento en cortas distancias, dando origen a una intensa cizalladura y turbulencia.



En el esquema adjunto, se puede apreciar las zonas de más intensa turbulencia relacionadas con una intensa curvatura de la corriente. Las zonas de mayor turbulencia serán aquellas en las que se da una mayor inflexión de las líneas (en este caso isotacas): la zona al Norte del núcleo de baja presión. Especialmente en el caso de bajas cerradas (DANAs), el eje de la vaguada, así como la dorsal, si bien aquí la turbulencia es de menor intensidad.

11.5. Turbulencia por inversión térmica.

En presencia de una inversión térmica significativa, como la que se representa en el gráfico adjunto, a cierta altura existe una capa en la que el aire es más cálido que el situado por encima y por debajo. Este aire más cálido y, por tanto, menos denso, permite que el viento circule con mayor intensidad y a partir de dicha, hacia arriba, predomina el viento geostrófico, mientras que en el seno del aire frío situado por debajo de la inversión térmica, suelen reinar unas condiciones completamente distintas de viento.

En consecuencia, en la capa de inversión, se produce una importante cizalladura de viento (ver tema 15). La interacción entre las capas de aire desplazándose a distintas velocidades, provoca la aparición de turbulencias, que afectarán de forma significativa al helicóptero al atravesar la capa de inversión. Además, al entrar en una capa de aire menos denso, se producirá un notable descenso en la sustentación del helicóptero, que también se experimentará como turbulencia y que obligará a incrementar la potencia del motor para poder mantener el mismo régimen de ascenso. Este efecto desaparecerá paulatinamente al ir saliendo de la capa de inversión.



Preguntas de autoevaluación. Tema 11.

11.1. The isotachs lines:

- a) Can be found at specific forecast maps and in the GRAMET chart and they join points of equal wind speed.
- b) Can be found at specific forecast maps and in the GRAMET chart and they join points of equal wind direction.
- c) Can be found at specific forecast maps and in the GRAMET chart and they join points of equal wind direction and speed.
- d) Can be found at specific forecast maps and in the GRAMET chart and they join points of equal vertical wind speed.

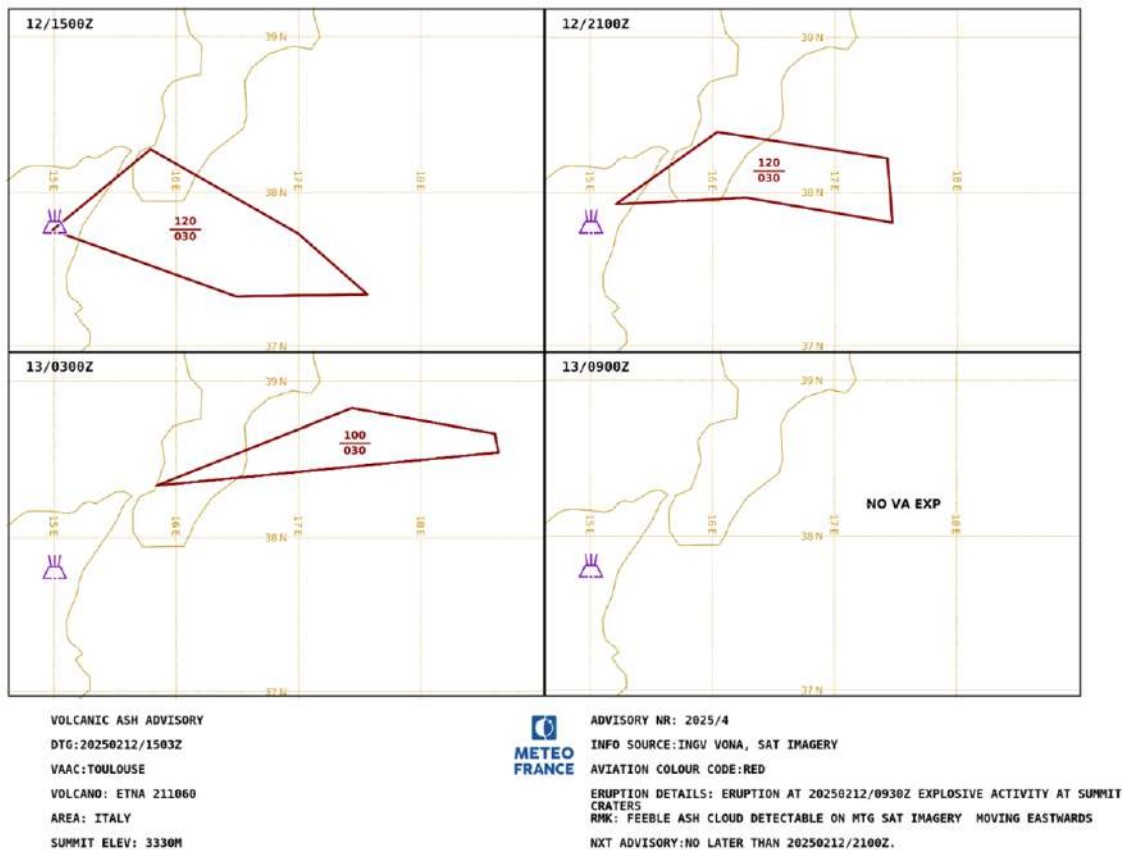
11.2. How dangerous is navigation through a cloud of volcanic ashes?

- a) Slight danger of blade abrasion and damage to sensors.
- b) Fairly high risk of severe turbulence.
- c) High danger of blade abrasion, sensor damage and engine blockage.
- d) It is not particularly dangerous if speed is reduced.

11.3. Where can we find information about volcanic ashes risk?

- a) At the significant map.
- b) At SIGMET and GAMET reports.
- c) At the VAAC web page.
- d) All are correct.

11.4. What information give us the VAAC-Toulouse about Etna volcano for 12/03/2025?



- a) VA East of Etna at FL 100, moving NE at a speed of 30KT.
- b) VA East of Etna at FL 100, moving SW at a speed of 30KT.
- c) VA East of Etna at Between FL30 and FL100, moving NE.
- d) VA East of Etna at Between FL30 and FL100, moving SW.

11.5. Consider the next statements about turbulence:

- a) Turbulences are stronger as higher the flight speed and lighter the aircraft.
- b) Turbulences are stronger as higher the flight speed and heavier the aircraft.
- c) Turbulences are stronger as slower the flight speed and heavier the aircraft.
- d) Turbulences are stronger as slower the flight speed and lighter the aircraft.

11.6. Consider the next statements about turbulence:

- a) Turbulences much greater than an aircraft will be experienced as vibrations.
- b) Turbulences much smaller than an aircraft will be experienced as relatively smooth up and down displacements.
- c) Light turbulence is marked with the peak of a triangle on the significant maps.
- d) A light turbulence reported from a commercial airplane can be experienced as a strong turbulence for a helicopter.

11.7. If we ascend from surface and find an inversion layer between FL030 and FL040:

- a) Air density and air temperature increases.
- b) Aerodynamic lift decreases because air temperature increases.
- c) Aerodynamic lift decreases because air density increases.
- d) Aerodynamic lift increases because air density increases.

11.8. The maximum turbulences in a mountain wave are encountered:

- a) Around the rotor cloud area.
- b) Around the lenticular altocumulus area.
- c) At 5.000 Ft. over the ground.
- d) At windward side of the mountain.

11.9. Significant turbulence can be found:

- a) Into stratus clouds, inversion layers and at windward slopes.
- b) Into stratus clouds, inversion layers and at leeward slopes.
- c) Into rotor clouds, inversion layers and at leeward slopes.
- d) Into rotor clouds, inversion layers and at windward slopes.

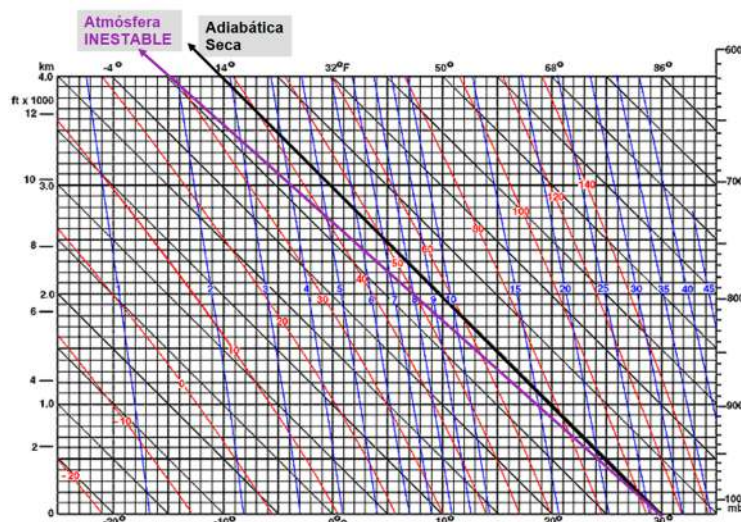
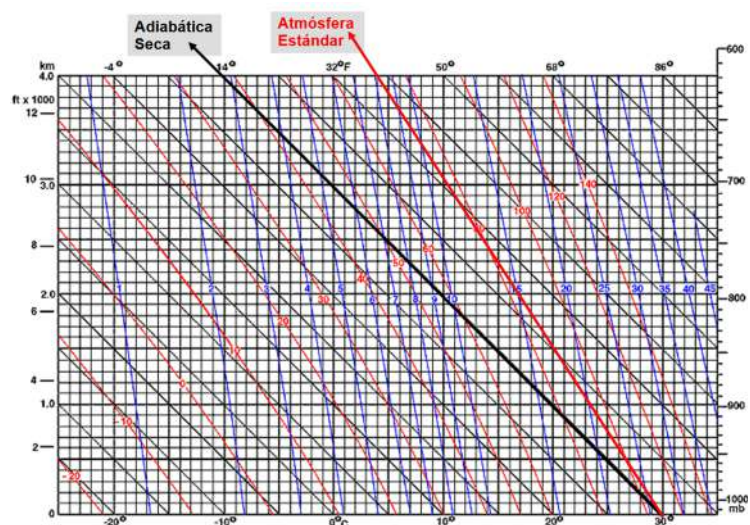
12. Inestabilidad y humedad II. Inestabilidad condicional.

12.1. Representación de las condiciones de estabilidad. El diagrama de Stüve.

El diagrama de Stüve es una herramienta gráfica empleada en meteorología para representar las condiciones de estabilidad e inestabilidad absoluta o condicionada de una masa de aire. Sin entrar en detalles, en él podemos representar los distintos gradientes térmicos de la atmósfera, así como de evolución adiabática de la masa de aire en cuestión, para detectar en qué momento la temperatura de ésta será mayor que la del aire que la rodea. Mientras esta condición se mantenga, dicha masa de aire tendrá una densidad menor que su entorno y presentará tendencia a ascender, mientras que si permanece a menor temperatura, tendrá tendencia a descender por ser más densa que el aire de su entorno.

En el diagrama de Stüve, al igual que en los sondeos, se representa en el eje de ordenadas la altitud en valores de presión, con su correspondencia en altitudes según la atmósfera tipo expresada en Km o Ft (eje izquierdo en este ejemplo). En el eje de abscisas se representan valores de temperatura. En este ejemplo en °C en el eje inferior y en °F en el superior.

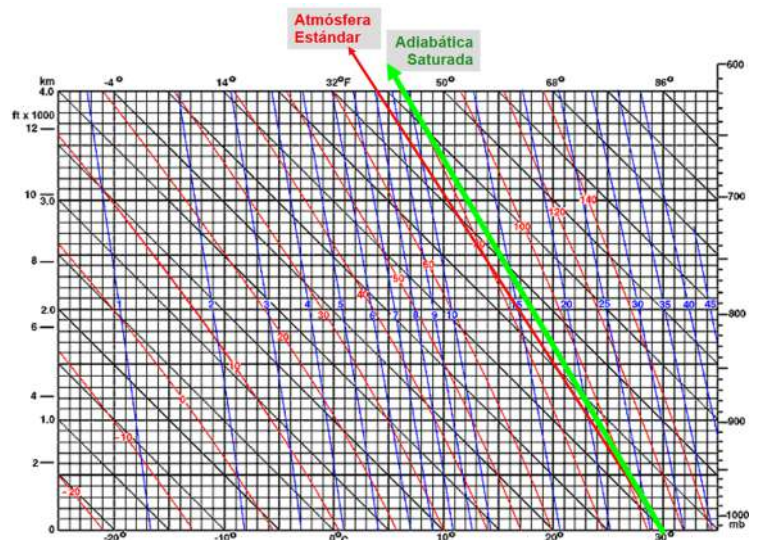
Repasando los casos que hemos visto en los apartados anteriores, el primer gráfico corresponde con condiciones de estabilidad absoluta (apartado 6.3.). Se trata de una masa de aire no saturada (línea negra) con una temperatura en superficie de 30°C y en presencia de una atmósfera con el gradiente térmico propio de la atmósfera tipo (-6,5°C/Km. – línea roja). Como podemos ver el gradiente adiabático de la masa de aire es el correspondiente al aire seco (no saturado), bajando su temperatura 10°C con cada kilómetro de altitud. Por tanto, si nuestra masa de aire es forzada a ascender, devendrá siempre más fría que el aire que la rodea, tenderá a descender por sí sola y estaríamos en presencia de estabilidad absoluta.



El caso opuesto, de aire seco e inestable, se correspondería con unas condiciones en las que el gradiente térmico de la atmósfera fuese tan extremo (línea violeta, correspondiente a -11°/Km) que incluso el aire seco (no saturado) deviene más caliente al ascender que el aire que lo rodea, resultando menos denso y reforzándose en su tendencia a ascender más y más conforme gana altura. Esta representación gráfica corresponde al caso presentado en el apartado 6.4.

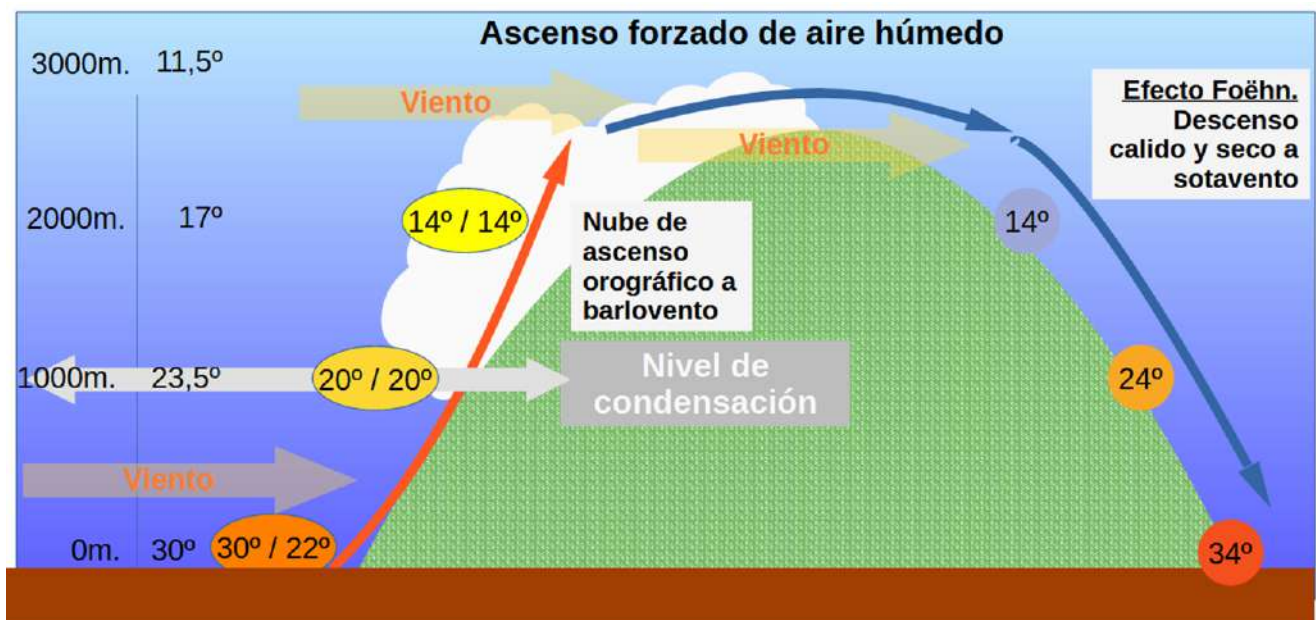
El caso expuesto en el apartado 6.5., del ascenso de aire saturado en presencia de la

atmósfera tipo, es también muy sencillo de visualizar en el diagrama de Stüve, simplemente representando el gradiente térmico de este aire saturado ($-6^{\circ}/\text{Km}$. – línea verde), levemente menos negativo que el de la atmósfera tipo (de nuevo línea roja). Aquí, en el caso de que la masa de aire sea obligada a ascender, por ejemplo por incidir el viento sobre una ladera, se producirá la condensación, desde el mismo nivel de la superficie y, mientras ésta tenga lugar, la temperatura de la masa de aire descenderá, pero no tanto como lo hace la del aire que va encontrando en su entorno, y se mantendrá la tendencia a ascender, formando una nube de ladera y posteriormente manteniendo el ascenso. Ya no forzado, sino alimentado por la propia diferencia de temperaturas.



12.2. Ascenso de aire húmedo. Nivel de condensación y efecto Foehn

Las masas de aire reales no se encuentran ni completamente secas ni al borde de la saturación, sino que tienen una determinada humedad, que caracterizaremos a través de su temperatura y su punto de rocío. Cuando una masa real, como la del ejemplo que se muestra en el gráfico sufre el ascenso forzado por una ladera, comienza a enfriarse siguiendo el gradiente adiabático del aire seco, a razón de -10°C por kilómetro, ya que, en tanto en cuanto no alcance el punto de rocío, no se produce condensación en su seno y por tanto no recibe aporte térmico extra del calor de condensación.



Conforme baja la temperatura de la masa de aire, llegará un momento en que alcance su punto de rocío y comience a producirse condensación, iniciándose la formación de una típica nube de ascenso orográfico a barlovento. La altitud a la que esto sucede es el nivel de condensación, que en el ejemplo adjunto es de 1000 metros sobre el suelo. A partir de este punto, el ascenso forzado tendrá lugar siguiendo el gradiente adiabático del aire saturado, a razón de -6°C por kilómetro.

Por su parte, el punto de rocío de la masa de aire también varía con la presión al ganar altitud. En condiciones normales desciende 2 grados centígrados cada 1000 metros de ascenso. Esa es la razón por la que, en el ejemplo adjunto, en el que la masa de aire parte de una temperatura y punto de rocío de 30/22, al ascender el primer kilómetro, éstas descienden a 20/20.



Por tanto, la temperatura y el punto de rocío de una masa de aire aproximan su valor a razón de 8° cada kilómetro de ascenso en condiciones normales.

Esta propiedad puede utilizarse como regla para estimar, de forma aproximada, la altura a la que se encuentran las bases de las nubes de ascenso orográfico respecto a la base de la ladera sobre la que se originan.

Así, si en las proximidades de un aeródromo cuyo METAR indica unas condiciones de temperatura de 20/16, existen nubes con probable origen en el ascenso orográfico, podemos estimar que la base de

dichas nubes estará, aproximadamente a unos 500 metros sobre dicho aeródromo, que es la ganancia de altura necesaria para que la temperatura de la masa de aire descienda 5°C y el punto de rocío 1°C hasta alcanzar las condiciones de condensación de 15/15 (ilustración adjunta).

En el diagrama de ascenso forzado del aire húmedo que hemos planteado anteriormente, la temperatura de la masa de aire permanece más fresca que el aire que la rodea. El hecho de que se hayan dado las condiciones para la formación de una nube por ascenso forzado del aire, no implica que haya inestabilidad. De hecho, en este ejemplo, la masa de aire permanece estable. Suponiendo que el tope de la montaña está a 2000 m., a dicha altura su temperatura es de 14°C , mientras que el aire de su entorno se encuentra a 17°C . Es más densa y, por lo tanto, una vez pasada la cresta de la montaña y una vez cesado el mecanismo de ascenso forzado, tenderá a hundirse por sí sola.

En estas condiciones, se formará el denominado efecto Foehn, que consiste en el descenso de un viento seco y recalentado a sotavento de las cordilleras montañosas, cuando incide sobre ellas un viento persistente, formando nubes de ascenso orográfico a barlovento. En estas condiciones, como ya hemos visto, el aire, una vez alcanzado el punto de condensación, comienza a dejar gran parte de su humedad a barlovento, ascendiendo sobre la ladera y enfriándose a razón de $-6^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. Cuando alcanza la cresta y comienza a descender, su presión aumenta y comienza a subir su temperatura, alejándose del punto de rocío. La masa de aire deja de estar saturada y desciende como aire seco, calentándose a razón de $+10^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. El resultado final, cuando el viento alcanza el llano a sotavento es una masa de aire muy seca y recalentada (hasta 34°C en el caso del diagrama).

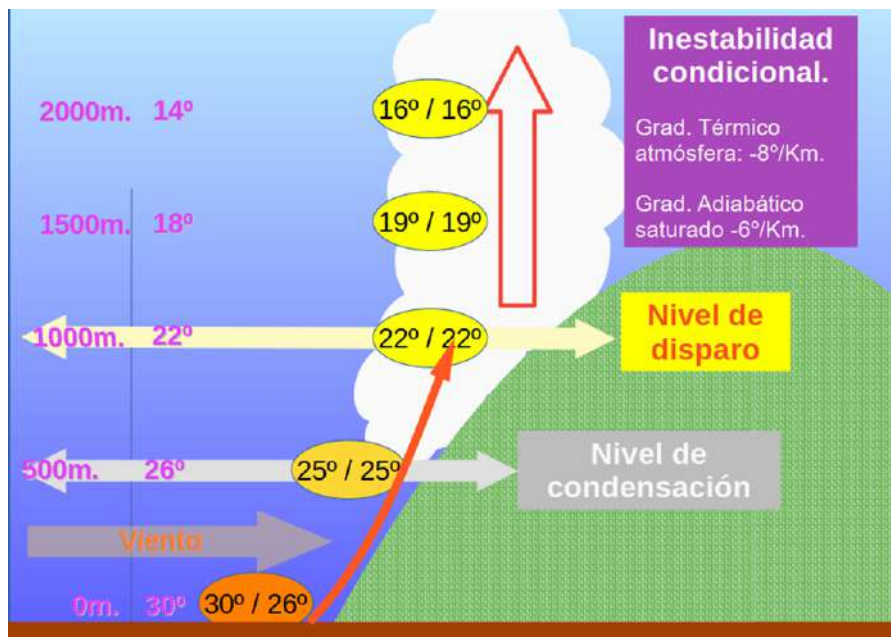
12.3. Inestabilidad condicional. Nivel de disparo

La inestabilidad atmosférica consiste en que una masa de aire que, por cualquier causa, experimenta un cierto ascenso, tenga tendencia a continuar ascendiendo por sí misma, sin factor externo que la impulse. Para que exista inestabilidad, tienen que darse de forma simultánea dos condiciones:

1. La masa de aire tiene que alcanzar la misma temperatura que el aire que la rodea.
2. A partir de ese punto, el gradiente adiabático de la masa de aire tiene que ser menos intenso (menos negativo) que el gradiente térmico de la atmósfera. Es decir, al ascender y expandirse,

su temperatura tiene que descender menos de lo que lo hace la temperatura de la atmósfera de su entorno.

Hablamos de inestabilidad condicional de una masa de aire cuando ésta se encuentra inicialmente en condiciones estables y si es forzada a ascender, tornará a descender por sí misma, tanto si llega a alcanzar el nivel de condensación como si no lo alcanza. Sin embargo, si el fenómeno que la hace ascender tiene la duración en intensidad necesarias para que llegue a alcanzar las condiciones antes apuntadas (un gradiente adiabático menos intenso que el gradiente térmico de la atmósfera y una temperatura igual o superior a la del aire que la rodea) se tornará inestable e iniciará por sí misma el ascenso. Se habrá iniciado un proceso convectivo.



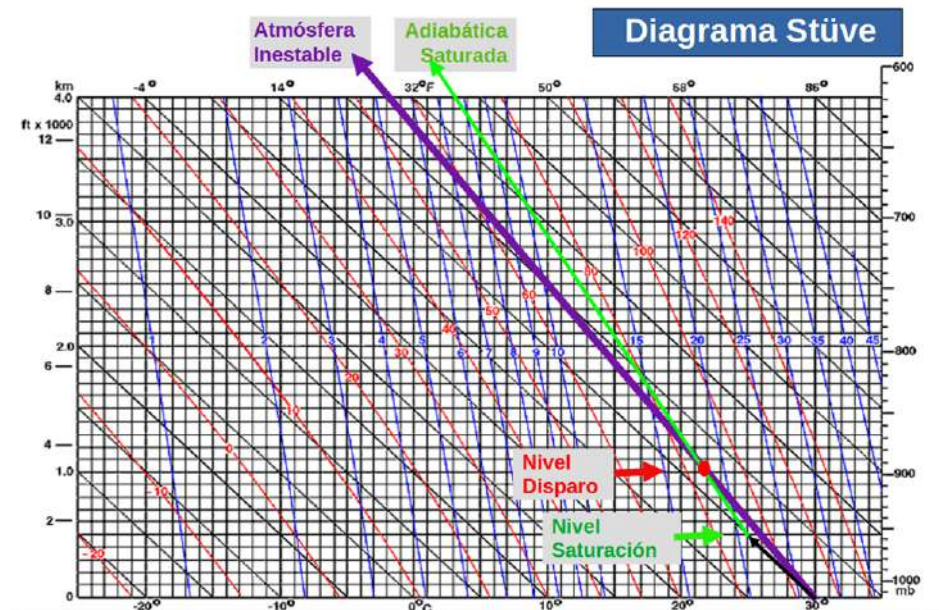
En el diagrama, la masa de aire tiene inicialmente la misma temperatura que la atmósfera que la rodea (30°C) y aunque es muy húmeda (punto de rocío 26°C) no se encuentra saturada. Cuando el viento la fuerza a ascender por la ladera, lo hace como aire seco a razón de -10°C/Km. Por lo tanto, al cabo de 500 metros de ascenso, su temperatura y punto de rocío son 25/25. Se ha alcanzado el nivel de condensación y se comienza a formar una nube de ascenso orográfico.

Para este ejemplo, hemos supuesto que la atmósfera no es la atmósfera tipo, sino una atmósfera inestable, que presenta un gradiente térmico de -8°C/Km. Por tanto, a la altura de 500 m. su temperatura es de 26°C., más cálida que la burbuja de aire. Si el fenómeno de ascenso forzado terminara aquí, por ejemplo por tratarse de una colina baja, el aire sería todavía estable y tendería a descender por sí sólo por la ladera de sotavento.

Supongamos, sin embargo, que la ladera es más alta y el viento continúa forzando el ascenso. Al alcanzar 500 m. más de altura, la masa de aire, ahora enfriándose según el gradiente adiabático del aire saturado (-6°C/Km.) alcanza una temperatura de 22°C, igual la del aire que la rodea. Se encuentra en equilibrio sin tendencia a ascender ni a descender por sí sola. En estas condiciones, bastará un ligero ascenso más para que la masa de aire devenga más cálida que la atmósfera que la rodea, ya que su gradiente adiabático es menos intenso que el de la atmósfera (-6°C > -8°C). A partir de este punto, la masa de aire se ha tornado inestable, tenderá a ascender por sí sola. Se ha iniciado un proceso convectivo. Por ello se denomina a este nivel, nivel de disparo. Cuanto más ascienda la masa de aire, mayor será la diferencia de temperatura con respecto a su entorno y, por tanto, más intenso será el ascenso. Este proceso se mantiene en tanto en cuanto lo haga el gradiente térmico externo y no se agote la humedad de la masa de aire que, al formar la nube, aporta el calor de condensación necesario para que se mantenga el gradiente adiabático saturado.

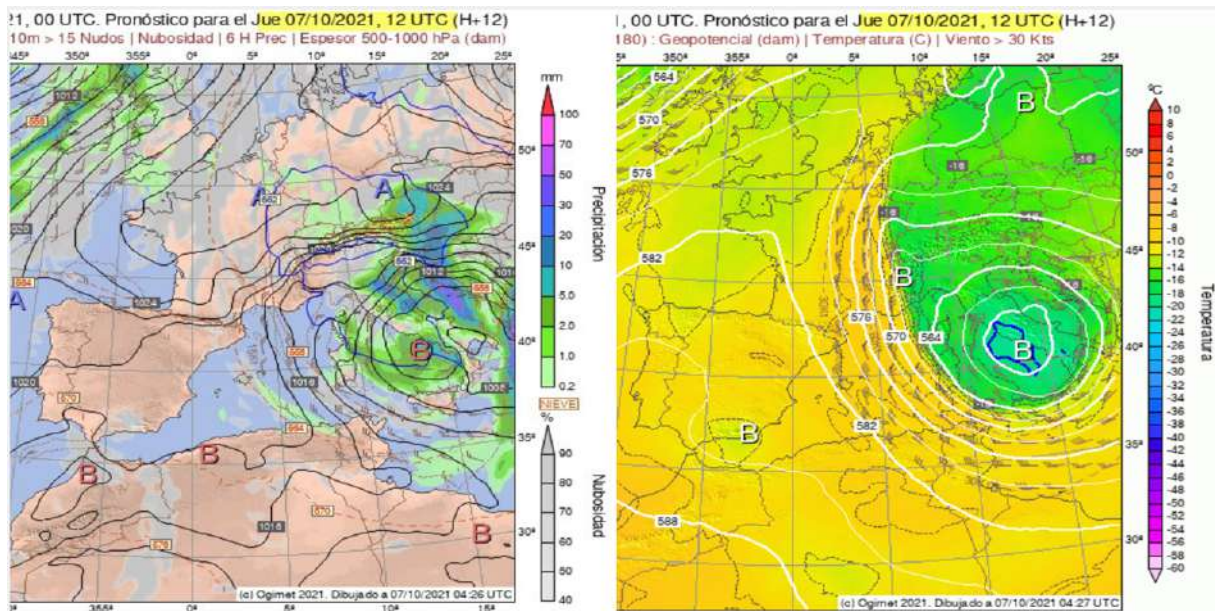
En el diagrama de Stüve, el nivel de disparo se corresponde con el punto en el que la curva adiabática saturada cruza la curva del gradiente térmico de la atmósfera. A partir de dicho nivel, su temperatura será mayor que la del aire que la rodea, permanecerá menos densa y, por tanto, flotará, tendiendo a ascender.

El término de inestabilidad condicional se corresponde con el hecho de que es necesario que la masa de aire ascienda hasta el mencionado nivel de disparo para que se convierta efectivamente en inestable, permaneciendo como aire estable en tanto en cuanto no alcance dicho nivel.



12.4. Condiciones de inestabilidad. Aire frío en altura.

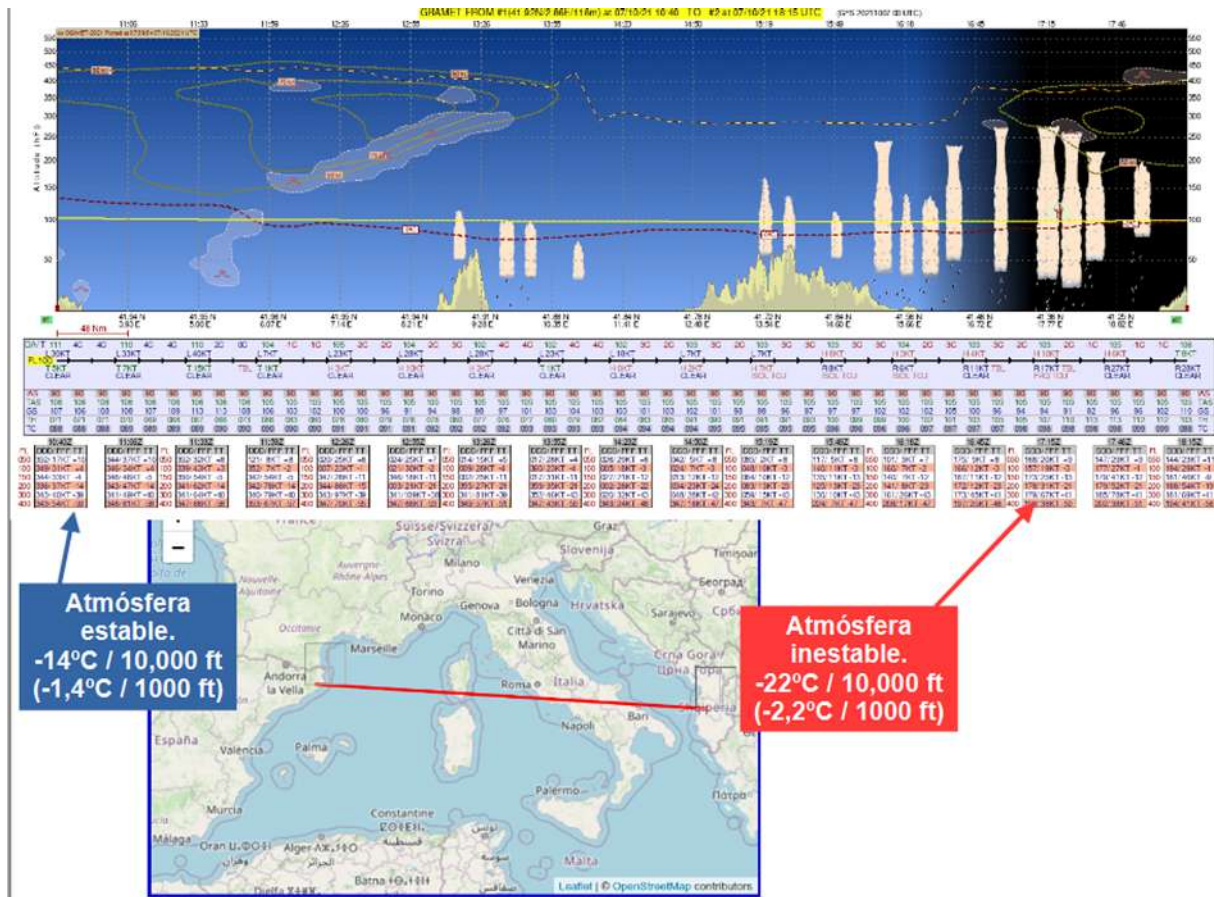
Como ya hemos visto, la principal condición de inestabilidad de una masa de aire es que tenga una alta humedad, condense con facilidad y a partir de ese punto se comporte como aire saturado. La condición que tiene que tener la atmósfera para ser inestable es presentar un intenso gradiente térmico, es decir, que su temperatura descienda rápidamente con la altitud. Por ejemplo, las depresiones aisladas a niveles altos (DANAS), también conocidas como gotas frías, se caracterizan por un embolsamiento de aire frío en niveles altos, como se puede ver en el gráfico adjunto. Si observamos el mapa a FL180, que se corresponde con el nivel de 500 mb. (mapa de la derecha), sobre la costa occidental de Italia, la temperatura alcanza los 20 grados bajo



cero, mientras que, muy cerca, sobre las Baleares es unos 10 grados más alta. Durante el otoño, cuando el Mediterráneo mantiene todavía las altas temperaturas alcanzadas durante el verano, que pueden estar por encima de los 25°C, el gradiente térmico que se forma en estas condiciones es muy intenso. Si a esto añadimos la alta humedad que aporta el mar a las masas de aire en su superficie, tenemos las condiciones propicias de

alta inestabilidad para que se formen las intensas precipitaciones tormentosas, a veces catastróficas, propias de los episodios de gota fría. En el mapa de superficie (izquierda) podemos ver el núcleo de bajas presiones también aislado, acompañado de abundante precipitación.

En la ilustración siguiente, presentamos un GRAMET en una ruta desde Barcelona a Tirana, correspondiente al día de los mapas anteriores, podemos ver la intensa actividad convectiva al final de la ruta.



Si comparamos las indicaciones de temperatura entre la superficie y el nivel de FL100 (aproximadamente 3.000 metros) a lo largo del recorrido, podemos ver cómo el gradiente térmico de la atmósfera sobre Barcelona es de aproximadamente 15,4°C en tres km. (-5,1°C/Km.) mientras que en el Adriático es de 24,4°C para la misma variación de altitud (-8,1°C/Km) lo que determina que al inicio de la ruta las condiciones sean de estabilidad y al final de inestabilidad.

Para identificar las condiciones de inestabilidad se emplean numerosos índices. A modo de ejemplo, explicamos el índice K, por ser uno de los más sencillos en su cálculo y por ilustrar muy bien el hecho de que son las diferencias de temperatura, junto con las condiciones de humedad las que determinan las condiciones de inestabilidad.

Para el cálculo del índice K se emplea la diferencia de temperaturas entre el nivel de 850 y 500 mb., se suma el punto de rocío a nivel de 850 y se resta la diferencia entre las temperaturas y puntos de rocío a nivel de 700 mb. Básicamente el índice sube con el gradiente térmico y la humedad a niveles bajos y desciende si la

humedad a niveles altos es baja. A partir de un valor de 30, el índice nos indica que hay probabilidad de encontrar tormentas con aparato eléctrico es alta y que a partir de 35 estas pueden ser abundantes.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

Dónde :

T_{d850} = punto de rocío en 850 hPa

T_{850} = Temperatura a 850 hPa

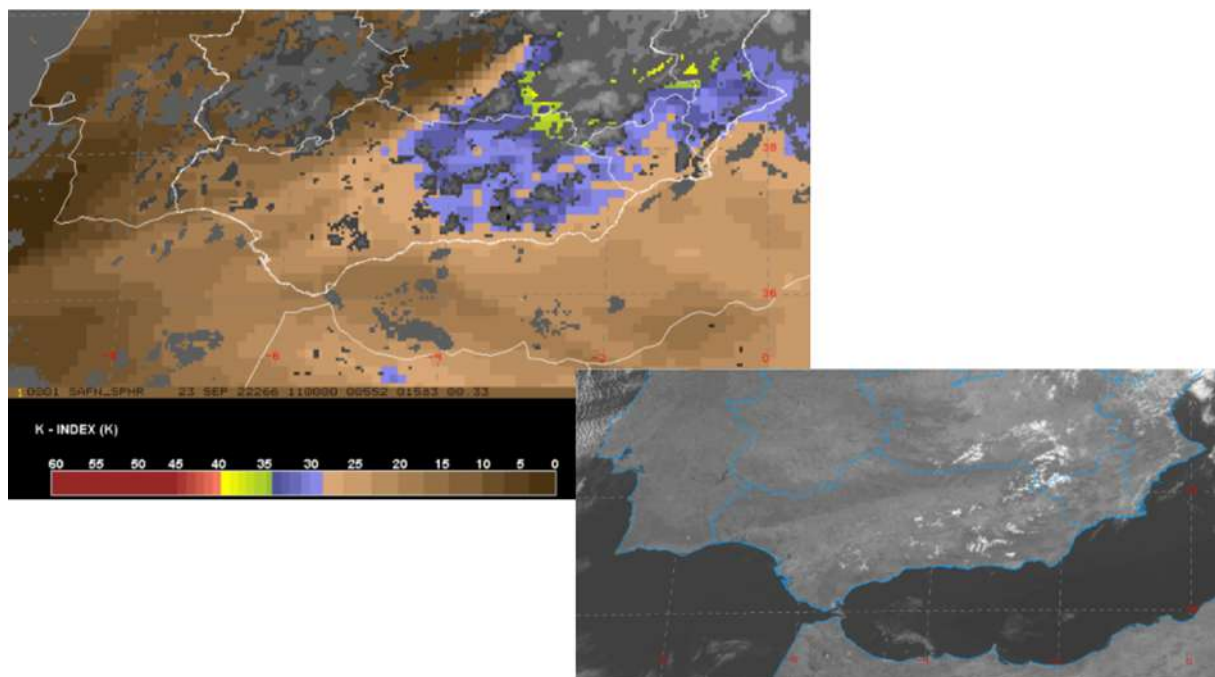
T_{d700} = Punto de rocío a 700 hPa

T_{700} = Temperatura a 700 hPa

T_{500} = Temperatura a 500 hPa

Valor del índice K (en ° C)	Probabilidad de tormenta
Menos de 20	Ninguno
20 hasta 25	Tormentas aisladas
26 hasta 30	Tormentas eléctricas muy dispersas
31 hasta 35	Tormentas eléctricas dispersas
Por encima de 35	Numerosas tormentas eléctricas

Las ilustraciones adjuntas muestran el cálculo de índice K para el Sur de la Península Ibérica. Debe tenerse en cuenta que como este índice se calcula a partir de información de satélite, se carece de su valor para las zonas ya cubiertas por nubosidad, por lo que las áreas en gris claro o blanco no significan un bajo valor del índice, sino que en las mismas ya hay nubes y que, quizá, incluso ya ha arrancado el proceso convectivo. Especialmente si estas aparecen en un contexto de altos valores del índice K, ya en el entorno de 35 –amarillo- (Sierra Nevada y sierras al Norte de Andalucía Oriental).



12.5. El índice CAPE.

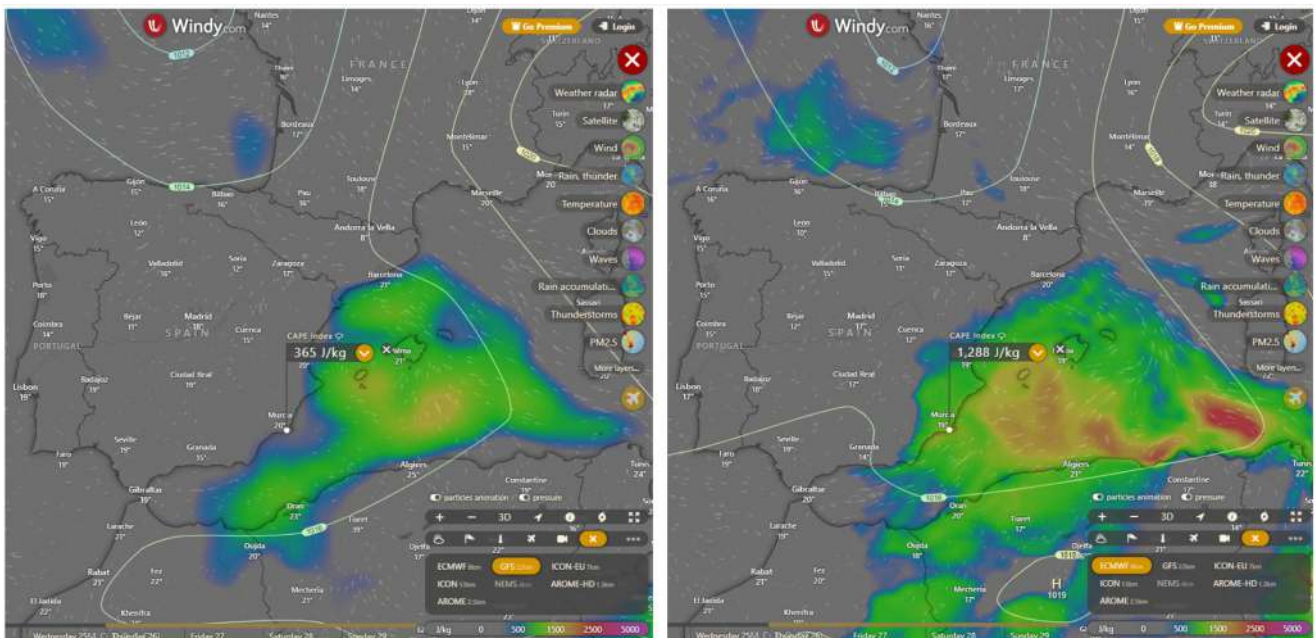
Finalmente, y sin entrar a explicar en profundidad su naturaleza y método de cálculo, mencionamos aquí el índice CAPE, cuyo uso está cada vez más extendido y que puede encontrarse incluso en portales de información meteorológica abiertos.

El índice CAPE (Convective Available Potencial Energy) es un indicador de la energía interna disponible en una masa de aire para alimentar un proceso convectivo y acabar desencadenando una tormenta. Sus unidades, por tanto son unidades de energía (Julios) por kilogramo. Si su valor es muy alto, indicará que esa

masa de aire tiene un gran potencial para elevarse. Una masa de aire perfectamente neutra tendría un CAPE de 0 y este valor resultaría incluso negativo para una burbuja de aire con tendencia a descender. Por el contrario, cualquier valor positivo indica una propensión a la inestabilidad, por ligera que sea, pudiendo formarse cúmulos de buen tiempo, por ejemplo.

Valores típicos por encima de 1.000 J/Kg indican que es posible la formación de tormentas, que serán más violentas, con mayor precipitación, aparato eléctrico e incluso la aparición de granizo, cuanto más elevado sea su CAPE. En las tormentas más violentas el CAPE puede llegar a alcanzar valores en torno a 5.000 J/Kg. Pero esto sólo indica la condición de posibilidad. Para que la tormenta llegue realmente a desarrollarse, será necesario que el aire potencialmente convectivo sea elevado hasta el nivel de disparo. De lo contrario, esa energía ascensional que nos indica la CAPE, quedará sin utilizarse y la nube convectiva no llegará a formarse.

No obstante, recordamos que siempre es mejor atenerse a las previsiones e informes de meteorología aeronáutica para uso profesional que elaboran los servicios oficiales (AEMET en el caso de España) que conformarnos una “predicción casera” por nuestros propios medios a partir de estos modelos, por muy atractivos que sean.



Discrepancias entre los valores de CAPE estimados por los modelos GFS (izquierda) y ECMWF (derecha) para la zona de Murcia la madrugada del domingo 22 de octubre, tomadas de la web Windy.

Preguntas de autoevaluación. Tema 12.

12.1. An air mass in the interior of the Iberian Peninsula has become unstable. The reasons for this are:

- The temperature has decreased in the lower layers and increased in the upper layers.
- The temperature has decreased in the upper layers and increased in the lower layers.
- Winds have increased and humidity has decreased.
- Relative sea level pressures have increased.

- 12.2. Suppose an air mass at the surface has conditions such that the temperature group in METAR is given as 24/12. What would the conditions be if the air mass were to rise 1000 meters?
- a) 34/14
 - b) 14/12
 - c) 18/14
 - d) 14/10.
- 12.3. Suppose an air mass at the surface has conditions such that the temperature group in METAR is given as 24/12. What would the conditions be if the air mass were to rise 1000 meters?
- a) About 3100 Ft.
 - b) About 1400 Ft.
 - c) About 2300 Ft.
 - d) About 4000 Ft.
- 12.4. Within an atmosphere with the characteristics of the standard atmosphere, an air mass is forced to rise until it condenses and reaches a level where its temperature is higher than that of the surrounding air. What will happen to this air mass if the force forcing it to rise ceases?
- a) It will continue ascending.
 - b) It will begin to descend.
 - c) It will remain stable.
 - d) It cannot be determined from these data.
- 12.5. What of the next statements do not necessarily characterizes the condensation level?
- a) That the temperature of a rising air mass is equal to the dew point.
 - b) That the vapor pressure of a rising air reaches the saturation pressure.
 - c) That the temperature of a rising air mass is equal to that of the surrounding air.
 - d) That water vapor begins to condense.
- 12.6. What of the next statements do not necessarily characterizes the trigger level?
- a) That the temperature of a rising air mass is equal to the dew point.
 - b) All the answers are correct.
 - c) That the temperature of a rising air mass is equal to that of the surrounding air.
 - d) That the air mass starts to rise by itself without need of an external force.
- 12.7. Which of the following temperature distributions would result in the most unstable atmosphere?
- a) Surface temperature dew point 25/20; temperature at FL150: 5.
 - b) Surface temperature dew point 25/20; temperature at FL150: -15.
 - c) Surface temperature dew point 25/5; temperature at FL150: 5.
 - d) Surface temperature dew point 25/5; temperature at FL150: -15.
- 12.8. Which of the following is not an indicator of atmospheric instability?
- a) Williams number.
 - b) CAPE index.
 - c) K index.
 - d) Atmospheric thermal gradient.

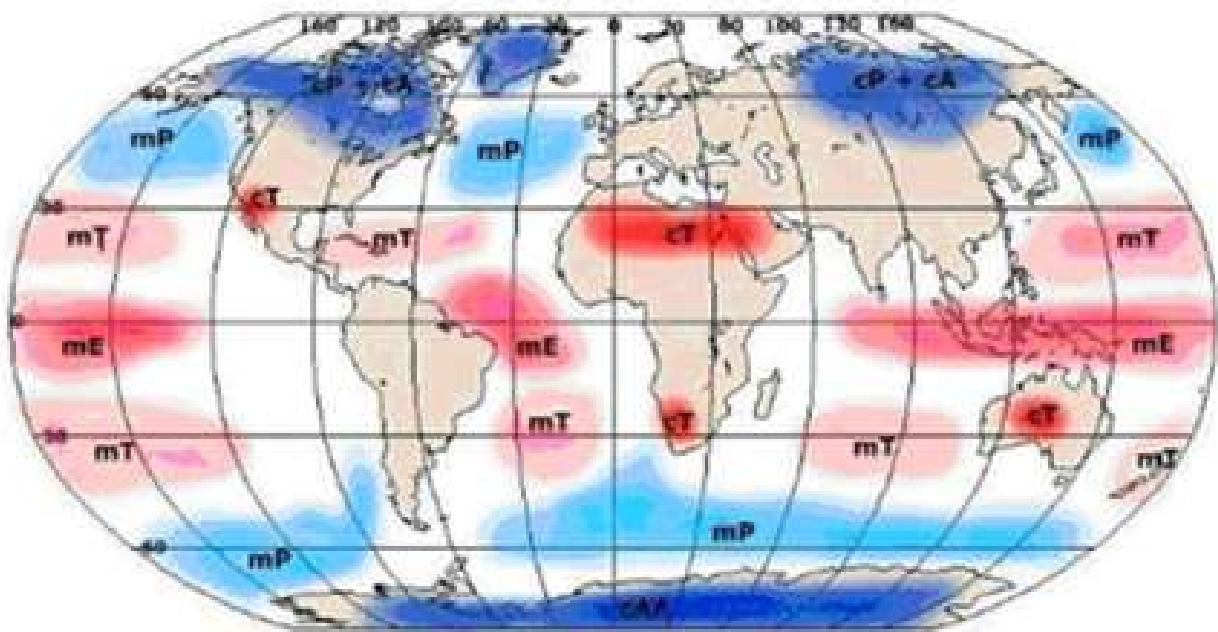
13. Masas de aire y sistemas frontales.

13.1. El concepto de masa de aire.

Llamamos masa de aire a un volumen de aire suficientemente grande y que ha permanecido suficiente tiempo en un área del planeta con unas condiciones suficientemente estables como para adquirir las características de esa zona del planeta.

A las zonas de formación de las masas de aire se las denomina “regiones fuente” o “regiones madre” y se corresponden con áreas de altas presiones de grandes dimensiones, del orden de 3 millones de kilómetros cuadrados (6 veces España), situadas sobre los océanos o sobre los continentes. Regiones fuente típicas son la del Anticiclón de las Azores o la del Anticiclón siberiano.

Las características fundamentales de una masa de aire son su temperatura y su humedad, que a su vez dependerán de las características de la región fuente. Recordando el modelo de circulación general de la atmósfera que vimos en el capítulo 5, distinguimos entre masas de aire formadas en regiones fuente ecuatoriales (E), tropicales (T), polares (P) y árticas (A). Lógicamente las primeras serán cálidas y las últimas extremadamente frías. Debemos tener presente que la denominación “polar” no hace referencia a los polos,



sino a las latitudes medias altas, reservándose la denominación “ártica” para las regiones verdaderamente situadas por encima del círculo polar.

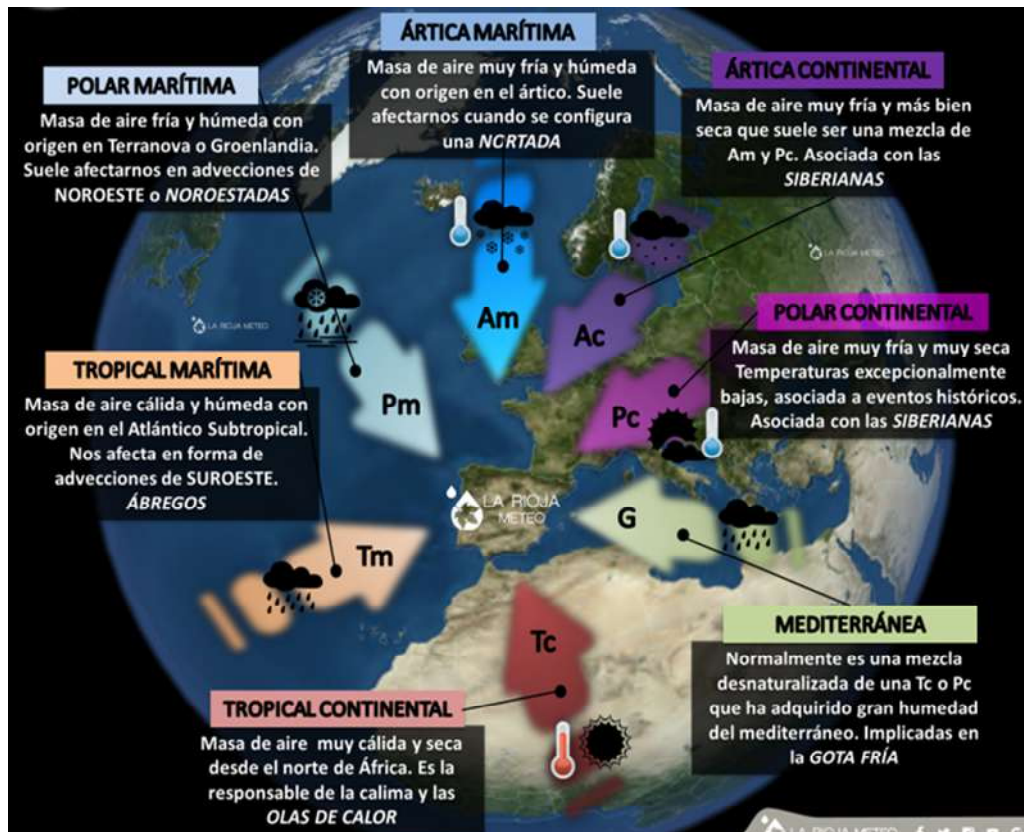
Dado que también la humedad es de primordial importancia, distinguimos entre las masas de aire de origen continental (c) y marítimo (m), siendo típicamente secas las primeras y húmedas las segundas.

Cuando una masa de aire es desplazada desde su región fuente hacia otras regiones, lleva con ella las características obtenidas en su formación. Al encontrarse con otra masa de aire, aparece un contraste entre las temperaturas y humedades de ambas masas y es este contraste el que da lugar a los fenómenos de formación de nubosidad y precipitación propios de los sistemas frontales.

Debe tenerse en cuenta que todo el enfoque de este tema está orientado a las condiciones en el Hemisferio Norte. En el Hemisferio Sur los fenómenos ocurren de forma similar pero con todos los sentidos de giro y dirección de los movimientos invertidos.

13.2. Masas de aire que inciden sobre la Península Ibérica.

La aproximación y circulación de las masas de aire sobre la Península ibérica viene condicionada fundamentalmente por la posición del frente polar, zona de confrontación entre las masas de aire cálido

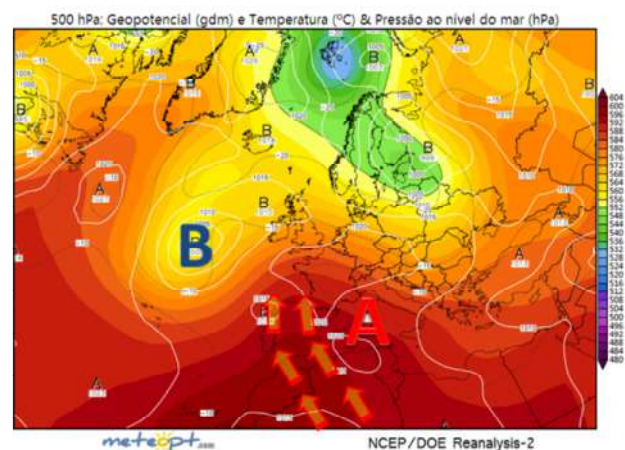


MASAS DE AIRE QUE INCIDEN SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA

formadas en torno a las altas presiones subtropicales y las masas de aire más frío de latitudes medias y altas. A su vez, la posición del frente polar se corresponde con la evolución de la corriente en chorro, de forma que las ondulaciones de ésta albergan masas de aire frío asociadas a bajas presiones.

De forma muy esquemática, podemos conocer las principales masas de aire que inciden sobre la Península Ibérica y que presentan un respectivo tiempo característico. Son las siguientes:

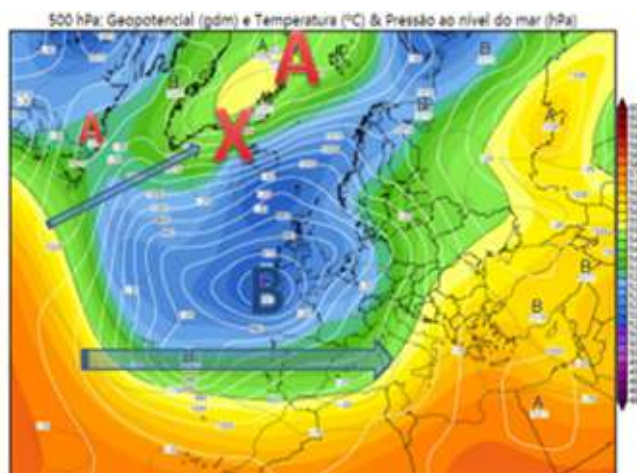
- Tropical Continental (Tc). Extremadamente cálida y seca. Se forma en el Norte de África en cualquier época del año, excepto en invierno. La masa de aire se desplaza de Sur a Norte sobre la península impulsada por una baja presión situada en las Islas Británicas y una



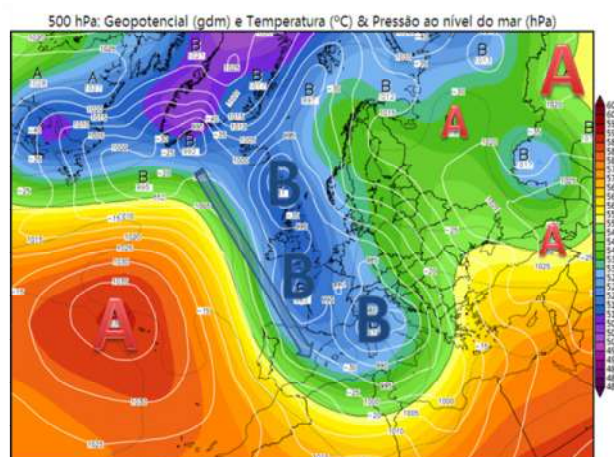
MASA DE AIRE TROPICAL CONTINENTAL

alta presión sobre el Mediterráneo o Europa Central, que forman un corredor con flujo dominante del Sur. Las altas presiones dominantes dan lugar a un descenso generalizado desde las capas medias, provocando un recalentamiento del aire que refuerza la subida de temperaturas. Son el origen de las olas de calor veraniego, con duración de varios días. Aunque la masa de aire es seca, al atravesar el Mediterráneo se carga de humedad en sus niveles más bajos. En el caso de coincidir con bajas presiones sobre el Sáhara, que provocan el ascenso del polvo del desierto, también favorecen la entrada de masas de polvo (calima).

- Tropical Marítima (Tm). Es una masa de aire cálida y húmeda, que se forma sobre el Océano Atlántico en latitudes medias (área de las Azores). Sobre todo en invierno y primavera. Se desplaza sobre la península gracias al bloqueo de una alta presión situada al Norte de las Islas Británicas, mientras el anticiclón de las Azores queda ubicado un tanto más al Sur o al Oeste. No es muy inestable, ya que se desplaza sobre el océano más frío. Al llegar a tierra, aporta abundante nubosidad y precipitación en el Noroeste peninsular y subida de temperaturas en la mitad Sur.
- Polar marítima (Pm). Es relativamente fría y húmeda. Es la masa de aire que con más frecuencia incide sobre la Península Ibérica, pudiendo aparecer a lo largo de todo el año. Se origina en la región atlántica próxima a Groenlandia y discurre por el pasillo dejado por el Anticiclón de las Azores, detrás de una larga vaguada que se extiende desde el Norte hacia el Mediterráneo, avanzando de Oeste a Este. Es muy inestable, pero de corta duración, pues es rápidamente sustituida por la dorsal anticiclónica cálida y estable. Su entrada aporta descenso generalizado de las temperaturas y precipitaciones, que serán abundantes en el Noroeste peninsular y casi inapreciables en el Suroeste, a medida que su humedad se va descargando en los sucesivos sistemas montañosos de Norte a Sur.

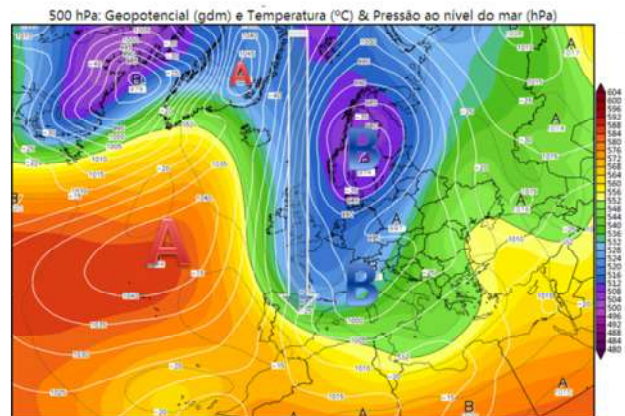


MASA DE AIRE TROPICAL MARÍTIMA



MASA DE AIRE POLAR MARÍTIMA

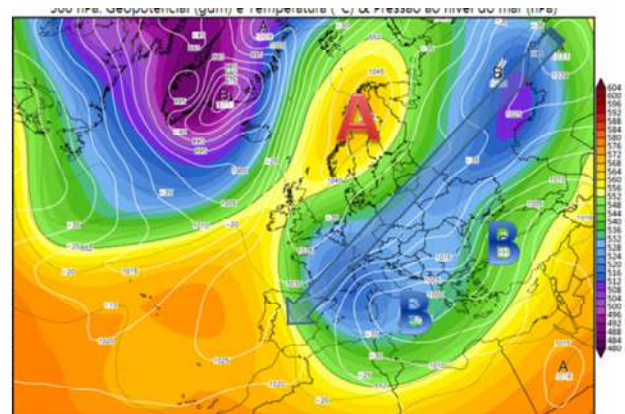
- **Ártica Marítima (Am).** Muy fría y húmeda. El anticlón de las Azores presenta una dorsal muy alargada hacia el Norte, favoreciendo el descenso de aire de latitudes árticas que incide sobre España tras atravesar los mares de Noruega y del Norte. Típica del mes de febrero, trae bruscas bajadas de la temperaturas. Suele venir acompañada de núcleos de bajas presiones por su lado oriental que aportan la humedad necesaria para que se produzcan intensas nevadas.



MASA DE AIRE ÁRTICA MARÍTIMA

- **Ártica Continental (Ac).** Extremadamente fría y seca. Es la masa de aire que da origen a las olas de frío más duras que se pueden dar sobre la Península. Se origina por la presencia de una situación anticiclónica extendida desde el Norte de Rusia hasta las Islas Británicas, desplazando la masa de aire formada sobre Siberia hacia Europa Centro y finalmente, España. De nuevo pueden darse fuertes nevadas en la mitad Oriental, en el caso de que la masa de aire venga acompañada de borrascas “satélite” mediterráneas que aportan humedad y aire cálido desde niveles bajos al aire muy frío de la masa de aire, dando lugar a inestabilidad.

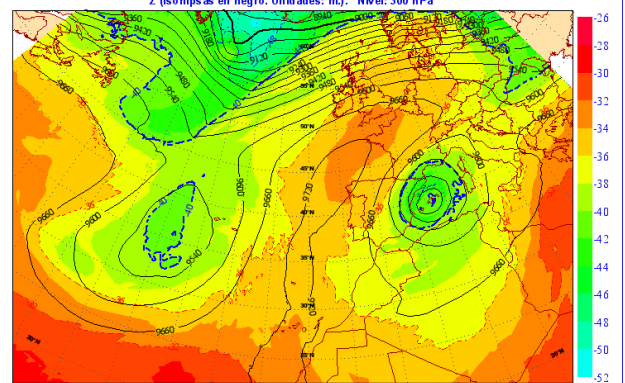
- **Polar Continental. (Pc).** De características parecidas a la Ac. También es seca y fría, aunque no tanto como ésta. Se presenta desde finales de otoño a inicios de primavera. La masa de aire formada sobre las llanuras centrales de Rusia se desplaza sobre España cuando el Anticiclón en latitudes altas queda ubicado más hacia el Este que en el caso de la Ac. Las bajas presiones del Mediterráneo impulsan la masa de aire de Noreste a Suroeste, contribuyendo a generar precipitaciones si quedan lo suficientemente cerca de la masa de aire frío.



MASA DE AIRE POLAR CONTINENTAL

- **Mediterránea: Aire continental polar caliente (PcC).** Esta masa de aire es hasta cierto punto excepcional. Se origina por las características especiales del Mediterráneo, un mar cerrado que permanece relativamente cálido en los meses de otoño e invierno. Las masas de aire mediterráneo penetran de Este a Oeste aportando calor y humedad y, por tanto, inestabilidad, especialmente en los meses de otoño e inicios de invierno. Los efectos más intensos de la

HRES-IFS (0.1°) 20200905 a 00 UTC. H+084. Validez: martes, 08 de septiembre de 2020, a 12 UTC.
T (isotermas coloreadas. Unidades: °C)
Z (isohipsas en negro. Unidades: m). Nivel: 500 hPa



DANA SOBRE EL LEVANTE ESPAÑOL

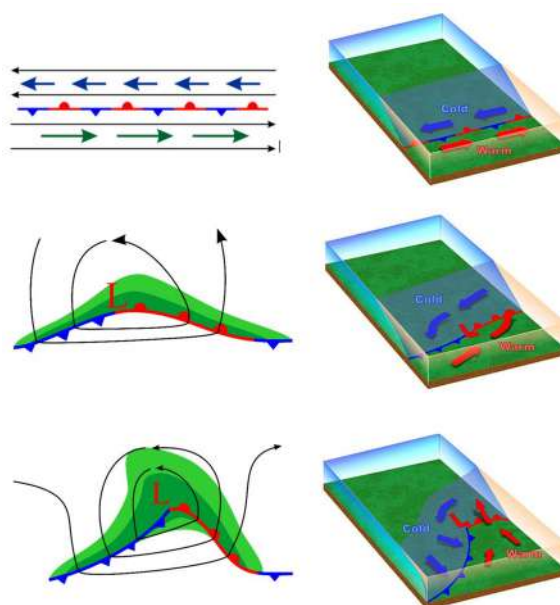
entrada de aire mediterráneo tienen lugar en septiembre y octubre, con el mar todavía muy caliente que coincide con la entrada de masas de aire frío del Noroeste. En ocasiones este aire frío en altura presenta la forma de una depresión aislada (DANA). La inestabilidad por alto gradiente térmico y alta humedad es, en consecuencia, muy elevada, formándose intensas tormentas, ocasionalmente, tornados e incluso trombas marinas en la costa del Mediterráneo.

13.3. Formación y estructura de un sistema frontal.

En la zona de contacto entre el flujo de aire cálido subtropical y el aire frío de origen polar, se forman ondulaciones turbulentas de grandes dimensiones (escala sinóptica de miles de kilómetros) que terminan por dar origen a las borrascas típicas del frente polar y a los sistemas frontales que las acompañan.

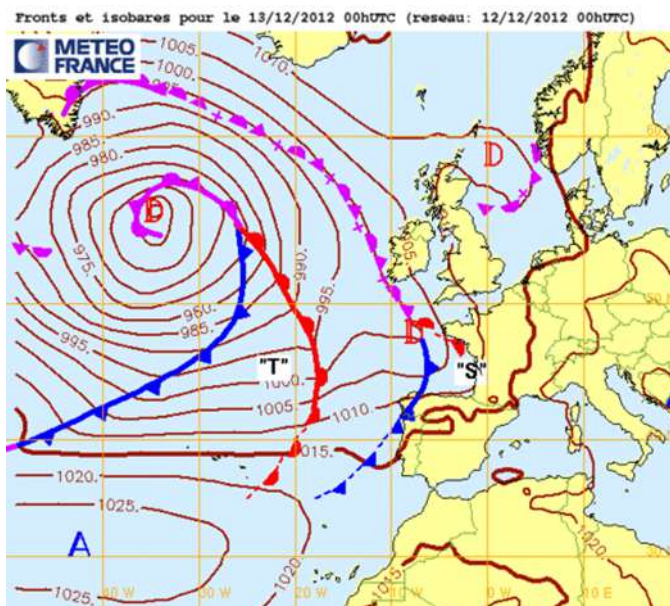
El mecanismo de formación de estos núcleos de bajas presiones y sus frentes asociados se describe en la Teoría del Frente Polar, enunciada por Bjerknes y Solberg en 1922. Si recordamos el esquema de la circulación general de la atmósfera (Apdo. 5.1.), en la zona del frente polar confluye el aire frío dirigiéndose de Norte a Sur, en torno a las altas presiones polares y el aire cálido, dirigiéndose de Sur a Norte, en torno a las altas presiones subtropicales, considerando siempre que nos encontramos en el Hemisferio Norte.

Dentro de la turbulencia de grandes dimensiones originada por la gran cizalladura presente en esta zona de confluencia (ver tema 11), se forma el núcleo de bajas presiones. Dado que el aire frío es más denso que el cálido, tenderá a deslizarse por debajo de éste, mientras el cálido, por su parte, tenderá a deslizarse por encima del frío. Aparecen así dos superficies de contacto: una fría, en la que el aire frío sustituye al cálido en superficie, que llamaremos frente frío y que se representa por una línea azul con picos triangulares y otra cálida en la que el aire más caliente va sustituyendo al aire frío por arriba, que denominaremos frente cálido y que se representa en los mapas con una línea roja orlada con semicírculos.



FORMACIÓN DE UNA BORRASCA EN EL FRENTE

A la borrasca, con sus frentes cálido y frío asociados, que avanzan girando en torno del núcleo de baja presión en el sentido opuesto a las manecillas del reloj, se la denomina sistema frontal. Podemos observar, que este mecanismo ha generado en superficie una zona de aire cálido rodeado por el Este y por el Oeste por masas de aire más frío. La Evolución del sistema es tal que el sector cálido es cada vez menor, pues el aire frío avanza más rápido que el cálido y termina por alcanzar el frente frío al cálido, estrangulando por completo al Sector cálido y formando un frente ocluido, cuyas características se verán más adelante.



En las superficies frontales, se produce el encuentro de masas de aire con distintos grados de humedad y temperatura y, además, como ya se ha indicado, se produce la elevación del aire cálido sobre el húmedo. Esto es lo que da origen a los fenómenos de tiempo significativo asociados al paso de los frentes.

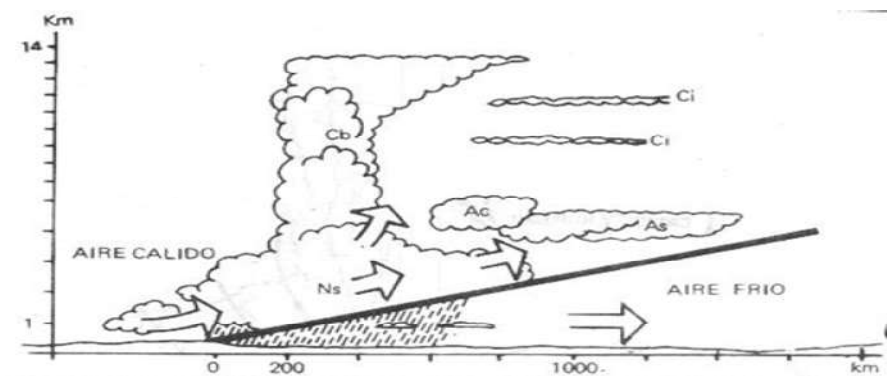
13.4. Paso del frente cálido.

El frente cálido precede al frío. El aire cálido asciende de forma relativamente suave sobre el aire frío, más denso, de forma que se crea una superficie frontal con una inclinación muy leve, en torno a un 1% de pendiente. Al ascender el aire cálido, se reduce su presión y se enfría por expansión, de la misma forma que lo haría al encontrarse con un

obstáculo montañoso, sólo que ahora, además, entra en contacto con una masa de aire más fría. El enfriamiento da lugar a la condensación y ésta a la formación de nubes.

El esquema que se presenta a continuación del paso de un frente cálido, así como el que se hará después del frente frío, deben entenderse como modelos genéricos o “de manual” y las situaciones concretas en escenarios reales pueden presentar desviaciones respecto de estos modelos.

En primer lugar, y siempre refiriéndonos al Hemisferio Norte, la disposición de las isobaras en torno al frente cálido es de una curvatura relativamente suave en la que la orientación cambia de NE-SW a E-O entre los dos lados del frente. En consecuencia, conforme se produzca la aproximación de la superficie frontal, la presión irá disminuyendo, pues se cruzan las isobaras hacia las bajas presiones. El viento gana en intensidad, con orientación Sureste y la temperatura asciende lentamente.



Dado que el avance del frente es progresivo, las nubes tienen una estructura más bien estratiforme. Comienzan apareciendo algunos cirros, después capas de altostratos y finalmente, ya en las proximidades de la superficie frontal, predominan espesos nimbostratos. La visibilidad será buena, en tanto en cuanto no comiencen las precipitaciones.

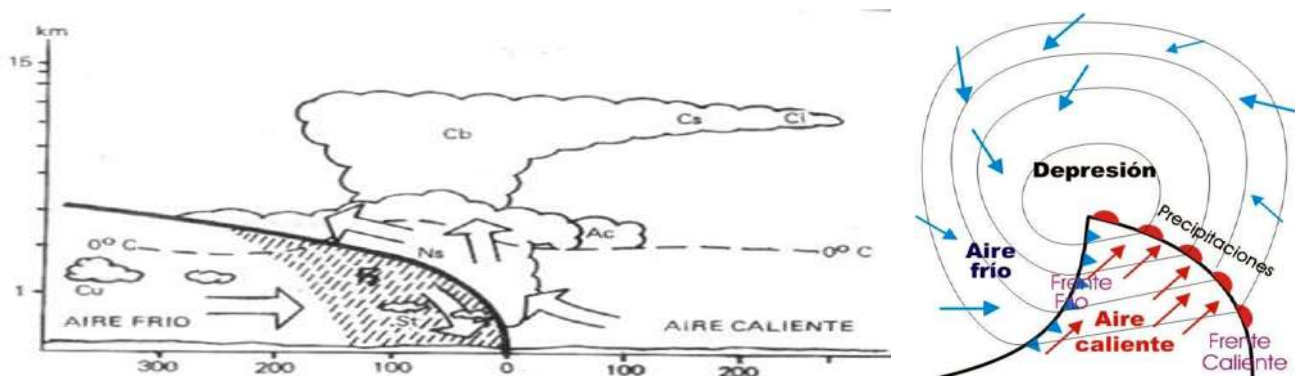
Al paso de la superficie frontal, se generaliza la precipitación en forma de llovizna, abundante y continua, con notable deterioro de la visibilidad. La temperatura asciende significativamente y la presión se mantiene estable, ya que ahora avanzamos de forma aproximadamente paralela a las isobaras. Finalmente, el viento rola a Suroeste, disminuyendo su intensidad.

Dependiendo de las condiciones de inestabilidad de la atmósfera, puede ocurrir que el ascenso de aire cálido sea suficiente para la formación de células convectivas, con desarrollo de cumulonimbos y tormentas, si bien esto no es un fenómeno necesariamente asociado a los frentes cálidos.

Finalmente, ya de lleno en el sector cálido, el viento mantiene su intensidad y dirección, así como la presión y la temperatura, siendo lo más notable el aumento de estratos bajos y las condiciones de mala visibilidad persistentes.

13.5. Paso del frente frío.

El frente frío, como ya se ha dicho, es la superficie de contacto de una masa de aire fría que penetra por debajo de la masa cálida a la que sustituye. El aire menos denso que precede al frente frío es forzado a ascender sobre la superficie frontal de forma relativamente abrupta, ya que el frente frío avanza más rápido que el cálido, con una pendiente aproximada de un 2%. Este ascenso forzado de aire cálido da lugar a procesos más bruscos de condensación, favoreciendo la formación de nubosidad de tipo cumuliiforme.



El frente frío suele encontrarse en los ejes de vaguada de las depresiones, es decir, en las zonas de máxima curvatura de las líneas isobaras. Cuando todavía estamos en el sector cálido y el frente frío se aproxima, se va experimentando un paulatino y evidente descenso de la presión; el viento, que estaba de dirección más o menos Sureste va rolando hacia el Sur y ganando en intensidad. Van apareciendo en el cielo en una progresión relativamente rápida nubes cumuliiformes: primero cirros y cirrocúmulos, pero quizá también cirrostratos pertenecientes a los yunques de los grandes cumulonimbos asociados al frente; después altostratos y finalmente cúmulos de gran desarrollo vertical acompañados de cumulonimbos. La temperatura permanece sin cambios y la visibilidad es regular.

En el momento del paso del frente, se registran varios eventos bruscos: un notable descenso de las temperaturas, de 5 a 10 grados o incluso más; un incremento también brusco de la presión, pues comenzamos a salir del eje de la vaguada y, por este mismo motivo, un súbito cambio en la dirección del viento que pasa a ser de Noroeste, incrementando su velocidad y con fuertes rachas. La visibilidad será regular, entorpecida por la precipitación. La precipitación que acompaña al frente frío suele tomar forma de chubasco y corresponder a una franja estrecha, de unos 70 Km. de ancho que pasa relativamente rápido, eventualmente acompañada de tormentas y granizo.

Tras el paso del frente, se mantienen las temperaturas bajas, la presión comienza a recuperarse lentamente y el viento amaina, retrocediendo parcialmente hacia el Oeste. Las precipitaciones cesan, si bien puede producirse algún chubasco aislado asociado al paso de una nube de tipo cumuliiforme formada en el aire inestable que queda detrás del paso del frente. Fuera de estas precipitaciones y nubes aisladas, la visibilidad es muy buena.

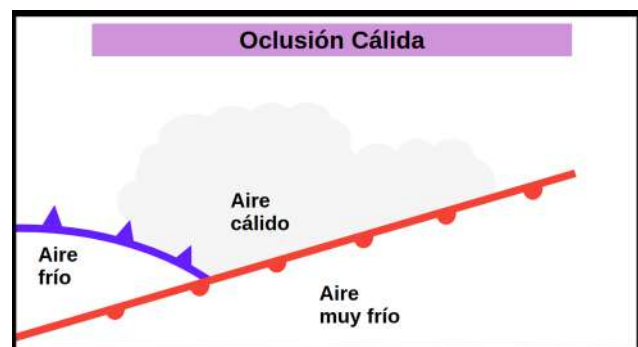
13.6. Frente ocluido.

Dado que el frente frío avanza con más rapidez que el cálido, el sector cálido se va estrechando y llega un momento en el que se anula completamente, al alcanzar el frente frío al cálido. Se forma así lo que se denomina una oclusión o frente ocluido, que se representa en los mapas sinópticos por una línea orlada de forma alterna por símbolos triangulares y semicirculares. En unas ocasiones de colores alternos azul y rojo y en otras de color violeta.

Lógicamente, puesto que el aire que penetra es más frío que el del sector cálido, lo hará por debajo, elevando al sector cálido, de forma que entran en contacto el aire frío que perseguía a este sector cálido con el aire frío que lo precedía. Esto hace que tengamos que distinguir dos situaciones, en función de las temperaturas relativas de estas dos masas de aire frío: la anterior y la posterior.

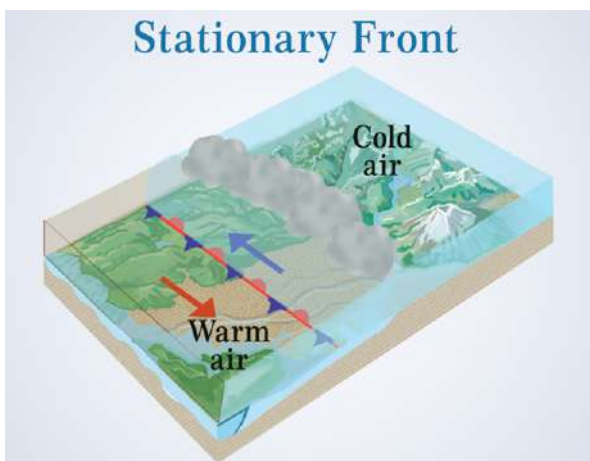
Si el aire que penetra en el frente frío resulta ser más frío que el que antecede al frente cálido, resultará más denso que ambos y en su avance elevará no sólo al aire del sector cálido, sino también al del aire frío que lo antecede. Se comporta como un frente frío muy activo con abundante actividad convectiva y chubascos tormentosos a veces intensos.

Por el contrario, si el aire frío que penetra por detrás del frente cálido resultase no ser tan frío como la masa de aire que antecede a ambos, resultará menos denso que el de ésta y tenderá a deslizarse sobre ella. Se trata de una oclusión cálida, que, pese a la escasa diferencia de temperaturas entre las dos masas de aire frío, reforzará el ascenso de aire del sector cálido desde detrás. El resultado es una situación mixta entre los frentes cálidos y frío, con precipitaciones abundantes, débiles pero persistentes, predominio de nubes estratiformes y algunas tormentas débiles dispersas.



13.7. Frente estacionario.

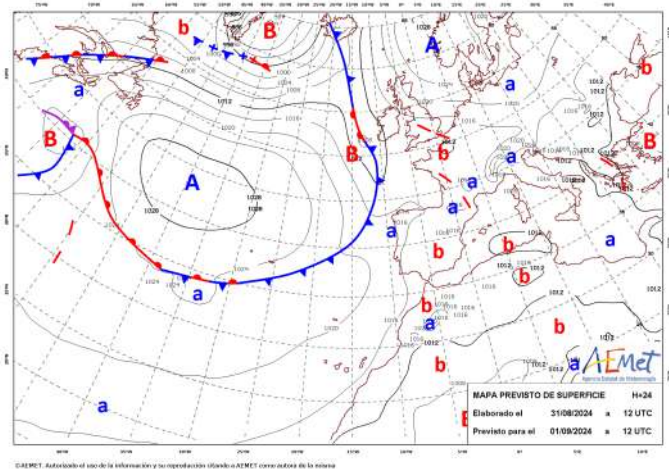
En ocasiones, las masas de aire fría y cálida, se limitan a deslizarse lateralmente de forma paralela a la superficie frontal de contacto, siempre inclinada de forma que el aire frío, más denso, se sitúa por debajo del cálido. Hablamos entonces de frente estacionario. Esta denominación se refiere a que no se produce avance de una masa de aire respecto de la otra, y no al hecho de que el frente en sí permanezca inmóvil, ya que puede desplazarse de posición sobre la superficie terrestre.



Los frentes estacionarios son estructuras bastante estables, que pueden permanecer durante días. Su comportamiento es similar al de un frente cálido, con abundante nubosidad y precipitaciones a lo largo de toda el área que queda bajo la superficie frontal. El viento se dirige en direcciones opuestas a ambos lados de dicha superficie, hacia el Oeste la masa cálida, que quedará al Sur de la superficie frontal y hacia el Este la masa fría, que

quedará al Norte de dicha superficie. Dado que se comporta como un frente cálido, es posible que se produzca lluvia engelante si se dan las condiciones de temperatura propicias.

Los frentes estacionarios se representan con alternancia de símbolos triangulares y semicirculares dirigidos en direcciones opuestas, para indicar de qué lado quedan las masas de aire frío y cálido respectivamente. En la ilustración adjunta, pueden verse sendos frentes estacionarios, uno al Noreste de Canadá, sobre la región de Nueva Escocia y otro en el Atlántico, al Sur del Anticiclón de las Azores.



13.8. Posición de los frentes en altura.

Al presentar las características de los frentes cálido y frío, hemos indicado que sus respectivas superficies frontales tienen una inclinación aproximada de un 1% hacia adelante en el caso del frente cálido y de un 2% hacia atrás en el caso del frente frío, siempre respecto del sentido de avance de los frentes. Pues bien, cuando se realiza una navegación a niveles de vuelo significativamente por encima de la superficie, estas inclinaciones deben ser tenidas en consideración, ya que suponen que la posición de las superficies frontales no será la que se representa en los mapas, sino la que corresponde a la intersección de dicha superficie con el nivel de vuelo al que se realiza la navegación.

Dado que la inclinación de la superficie frontal fría es de un 2%, encontraremos el frente con 50 kilómetros de retraso con respecto a su posición de superficie, por cada kilómetro de elevación sobre ésta. El frente cálido, por el contrario, aparecerá 100 kilómetros adelantado respecto de su posición de superficie por cada kilómetro de ascenso, correspondiendo a su inclinación típica de un 1%.



ESQUEMA DE POSICIONES RELATIVAS DE LOS FRENTES FRÍO Y CÁLIDO AL NIVEL DE SUPERFICIE (LÍNEAS CONTINUAS) Y A FL100 (LÍNEAS DISCONTINUAS)

dirección e intensidad del viento, así como otros fenómenos adversos como el granizo, la precipitación engelante o las tormentas, asociados a los frentes.

En el esquema de la ilustración adjunta y suponiendo un nivel del vuelo FL100, el contacto con el frente cálido se producirá unos 300 kilómetros más al Este de lo indicado en los mapas de superficie, mientras que el contacto con el frente frío se dará unos 150 kilómetros más al Oeste.

Es de gran importancia tener presente este desplazamiento de la posición real de los frentes en altura ya que, si bien los vuelos comerciales no se suelen ver afectados por los sistemas frontales por lo elevado de su nivel de vuelo, las navegaciones instrumentales en helicóptero sí que deben tener presente el momento y área en que se va a atravesar la superficie frontal para prever las condiciones de precipitación, turbulencia, visibilidad y cambios en la

13.9. Condiciones de vuelo en el seno de masas de aire.

Las condiciones de vuelo variarán de forma significativa según nos encontremos volando en el interior de una masa de aire estable (altas presiones) o una masa de aire inestable (bajas presiones). Las características generales que podemos esperar son las siguientes, considerando por un lado que estas descripciones se ajustarán más a la realidad cuanto más intensas sean las condiciones de estabilidad o inestabilidad y, por el otro, que las condiciones reales pueden estar notablemente alteradas por efectos locales, fundamentalmente por la orografía o la proximidad de masas de agua.

- **Masa de aire estable.**

- En general sin turbulencias por ausencia de corrientes verticales significativas.
- Posible onda de montaña, en cuyo caso sí habrá turbulencia.
- Frecuentes cielos despejados. Si hay nubosidad será estratiforme.
- Disminuye el riesgo de englamamiento en nubes y si este se produce será de menor intensidad.
- Posible mala visibilidad en superficie (despegue y aterrizaje) por nieblas, brumas, estratos bajos o incluso acumulación de humo, contaminación o partículas en las capas más bajas.
- Con cielos despejados se extreman las temperaturas máximas y mínimas, aumentando el riesgo de helada.

- **Masa de aire inestable.**

- Abundan las corrientes verticales y la turbulencia.
- Las nubes son de tipo cumuliforme. Pueden desarrollarse cúmulos de gran desarrollo vertical (TCU) y cumulonimbos, tormentas y chubascos.
- La visibilidad es buena fuera de nubes.
- Se pueden formar nieblas de ladera espesas.
- Riesgo de englamamiento severo dentro de nubes si se dan las condiciones.
- El viento tiende a ser racheado tanto en las tomas como en los despegues.

Preguntas de autoevaluación. Tema 13.

13.1. An air mass over Spain with origin in Siberia will be an air mass:

- a) Polar maritime
- b) Arctic maritime
- c) Tropical continental
- d) Polar continental.

13.2. A tropical maritime air mass over Spain will bring a weather:

- a) With moderate temperatures and significant precipitations.
- b) Dry and with moderate temperatures.
- c) With low temperatures and significant precipitations.
- d) Dry and with low temperatures.

13.3. Heat waves over Spain use to occur with the entrance of an air mass:

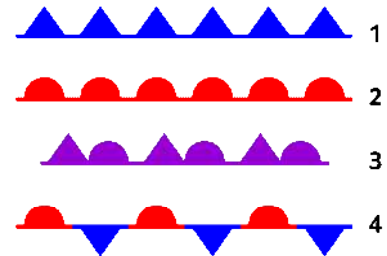
- a) Tropical maritime.
- b) Polar continental.
- c) Tropical continental.
- d) Mediterranean.

13.4. In a typical frontal system:

- a) The cold front precedes the warm front.
- b) Warm front precedes cold front.
- c) The occluded front forms when the warm front catches up with the cold front.
- d) a and c are correct.

13.5. Consider the next symbols:

- a) 1 is a cool front, 2 is a warm front, 3 is an occluded front and 4 is for stationary front.
- b) 1 is a warm front, 2 is a cool front, 3 is an occluded front and 4 is for stationary front.
- c) 1 is a cool front, 2 is a warm front, 3 is a stationary front and 4 is for occluded front.
- d) 1 is for cool front 2 is for stationary front 3 is a warm front and 4 is an occluded front.



13.6. The cool front advances:

- a) Tilted backward in the forward direction and develops stratiform clouds.
- b) Tilted forward in the forward direction and develops cumuliform clouds.
- c) Tilted forward in the forward direction and develops stratiform clouds.
- d) Tilted backward in the forward direction and develops cumuliform clouds.

13.7. The warm front advances:

- a) Tilted backward in the forward direction and develops stratiform clouds.
- b) Tilted forward in the forward direction and develops cumuliform clouds.
- c) Tilted forward in the forward direction and develops stratiform clouds.
- d) Tilted backward in the forward direction and develops cumuliform clouds.

13.8. At the moment of crossing a cool front in the northern hemisphere:

- a) Temperature drops, the pressure rises and the wind rotates to northwest.
- b) Temperature rises, the pressure drops and the wind rotates to northwest.
- c) Temperature rises, pressure rises and wind rotates to the southwest.
- d) Temperature decreases, pressure drops and wind rotates to the southwest.

13.9. At the moment of crossing a warm front in the northern hemisphere:

- a) Temperature decreases, the pressure rises and the wind rotates to northwest.
- b) Temperature rises, the pressure keeps stable and the wind rotates to southwest.
- c) Temperature rises, pressure rises and wind rotates to the northwest.
- d) Temperature decreases, pressure keeps stable and wind rotates to the southwest.

13.10. Precipitation while passing a cool front:

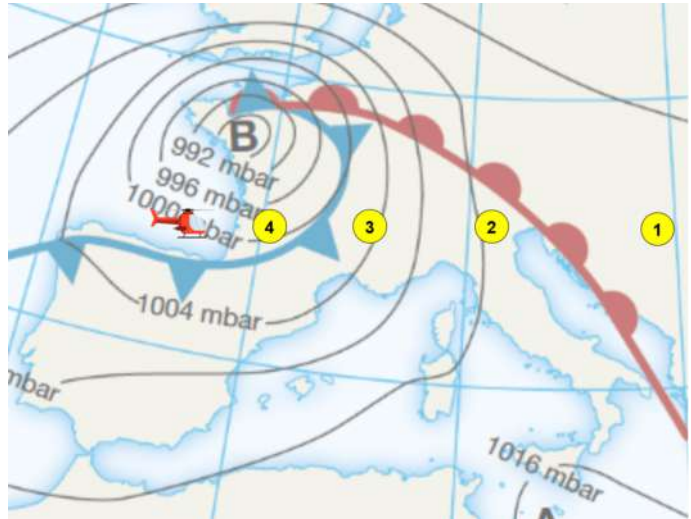
- a) It is usually in the form of a shower and occupies a long and narrow strip.
- b) It is of continuous type, occupying an extensive area.
- c) It is of the shower type and persists for a long time at an aerodrome.
- d) It is of continuous type but occupies very little extension.

13.11. A stationary front:

- a) It does not move from its position for several days.
- b) It behaves like a warm front.
- c) The warm air slides southward and the cold air slides northward.
- d) It forms when the cold front catches up with the warm front.

13.12. Consider the synoptic surface situation depicted. At approximately what points will we cross the warm and cold frontal surfaces flying at FL100?

- a) We'll be crossing cool front at 3 and warm front at 1.
- b) We'll be crossing cool front at 4 and warm front at 2.
- c) We'll be crossing cool front at 3 and warm front at 1.
- d) We'll be crossing cool front at 4 and warm front at 1.



13.13. Flying into unstable air backwards the cool front into cool area we can expect:

- a) Turbulence and poor visibility.
- b) Turbulence and good visibility out of clouds.
- c) Thermal inversion and good visibility out of clouds.
- d) Thermal inversion and poor visibility.

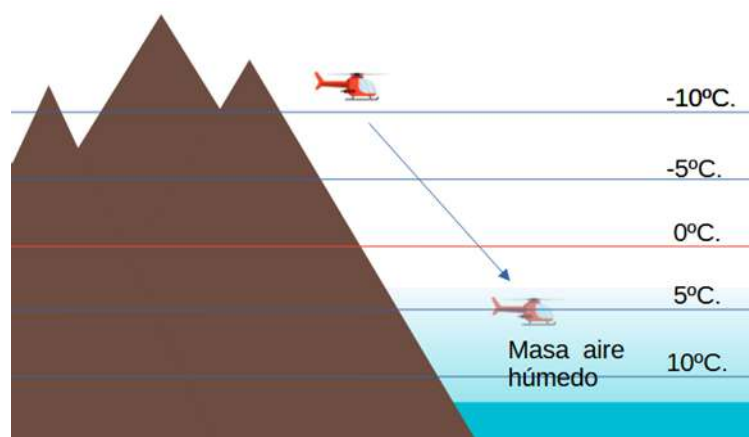
14. El engelamiento.

14.1. Introducción. Engelamiento y congelación.

Ya se introdujo en el apartado 4.5., el concepto de engelamiento, que se produce por la adhesión al helicóptero de gotas de agua en estado de sobreenfriamiento o subfusión y que pasan a estado sólido en el momento que contactan con la aeronave.

El engelamiento influye notablemente en la seguridad en el vuelo, al poder afectar al perfil aerodinámico, la potencia de los motores, la visibilidad y las comunicaciones, por lo que es uno de los riesgos que más deben tenerse en cuenta al volar en condiciones adversas.

No se debe confundir el fenómeno del engelamiento (icing) con el de la congelación en aire claro (frosting). Su origen y efectos son completamente distintos. La congelación tiene lugar cuando el helicóptero pasa de una masa de aire muy fría, varios grados bajo cero, a otra masa de aire cálida y cargada de humedad.



FROSTING. CONGELACIÓN EN CIELO CLARO

Es posible entonces que el vapor de agua condense en forma de hielo directamente sobre el fuselaje de la aeronave, que todavía mantendrá la temperatura a varios grados bajo cero que había adquirido. Se crea así una capa continua pero delgada de escarcha o hielo que puede perjudicar tanto a la visión de la cabina como a las comunicaciones, al depositarse sobre la antena. Es un proceso idéntico al que tiene lugar cuando en verano y en un ambiente húmedo se saca un recipiente de cristal de un congelador, que inmediatamente se cubre de una fina capa de hielo.

14.2. Factores que influyen en el engelamiento. Razón de engelamiento.

La intensidad y características del engelamiento, dependerán de varios factores, entre los que se encuentran los siguientes:

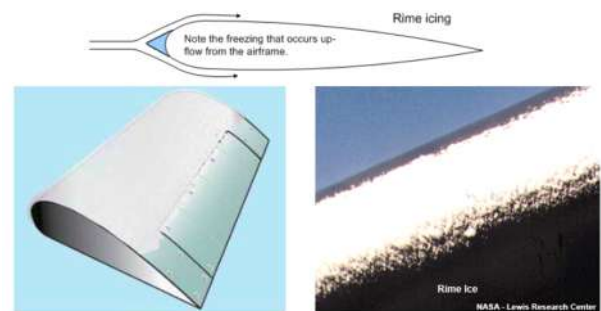
- Temperatura y diámetro de las gotas de agua sobreenfriada. Las gotas más gruesas pueden permanecer en estado de subfusión menos tiempo y sólo en un rango de temperaturas de -2°C a -10°C como mucho. Sin embargo, las gotas más pequeñas pueden seguir en estado de subfusión hasta a temperaturas del orden de -20°C (por tanto, a mayor altitud)
- Contenido de agua de la nube. Lógicamente, el engelamiento es más intenso con nubes densas con mayor cantidad de agua líquida en suspensión. Por ello, una vez que se inicia la precipitación, el contenido de agua subfundida desciende y, además, las gotas en su descenso tenderán a congelar formando granizo que ya no presenta riesgo de adhesión por engelamiento.

Llamamos razón de engelamiento, al ritmo de formación de la capa de hielo sobre el fuselaje o partes móviles del helicóptero. Las unidades de medida habitualmente empleadas para expresar la razón de engelamiento son las pulgadas o los centímetros por minuto, lo que ya nos da una idea de lo rápidamente que puede llegar a darse la acumulación de hielo en condiciones adversas.

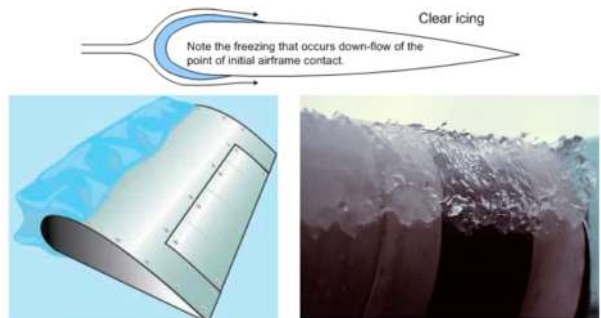
14.3. Tipos de engelamiento.

Existen tres tipos de engelamiento, que se distinguen por sus condiciones de formación, su aspecto externo y el distinto grado y forma en que afectan al perfil aerodinámico del helicóptero.

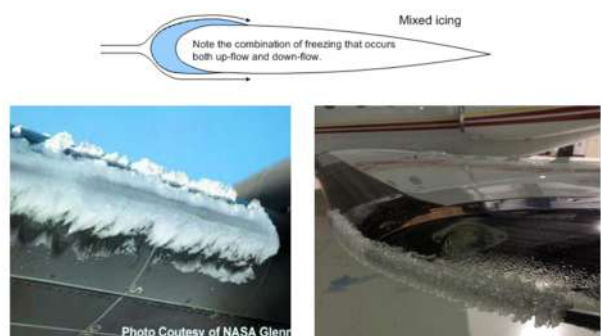
1. **Engelamiento granular (rime icing).** Está formado por gotitas muy pequeñas que, por tanto, pueden darse en condiciones de hasta -20°C . Su estructura es granular y porosa, parecida a la escarcha opaca y dura que se forma en el interior de los frigoríficos. Se suele formar de forma relativamente lenta, siguiendo una razón de engelamiento baja y, dada su estructura porosa, resulta afectado por la erosión eólica, adoptando cierta forma aerodinámica en su roce con el aire. Es, por tanto, el tipo engelamiento que supone consecuencias menos adversas para el vuelo, ya que no sólo se acumula de forma progresiva, sino que tiene una afección menor sobre el perfil aerodinámico de las palas. En general, se elimina por los sistemas antihielo sin mayor problema.



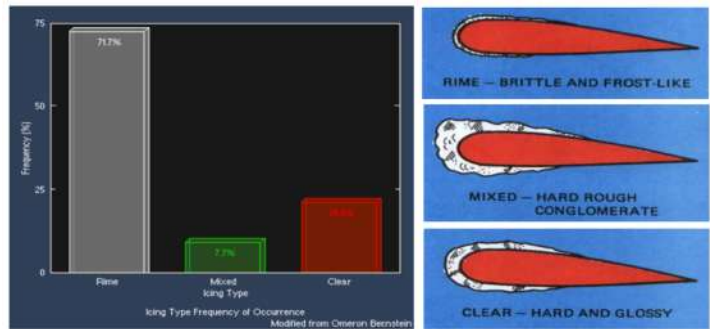
2. **Engelamiento por hielo claro (clear icing).** Se forma por la adhesión de gotas más gruesas y no tan frías como las del engelamiento granular, no más frías de -10°C . Estas tan sólo parte de la gota se congela al inicio, deslizándose el resto hacia atrás por la pala o el fuselaje a medida que pasa a estado sólido. Conforma un bloque de hielo transparente, duro y liso, mucho más resistente al efecto del rozamiento con el aire, por lo que apenas si se erosiona. La deformación del perfil aerodinámico de las palas es elevado, pudiendo llegar a perderse sustentación de forma muy relevante. Es un tipo de engelamiento mucho más peligroso y los sistemas antihielo, habitualmente concentrados en torno a los bordes de ataque, suelen ser ineficaces para combatirlo.



3. **Engelamiento mixto (mixed icing).** Como su nombre indica aparece como una mezcla de los dos tipos de engelamiento, cuando coexisten en la nube gotas minúsculas y gruesas en subfusión o se pasa rápidamente de una a otras zonas de nubes con distintos tipos de gotas en suspensión o incluso compartiendo el espacio con copos de aguanieve. Su principal característica es la rápida y abundante acumulación de hielo a la que puede dar lugar, con significativa pérdida de perfil aerodinámico, siendo difícil su eliminación por los sistemas antihielo.



Un estudio estadístico, desarrollado a partir de informes de vuelos comerciales en EEUU, muestra que el tipo más frecuente de engelamiento experimentado es el granular (72% de reportes), seguido con mucha diferencia por el hielo claro (21%) y por el mucho más raro hielo mixto (8% de los casos reportados).



14.4. Intensidad y efectos del engelamiento.

Los partes meteorológicos (SIGMET), así como los signos empleados en los para alertar de la posibilidad de engelamiento, nada nos dicen sobre el tipo de engelamiento que es posible esperar y, además, tan sólo se utilizan para alertar sobre el engelamiento moderado o fuerte. Por tanto, cualquier indicación de engelamiento ha de tomarse como un riesgo considerable para el vuelo.

Por su razón de engelamiento, distinguimos tres tipos, con creciente impacto en las condiciones y seguridad del vuelo:

- **Engelamiento ligero:** razón de menos de 5 mm. en 5 minutos.
 - Ligera pérdida de rendimiento de la aeronave.
 - Deterioro en las comunicaciones.
- **Engelamiento moderado:** razón de 5 mm. a 5 cm. en 5 minutos.
 - Apreciable pérdida de rendimiento.
 - Trepidación de los motores.
 - Pérdida de eficacia de las comunicaciones.
 - Pérdida de velocidad rondando el 15%.
- **Engelamiento fuerte (severo):** razón superior a 5 cm. en 5 minutos.
 - Fuertes vibraciones en mandos y motores.
 - Pérdida total de comunicaciones.
 - Fuerte pérdida de potencia en los motores.
 - Descenso de velocidad de hasta el 25%



14.5. Engelamiento en los distintos tipos de nubes.

El engelamiento requiere la elevación de gotas de agua condensadas en estado líquido hasta altitudes en las que la temperatura descienda por debajo de cero grados para que las gotas entren en estado de sobreenfriamiento. Por tanto las nubes más propicias a presentar riesgo de engelamiento en su seno serán aquellas de gran espesor en las que se dan movimientos verticales de masas de aire. Las nubes típicas en las que se da este fenómeno son las nubes convectivas: cúmulos y cumulonimbos, así como los cúmulos de gran desarrollo vertical (torrecúmulos o cúmulos congestus) donde es especialmente intenso. Al ser nubes de escaso diámetro, es posible eludir el riesgo saliendo rápidamente de la nube en caso de presentarse engelamiento.

No obstante, el engelamiento puede hacer su aparición en los nimbostratos, de carácter débil, salvo que sean forzados a ascender por un obstáculo orográfico, en cuyo caso puede aumentar mucho la presencia de agua subfundida por enfriamiento y devenir en engelamiento moderado o incluso fuerte. Al ser nubes de grandes dimensiones, pueden llegar a darse importantes acumulaciones en su seno antes de conseguir salir de la zona de engelamiento.

En los estratos, estratocúmulos será por lo general ligero, ya que son nubes de escaso espesor y con poco contenido de agua.

Finalmente, los altocúmulos pueden llegar a producir engelamiento ligero formado por pequeñas gotas y tan sólo ocasionalmente llegará a ser moderado.

El engelamiento será tanto más intenso cuanto mayor porción de nube quede por debajo de la altitud del isocero y cuanto más intensa sea la corriente de ascenso, ya que entonces, ingentes cantidades de agua líquida pueden ser arrastradas a la zona de sobreenfriamiento.

14.6. Efecto de la orografía sobre el engelamiento.

Como ya se ha apuntado en el caso de los nimbostratos, la presencia de un obstáculo orográfico que fuerce el ascenso de una masa de aire, potenciará el engelamiento de dos maneras: en primer lugar, incrementa el contenido de agua condensada en la nube por favorecer la condensación como ya hemos visto en temas anteriores. En segundo lugar, llevará las gotas de agua líquida a mayores altitudes, en las que la masa de aire se enfriará por expansión. Si la temperatura baja de los cero grados, toda esta agua condensada podrá entrar en estado de subfusión, convirtiéndose en engelante.

En consecuencia, el engelamiento será siempre más intenso a barlovento que a sotavento, tanto por la cantidad de agua en la nube como por el arrastre de ésta a condiciones de subfusión.

La presencia cercana del mar a una cordillera montañosa, si se dan las condiciones de temperatura adecuadas, puede ocasionar situaciones de engelamiento severo, por la alta cantidad de humedad que tendrá la masa de aire forzada a ascender, condensar y engelar ladera arriba.

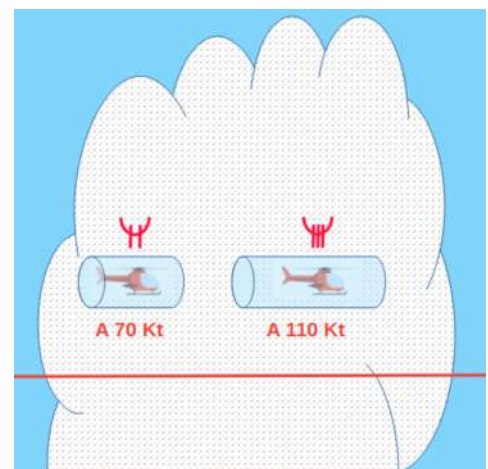
Finalmente, debe tenerse en cuenta el riesgo de engelamiento presente en las nubes rotor o los altocúmulos generados por las ondas de montaña, ya que este fenómeno se caracteriza por las significativas corrientes ascendentes, en las que las gotas líquidas pueden ser llevadas por encima de la isocero en la zona de ascendencia de la onda.

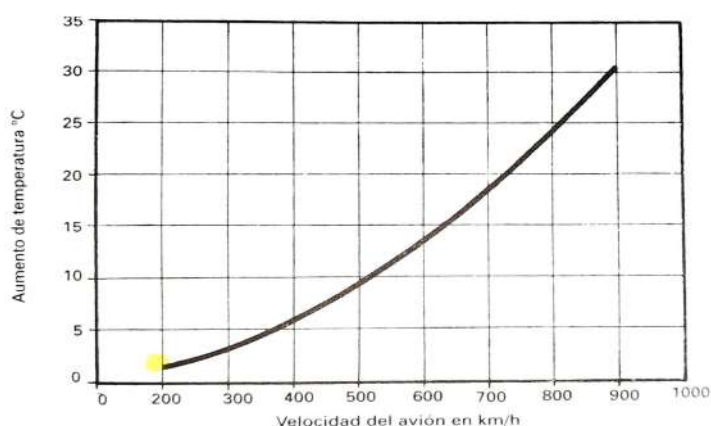
14.7. Efecto de la velocidad sobre el engelamiento.

A mayor velocidad, el ritmo al que se acumula el hielo sobre las palas y el fuselaje será mayor y el engelamiento será más grave. Esto es así por la forma en que se superponen los dos efectos que tiene un aumento de la velocidad sobre la razón de engelamiento.

En primer lugar, como es evidente, a mayor velocidad, el volumen de aire cargado de gotas en estado de subfusión que recorre el helicóptero por unidad de tiempo, es mayor y, por tanto, aumenta la cantidad de gotas susceptibles de adherirse.

Por otro lado, a mayor velocidad, aumenta el rozamiento con el aire y este rozamiento produce una cantidad significativa de calor que hace subir la temperatura del fuselaje. Este efecto, que es notable en los aviones comerciales, que vuelan a velocidades típicas





por encima de los 300 Kt. o superiores, es sin embargo despreciable en el caso de los helicópteros, con velocidades típicas de vuelo del orden de los 100 Kt. En efecto, observando la gráfica adjunta, se puede apreciar que a 200 Km/h (aprox. 110 Kt.) el calentamiento del fuselaje es apenas de 2 grados centígrados, mientras que a 600 Km/h., la temperatura del fuselaje sube unos 13°C., ayudando al sistema antihielo a combatir el engelamiento.

Por tanto, es completamente erróneo, en el caso de los helicópteros, pensar que un incremento de velocidad puede ser útil para disminuir la gravedad del engelamiento. Por el contrario, es siempre recomendable reducir la velocidad, disminuir la altitud dentro de los márgenes de seguridad y buscar salir de la nube lo antes posible.

14.8. Efectos del engelamiento sobre los helicópteros.

Se reproduce a continuación un artículo de gran interés que describe los resultados de una investigación del ejército de los Estados Unidos sobre los efectos prácticos del engelamiento en helicópteros. Las conclusiones fueron publicadas a finales de 1990 tras las pruebas realizadas con aparatos UH-1H y las principales son las siguientes:

- 10 mm. de acumulación de hielo son suficientes para una reducción de la capacidad de autorotación por debajo del mínimo de rpm. Necesarias.
- La razón de engelamiento es muy superior en las palas que en el fuselaje, por lo que puede pasar desapercibido a simple vista.
- Un aumento progresivo de la potencia necesaria para mantener velocidad y/o altitud puede ser una señal de engelamiento.
- La descongelación asimétrica (distinta en cada pala) puede aparecer originando severas vibraciones.
- Una variación brusca de velocidad de giro a temperaturas de -8°C o superiores puede ayudar a volver a hacer simétrica la descongelación.
- El engelamiento del motor aparece a altas velocidades u bajas temperaturas, pudiendo llegar a saturar el sistema antihielo. Bajar a 70 Kt. puede ayudar a resolverlo.





FLIGHT SAFETY FOUNDATION

HELICOPTER SAFETY

Vol. 16 No. 6

For Everyone Concerned with the Safety of Flight

November/December 1990

Inflight Icing and the Helicopter

Results of a U.S. Army investigation into the unique hazards facing rotary wing operations in the winter environment offers timely tips for all helicopter flight crews.

Traditionally, helicopter operating manuals have addressed the issue of inflight icing and its effect on helicopter performance with a caution or a warning to the pilot to avoid an icing environment. Such restrictions and limitations were acceptable when helicopters were viewed as aircraft operating primarily in visual meteorological conditions (VMC). Since early helicopters lacked the equipment and sophisticated systems normally employed for flight in instrument meteorological conditions (IMC), there was little justification for expending valuable time and resources on helicopter icing research and development.

However, modern helicopters have a greatly expanded concept of operations and today they routinely perform a broad range of tasks in IMC and marginal VMC. It is this expansion of the helicopter's operating envelope that compels a more thorough understanding of the hazards associated with inflight icing.

Hazards of Inflight Icing

The risks associated with flight in subzero precipitation or moisture have been known since the pioneering days

of fixed-wing flight. Typically, we have characterized icing problems by their effect on lift, drag, weight and thrust. It is readily accepted that inflight icing reduces thrust and lift, and increases drag and weight, all to the detriment of aircraft performance.

Rotary-wing aircraft also suffer from these effects when exposed to icing conditions and, in addition, are susceptible to various complications that are not common to fixed-wing aircraft. Although many questions remain regarding helicopter icing and its impact on aircraft performance and mission effectiveness, researchers are uncovering significant insights into this facet of helicopter development.

Rotor Ice vs. Wing Ice

The rotor blade icing process and its subsequent effect on helicopter performance cannot be analyzed in the straightforward manner used to explain ice accretion on the leading edges of a fixed-wing aircraft. Spanwise elements of a rotor blade, unlike the leading edges of an airplane's wing, move through the air at various airspeeds.

Rotor blade icing is made even more complex by the constantly changing angle of attack experienced by the helicopter's main rotor blades in normal forward flight. These obvious and unique characteristics of the helicopter's lifting system, combined with differing surface temperatures along the blades' spanwise sections and smaller airfoil thicknesses, make helicopter rotor blade icing complex and extremely hazardous.

Autorotational Qualities Degrade

A major operational hazard is the deterioration of normal autorotational qualities. The adverse effect of main rotor icing on autorotational performance was documented during artificial and natural icing tests conducted by the U.S. Army. A major finding was that moderate ice accumulation (approximately one-half inch) on inboard portions of the Bell UH-1H Huey rotor blade (and those on similar type aircraft) was sufficient to seriously deteriorate autorotational qualities by causing a loss of 22 rpm during autorotation at 70 knots indicated airspeed (KIAS). Deterioration of normal autorotational rpm results from ice accumulation in greater amounts near the inner portions of the rotor disc which directly affects blade efficiency with respect to upward airflows during autorotation.

The reported result is that with about one-half inch of ice on the inner portion of the main rotor blades, minimum (safe) rotor rpm cannot be maintained during autorotation.

Helicopter pilots cannot judge or estimate main rotor blade ice accumulation by observed buildup on the windshield or other parts of the aircraft, because icing occurs at an accelerated rate on the rotor blade as compared to accumulation on the fuselage. A more reliable method for monitoring the buildup of rotor blade ice on UH-1 type aircraft is to compare power requirements after the formation of inflight ice to power settings prior to ice detection.

Researchers indicate that blade icing of one-half inch or greater on the UH-1 will be accompanied by a five- to six-pound per square inch (psi) torque increase over the no-ice power requirement. Icing tests conducted in the United Kingdom document cases where significant autorotational rpm deterioration occurred with only six percent power increase over the no-ice power requirement.

Helicopter pilots should remember that even small buildups of ice on the main rotor blades can significantly deteriorate the available autorotational rpm to a level where safe landings cannot be assured. When inflight icing occurs, most of the damage to autorotational performance is done by the initial ice accumulation, i.e., the first one-quarter inch of ice on the rotor blade. For helicopter pilots, this means that every encounter with icing should trigger an expanded crosscheck with careful attention to power settings.

If continuous increases in power are required to maintain altitude and airspeed, there is reason to suspect that autorotational rpm has been compromised and the aircraft should be removed quickly from the icing environment.

If the accumulation of rotor blade icing deteriorates autorotational rpm, then it would seem that the shedding of rotor blade ice would be welcomed. Inflight shedding of rotor ice can and does occur. Unfortunately, it is as likely to create a problem as it is to relieve one.

Symmetrical (affecting all rotor blades simultaneously in the same way) shedding of ice in flight can be beneficial by restoring the rotor blades to a more efficient or clean configuration, and by reducing the weight of the aircraft. Asymmetrical shedding (affecting fewer than all of the main rotor blades), however, can create extremely severe vibrations depending on the amount of ice discharged, the type of rotor system, and other factors. The severity of these vibrations has been documented by test pilots engaged in conducting natural icing studies with helicopters. Their reports identify numerous occasions where inflight icing tests have been aborted because of main rotor blade icing and subsequent asymmetrical shedding which caused vibrations so severe that it became all but impossible to read the instrument panel.

The severity of vibrations resulting from asymmetrical shedding rotor ice is generally thought to be a function of the unbalanced weight of the rotor system and therefore may be expected to be greater for two-bladed and three-bladed systems than those rotor systems employing four or more blades.

Frozen FOD

Ice shedding from the main or tail rotor can also produce problems apart from an unbalanced rotor system. Although documentation is less than authoritative, researchers have expressed a concern for structural or foreign object damage to the helicopter's fuselage, rotors or engines resulting from rotor blade shedding. This particular hazard appears to be more threatening to large multi-engine aircraft (more than 12,500 pounds) and especially for tandem rotor systems.

Asymmetrical shedding of rotor blade ice can be minimized by avoiding static temperatures lower than -5° C (23° F). Research tests with UH-1 type aircraft suggest that by rapidly varying main rotor speed or entering autorotation, symmetrical shedding may be induced when static temperatures are -5° C or warmer. Collective and cyclic inputs were generally ineffective in producing symmetrical shedding and may result in asymmetrical shedding. At temperatures below -5° C, it is generally not possible for a pilot to induce shedding.

The disastrous effects of inflight icing on helicopter engines have been reported in many publications. Inflight icing presents a hazard to normal engine performance in two major ways — ice ingestion and air starvation. Ice ingestion is minimized on many helicopters by the availability of engine anti-icing systems used to prevent to accumulation of ice deposits in the area immediately forward of the compressor section. When operating normally and environmental conditions do not overtax their capabilities, these systems considerably reduce the potential for damage from ice ingestion.

Even when aircraft are equipped with engine anti-icing systems, there remains a need for caution to ensure normal operation of the engines. Engine anti-icing systems will prevent the buildup of ingestible ice deposits only when outside meteorological conditions or aircraft operating conditions (most notably forward airspeed) do not exceed system design capabilities. As an example, when operating normally, the engine air inlet anti-icing system on the Sikorsky HH-3 (S-61) helicopter will maintain the engine inlet surfaces at or above 37.8° C (100°F). However, if outside air temperatures are very cold, extremely heavy icing conditions prevail, or the helicopter is maintaining a high forward airspeed, the engine air inlet anti-icing system will not be capable of maintaining a high enough temperature to prevent the buildup of ice in the engine inlet duct, and the potential for subsequent ingestion of ice deposits will exist.

Many HH-3 pilots have experienced occasions where cruise speeds in excess of 100 KIAS could not be maintained without illuminating the engine inlet anti-ice caution lights — an indication that the temperature of inlet air surfaces is not being maintained above 37.8° C and that the potential for ice ingestion has increased significantly. A common remedy for such conditions is to reduce airspeed to about 70 KIAS which gives the anti-ice system a chance to recover from the high airspeed or harsh outside conditions.

Skip the Ice Cubes, Please

Even when the engine air inlet anti-icing system is capable of sufficiently heating the engine inlet surfaces, there is still the threat of random ice ingestion if deposits on rotors, fuselage sections, antennas or windshield surfaces shed ice and it is directed into the engine air intake stream. Shedding ice deposits from the helicopter, often larger than household ice cubes, can be devastating to engine compressor blades.

Perhaps the most insidious aspect of engine anti-icing is

the case where an engine anti-icing system has been activated and failed to perform as expected. When a failure or malfunction in the anti-icing system does occur and there is no accompanying cockpit annunciator light or instrument to alert the pilot of a failure in the anti-icing system, it may create a false sense of security and no warning that an engine failure may be imminent.

Air starvation of the engine due to accumulation of ice on the engine inlet screens has been reported by the U.S. Navy and by other operators. Several helicopters had engine flameouts due to ice accretion on the engine inlet screens, and, in one case, air starvation of both engines occurred only a few minutes after ice was first noticed forming on the aircraft. Flight in icing conditions with inlet screens installed is extremely dangerous and must be avoided if at all possible.

Using Archaic Criteria

Icing forecasts may be of little use to helicopter pilots if they are not informed about how the various forecast icing rates were first determined. The standard weather service methodology and terminology used to characterize and classify the icing environment was developed from inflight icing tests conducted on Douglas DC-4 and DC-6 type aircraft. Thus, such labels as trace icing, light icing, moderate icing and heavy icing, which are used to relate the rate of ice accretion on a fixed cylindrical probe on a DC-6, are of little use to the helicopter pilot in ascertaining or predicting the rate of ice accretion on a complex rotor system.

As an example, light icing is defined as an accumulation of one-half inch of ice on a small probe after 40 miles of flight. The rate of accretion is sufficient to create a hazard if flight is prolonged in these conditions, but insufficient to require diversionary action.

Although the prior definition may well be appropriate for a 100,000-pound airplane, there is no assurance that the rotating surfaces of a helicopter will accumulate only one-half inch of ice over the same 40 miles. Further, while one-half inch of ice on the wing of a large airplane might appropriately be called "light icing," there is every reason to believe that one-half inch of ice on the leading edge of most helicopter rotor systems could result in tragic consequences if autorotation became necessary. ♦

[This article is reprinted from the U.S. Army publication Flightfax in the interest of sharing safety information with the worldwide aviation community. — Ed.]

Preguntas de autoevaluación. Tema 14.

- 14.1. Frost (not icing), in flight forms when:
- a) We enter a cloud with supercooled water.
 - b) We fly in clear air at low temperature.
 - c) In clear air if we go from a cold area to a warm and humid area.
 - d) Supercooled rain falls over the helicopter.
- 14.2. Icing in cumulus:
- a) It is higher as the cloud base is lower in relation to the isocerus and this is into the cluod.
 - b) It is higher above the isocerus if the isocerus is below the cloud base.
 - c) It is higher at temperatures between -15 and -25 °C.
 - d) The greatest icing occurs in the mature phase, in the precipitation and downdraft zone.
- 14.3. Clear ice Icing can occur:
- a) By minuscule drops between -1°C and -12°C.
 - b) By thicker drops between -1°C and -12°C.
 - c) By minuscule drops up to -20°C.
 - d) By thicker drops and up to -20°C.
- 14.4. Rime Icing uses to occur:
- a) By minuscule drops between -1°C and -12°C.
 - b) By thicker drops between -1°C and -12°C.
 - c) By minuscule drops up to -20°C.
 - d) By thicker drops and up to -20°C.
- 14.5. Consider the next statements about icing types and select the correct:
- a) Clear icing is more likely than rime icing.
 - b) Clear icing is less dangerous than clear icing because it is easily eroded by wind.
 - c) Rime icing occurs at lower altitudes than rime icing.
 - d) Rime icing is less dangerous than clear icing because it is easily eroded by wind.
- 14.6. Moderate icing implies an accumulation of ice (rate of icing):
- a) Up to 5 mm. in 5 minutes.
 - b) Up to 2 cm. in 5 minutes.
 - c) Up to 5 cm. in 5 minutes.
 - d) Up to 5 cm in a minute.
- 14.7. The most severe icing can occur:
- a) In cumulus, cumulonimbus and stratus.
 - b) In nimbostratus, cumulonimbus and cumulus.
 - c) In stratus, nimbostratus and cumulonimbus.
 - d) In cumulus, cirrocumulus, stratocumulus and cumulonimbus.
- 14.8. The orography affects icing:
- a) By increasing its incidence in the upwelling zone of rotor clouds.
 - b) By increasing the amount of water and thickness of the clouds.
 - c) Increasing its incidence especially to windward.
 - d) All are correct.

14.9. The freezing rain:

- a) It is produced in a cold front, when very cold air is placed over warm air.
- b) It occurs in a warm front, when warm air is placed over very cold air.
- c) It does not occur at our latitudes (35 - 45 N).
- d) It usually occurs within cumulonimbus, and is the most dangerous type of icing.

14.10. In a warm front, the isocerus in the warm sector is at FL130 and in the cold sector at FL045. If we fly from the warm sector to the cold sector at FL070:

- a) We may encounter rain and then snow
- b) We will switch from instrument to visual flight conditions.
- c) We will encounter first snow and then hail.
- d) We are likely to encounter rain and then freezing rain.

14.11. Flight speed affects icing:

- a) By heating the helicopter in a non-significant way and reducing the rate of icing.
- b) Non-significantly cooling the helicopter and increasing the rate of icing.
- c) Non-significantly cooling the helicopter and reducing the rate of icing.
- d) By heating the helicopter in a non-significant way and increasing the rate of icing.

14.12. In case of experiencing icing we must:

- a) Slow down, exit the cloud and descend.
- b) Exit the cloud as fast as possible.
- c) Ascend to the zone of ice crystals to avoid icing.
- d) None is correct.

14.13. Will we always find depicted the symbol of icing in significant maps in case of risk of icing?

- e) Not in case of light icing.
- f) Not in case of cumulonimbus.
- g) Not in case of storms.
- h) All are correct.

15. Cizalladura.

15.1. Concepto y efectos de la cizalladura.

Llamamos cizalladura a un cambio intenso en el vector viento en una corta distancia. Esto quiere decir que se considera cizalladura tanto un cambio en la intensidad como un cambio en la dirección si cualquiera de ellas es suficientemente significativa.

El cambio en el vector viento se experimenta como un cambio brusco en la velocidad indicada respecto al aire y por tanto afecta de forma determinante a la sustentación y/o al rumbo real respecto al suelo.

Si el cambio es tal que el resultado es un incremento de la componente de morro (racha de cara), se dará un incremento de IAS con mayor sustentación y tendencia a encabritar. Por el contrario, si el resultado es una racha de cola se reducirá la IAS y aparecerá una tendencia a descender.

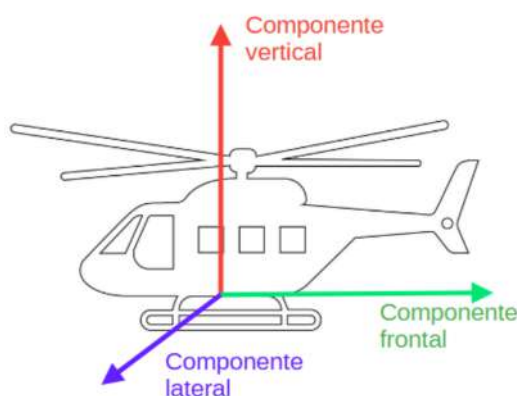
Una racha ascendente, aumentará el ángulo de ataque de las palas, apareciendo mayor sustentación, mientras que una racha descendente, producirá el efecto contrario.

Finalmente, las rachas laterales producirán ante todo una variación en el rumbo efectivo del helicóptero por abatimiento en la dirección contraria a la de la que provenga la racha.

Como es evidente, los efectos más adversos de la cizalladura sobre la estabilidad y control del helicóptero, se darán en las operaciones de despegue y aterrizaje o, en general, en aquellas que requieran operar muy cerca de la superficie, como puede ser un rescate.

Los avisos de cizalladura de aeródromo se dan entre el nivel de la pista y una altura de 500 metros (1600 ft), aunque se puede dar a más altura si en un aeródromo determinado se considera necesario. La notificación se hace en el METAR en su parte final con las indicaciones WS (abreviatura de wind shear) seguida de la cabecera de pista o de ALL RWY, indicando que el fenómeno puede darse en todas las cabeceras.

La existencia de cizalladura del viento se puede obtener a partir de diferentes sistemas, pero no hay ninguno óptimo. En España en concreto es habitual que no haya ninguno en los aeródromos. Para notificar la existencia de cizalladura deberá seguirse lo indicado en las Instrucciones locales de cada aeródromo, que normalmente será incluirla si lo notifica la Torre de Control (a la cual, a su vez, se lo habrá notificado las tripulaciones de las aeronaves en las operaciones de aterrizaje y despegue).



15.2. Cizalladura horizontal y vertical.

La cizalladura es un fenómeno invisible al piloto y que altera notablemente el comportamiento del helicóptero. De hecho, se trata de la segunda causa de accidentes aéreos debidos a la Meteorología, por detrás del engelamiento.

La cizalladura horizontal es la que encontramos a lo largo de la ruta de vuelo o desplazamiento del helicóptero. Sus principales efectos serán cambios en la sustentación, turbulencia y alteración del rumbo en el caso de la cizalladura lateral.

Debemos tener en cuenta que la intensidad con que se experimente la cizalladura horizontal será mayor, cuanta mayor sea la velocidad de vuelo, ya que la transición entre regiones con distintos vectores de viento tendrá lugar en menos tiempo.

Supongamos que volando a 110Kt (TAS) con viento en cara de 10Kt, tiene lugar un incremento en el viento de cara en, por ejemplo 20Kt. Si este cambio en la velocidad del viento fuese gradual, daría lugar a una variación de la velocidad respecto al suelo (GS), que descendería de 100Kt a 80Kt., manteniéndose la velocidad del helicóptero respecto aire (TS) en 110Kt., en tanto en cuanto no alteremos la potencia de vuelo. La cizalladura, por el contrario, produce un “golpe” de cara, ya que el helicóptero mantiene su velocidad inicialmente por inercia. En ese primer momento, la velocidad respecto al suelo no varía, manteniéndose en 100Kt., afectando todo el cambio de viento a la velocidad respecto al aire, alcanzándose una TAS de 130Kt., con la consiguiente alteración brusca de la sustentación que generaría encabritamiento, turbulencia y una fuerte tendencia a ascender.

Por su parte, la cizalladura vertical aparece cuando se produce una variación significativa del vector viento al ascender o descender. Es por tano de especial importancia en las operaciones de aterrizaje y despegue. La OACI ha establecido una escala de intensidad de la cizalladura vertical, que nos puede dar una idea del grado de este fenómeno. Los valores se refieren al cambio en el vector viento para un ascenso o descenso de 100 pies.

Intensidad de cizalladura	Variación del vector viento por cada 100 Ft. de ascenso o descenso
Ligera	1 a 4 Kt.
Moderada	5 a 8 Kt.
Fuerte	9 a 12 Kt.
Muy fuerte.	13 Kt. o superior

Dado que las velocidades verticales típicas de despegue o aterrizaje oscilan entre 500 y 900 pies por minuto, estas alteraciones del vector viento debidas a la cizalladura se experimentarían en un intervalo de tan sólo 7 a 12 segundos.

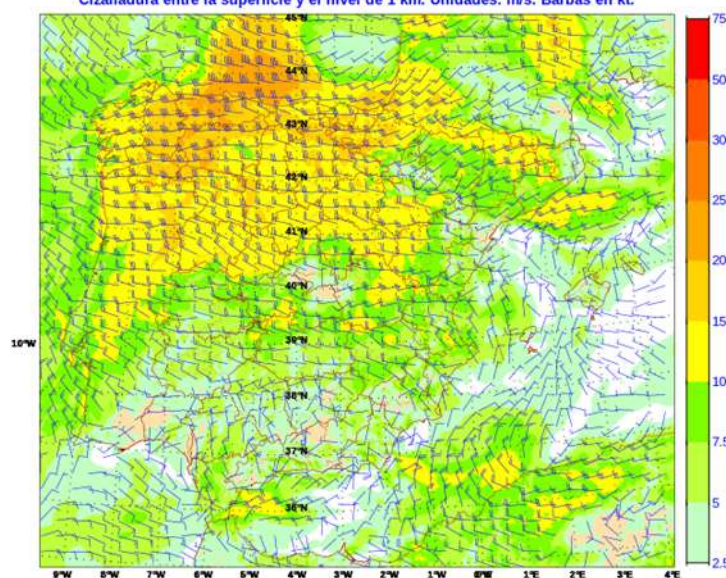
15.3. Cizalladura en la capa de rozamiento.

Como ya vimos, el rozamiento del aire con la superficie terrestre, provoca que el viento se frene notablemente, no sólo disminuyendo su intensidad, sino también rolando hacia las bajas presiones (en dirección contraria a las agujas del reloj en el Hemisferio Norte). Recordemos que el efecto general de este fenómeno será, para el Hemisferio Norte, un incremento de la velocidad del viento, girando su dirección hacia la derecha al despegar y una disminución del viento, girando su dirección hacia la izquierda al descender. En el Hemisferio Sur la variación de la intensidad del viento será la misma, pero el cambio en las direcciones será el contrario. Este efecto será tanto mayor cuanto más accidentada o “rugosa” sea la superficie, por lo que resulta menor sobre los océanos.

El grosor de la capa de rozamiento depende de la propia orografía, de las condiciones de presión y temperatura y la fuerza del viento, resultando que el grado de variación en la dirección e intensidad del vector viento puede ser desde gradual hasta muy brusco, dando así lugar a la aparición de cizalladura, que afectará notablemente a las operaciones a baja cota o de aterrizaje y despegue.

La ilustración adjunta muestra un mapa de cizalladura en niveles bajos, entre la superficie y el primer kilómetro de elevación, es decir a 3000 Ft. sobre el suelo. Debe prestarse atención a las unidades, que son metros por segundo, por lo que deben multiplicarse por dos para expresarlas en nudos. Podemos ver una variación gradual de hasta 15Kt en toda la mitad sur peninsular, que, para los 3000 Ft. de elevación conlleva una cizalladura de 5Kt cada 1000 pies, no significativa.

HARM (0.025°) 20240922 a 00 UTC. H+072. Validez: miércoles, 25 de septiembre de 2024, a 00 UTC.
Cizalladura entre la superficie y el nivel de 1 km. Unidades: m/s. Barbas en kt.

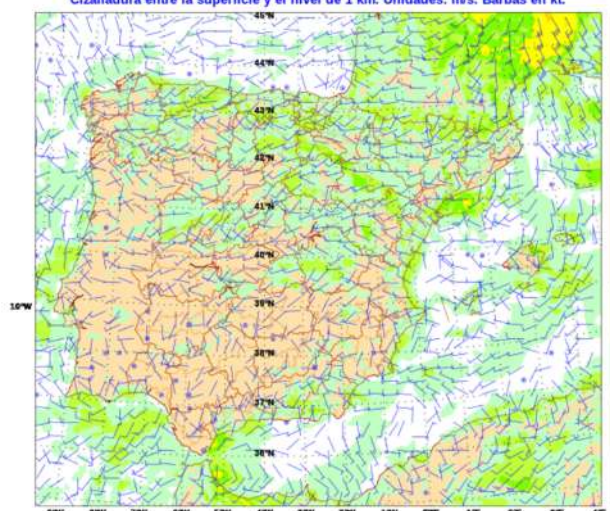


Sin embargo, en la mitad Norte y muy especialmente en la zona costera de Asturias, la cizalladura por rozamiento alcanza valores cercanos a 50Kt., es decir, a razón de unos 2Kt. cada 100 pies, que podría empezar a implicar efectos sobre la estabilidad y comportamiento del helicóptero.

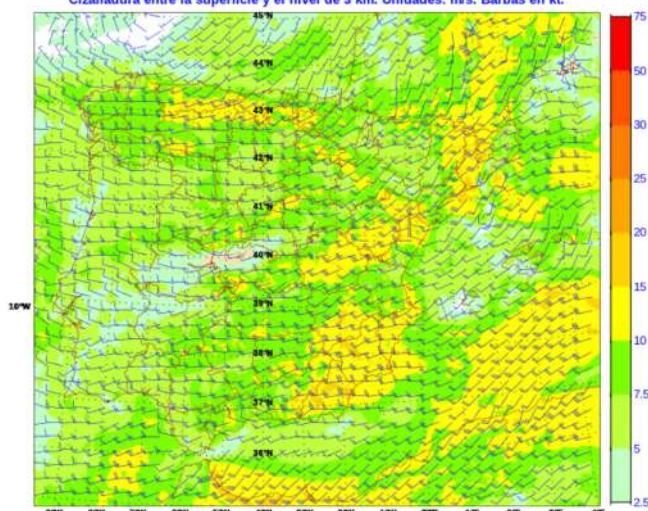
En otras ocasiones, aparece cizalladura por encima de la capa de rozamiento, debido a la presencia de intensas variaciones en el patrón de circulación del aire en niveles medios y altos. En la ilustración que se muestra a continuación, se pueden observar zonas de cizalladura prácticamente nula sobre Almería o la costa de Gerona a niveles bajos

(mapa de la izquierda cizalladura entre 0 y 1 Km.) en las que, por el contrario, aparece una cizalladura significativa de hasta 20 m/s (40 Kt.) a niveles medios (mapa de la derecha cizalladura entre 0 y 3 Km.) Dado que la variación de viento es prácticamente inexistente para estas zonas en el primer kilómetro, esta debe encontrarse concentrada por encima de esta altitud, es decir, por encima de la capa de rozamiento.

HARM (0.025°) 20240922 a 00 UTC. H+012. Validez: domingo, 22 de septiembre de 2024, a 12 UT
Cizalladura entre la superficie y el nivel de 1 km. Unidades: m/s. Barbas en kt.



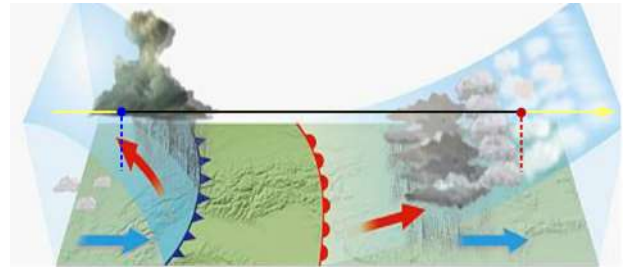
HARM (0.025°) 20240922 a 00 UTC. H+012. Validez: domingo, 22 de septiembre de 2024, a 12 UTC.
Cizalladura entre la superficie y el nivel de 3 km. Unidades: m/s. Barbas en kt.



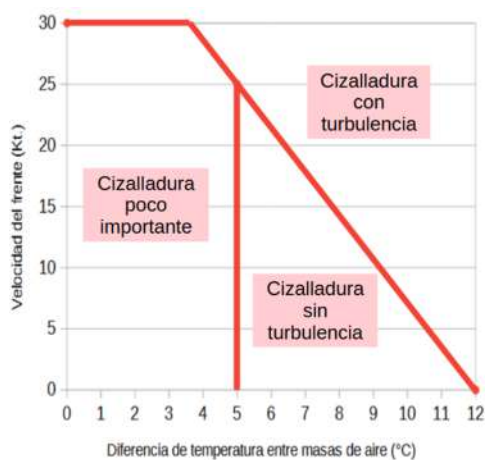
15.4. Cizalladura frontal y turbulencia.

Ya hemos visto que una de las principales características del paso de un sistema frontal es la intensa variación en la dirección y velocidad del viento reinante antes y después del paso del frente, es decir, en los sectores cálido y frío, en el caso de un frente frío. Por lo tanto, al paso del frente se produce también un efecto de cizalladura que, de nuevo, será más intenso a mayor altitud, en la medida que los vientos soplen con más fuerza al encontrarse más libres del efecto del rozamiento.

Debemos tener en cuenta lo ya explicado en la sección 13.8., sobre la posición de los frentes con la altura de vuelo. Este fenómeno de cizalladura se experimentará hasta varios cientos de kilómetros por delante de la posición del frente cálido en superficie y entre decenas y más de un centenar de kilómetros por detrás de la posición del frente frío en superficie, siempre en función de la altitud a la que se vuela.



Allá donde hay una cizalladura significativa, aparecerá también turbulencia. Esto se debe al intercambio de cantidad de movimiento entre las capas de aire que se desplazan a distintas velocidades, originándose mezcla de aire entre ambas capas y alteración del flujo laminar, convirtiéndose este, al menos parcialmente, en turbulento.



En general, la intensidad de la cizalladura frontal dependerá del contraste de temperaturas entre las dos masas del aire separadas por la superficie frontal, pero también de la velocidad con la que ésta se desplaza. A mayor velocidad de avance del frente, mayor cizalladura y turbulencia, que también aumentarán con la diferencia de temperaturas entre los sectores cálido y frío.

A modo orientativo, el gráfico adjunto nos muestra las regiones de máxima aparición de cizalladura y turbulencia al paso de un sistema frontal. Como puede observarse, tan sólo en los casos en los que un frente avance lentamente y con escasa diferencia de temperaturas entre los sectores cálido y frío, estará libre de cizalladura y turbulencia de consideración.

15.4. Cizalladura costera por brisa.

La brisa marina, como ya vimos, penetra en tierra con cierta intensidad, sobre todo a partir de mediodía, mientras que el aire recalentado asciende y, a cierta altura, se dirige hacia el mar. Esto genera cierta situación de inversión térmica, pero sobre todo una significativa cizalladura en las zonas costeras, con una diferencia de 25Kt o incluso más entre el viento que penetra de mar a tierra en superficie y el que retorna por encima de la inversión. Teniendo en cuenta que el espesor típico de una capa de brisa potente es de unos 300 m., la cizalladura vertical sería de 25Kt en 1000 Ft. y por tanto afectaría mucho a las operaciones a baja cota en las zonas costeras.

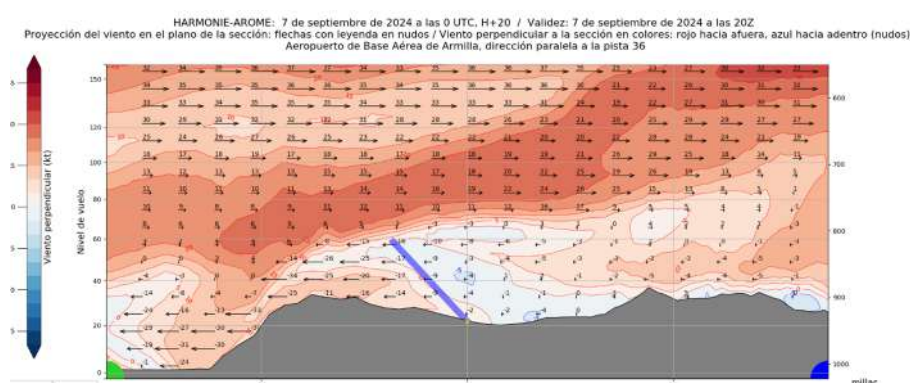
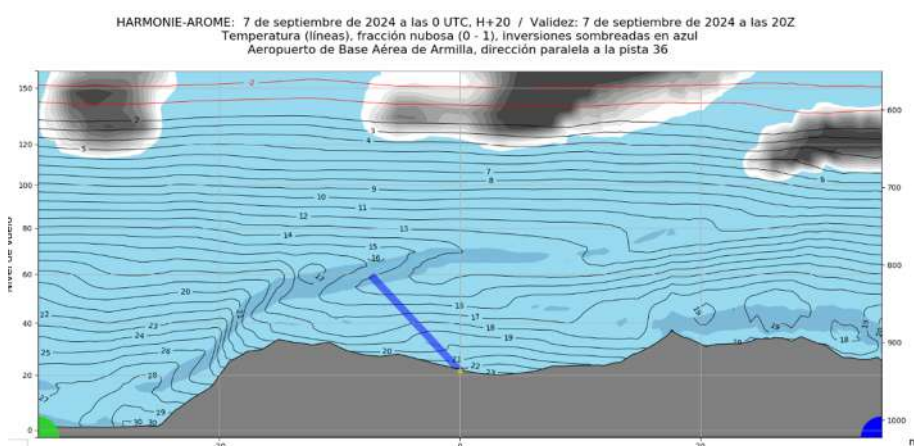


Además, se puede cizalladura horizontal más hacia el interior de la masa terrestre, en la zona en la que se agota el régimen de brisa y pasa a dominar el viento ambiental genérico determinado en la zona por la circulación general. En este caso, la cizalladura será horizontal, al pasar de una región de viento a otra.

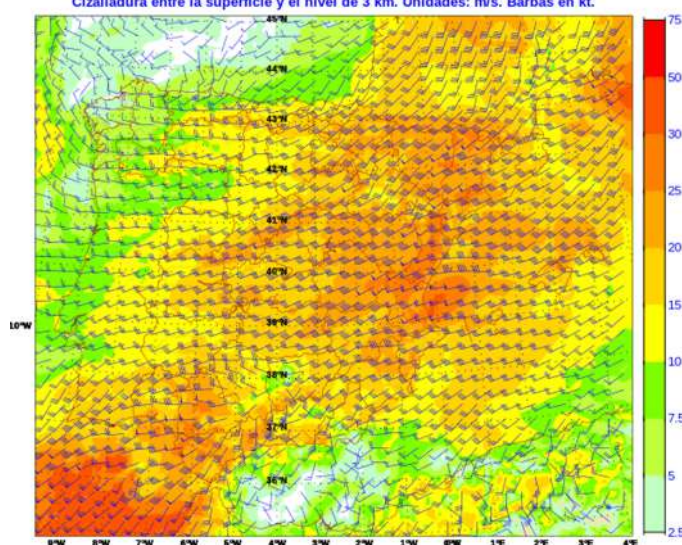
15.5. Cizalladura por inversión. Chorro de nivel bajo.

Las situaciones de inversión térmica son propicias a la aparición de cizalladura en la franja de aire de transición entre la capa de inversión y la atmósfera por encima de ella. El aire por debajo de la inversión térmica es más frío y denso, muy estable y con poco viento. La circulación general tiende a rodear estas masas de aire frío a baja altura, que se comportan, hasta cierto punto como un obstáculo orográfico. El resultado es que el aire que circula libremente por encima de la capa de inversión, lo hace con intensidad redoblada y de ahí que aparezca esta intensa cizalladura.

En los gráficos adjuntos, correspondientes al sistema Harmonie Aemet para las oficinas meteorológicas de aeródromo, para la Base Aérea de Armilla el día 7 de septiembre de 2024 a las 20Z, se observa (área sombreada, arriba) una capa de inversión a la altura del nivel de vuelo 060, con capas de aire a 17°C casi 2000 Ft más altas que capas de aire a 15°C. Si observamos el gráfico de previsión de cizalladura vertical para el mismo día y hora, se aprecia una fuerte cizalladura de viento, con cambios muy significativos tanto en su dirección como en su intensidad (téngase en cuenta que los tonos rojos y azules indican componente vertical a la ilustración hacia adentro y hacia afuera respectivamente)



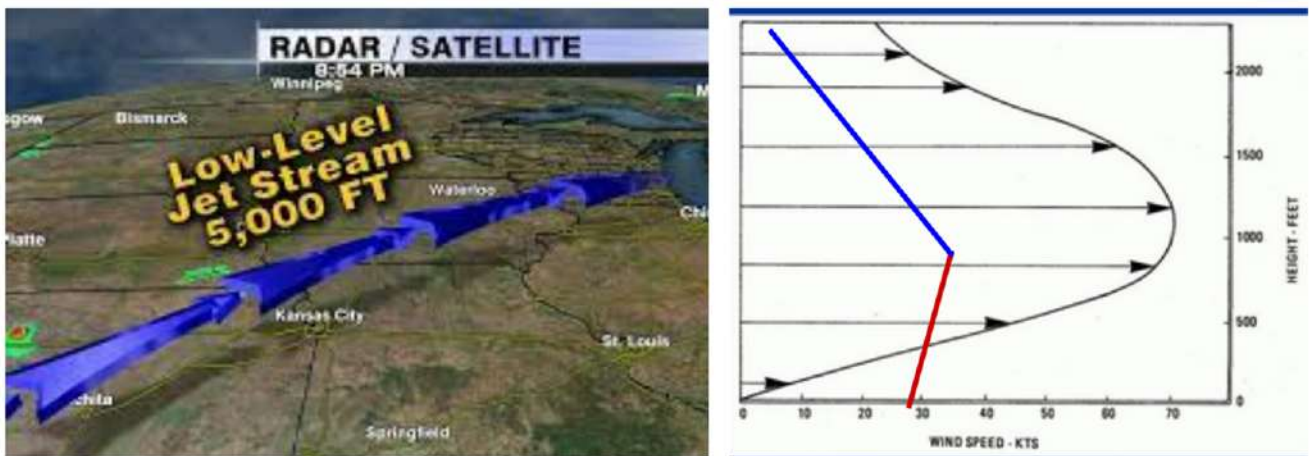
HARM (0.025°) 20240907 a 00 UTC, H+018. Validez: sábado, 7 de septiembre de 2024, a 18 UTC.
Cizalladura entre la superficie y el nivel de 3 km. Unidades: m/s. Barbas en kt.



Como es lógico, esta situación, aparece también reflejada en los mapas de cizalladura que hemos presentado anteriormente y que se muestra en la ilustración adjunta, en este caso con previsión de cizalladura entre el nivel de superficie y la altitud de 3 Km.

En las situaciones de inversión por radiación, en las largas noches de invierno con estabilidad, vientos en calma y cielos despejados, se producen también fenómenos de cizalladura por inversión en niveles bajos. Un caso extremo es el llamado chorro de nivel bajo que se forma en contextos en los que el área de inversión es muy extensa, como ocurre en las grandes llanuras del interior de Estados Unidos o de Asia o los altiplanos suramericanos.

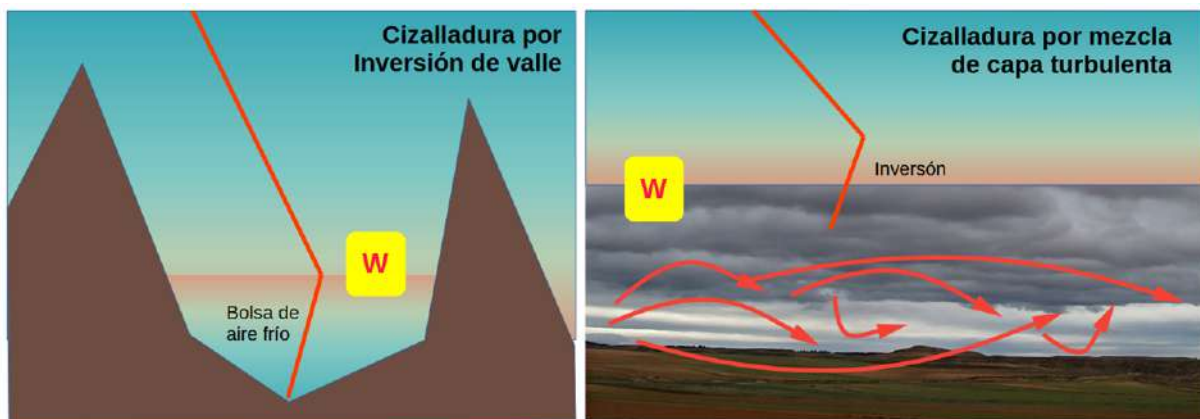
Estas cizalladuras por inversión se van formando a lo largo de la noche, con un máximo de viento que coincide con el nivel de inversión térmica y que asciende, ganando intensidad, a medida que asciende el propio nivel de inversión durante la noche, aumentando el espesor de la capa de aire frío que encierra.



PREVISIÓN DE CIZALLADURA POR CHORRO DE NIVEL BAJO PARA EL INTERIOR DE EEUU Y ESQUEMA DE VIENTO Y TEMPERATURA DE ESTE FENÓMENO.

En la ilustración se muestra una previsión real de chorro de nivel bajo para el medio oeste norteamericano y un esquema de la distribución de la intensidad del viento con la altura ligado al perfil vertical de la inversión térmica. (el esquema no se corresponde con esta previsión concreta).

Como ya se ha dicho, en todas las situaciones en las que se de una inversión térmica significativa, aparecerá cizalladura ligada a la inversión, como ya se comentó en el caso de las inversiones frontales o las brisas. También las inversiones por radiación o por descenso de aire cálido (subsistencia) dan lugar a la aparición de cizalladura. Dos casos particulares son las inversiones de valle y las de mezcla turbulenta. En el primer caso, el aire frío, más denso, se desliza hacia el fondo de los valles, quedando atrapado entre las montañas y dando lugar a una inversión cuyo nivel va ascendiendo a lo largo de la noche. En el límite superior de esta capa de



inversión, aparece cizalladura por contraste con la circulación del viento libre por encima de ella. La zizalladura por capa turbulenta, por su parte, aparece ligada a las capas de estratocúmulos que se forman cuando la turbulencia térmica, reforzada por el viento y la orografía, da lugar a ascenso de aire suficientemente húmedo como para condensar. Por encima de los estratocúmulos se forma una inversión térmica extensa y persistente que puede presentar significativa cizalladura en su base.

15.6. Cizalladura de los Alisios.

Los Alisios son unos vientos casi constantes que soplan desde las latitudes tropicales hacia la zona de convergencia intertropical, en una dirección general de Este a Oeste a lo largo de todo el globo. En el archipiélago canario y asociado a estos vientos, se produce un fenómeno particular de cizalladura de gran interés por su afección a las actividades aeronáuticas. Es la conocida como cizalladura de los Alisios.

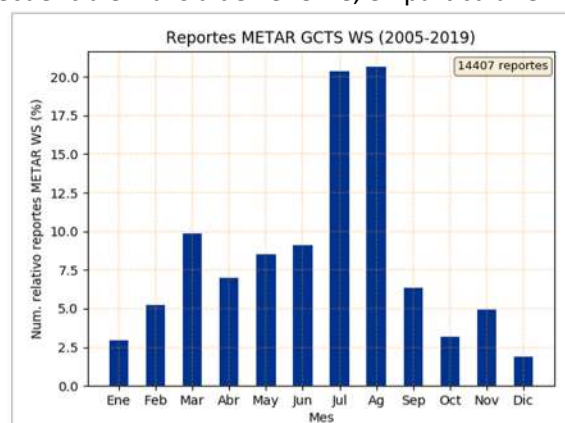
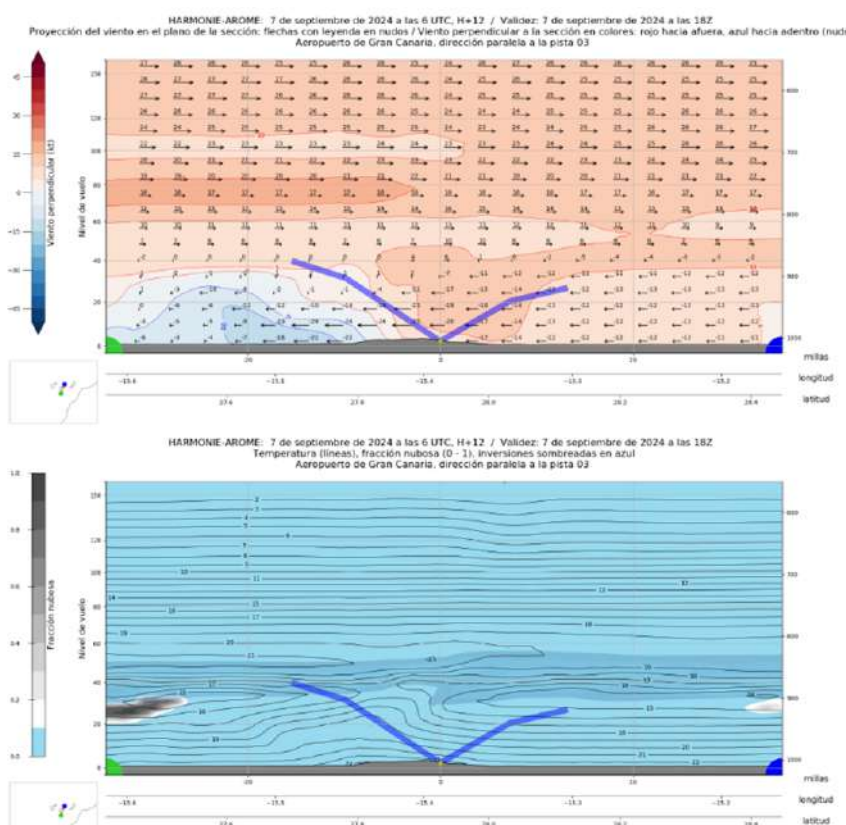
Mientras en la primera capa superficial se mantiene el régimen de Alisios, a una altura variable, siempre por debajo de FL100, aparece un brusco cambio en la dirección del viento, que pasa a soplar en una dirección aproximadamente inversa, de Suroeste a Noreste. Aunque de origen no claramente establecido, parecen estar ligados a una significativa inversión sobre las islas.

En los gráficos adjuntos, correspondientes al aeropuerto de Gran Canaria, se observa la extensa y ancha banda de inversión situada a nivel de vuelo FL030 (tonos azules y zona sombreada) y como a a partir de esa altitud, aparece también (gráfica superior) una intensa cizalladura por la que el viento pasa de una dirección NE a una SW con una cizalladura total superior a 25Kt en apenas 2000 Ft.

Pero en esos mismos gráficos, se observa también otro tipo de cizalladura, la que genera el obstáculo orográfico de la isla hacia su ladera de sotavento (zona coloreada de azul en el gráfico superior). En este caso el cambio de color nos indica que la componente transversal del viento pasa de dirigirse hacia el interior del papel (hacia el Oeste) a hacerlo hacia el exterior (hacia el Este).

Este tipo de cizalladura se forma también con mucha frecuencia en la Isla de Tenerife, en particular en el aeropuerto de Los Rodeos, donde en ciertas épocas del año (ver estadística adjunta) hasta un 20% de los METAR incluyen alerta por cizalladura (WS).

En este caso, el obstáculo orográfico genera una depresión de origen dinámico a sotavento que produce una turbulencia de grandes dimensiones, provocando que el aire se vea succionado hacia la ladera de sotavento, alterando bruscamente su dirección.





Este tipo de cizalladura se forma también con mucha frecuencia en la Isla de Tenerife, en particular en el aeropuerto de Los Rodeos, donde en ciertas épocas del año (ver estadística adjunta) hasta un 20% de los METAR incluyen alerta por cizalladura (WS).

En este caso, el obstáculo orográfico genera una depresión de origen dinámico a sotavento que produce una turbulencia de grandes dimensiones, provocando que el aire se vea succionado hacia la ladera de sotavento, alterando bruscamente su dirección.

Preguntas de autoevaluación. Tema 15.

- 15.1. What types of wind shear produce a tendency for the helicopter to descend due to loss of lift?
 - a) Horizontal tail WS and vertical descending WS.
 - b) Horizontal head WS and vertical ascending WS.
 - c) Horizontal tail WS and vertical descending WS.
 - d) Horizontal head WS and vertical ascending WS.
- 15.2. How is detected usually wind shear in Spain?
 - a) Is detected by special instruments and reported by the meteorological office to the control tower.
 - b) It is detected by flight crews in flight, who notify the control tower.
 - c) It is detected and reported by the aeronautical meteorological office.
 - d) It is detected and reported by the aeronautical weather center for forecast and vigilance.
- 15.3. If we cross at FL100, in the opposite direction to its advance, a frontal system represented on a surface map, we can expect wind shear:
 - a) Before the position marked for the warm front and for the cool front.
 - b) Before the position marked for de warm front and after de position marked for cool front.
 - c) After the position marked for de warm front and before de position marked for cool front.
 - d) After the position marked for de warm front and after de position marked for cool front.
- 15.4. The wind shear and turbulence associated with the passage of a front are greater:
 - a) The lower the speed of entry of the front and the smaller the temperature difference between the warm and cold sectors.
 - b) The lower the speed of entry of the front and the greater the temperature difference between the warm and cold sectors.
 - c) The grater the speed of entry of the front and the smaller the temperature difference between the warm and cold sectors.
 - d) The grater the speed of entry of the front and the greater the temperature difference between the warm and cold sectors.

15.5. The low-level jet wind shear:

- a) It rises throughout the night and is maximum on the inversion layer.
- b) It rises throughout the night and is minimal on the inversion layer.
- c) It rises throughout the day and is minimal on the inversion layer.
- d) It rises throughout the day and is minimum on the inversion layer.

15.6. The Trade wind shear:

- a) It occurs in the Canary Islands.
- b) It is located just above the inversion level.
- c) It has a variable height and thickness below FL100.
- d) All are correct.

15.7. Which of the following situations cannot be associated to wind shear:

- a) WS at Inversion layer with stratocumulus generated by mechanical turbulence.
- b) Sea breeze, WS between the air layer moving from sea to land and the returning air aloft.
- c) WS generated by release of latent heat in advection fogs.
- d) WS associated to inversion into valleys.

16. Tormentas.

16.1. Condiciones para la formación de tormentas.

Como ya hemos visto, para la formación de una nube convectiva, es necesario en primer lugar que se den condiciones de inestabilidad, es decir, un gradiente térmico suficientemente intenso como para que las células de aire cálido asciendan en la atmósfera. Para que la convección sea profunda, es decir, alcance niveles altos de la atmósfera dando lugar a una nube de gran desarrollo vertical (torrecúmulo TCU) o un cumulonimbo (Cb), será necesario que este gradiente térmico intenso alcance hasta niveles altos, típicamente con la entrada de una masa de aire frío al nivel de 500 mb (FL180).

En segundo lugar, como es evidente, para que exista la nube, es necesario que la masa que asciende sea suficientemente húmeda, con abundante vapor de agua en su composición. En España, las tormentas más violentas aparecen en otoño en la costa del Mediterráneo, cuando entra aire frío en altura y se dan las condiciones para que ascienda el aire cálido y cargado de humedad que se ha formado sobre el mar, que guarda todavía el calor del verano.

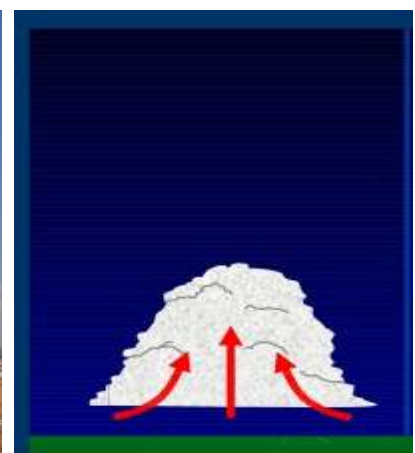
En tercer lugar, suele ser necesaria la presencia de algún factor que favorezca el ascenso y la mezcla de aire de las capas superficiales con las situadas inmediatamente por encima de ellas, para que comiencen a ascender. Un viento al menos moderado apoyado en la orografía puede ser un factor desencadenante, así como la presencia de cizalladura vertical significativa que provoque turbulencia. Como ya hemos visto, también la entrada de un frente frío que obliga a ascender al aire cálido al que va desplazando, es un factor suficiente para iniciar procesos convectivos.

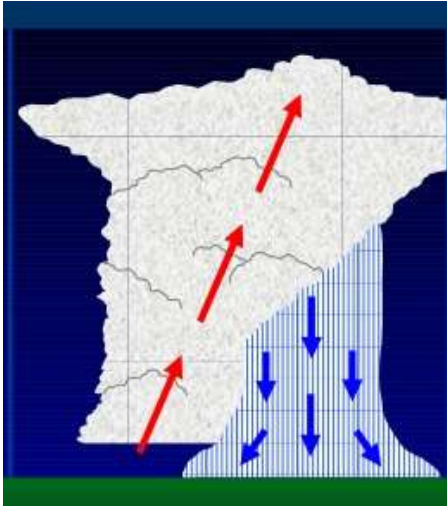
16.2. Evolución y estructura de una célula tormentosa aislada.

El diámetro típico de una célula tormentosa aislada oscila entre algunos kilómetros y algo más de una decena, pero por lo general, inferior a 20 Km. Se desplazan siguiendo el viento de la superficie de 500 mb. (FL 180) por lo que la consulta de los mapas de viento a esta altitud puede ser útil para prever su trayectoria aproximada e intentar eludirlas en ruta.

El ciclo de vida medio de una célula tormentosa aislada es de 90 minutos, desde que se consolida su crecimiento hasta que se disipa, por lo que la predicción y alerta de células concretas es prácticamente imposible. En su lugar, los grupos de predicción y vigilancia, así como las oficinas meteorológicas aeronáuticas, realizan una vigilancia constante, alertando a las torres de control en caso de aparición de células tormentosas en las inmediaciones de un aeródromo.

En su fase inicial, las nubes de tormenta son cúmulos de desarrollo vertical o torrecúmulos (TCU) caracterizados por un crecimiento relativamente rápido. En su seno se dan corrientes ascensionales muy intensas de más de 10 Kt. y hasta 40 Kt. en casos extremos, acompañadas de turbulencia y, en su caso, engelamiento. Estas corrientes presentan su máxima intensidad al nivel del isocero.





En la fase de madurez, el cúmulo alcanza su máximo desarrollo hasta su tope en la tropopausa, que tan sólo consiguen perforar en ocasiones excepcionales. Al alcanzar ese nivel, se forma en su parte superior una extensión filamentosa que se abre hacia fuera de la columna del cúmulo, prolongándose especialmente en la dirección del viento de 500 mb., que es la misma hacia la que avanza la tormenta. La nube y se convierte ya en cumulonimbo (CB). Continúan las corrientes ascensionales intensas de hasta 40 Kt.

En la parte delantera de la nube comienzan las precipitaciones, que serán en forma de chubascos, intensos y breves, de lluvia o nieve y ocasionalmente de granizo, tipo de precipitación que es exclusiva de las nubes convectivas.

La precipitación vendrá precedida de fuertes corrientes descendentes con intensidades de hasta 25 Kt. y que producen fuertes rachas en la superficie. La turbulencia es máxima en la zona de transición entre corrientes ascendentes y descendentes y llega a ser extrema en el caso de producirse reventones, como se verá más adelante.

La llamada primera racha en superficie, que anuncian la inminencia del chubasco, genera un cambio brusco en la dirección velocidad del viento. Es la más peligrosa por la extrema turbulencia y corrientes descendentes que la caracterizan. Al aproximarse a un aeropuerto, se recomienda consultar a la torre si esta primera racha ya ha tenido lugar, pues, en caso contrario, el riesgo de sufrirla en el momento del aterrizaje, será alto.



"GIGANTE ENTRE MOLINOS" FOTOGRAFÍA DE JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO, GANADOR DEL CONCURSO FOTOGRÁFICO EUROPHOTEMETO-2022

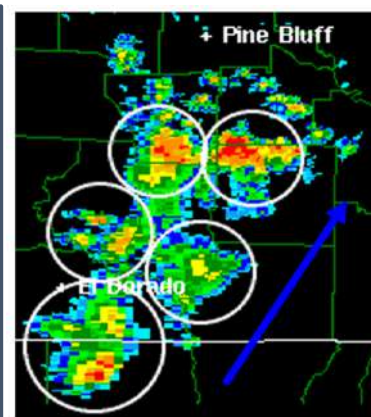
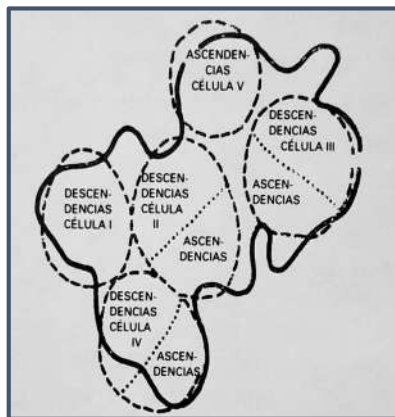
En la fase de disipación de la tormenta aislada, predominan las corrientes descendentes y la intensidad de la precipitación va disminuyendo, comenzando a disgregarse la nube hasta quedar tan sólo el penacho del yunque cubriendo parte del cielo.

16.3. Células tormentosas en grupo y en sistemas frontales.

El caso de una célula tormentosa aislada es relativamente excepcional. Por lo general, las tormentas se presentan en grupos de células convectivas que viajan juntas, siempre siguiendo el viento dominante al nivel de 500 mb.

Como ya hemos visto, la presencia de fuertes rachas en la parte delantera de los cumulonimos, es una característica de las precipitaciones de las tormentas en su fase madura. Un efecto muy interesante de estas rachas superficiales es que generan una intensa turbulencia que, ayudada por la orografía, provoca el ascenso del aire húmedo en el ambiente inestable por delante de la nube. La consecuencia es el desencadenamiento de un nuevo proceso convectivo, naciendo una nueva célula tormentosa joven por delante de la célula madura. Los grupos de células tormentosas viajan así reproduciéndose, con las células más jóvenes en la vanguardia del grupo y las más viejas cerrando el avance. Así, la vida de un grupo de células tormentosas puede ser larga, llegando a durar muchas horas.

En la ilustración adjunta, se muestra un grupo viajando en dirección Nornoreste, en el que las células más jóvenes, caracterizadas por la predominancia de corrientes ascendentes se ubican en la parte superior derecha, mostrando un eco intenso (rojo) en el radar, mientras que las más maduras, en las que predominan las corrientes descendentes cierran el grupo en la parte inferior izquierda.

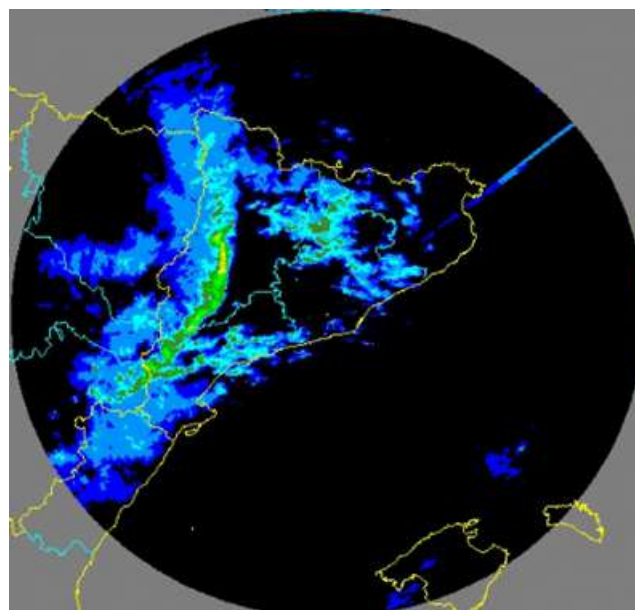


Podemos ver que entre las células que forman el grupo, aparecen zonas estrechas de escasa actividad. Esto es particularmente cierto para los grupos de tormentas que forman la vanguardia de un frente frío, que suelen formarse dejando espacios significativos entre ellas. La correcta lectura del eco de radar puede servir para detectar pasillos entre las células por las que es factible el paso, en caso de necesidad, siempre buscando realizar el cruce de la forma más perpendicular posible al frente para permanecer el menor tiempo posible en la zona y dejando una distancia de seguridad de 10 millas a las tormentas.

En el caso de un frente cálido, las tormentas, aunque por lo general serán menos intensas que en el frente frío, aparecen habitualmente embebidas en el seno de nimbostratos que enmascaran su presencia. En principio, deberían ser detectables por el radar, por contraste de los intensos ecos de las gotas gruesas que forman el cumulonimbo con las finas gotas de llovizna del nimbostrato. Sin embargo, si este es espeso y extenso, puede agotar la señal de radar y ocultar la presencia del cumulonimbo.

Finalmente, las líneas de turbonada constituyen un caso particular de frente de tormentas, ocupando una franja estrecha pero muy intensas, con abundante precipitación y turbulencia fuerte. La turbonada se forma con escasa frecuencia, a unos 300 kilómetros por delante de los frentes fríos, dentro del sector cálido. La línea de turbonada se caracteriza por rachas fuertes, superiores a los 20 Kt., a menudo de direcciones opuestas, pedrisco e incluso la aparición de tornados.

La turbonada se indica con la abreviatura SQ tanto en los mapas significativos como en los SIGMET y otros partes de meteorología aeronáutica.



LÍNEA DE TURBONADA SOBRE EL OESTE DE CATALUÑA

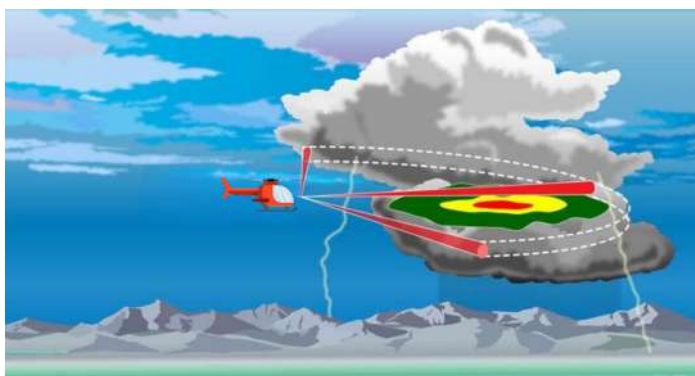
16.4. Detección de las tormentas. Radar meteorológico

El radar meteorológico de a bordo de los helicópteros es de extraordinaria ayuda para la detección de células tormentosas, calibrar la intensidad del fenómeno, su ubicación y distancia y, eventualmente, estimar la mejor manera de rodearlas o buscar un paso entre ellas.

Debe tenerse en cuenta que el radar meteorológico, como todos los radares, detecta el eco de la señal emitida, reflejado por las superficies sólidas de cierta dimensión. En nuestro caso concreto, sólo es sensible a la presencia de partículas de agua precipitable, ya sea de agua líquida, nieve o granizo, pero siempre de

dimensiones mucho mayores a las diminutas gotitas en suspensión que forman las nubes. La señal será tanto más intensa cuanto más abundantes y gruesas sean las partículas precipitables. Por tanto las nubes no convectivas, poco densas o sin precipitación, al igual que las nieblas, son prácticamente transparentes al radar y no dejarán eco significativo en éste.

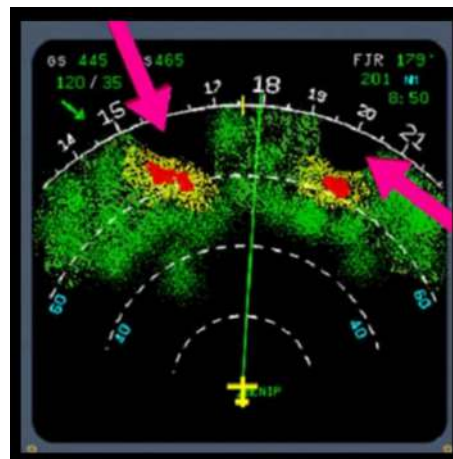
Likelihood	High				
	Medium				
	Low				
	Very Low				
		Very Low	Low	Medium	High
Impact					
Green	No severe weather expected				
Yellow	Be Aware: There is a moderate risk of severe or a low risk of extreme weather occurring. Remain alert and ensure you access the latest weather forecast				
Amber	Be Prepared: There is a high risk of severe or a moderate risk of extreme weather occurring. Remain vigilant and make sure you access the latest weather forecast. Take precaution where possible				
Red	Take Action: There is a high risk of an extreme weather event occurring. Remain extra vigilant and ensure you access the latest weather forecast. Follow orders and any advice given by the authorities under all circumstances and be prepared for extra ordinary measures				



En su modo de funcionamiento WX, el radar nos mostrará en una escala de colores intuitiva, las zonas de mayor concentración de agua precipitable. En la tabla adjunta, se muestra una guía para interpretar esta escala en términos de probabilidad e intensidad del riesgo por fenómenos adversos en la visibilidad y turbulencia, que nos marca el radar.

El modo de funcionamiento WXTURB ofrece, junto a esta escala de colores, información sobre las áreas de turbulencia en áreas marcadas en color magenta. No obstante, el sistema sólo detecta la turbulencia húmeda (cargada de agua precipitable) en el interior de las nubes y no sirve para la detección de la turbulencia en aire claro.

Finalmente, deberá tenerse en cuenta, especialmente en la navegación en áreas tormentosas, el efecto del apantallamiento del radar. Éste fenómeno ocurre cuando un área de precipitación es tan intensa que agota por completo la señal de radar, no permitiendo que dicha señal alcance las partículas que pueda haber detrás de ella o que nos llegue la señal que aquellas reflejan. En consecuencia, las áreas en tonos oscuros o completamente negras situadas detrás del apantallamiento, nos pueden dar una sensación de falsa seguridad, como áreas libres de precipitación o turbulencia cuando, en realidad, no son más que zonas de las que no recibimos señal alguna y podrían presentar un riesgo tan intenso o más que el que sí muestra el radar.

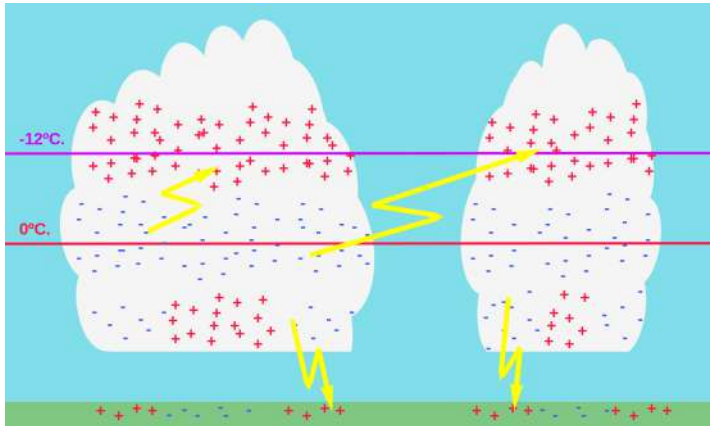


APANTALLAMIENTO DEL RADAR POR PRECIPITACIÓN.

16.5. Descargas eléctricas. Origen y estructura.

Como es sabido, las tormentas se caracterizan por la presencia del denominado “aparato eléctrico”, manifestado en forma de truenos, rayos y relámpagos. El origen de estos fenómenos se encuentra en la formación de zonas con distinta carga eléctrica estática en el interior de las nubes, apareciendo una polarización de carga eléctrica dentro de la nube, entre nubes vecinas y también, por inducción, entre la nube y la tierra. Según las teorías más aceptadas, el principal mecanismo que provoca esta polarización sería el rozamiento entre las partículas de granizo y los cristales de hielo.

En torno a las altitudes del isocero se produce una concentración de cargas negativas, mientras que las cargas positivas se concentran en la zona alta de la nube, especialmente en el entorno de los 12 grados bajo cero. Además, aparecen núcleos secundarios cerca de la superficie de cargas positivas, hacia el centro de la nube y negativas en su periferia. El campo eléctrico de la nube induce a su vez un desplazamiento de carga en la superficie, concentrándose ésta en sentido opuesto a dicho campo.



La descarga eléctrica tiene lugar cuando la diferencia de potencial eléctrico, que puede alcanzar valores de hasta dos millones de voltios por metro, es tan intensa como para producir el salto por arco eléctrico entre zonas de distinta carga a través de un medio como el aire, en principio no conductor de la electricidad.

El resultado es la transmisión casi instantánea de las partículas cargadas de nube a nube (relámpago) o entre la tierra y la nube (rayo). Estas partículas se desplazan a

velocidades del orden de 100.000 Km/s portando elevada energía que calienta la zona por la que atraviesan hasta 30.000°C , generando tanto la emisión de luz como el trueno provocado por la expansión súbita del aire con una onda de presión sonora.

16.5. Descargas eléctricas. Efectos sobre el helicóptero y previsión.

Los distintos componente de un helicóptero en vuelo sufren un más que notable rozamiento con el aire. Este rozamiento arranca electrones de la superficie del helicóptero, generando una carga de electricidad estática que será tanto más intensa cuánto más intenso sea el rozamiento. Las piezas que se desplazan a mayor velocidad como los extremos de las palas del rotor principal y el de cola y otras muy expuestas como puede ser el tren de aterrizaje, presentarán una mayor carga eléctrica. Por otra parte, al volar con el morro levantado, también la parte inferior del fuselaje se cargará con más intensidad que la parte superior. Kim, 2022, ofrece el siguiente esquema para las áreas de mayor intensidad de carga electrostática de un helicóptero en vuelo donde, como podemos ver, las zonas más intensamente polarizadas son las mencionadas. En consecuencia, estas serán las zonas donde con mayor probabilidad se puede recibir la descarga eléctrica (Lalande, 1999).

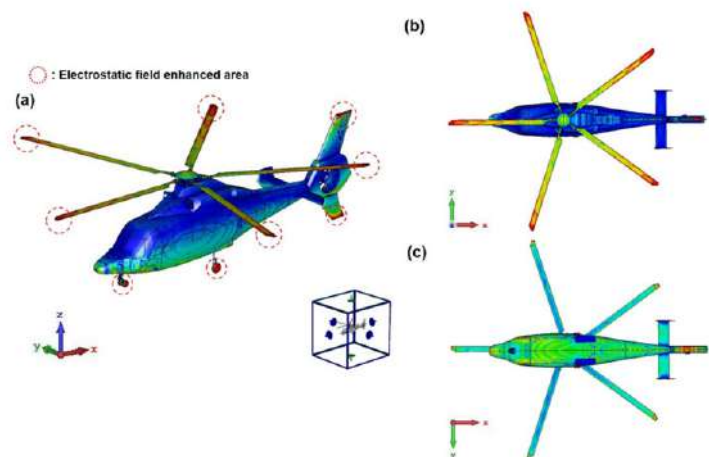


Fig. 9. Electrostatic field distribution of EC-155B (BVP): (a) perspective; (b) top view; (c) bottom view.

En principio, la tripulación no corre peligro en caso de impacto de una descarga eléctrica, ya que el helicóptero se comporta como una caja de Faraday, recorriendo la descarga su fuselaje exterior de forma que el rayo continúa su camino sin penetrar en la cabina o los tanques de combustible, mientras que las zonas de impacto sí pueden llegar a sufrir daños superficiales que pueden requerir revisión y reparación. El mayor impacto será de tipo psicológico sobre la tripulación, pues se produce un intenso deslumbramiento y aturdimiento por el estallido del rayo sobre el helicóptero, que produce un sonido muy intenso.



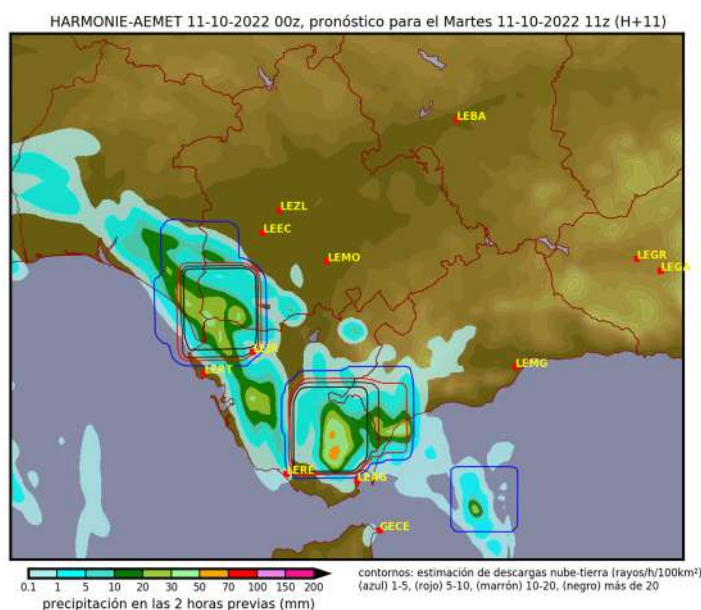
Para evitar sufrir descargas eléctricas se recomienda no volar en proximidades ni por encima de los cero grados (con lo que se evitará también el riesgo de engelamiento dentro de nubes), a ser posible evitar el vuelo dentro de la nube y respetar una separación de 10 millas náuticas o superior.

En España se registran más de 70.000 rayos al año y el impacto sobre aeronaves no es en absoluto infrecuente. El sistema de detección de rayos de AEMET consta de una red de 13 sensores distribuidos por todo el territorio nacional que detectan las descargas por el estallido que generan en frecuencia de radio y, por triangulación, es capaz de indicar la ubicación, instante preciso y carácter positivo, negativo, ascendente o descendente del rayo o de si se trata de un rayo o una descarga intranube.

La información sobre descargas está disponible cada hora en la web de AEMET (ElTiempo->Observación->Rayos) mostrando con una escala de color si la descarga se ha detectado desde hace menos de una hora (rojo) hasta hace seis (azul). Para una información más actualizada, es necesario contactar con las oficinas meteorológicas de aeródromo de la zona de interés que disponen de datos de los últimos 10 minutos.

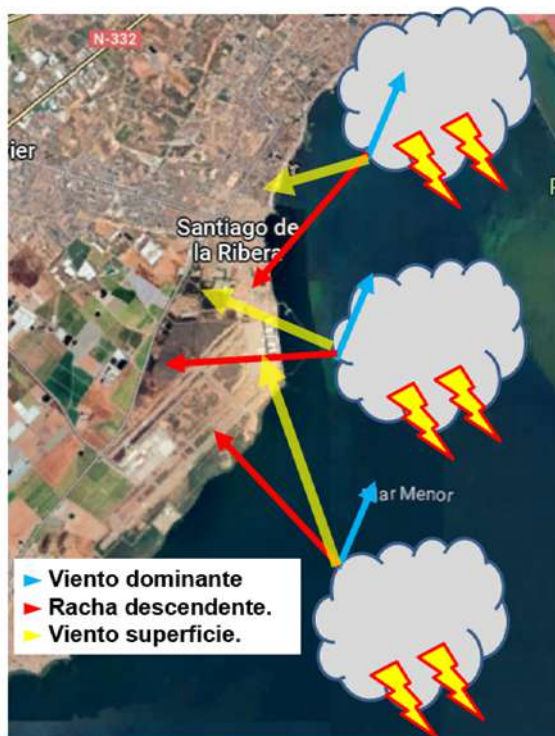
Igualmente, cada oficina meteorológica puede facilitar información sobre la densidad de rayos prevista cada hora para las proximidades del aeródromo de interés. En la ilustración adjunta se presenta la previsión para Andalucía Occidental, en la que se muestra el número de descargas previstas en un intervalo de dos horas para un área de 10x10 kilómetros, con un valor máximo de hasta 20 rayos (color negro) en las inmediaciones de los campos de Jerez, Algeciras y Rota.

Finalmente, siempre se indica el riesgo de tormenta con su símbolo en los mapas significativos.



16.6. Rachas descendentes. Reventones (microburst).

Como ya se ha dicho, inmediatamente antes de comenzar la precipitación, ésta viene precedida por fuertes rachas (primera racha) seguida de otras rachas que permanecen mientras dura la precipitación. Son rachas que provienen de las capas altas de la nube, de carácter descendente, que originan una turbulencia importante y que tienen una dirección aproximadamente radial desde el centro de la nube hacia el exterior.



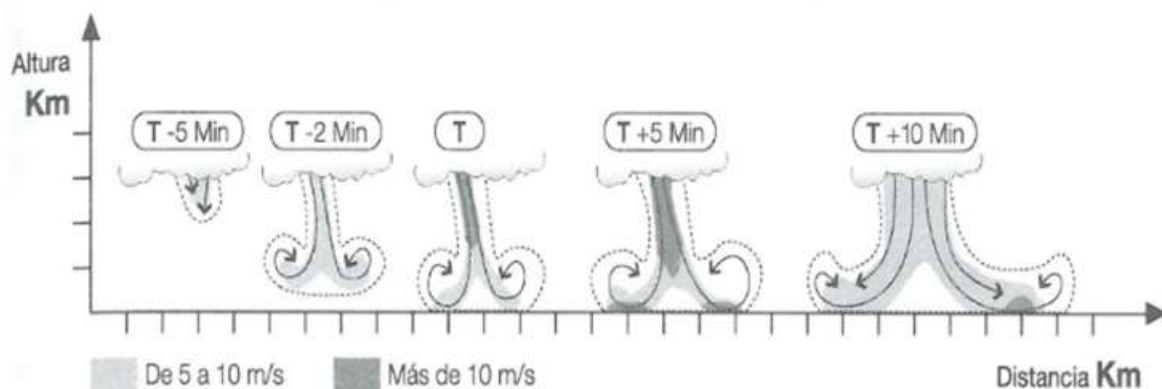
Pero esta racha no es el único viento presente en una zona como puede ser un aeródromo en el momento de iniciarse la precipitación. Además, puede existir un viento general en la zona proveniente de la circulación general del aire. El viento que se experimentará será la resultante (flecha amarilla) de sumar vectorialmente este viento general (flecha azul) con la racha (flecha roja), cuya dirección, al ser divergente desde la nube al exterior, varía, además, con la posición de esta al desplazarse la célula tormentosa. De aquí que a lo largo de un chubasco tormentoso, las condiciones de viento sean tan cambiantes, acompañadas de turbulencia y cizalladura cerca de la superficie.

Dado que las velocidades se suman, las rachas se experimentarán con más intensidad al aproximarse la tormenta que al alejarse, que se producirá cierta compensación de velocidades.

En ocasiones, este fenómeno de descenso brusco de aire muy frío de las capas altas de la nube, acompañado de precipitación, puede ser excepcionalmente intenso, dando

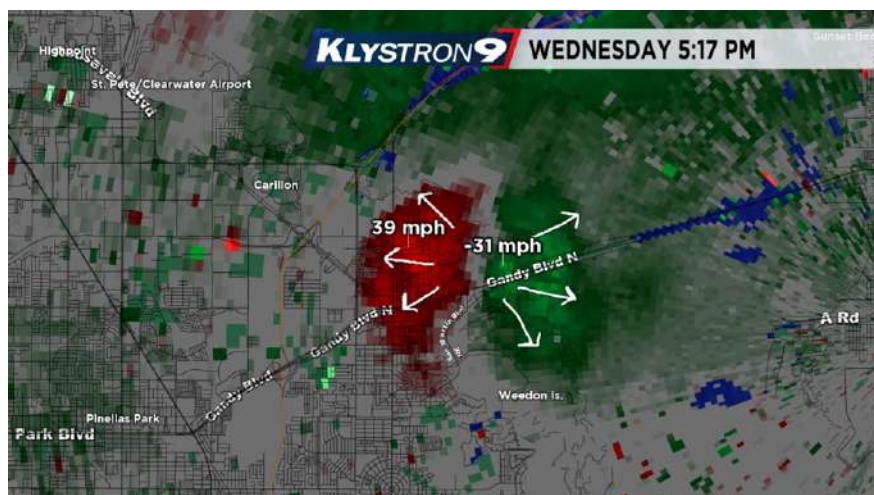
lugar al fenómeno conocido como reventones (burst) o microreventones (microburst)

El microreventón consiste en el descenso brusco desde la cima del cumulonimbo de aire muy frío y saturado que se hunde acompañando a la precipitación. La velocidad de la corriente de aire descendente es del orden de los 50 Kt (25 m/s), lo que explica la peligrosidad de éste fenómeno si alcanza una aeronave en vuelo. Tiene un tiempo de vida de algunos minutos a media hora y un radio de aproximadamente un kilómetro. Al alcanzar el suelo, provoca intensas rachas que se extienden radialmente hasta distancias de 6 kilómetros.



EVOLUCIÓN DE UN REVENTÓN

Una tormenta potente puede producir reventones sucesivos, en cadena, conforme avanza. Éstos tenderán a estar localizados en la zona delantera de la nube, donde se concentran las precipitaciones y las corrientes descendentes, por lo que se puede considerar esta como la zona más peligrosa para el vuelo. En imágenes consecutivas de radar, las cadenas de reventones aparece como un eco en forma de punta de flecha, con la parte más aguda apuntando en la dirección de desplazamiento de la tormenta, donde se producen los reventones más jóvenes.



La imagen adjunta corresponde a un reventón detectado por el radar doppler Klystron9, en Florida. Los radares doppler son capaces de detectar la dirección y velocidad en la que se desplazan la precipitación arrastrada por el viento, por lo que pueden “ver” el viento. En este caso, los tonos verdosos indican viento desplazándose hacia el Este, mientras que los rojizos indican viento desplazándose hacia el Oeste. Como puede verse, en el

centro aproximado de la imagen estaría descargando un reventón que ha provocado rachas divergentes en superficie con una velocidad estimada de ente 30 y 40 nudos. El mapa con el trazado urbano delineado nos puede dar una idea de la reducida escala de este fenómeno, extremadamente localizado.

16.7. Disipación. Cúmulos mammatus.

La palabra mammatus no designa un tipo particular de nube, sino más bien la estructura que presentan en su parte inferior ciertas nubes. Una estructura que les da un aspecto muy característico como de un mar de glóbulos de tonos oscuros que cuelgan hacia abajo desde la base de la nube.

La apariencia de los mammatus rara vez será tan espectacular como en la primera de las ilustraciones adjuntas. Por el contrario, se parecerán más a la segunda, correspondiente a la base aérea de Armilla en marzo de 2024.



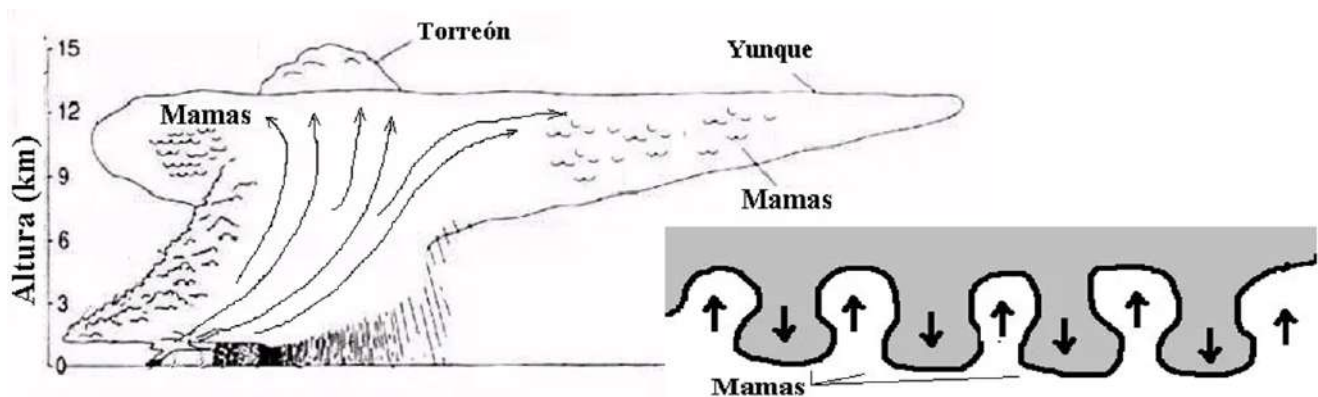
En las tormentas, las nubes tipo mammatus, aparecen muy por delante de la parte ascendente del cumulonimbo y por debajo del yunque. Especialmente hacia el final de la vida de la célula tormentosa y ya cerca de la disipación. Su formación tiene su origen en la colisión que se produce en altura entre corrientes ascendentes, ya muy débiles, de aire cálido e inestable, con el aire frío, húmedo y cargado de precipitación que intenta descender proveniente del yunque.



Esta precipitación, proveniente de una gran altitud y ya poco significativa, se evapora al contacto con el aire ascendente y no consigue llegar al suelo. El resultado es la formación de ese damero tan característico de bolsas ascendentes y descendentes alternadas.

La coincidencia de corrientes ascendentes y descendentes, conlleva la formación de turbulencia muy significativa por debajo y por supuesto en el interior de la nube mammatus. Además, debe tenerse presente que la presencia de este tipo de nubosidad asociada a un cumulonimbo, en la

vertical de un punto implica que nos encontramos debajo del yunque delantero de una célula tormentosa que se aproxima, se encuentre o no cerca de su disipación.



Preguntas de autoevaluación. Tema 16.

16.1. The burst or micro-burst occurs:

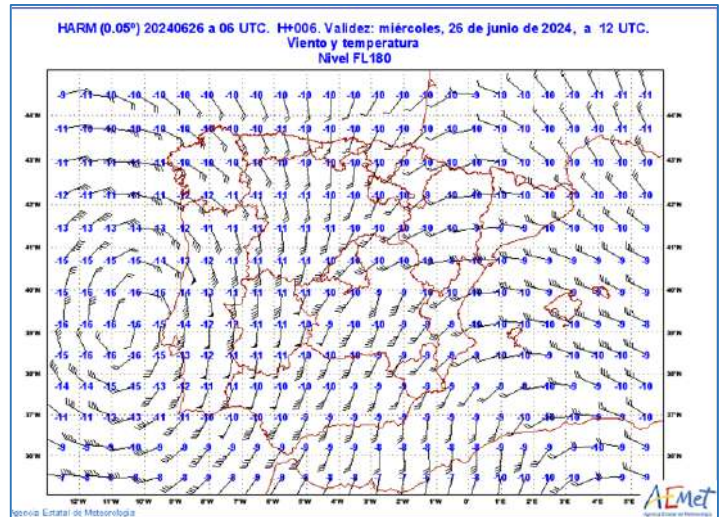
- a) In the growth phase.
- b) In the maturity phase, in the precipitation zone.
- c) In the dissipation phase.
- d) In the upper part of the CB, near the isocerus.

16.2. Isolated storm cells or groups of storms will move:

- a) They move with the FL050 wind in the direction of the anvil.
- b) They move with the 500 mb. wind in the opposite direction to the anvil.
- c) They move with the 500 mb. wind in the direction of the anvil.
- d) They move with the FL050 wind in the direction opposite to the anvil.

16.3. Flying from Valencia to Lisboa we find an isolated CB in front of us above Cáceres. According to this wind map for FL180 (near 500mb.) Where should we try to go around it:

- Surround it from our left.
- Surround it from the North.
- Surround it from the NorthEast.
- Surround it from our right.



16.4. Gusts associated to a thunderstorm precipitation are usually:

- Upward, towards the center of the cumulonimbus and just before precipitation begins.
- Descending, outward from the cumulonimbus center and just before precipitation begins.
- Descending, towards the center of the cumulonimbus and just before precipitation begins.
- Ascending, radially outward from the cumulonimbus and just after precipitation begins.

16.5. Gusts associated to a thunderstorm precipitation over an airfield are more intense:

- At the beginning of the precipitation and when the storm is moving away.
- At the final stages of the precipitation and when the storm is moving away.
- At the final stages of the precipitation and when the storm is approaching.
- At the beginning of the precipitation and when the storm is approaching.

16.6. Mark the incorrect statement about weather radar:

- Weather radar can detect precipitable water, hail or snow, but no cloud drops.
- There is a special operation mode of weather radar to detect turbulences inside the clouds.
- There is a special operation mode of weather radar to show cloud to cloud lighting.
- A dark zone behind an intense echo can be due to radar shielding and hide a storm nucleus.

16.7. Weather radar show:

- Show the different kind of clouds in a color scale from green (stratus) to yellow, orange (towering cumulus) and red (cumulonimbus)
- Show zones of precipitable water in a scale of colors from green (light) to yellow, orange and red (heavy).
- Show zones of precipitable water in a scale of colors from red (light) to orange, yellow and green (heavy).
- Show the intensity of ascending currents in a color scale from green (light) to yellow, orange and red (heavy).

16.8. Into a storm, the areas most electrostatically charged and where lightning strikes are likely are:

- Main rotor, tail rotor and landing gear.
- The engines.
- The upper part of the fuselage if we fly with the nose elevated.
- All parts of the helicopter have the same chance.

16.9. Consider the next statements about lighting:

- i. Helicopters are protected against lighting and it can cause just surface damage to fuselage.
- ii. To avoid electrical discharges, it is recommended to fly above isocerus.
- iii. To avoid electrical discharges, it is recommended to fly 10 NM away from the clouds.
- iv. Meteorological forecasts offer information about lighting probability in route.

- a) All are correct.
- b) I and ii are correct.
- c) iii and iv are correct.
- d) I, iii and iv are correct.

16.10. The typical durations of the life cycle of a cumulonimbus is about:

- a) 90 minutes.
- b) 2 to 3 hours.
- c) 4 to 5 hours.
- d) 30 minutes.

17. Vuelo en zonas montañosas.

17.1. Introducción. Complejidad de la información meteorológica.

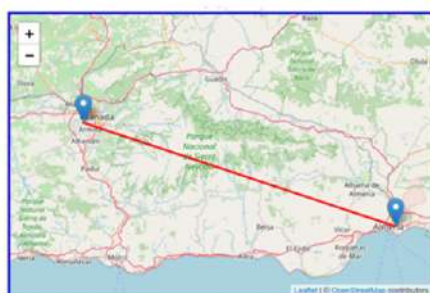
Cuando se planifica un vuelo en una región montañosa o a través de ella, la práctica totalidad de las variables meteorológicas se verán muy alteradas. En primer lugar, sobre una cadena montañosa se pueden dar notables cambios en la dirección velocidad del viento, así como la turbulencia; la presencia de nubosidad, su tipología y altura o las condiciones de visibilidad y la posible aparición de precipitaciones. Además, al volar en áreas montañosas, aunque mantengamos una referencia de altura respecto al suelo, la altitud de vuelo puede variar sensiblemente, con los consiguientes cambios de temperatura, viento y humedad.

En segundo lugar, la propia estructura de la orografía dará lugar, especialmente volando a baja cota o en el caso de tener que realizar una toma o despegue en zona montañosa, a fenómenos muy localizados de turbulencia, cambios en la dirección e intensidad del viento, aparición de nubes bajas o nieblas de ladera, etc.

La primera consecuencia evidente que podemos extraer, es que, al volar en el interior o a través de terreno montañoso, la consulta de las condiciones meteorológicas en origen y destino (METAR y TAF) resultará absolutamente insuficiente. Realizar una interpolación o aproximación, a partir de estas condiciones, puede ser completamente erróneo. Será necesario consultar las condiciones a lo largo de la ruta con detalle, siendo de especial utilidad herramientas como el GRAMET y el mapa de tiempo significativo.

En la ilustración adjunta se muestra, a modo de ejemplo, un vuelo directo Granada Almería a través de Sierra Nevada. Con unas condiciones buenas en origen y destino para las 09Z, así como la previsión, que sólo muestra algunos CB dispersos a partir de las 12Z en Almería, la situación sobre Sierra Nevada es completamente distinta, con cumulonimbos, turbulencia, los picos de las montañas ocultos por las nubes y visibilidad nula.

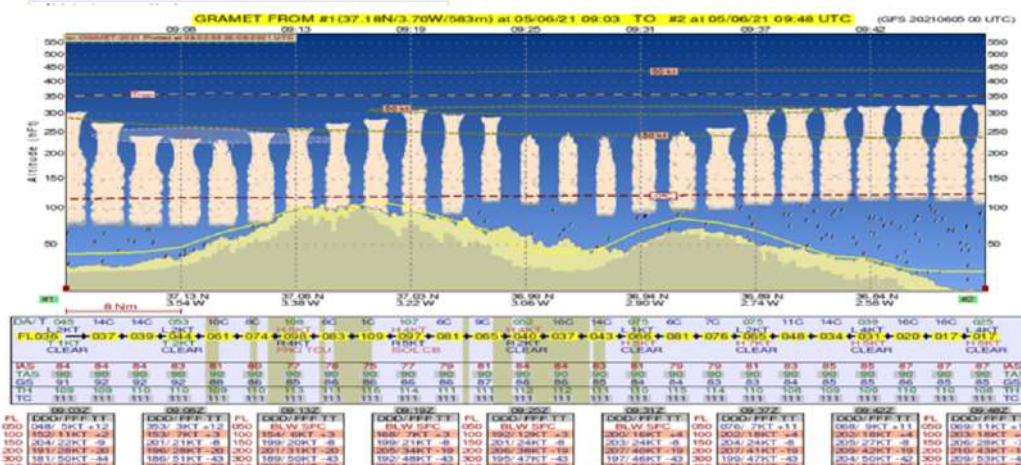
La segunda consecuencia es que el piloto deberá estar familiarizado con los fenómenos meteorológicos en la montaña, los mecanismos que los producen y su evolución, para prever de forma relativamente autónoma



METAR LEGA 050900Z VRB02KT 9999 FEW025 SCT040
19/14 Q1023=

METAR LEAM 050900Z 04003KT 020V100 9999 -RA
FEW010 SCT055 21/19 Q1021=

TAF LEAM 051100Z 0512/0612 24009KT 9999 FEW030
TX27/0514Z TN19/0605Z
PROB40 TEMPO 0512/0520 4000 TSRA SCT040CB=

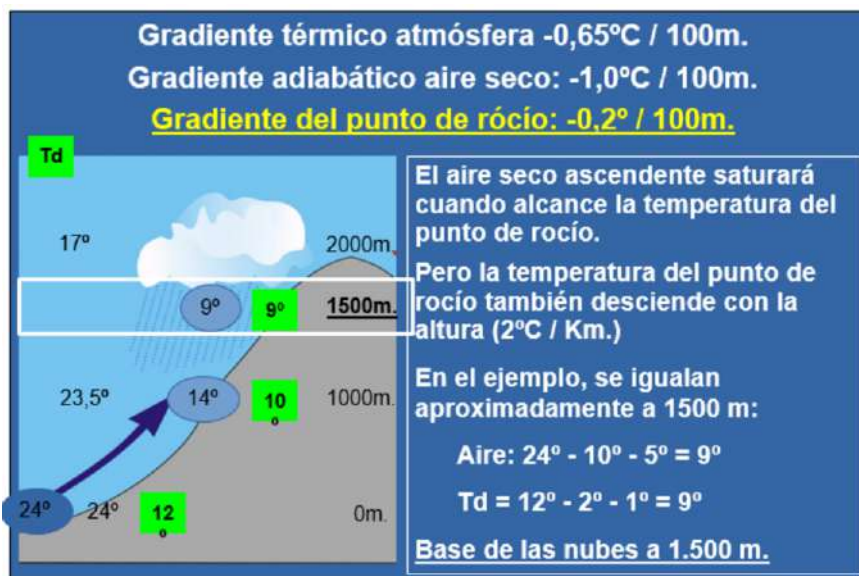


las condiciones que pueden darse en áreas muy localizadas en las que se vaya a operar. A ello está dedicado este tema.

17.2. Estimación de la base de las nubes de ascenso orográfico.

Un fenómeno muy habitual en el vuelo en una zona montañosa, es el enfrentarnos a la formación o potencial aparición de nubes de ascenso orográfico. Nubes originadas cuando una masa de aire con la suficiente humedad es forzada por el viento a ascender por la ladera de una montaña.

El principal riesgo que conllevan estas nubes es que se forman muy cerca o incluso completamente en contacto con la ladera sobre la que ascienden o las cumbres de las montañas. En consecuencia, se producirá una prácticamente total pérdida de visibilidad, quedando la masa de la montaña oculta por las nubes.



A falta de otra información más precisa sobre las condiciones locales, puede ser de utilidad recordar lo explicado en el apartado 12.2., sobre la altura del nivel de condensación de las nubes de ascenso orográfico. Esta se puede estimar en 1.000 metros por cada 8 grados de diferencia que haya entre la temperatura del aire y la del punto de rocío en la masa de aire antes de ascender, es decir, a barlovento de la montaña.

Así, una masa de aire con 24° de temperatura y 12° de punto de rocío (obtenidos por ejemplo del

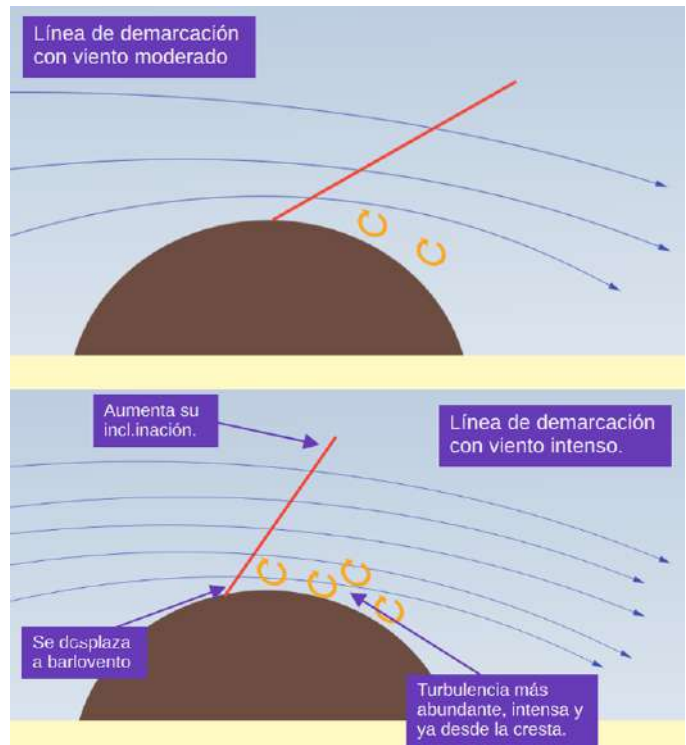
METAR del aeródromo más próximo a barlovento de la cordillera), obligada a ascender por una ladera, tendrá su base a una altura que podría estimarse en 1.500 metros sobre el aeródromo. Esta regla práctica puede ser de utilidad, por ejemplo para estimar la probabilidad de que se llegue a cerrar un valle o cubrir una cadena por los que se ha previsto pasar a baja altura. No obstante, esta es tan sólo una regla aproximada que sólo es aplicable a las nubes de ascenso orográfico (no a todas las nubes) y debe emplearse con cautela, contrastando la información con la previsión de altura de la base de las nubes que podamos obtener de otras fuentes, como el mapa significativo de baja cota.

17.3. Viento a través de una cadena montañosa. Línea de demarcación.

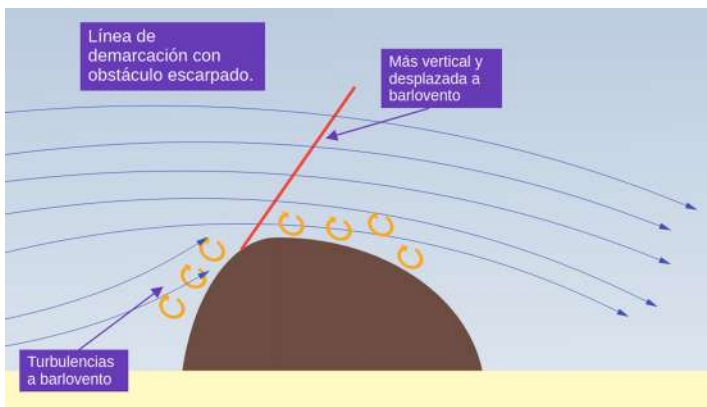
Como ya se ha visto, al atravesar un obstáculo orográfico, como puede ser una cadena montañosa o una elevación aislada, el viento se ve forzado a discurrir por un espacio menor, produciéndose un incremento significativo de su velocidad por convergencia orográfica. Además, dado que las líneas de viento se ven forzadas a seguir el perfil del relieve, aparecerán corrientes ascendentes a barlovento, mientras que a sotavento, las corrientes serán descendentes y acompañadas de turbulencia, tanto más intensa cuanto más intenso sea el viento y más escarpado sea el obstáculo orográfico.

Es por tanto de gran importancia disponer de una idea aproximada de dónde se encuentra la superficie que delimita la zona de viento ascendente con flujo relativamente laminar de la zona de viento descendente con flujo turbulento. Esta superficie, en un corte transversal, se puede representar por una línea, denominada línea de demarcación. La línea de demarcación estará situada sobre la cresta de la montaña, inclinada hacia la ladera de sotavento, de forma que nos encontraremos esta transición más a sotavento cuanto más alto vuele el helicóptero sobre el obstáculo montañoso.

Con el incremento de la fuerza del viento, la línea de demarcación, se desplaza más a barlovento, comenzando antes incluso de la propia cresta de la montaña. Además, su inclinación es más intensa, más vertical, por lo que la transición entre las zonas de corrientes ascendentes y descendentes, será también más brusca. Por último, las turbulencias asociadas a las corrientes descendentes a sotavento, serán más abundantes e intensas.

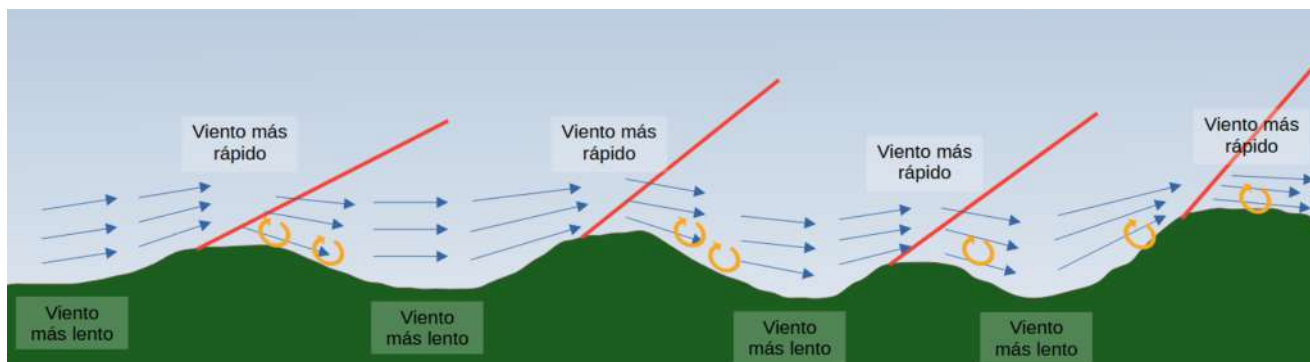


Un obstáculo montañoso con un perfil más escarpado, provocará un efecto similar al del viento intenso, desplazando la línea de demarcación a barlovento, tornándola más vertical y aumentando las turbulencias a sotavento, pero pudiendo empezar estas sobre la cresta o incluso antes de ella. Obviamente, el efecto más severo aparece con obstáculos muy escarpados y vientos intensos. Además, debemos recordar que cuando un obstáculo orográfico es especialmente vertical, como un acantilado, un cerro aislado de gran pendiente o un edificio de grandes dimensiones, las turbulencias intensas con corrientes descendentes aparecerán también a barlovento, resultando un riesgo para el vuelo en las proximidades del obstáculo.



Al atravesar una zona con sucesivos obstáculos orográficos, como puede ser un paisaje de colinas o una sucesión de valles, con un viento transversal, iremos atravesando las correspondientes líneas de demarcación. Volando con viento en cola, al aproximarnos a una cresta encontraremos corrientes ascendentes y una velocidad del viento cada vez mayor, hasta cruzar la primera línea de demarcación, donde empezaremos a encontrar corrientes descendentes, una velocidad del viento cada vez menor y presencia de turbulencia, volviendo a comenzar el ciclo con cada aproximación a una cresta.

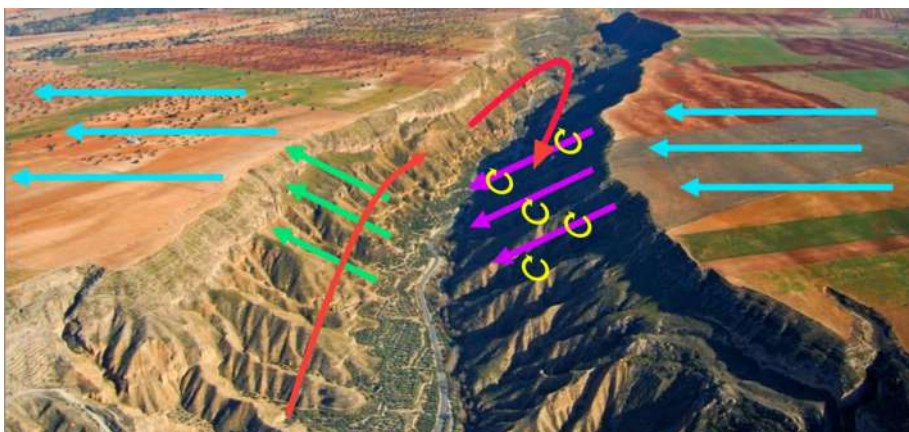
Por el contrario, volando con viento de cara, encontraremos en primer lugar corrientes descendentes, turbulencia más intensa y velocidad del viento en aumento, hasta cruzar la línea de demarcación más o menos



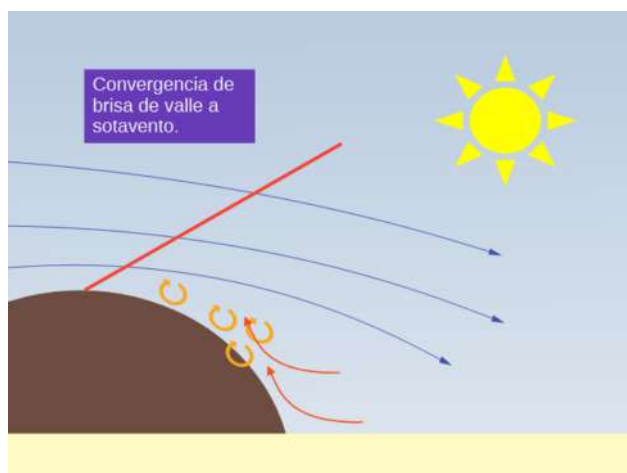
sobre la cresta, donde empezarán las corrientes ascendentes, disminuirán notable o totalmente las turbulencias y se producirá una paulatina disminución de la intensidad del viento.

17.3. Viento a lo largo de un valle.

Al volar a lo largo de un valle, ya sea hacia el collado o hacia la boca del valle, debe tener en cuenta un doble efecto: por un lado, el viento transversal al valle producirá corrientes descendentes y turbulencia en la ladera de sotavento y corrientes ascendentes en la ladera de barlovento, por lo que lo más recomendable será seguir la ladera de barlovento en lugar de seguir el eje central del valle. No sólo para aprovechar estas corrientes, sino también para disponer de más espacio en caso de tener que llevar a cabo un giro de 180° para efectuar una salida rápida del valle. En este caso, obviamente, lo más adecuado será volver a buscar la ladera de barlovento para recorrer el valle en sentido contrario evitando las turbulencias y las corrientes descendentes.



Por otro lado, dentro de los valles, se dará también el efecto de brisa de valle y de montaña, creando corrientes ascendentes de las brisas de valle en las laderas expuestas al sol en las horas centrales del día y apareciendo las corrientes descendentes de la brisa de montaña un poco antes del ocaso, ganando en intensidad a lo largo de las primeras horas de la noche.

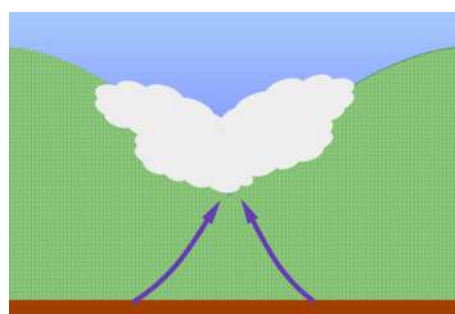
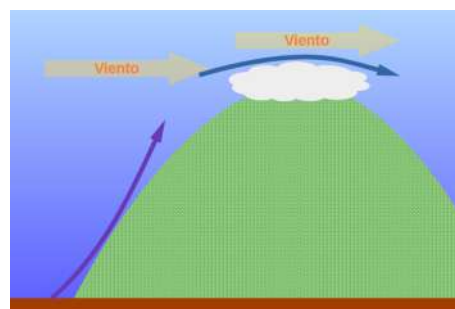
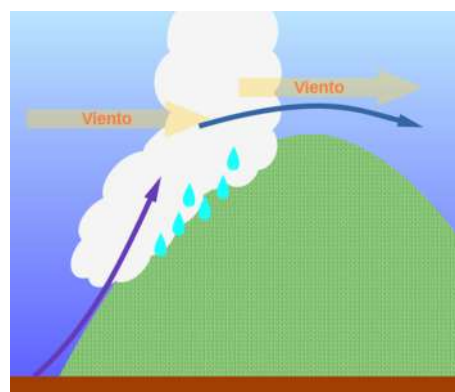


Una situación especialmente peligrosa a tener muy en cuenta en las operaciones en montaña, es la creada por la convergencia de corrientes descendentes a sotavento, creadas por un viento transversal a una cadena montañosa y que ya de por sí vendrán acompañadas de turbulencia, con las corrientes ascendentes de origen térmico creadas por las brisas de valle en las horas centrales del día o por la tarde. En la zona de encuentro de ambos vientos, a sotavento de la montaña, la turbulencia será especialmente intensa.

17.4. Nubosidad sobre las crestas.

Al incidir el viento sobre una cadena montañosa, se generarán o no capas de nubes en función de la estabilidad de la atmósfera y del grado de humedad de la masa de aire incidente, pero también del carácter más o menos escarpado de la ladera y de la intensidad del viento incidente. Las cuatro situaciones arquetípicas que pueden darse son las siguientes, pudiendo, por supuesto encontrarse con distintos grados de intensidad y cierta mezcla o carácter intermedio en algunas de ellas:

- Nubes de ladera a barlovento. Se formarán con aire húmedo forzado a enfriarse por ascenso orográfico y condiciones de estabilidad. Se extenderán, por lo general, desde el nivel de condensación hasta unos cientos de pies por encima de la cumbre, dejando despejada la ladera de sotavento, desde un poco por debajo de la cumbre. Pueden dar lugar a precipitaciones débiles y reducirán extremadamente la visibilidad junto al suelo, constituyendo, de hecho, una niebla de ladera.
- Cúmulos de desarrollo vertical. Se formarán con aire húmedo forzado a enfriarse por ascenso orográfico, pero en presencia de una inestabilidad relevante, que permite a la nube ascendente alcanzar el nivel de disparo (ver tema 12). A partir de dicho nivel, la masa de aire continúa ascendiendo por convección. Pueden dar lugar a precipitaciones que pueden llegar a ser en forma de chubascos, incluso tormentosos si las condiciones de inestabilidad y humedad son suficientes para ello. La ladera de sotavento quedará, en general, despejada.
- Nube de cresta o de collado. Son equivalentes a las nubes de ascenso orográfico formadas en condiciones de estabilidad, pero con aire poco húmedo. En este caso, la nube se limita a la cumbre de la montaña, formando como una “montera” sin precipitaciones y con reducción de visibilidad tan sólo sobre la cresta. En ocasiones, este tipo de nubes se forman también sólo sobre los collados en la parte alta de los valles, con el ascenso forzado por la brisa de valle. En este caso, es posible que la salida planeada a la navegación visual por el collado, quede cerrada, obligando al helicóptero a tener que ascender por encima del nivel de las nubes sobre el collado o sobre las laderas, quizá a altitudes en principio no previstas durante la planificación del vuelo. Además, en todos estos casos, debe tenerse presente que se trata de nubes ascendentes, por lo que, si el nivel isocero se encuentra por encima de su base, pero por debajo de su tope, se darán condiciones de englamamiento.

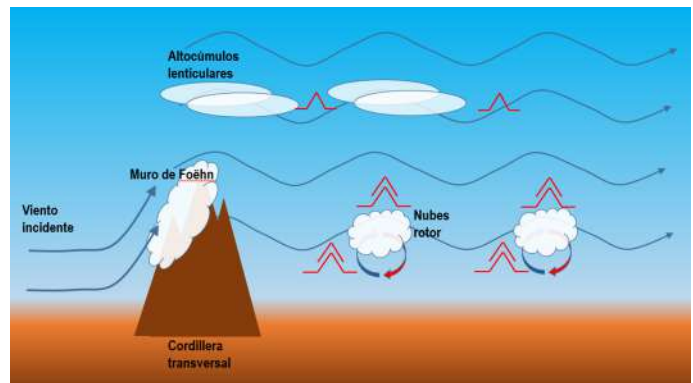


- Nubes de bandera. Se forman a sotavento, con vientos fuertes incidiendo sobre picos escarpados y condiciones de estabilidad. Son de tipo estacionario, escaso espesor y se originan por el enfriamiento provocado por la subpresión creada por el efecto ala al incidir el viento contra el perfil de la montaña. Su principal interés es el de mostrar la dirección e intensidad del viento, ondeando como una bandera a sotavento.



NUBE BANDERA SOBRE EL PEÑÓN DE GIBRALTAR (ESPAÑA)

- Nubes de onda de montaña. Como ya vimos en el tema 7, en presencia de fuerte estabilidad, especialmente si hay inversión por encima de la cresta de la montaña, y con viento mayor de 15 nudos transversal a la misma, se formará onda de montaña. En la medida que haya humedad suficiente para ello, se desarrollará una nube orográfica sobre la cima de la montaña, denominada muro de Foehn, asomando ligeramente hacia sotavento, así como altocúmulos lenticulares a niveles medios y nubes rotor, estos dos últimos tipos de nubes formando un patrón de bandas alargadas transversales al viento. Recordamos la fuerte turbulencia con descensos severos asociados a las nubes rotor, el riesgo de engelamiento que puede darse en el interior de estas en caso de estar atravesadas por el isocero y que la onda de montaña puede formarse apenas visible sin las condiciones de humedad son bajas.



17.5. Vuelo en presencia de nieve.

Sin ser exclusiva de áreas montañosas, la precipitación en forma de nieve será más habitual en éstas por encontrarse a mayor altitud y, por tanto, menor temperatura. Durante la nevada, debe tenerse en cuenta la gran capacidad de este tipo de precipitación para reducir la visibilidad, que puede quedar limitada a tan sólo algunos cientos de metros.

En caso de que las temperaturas no sean demasiado bajas, la precipitación puede ser en forma de aguanieve, una mezcla de copos secos y húmedos a temperaturas ligeramente por debajo de cero que puede dar lugar a engelamiento.

Un paisaje nevado, presenta también algunos riesgos para el vuelo. En primer lugar por el efecto de deslumbramiento sobre la tripulación, que a su vez supone una reducción de la visibilidad efectiva.

En segundo lugar, el cubrimiento de toda la superficie por una capa blanca continua y más o menos uniforme, elimina la mayoría de las referencias visuales, lo que puede conllevar importantes confusiones en un vuelo visual sobre:

- La posición del horizonte, pudiendo resultar este imposible de identificar al no ofrecer contraste contra un fondo nuboso.
- La altitud de vuelo, al carecer de referencias sobre objetos en la superficie que por su tamaño nos permitan estimar la altura de vuelo real.
- El relieve sobre el que se realiza el vuelo, resultando difícil distinguir las elevaciones o las zonas de vaguada.
- La velocidad de vuelo respecto al suelo.



Finalmente, en caso de nevadas recientes de nieve en polvo o granulada, el terreno puede quedar cubierto por partículas sueltas y muy ligeras fácilmente movibles por el viento. Estas son las condiciones para que se dé el fenómeno denominado “White Out”, que también puede producirse sobre superficies cubiertas



de polvo o arena muy fina en entornos desérticos. Al aproximarse el helicóptero para una toma o una operación a muy baja altura o al poner el rotor en marcha para un despegue, estas partículas se levantarán, formando una nube densa, que rodea por completo al helicóptero, reduciendo la visibilidad, tanto horizontal como vertical a prácticamente cero.

La operativa recomendada en estos casos es mantener el helicóptero estático en tanto en cuanto, la propia fuerza del aire desplazado por el rotor, despeja por completo la zona de aterrizaje y se recupera la visibilidad en el entorno.

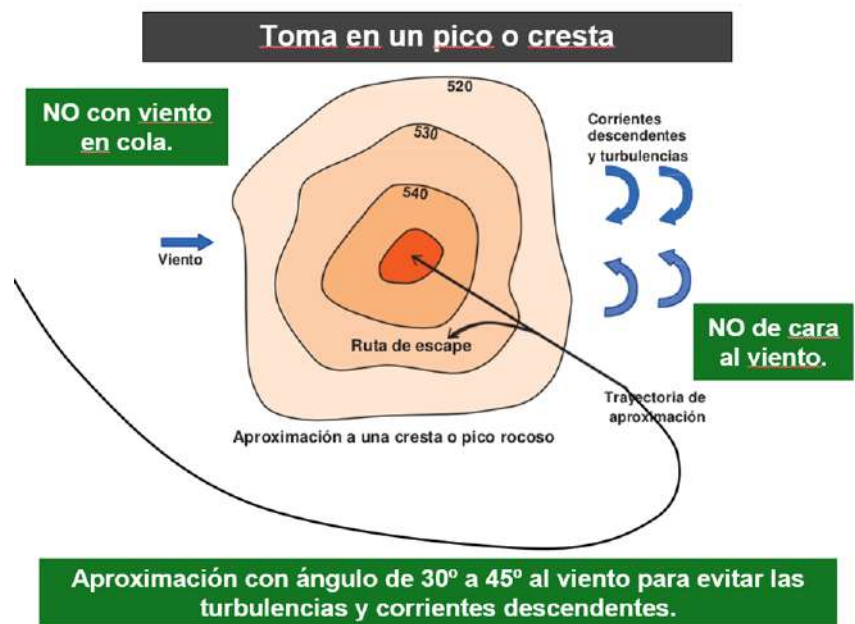
17.6. Toma en una cima montañosa con viento.

En ocasiones, el único lugar mínimamente llano y despejado de obstáculos es la propia cima de la montaña. En estos casos, si existe un viento significativo, como será lo más habitual, se debe buscar la orientación más favorable para el aterrizaje. En la aproximación a la zona elegida para la toma, deberá tenerse en cuenta, tanto la búsqueda del viento en cara para obtener la máxima sustentación posible, como el evitar las turbulencias.

Si la aproximación se hace desde la ladera de sotavento, para buscar la máxima sustentación con el viento en cara, se estará exponiendo al helicóptero a las turbulencias a sotavento de la línea de demarcación, acompañadas de corrientes descendentes, lo que puede entrañar un peligro significativo, más cuanto más cerca del suelo nos encontremos.

Por el contrario, si la aproximación se hace desde barlovento, para evitar las turbulencias y las corrientes descendentes, el descenso final se haría con viento en cola, con la consiguiente pérdida de sustentación y riesgo para la toma.

El procedimiento que se recomienda, tal y como se muestra en la ilustración adjunta, consiste en realizar un pequeño circuito alrededor de la cima para llevar a cabo la aproximación final en un ángulo aproximado de 30° a 45° respecto del viento. Esta solución de compromiso evita las turbulencias más intensas a la vez que permite una sustentación intermedia. Además, en caso de tener que abortar la toma, ofrece una ruta de escape rápida, evitando la cresta de la montaña.



Preguntas de autoevaluación. Tema 17.

17.1. What is the demarcation line?

- a) The altitude at which turbulence can begin to be encountered over a mountain range.
- b) The altitude at which condensation can occur by orographic ascent over a mountain range.
- c) The line that marks the change of slope on the crest of a mountain range.
- d) The line that separates the updraft zone from the downdraft zone over a mountain range.

17.2. With more intense wind, the position and slope of demarcation line will be:

- a) More advanced to leeward and less vertical.
- b) Further back to windward and more vertical.
- c) Further back to windward and less vertical.
- d) More advanced to leeward and more vertical.

17.3. A mountain or big obstacle quite vertical at windward slope will affect demarcation line:

- a) Making it further back to windward and more vertical.
- b) Making it more advanced to leeward and less vertical.
- c) Making it more advanced to leeward and more vertical.
- d) Making it further back to windward and less vertical.

17.4. Turbulences over a mountain range will be:

- a) Equally intense at both sides of the mountain.
- b) Specially Intense at windward side.
- c) Specially intense over the crest.
- d) Intense at windward side if the mountain is quite vertical.

17.5. When wind crosses a hilly terrain:

- a) It loses speed on the ascending sides and gains speed on the descending sides, generating turbulence.
- b) It loses speed on the ascending sides, generating turbulence, and gains speed on the descending sides.
- c) It gains speed on the ascending sides and loses speed on the descending sides, generating turbulence.
- d) It gains speed on the ascending sides, generating turbulence and loses speed on the descending sides.

17.6. When following a valley or canyon flying at low altitude:

- a) It is advisable to follow the windward slopes.
- b) It is advisable to follow the leeward slopes.
- c) It is advisable to follow the center of the valley.
- d) It is advisable to follow the shaded slopes.

17.7. What is the potential risk of a rising valley breeze under the right humidity conditions?

- a) An orographic updraft cloud may form, closing the pass and the valley exit.
- b) A rising cloud with icing can form above the isocerus.
- c) With adequate instability and moisture, an orographic lifting cloud may form, leading to a TCU or even a CB.
- d) All are correct.

17.8. When following a valley or canyon flying at low altitude:

- a) It is advisable to follow the windward slopes.
- b) It is advisable to follow the leeward slopes.
- c) It is advisable to follow the center of the valley.
- d) It is advisable to follow the shaded slopes.

17.9. Regarding wind, what would be the safest way to take on a mountain ridge?

- a) Climbing as close to the ground as possible from windward slope.
- b) Directly from the leeward slope.
- c) With the wind obliquely on the nose at an angle of about 45 degrees.
- d) Climbing as close to the ground as possible from the leeward slope.

18. Visibilidad y fenómenos ópticos.

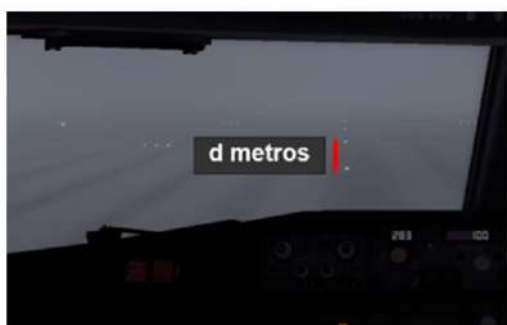
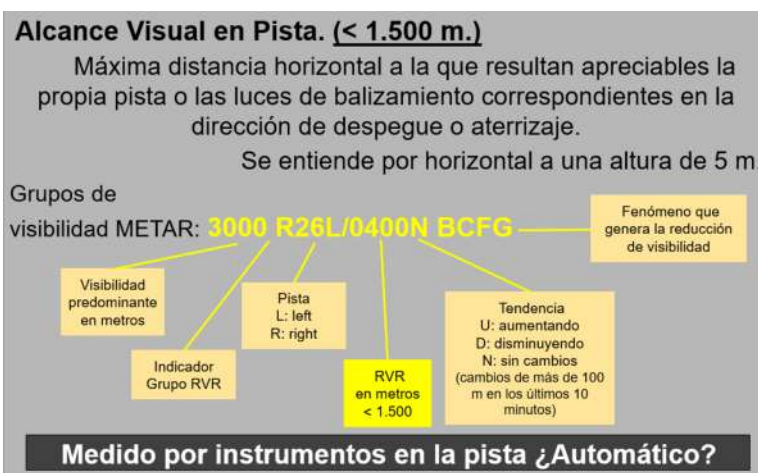
18.1. Alcance visual en pista (RVR).

Como ya indicamos en el capítulo 8., la visibilidad, tiene cierto carácter subjetivo por definición, dependiendo no sólo de la dirección y del momento en que se estime, sino también de la percepción del observador, del tamaño del objeto que se tome como referencia e incluso del contraste real entre esta referencia “oscura” y el fondo “claro” sobre el que se sitúe.

Par situaciones de visibilidad baja, en caso de que esta sea menor de 1.500 metros y siempre que se disponga de los equipos apropiados, se incluirá en los partes METAR, inmediatamente después del grupo general de visibilidad, el alcance visual en pista (RVR), que es la máxima distancia horizontal a la que resultan apreciables la propia pista o las luces de balizamiento correspondientes en la dirección de despegue o aterrizaje.

Debe tenerse en cuenta que el RVR, medido por instrumentos específicos, se refiere específicamente a las condiciones de visibilidad en la dirección de la pista, sobre esta y en el sentido de despegue o aterrizaje, por lo que dichas condiciones pueden ser sensiblemente distintas de las dominantes en el aeródromo. La presencia, por ejemplo, de bancos de niebla o chubascos en las inmediaciones o sobre la pista, darían lugar a un RVR mayor y menor, respectivamente, que la visibilidad mínima. Estas consideraciones deben ser tenidas en cuenta, especialmente, en el caso de METAR automáticos, carentes de supervisión humana.

La estructura del grupo de alcance visual en pista, que ya se introdujo en el tema 2, es la que se muestra en la ilustración adjunta.



14. ILUMINACIÓN DE APROXIMACIÓN Y DE PISTA

Pista: 10
Aproximación: No.
PAPI (MEHT): 3º (15.24 m / 50 ft), al norte de la pista.
Umbral: Verdes.
Zona de toma de contacto: No.
Eje pista: No.
Borde de pista: 3690 m blancas. LIH. (1)
Distancia entre luces: 61 m.
Extremo de pista: Rojas.
Zona de parada: No.
Observaciones: (1) Luces de intensidad variable.

AIS-ESPAÑA

Una ayuda para estimar el RVR sobre la pista nos la ofrecen las luces de pista declaradas en la sección 14 del AIP. La potencia de estas luces está calibrada para corresponder a los criterios de visibilidad del RVR, por lo que la simple multiplicación de la distancia entre luces por el número de éstas que se perciben desde el helicóptero en la dirección de despegue, nos ofrece un valor para el alcance visual en pista.

En el ejemplo adjunto, la información del AIP de Rota nos indica que la separación de las luces de pista es de 61 metros, por lo que, si tan sólo se aprecian hasta un máximo de 8 de estas luces, como en la ilustración adjunta, el RVR aproximado sería de $8 \times 61 = 488$ metros, lo que permitiría estimar si estamos o no dentro de los mínimos para operar.

18.2. Visibilidad esperable dentro de nubes. Mapas de previsión de visibilidad.

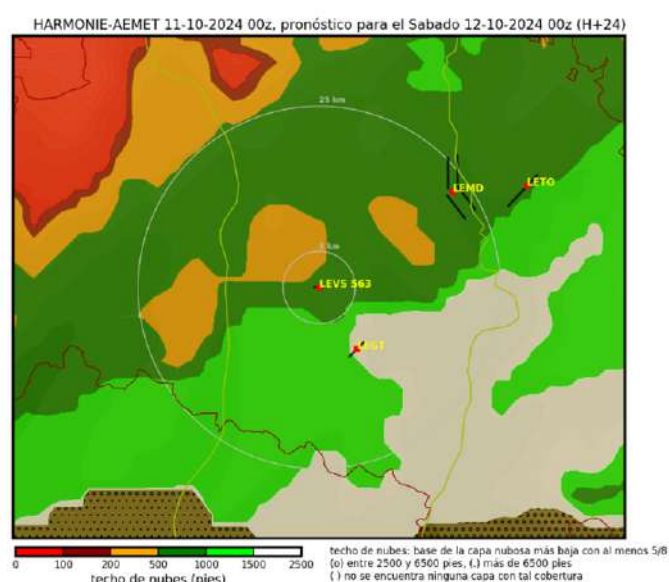
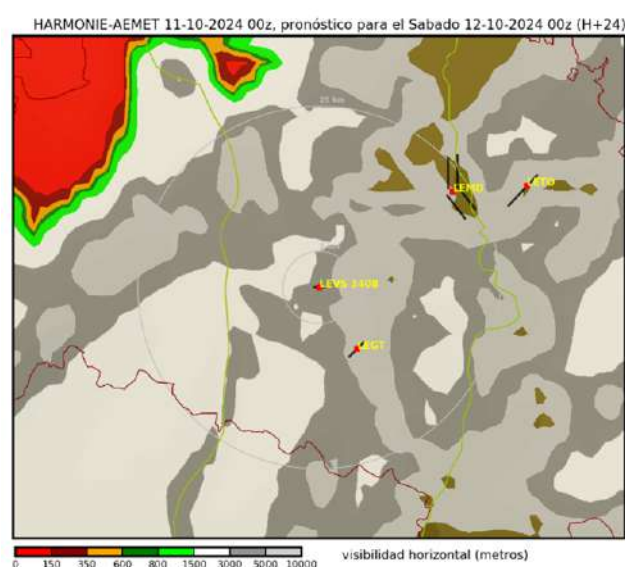
Las nubes están formadas por gotas o cristales de hielo minúsculas en suspensión, mucho menores que las gotas de agua o copos de nieve precipitables. Precisamente por su pequeño tamaño, tienen una gran capacidad para difractar la luz y, en consecuencia, reducir la visibilidad. Por tanto, dentro de nubes, la visibilidad será extraordinariamente baja. Tanto peor cuanto más densa sea la nube.

Como valores orientativos, ofrecemos los del cuadro adjunto, a partir del cual podemos considerar el interior de las nubes convectivas y los nimbostratos como de visibilidad prácticamente nula y también como muy reducida dentro del resto de nubes bajas (estratos y estratocúmulos). De igual manera, pese a ser un poco más alta, la visibilidad dentro de las nubes medias no suele ser mayor a los 300 metros. Muy baja para eludir un obstáculo repentino dadas las velocidades habituales de vuelo.

Nubes altas	
Aproximadamente 10 Km.	
Nubes medias	
Altostratos	80 a 300 m.
Altostratos	
Nubes bajas	
Estratocúmulos	30 a 200 m.
Estratos	40 a 150 m.
Nimbostratos	10 a 20 m.
Cumulonimbos	10 a 20 m.
Cúmulos	10 a 20 m.

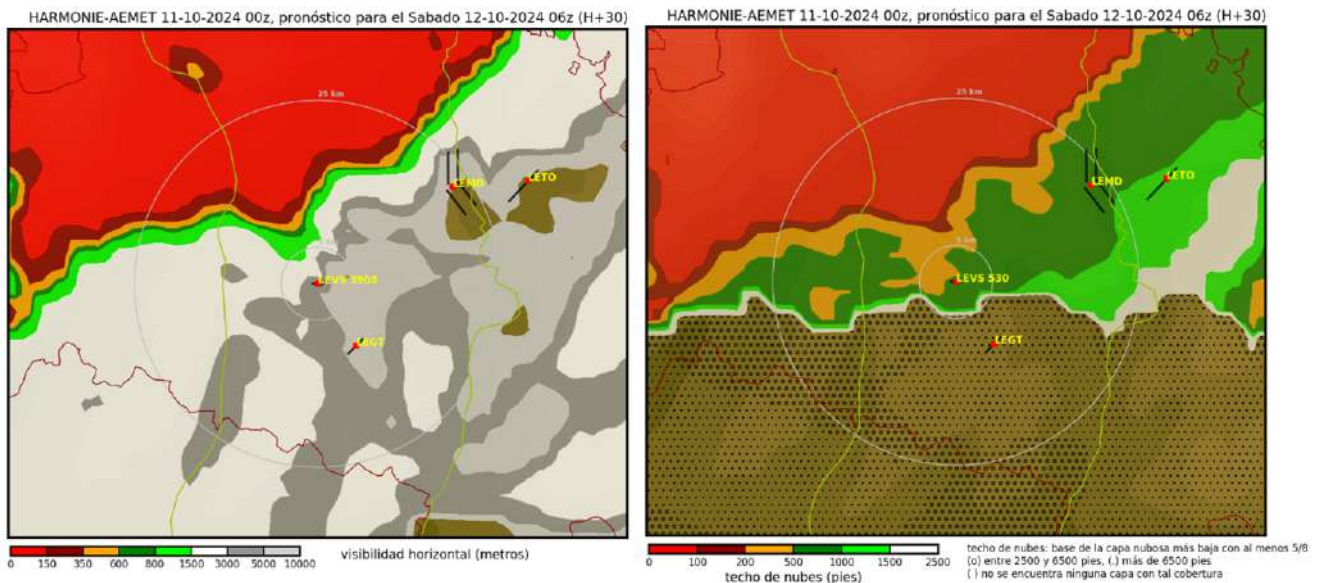
Aunque las nubes no son el único fenómeno que dificulta la visibilidad, son uno de los más importantes. Máxime en entorno montañoso como el de España en el que es habitual que se encuentren cercanas al suelo dado lo accidentado de la orografía. De ahí que una indicación frecuente en los mapas de tiempo significativo sea la de picos de las montañas ocultos por las nubes.

Uno de los productos de previsión más útiles, disponible para todos los aeródromos del territorio español, son los mapas de visibilidad y techo de nubes previsto por el modelo Harmonie de AEMET para cada hora en el intervalo de las siguientes 36 horas. Este producto puede ser obtenido en las oficinas meteorológicas de aeródromo y además suele estar disponible en los briefings.



Como ejemplo, se muestra la previsión para el aeródromo de Cuatro Vientos de la entrada de una capa nubosa por el Noroeste sobre la Sierra de Guadarrama. Para las 0h del sábado 12 de octubre, la visibilidad (izquierda) oscila en el aeródromo entre 3000 y 5000 metros con un techo de nubes entre 500 y 1000 pies (derecha). Sin embargo, en la zona montañosa, al Noroeste, la visibilidad descende rápidamente hasta valores inferiores a los 150 metros por estar las nubes ya en contacto con el suelo (zona en color rojo a la derecha).

Al amanecer –previsión para las 06Z del día 12- la situación es similar sobre el aeródromo, respecto de los mínimos para un helicóptero, pero ha empeorado notablemente sobre toda la sierra al Norte de Madrid, con nubes a ras de suelo y visibilidad nula, haciendo prácticamente imposible cualquier operación visual.



18.3. Visibilidad horizontal, vertical y oblicua.

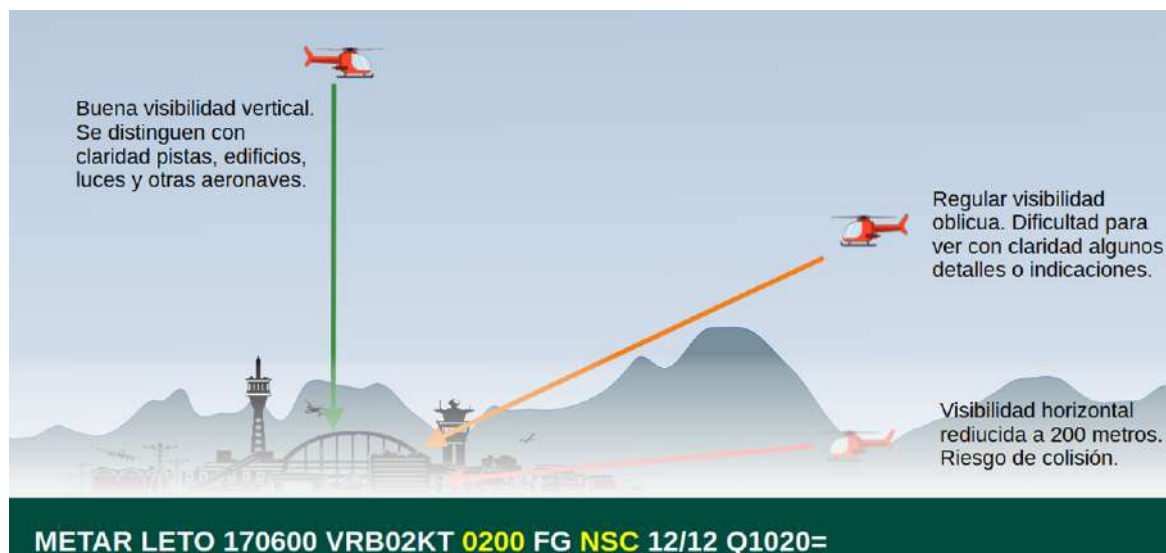
Cuando se forma una capa de partículas en suspensión (niebla, calima, humo, etc.) tal que impide por completo la visión del cielo, se indicará la visibilidad vertical, generalmente medida por aparatos y expresada en centenares de pies. Esta información sirve a la tripulación de referencia para la altura mínima a la que deben encontrarse sobre el terreno para poder ver cualquier elemento sobre la superficie. Dado que el cielo es invisible, será imposible indicar la cantidad, altura y tipo de nubes, por lo que se omitirá en las partes METAR el grupo de nubosidad.

En caso de formarse una capa de niebla baja y de poco espesor, como puede ser una niebla de radiación o de advección, será habitual que el cielo sea perfectamente visible desde la superficie, disponiendo de una buena visibilidad vertical. Sin embargo, la visibilidad estrictamente horizontal puede ser muy baja. En estas condiciones, al realizar una aproximación a la zona de aterrizaje o para operar a poca altura, dispondremos también de una buena visibilidad del terreno en la vertical del helicóptero, distinguiendo con facilidad detalles de la superficie.

Sin embargo, al descender, en la medida en que el helicóptero se encuentre más cerca de la capa de niebla baja, la visibilidad será notoriamente menor en direcciones oblicuas a la vertical, ya que la luz que proviene de los objetos que se pretenden distinguir, debe atravesar un espesor mayor de capa de niebla, incrementándose su distorsión.

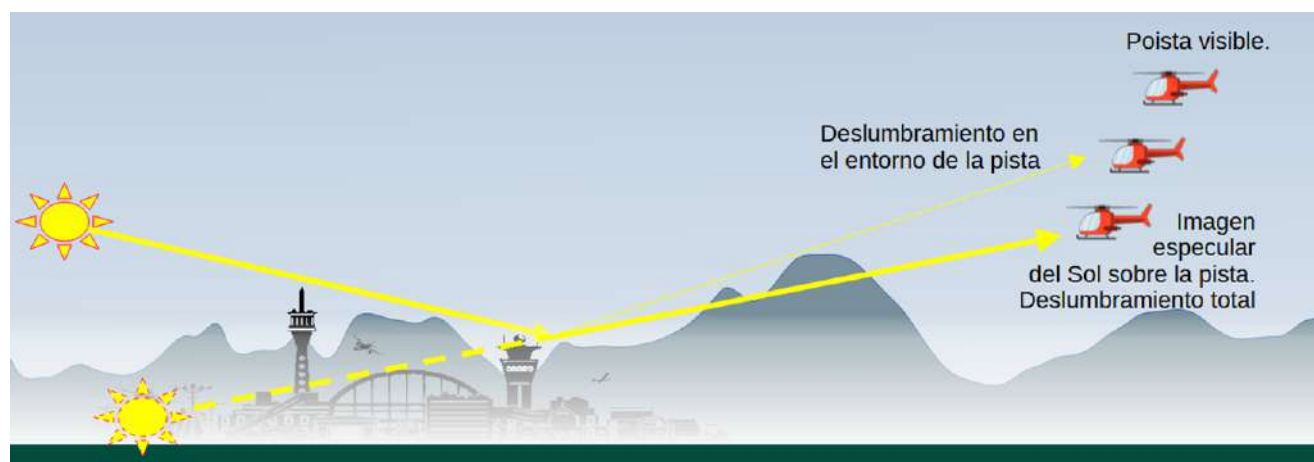
Finalmente, ya cerca de la superficie y en el interior de la capa de niebla, se producirá una súbita caída de la visibilidad horizontal, que será la propia de la capa de niebla en la que se encuentra el helicóptero.

Supongamos (ejemplo de la ilustración) un día de cielos despejados con una capa de niebla baja que reduce la visibilidad a 200 metros, pero que tan sólo tiene 100 metros de espesor. Lógicamente, al ser su espesor inferior a la visibilidad mínima, se puede distinguir a través de ella tanto el cielo desde la superficie, por lo que en el METAR se ha puesto NSC y no una indicación de visibilidad vertical, como los detalles de la superficie desde la vertical.



Al descender, los elementos situados en la vertical continúan siendo visibles y sólo se empieza a apreciar pérdida de visibilidad en sentido oblicuo, tanto más cuanto más nos alejemos de la vertical del helicóptero. Sin embargo, al descender al interior de la capa de niebla, súbitamente resultará invisible cualquier obstáculo situado a más de 200 metros, incluidos los que se apreciaban sin especial dificultad antes del descenso, con el consiguiente riesgo de colisión y pérdida de orientación.

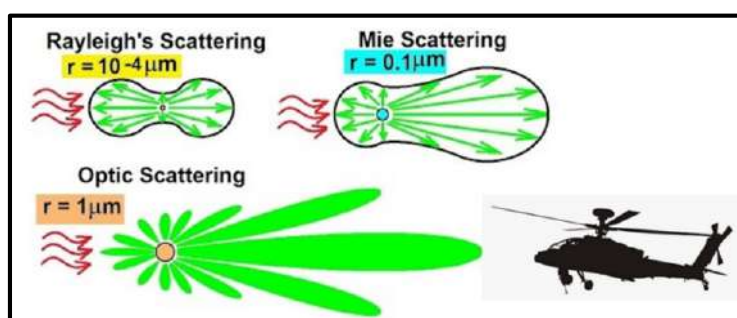
La presencia de una capa baja y continua de niebla puede dar lugar a un fenómeno de deslumbramiento que puede entrañar riesgos durante una aproximación. Es el debido a la reflexión total del Sol, bajo sobre el horizonte a primeras o últimas horas del día, sobre la capa de niebla. En estas situaciones, similares a los espejismos en tierra, el Sol llega a aparecer nítidamente por debajo del nivel de vuelo del helicóptero, sobre la capa de niebla. Esto dará lugar a un intenso deslumbramiento que puede dificultar la visión en general y en particular del entorno de la pista. En el peor de los casos, el Sol aparecerá directamente sobre la pista o lugar previsto para la toma si la aproximación se hace en la misma dirección de la que provienen los rayos solares. Por tanto, con el Sol bajo y presencia de una capa de niebla baja, es recomendable la aproximación en una dirección que no sea en su contra.



18.4. El esparcimiento de la luz. Posición del Sol y visibilidad.

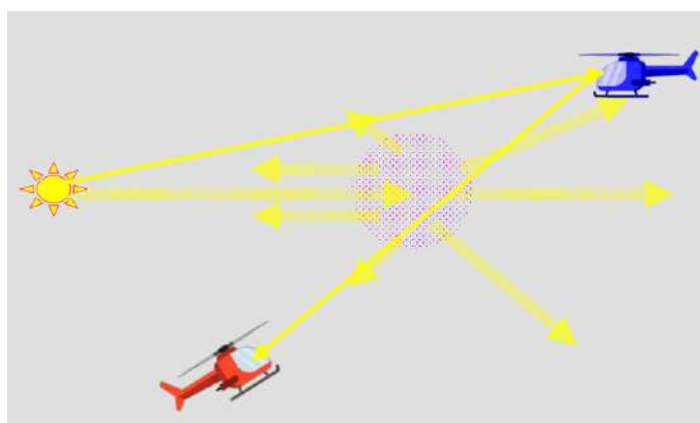
La intensidad con la que se produzca la reducción de la visibilidad por presencia de partículas en suspensión en aire o por alguna forma de precipitación, depende de múltiples factores, entre los que se cuentan la densidad de partículas, su tamaño, la dirección en la que incida la luz sobre ellos desde el punto de vista del observador y la luminosidad ambiente. La influencia de la cantidad de partículas por unidad de volumen es evidente. A más densa la precipitación o el fenómeno de oscurecimiento, más intensa la reducción de la visibilidad. Los otros dos factores, requieren de cierta explicación.

Veamos en primer lugar la importancia del tamaño de las partículas. Llamamos esparcimiento de la luz (optical scattering) al fenómeno físico por el cual la radiación electromagnética, al interactuar con partículas de muy pequeño tamaño, ve alterada su dirección de propagación y/o su frecuencia. Cuando las partículas tienen un tamaño del orden de la longitud de onda de la luz, como puede ser el caso de las moléculas de los gases que forman la atmósfera (aprox. 0,4 nanómetros), la interacción hace que éstas reemitan la energía luminosa en todas las direcciones. Este tipo de esparcimiento es denominado scattering de Rayleigh y es el responsable de que el cielo se vea azul, ya que estas son las longitudes de onda que primero y más eficazmente son esparcidas. También es la razón de que el cielo tome colores rojizos al anochecer, ya que, agotadas el resto de frecuencias, tan sólo llega a nosotros la luz dispersada en la longitud de onda más larga correspondiente a los tonos anaranjados y rojizos.



En la medida que las partículas van siendo de mayor tamaño que la longitud de onda de la luz con la que interactúan, es mayor la cantidad de luz que es reenviada en la misma dirección de la que proviene, entrando en el rango del denominado scattering de Mie, en el que se encuentran las partículas de aerosol más pequeñas.

Para tamaños mayores, a partir de un micrómetro, correspondientes a las gotas de nube, los aerosoles más grandes y las partículas de polvo en suspensión, la mayoría de la luz es esparcida, en un rango de direcciones cercanas a la misma con la que provenían. La mayoría de la luminosidad, por tanto es reenviada hacia adelante, pero alterando su dirección.



La consecuencia práctica de este patrón de esparcimiento óptico de la luz, es que la máxima pérdida de visibilidad se da cuando el observador se sitúa mirando en la misma dirección de la que proviene la fuente de luminosidad (el Sol o la Luna), mientras que en direcciones contrarias a esta fuente y, muy particularmente, guardando un ángulo de 45° de espaldas a la dirección en la que la luz incide, la visibilidad será máxima, por cuanto se minimiza la cantidad de luz proveniente del esparcimiento de las partículas presentes en la atmósfera.

En el esquema adjunto se ilustra este fenómeno. El helicóptero rojo, situado oblicuamente de espaldas al Sol, tendrá una mejor visibilidad del helicóptero azul que al revés, ya que éste último se encuentra

oblicuamente de cara al Sol, una de las direcciones en las que más cantidad de luz es reenviada al ser esparcida por las partículas en suspensión en el aire.

En general, en una toma con baja visibilidad, y aprovechando la posibilidad que tiene el helicóptero para maniobrar libremente, será recomendable orientar éste de espaldas al Sol, ligeramente oblicuo, con el fin de gozar de la mejor visibilidad posible.

18.5. Visibilidad nocturna.

En condiciones de baja visibilidad, el incremento de la luz ambiente con el Sol alto en el horizonte, lejos de mejorar la visibilidad, la empeora, al aumentare la cantidad de luz esparcida por el aire. Sin embargo, en condiciones de alta visibilidad, lo que predomina es el efecto de pérdida de capacidad del ojo humano para distinguir los objetos a medida que disminuye la iluminación, de forma que al crepúsculos la visibilidad será, por lo general, sensiblemente menor que en las horas centrales del día.

Por otro lado, la visibilidad nocturna se define según criterios distintos a la diurna. En este caso, se considera la visibilidad como la que se obtendría incrementando la luminosidad hasta alcanzar la normal a la luz del día. A efectos prácticos, se considera como la máxima distancia a la que se logra distinguir una luz de 1.000 candelas sobre un fondo oscuro.

Dado que la visibilidad nocturna depende de la capacidad para ver una fuente luminosa contra un fondo oscuro, la presencia de luz ambiental, ya sea en las primeras horas de la noche o la proveniente de la Luna o de la contaminación lumínica, no mejora la visibilidad, sino que la reduce, al disminuir el contraste entre las fuentes luminosas que se desean apreciar, como pueden ser las luces de una pista o las de navegación de otra aeronave y un fondo demasiado claro.

Variación de la visibilidad diurna y nocturna con la luminosidad			
Visibilidad diurna	Crepúsculo	Noche de Luna	Noche oscura
50	110	160	200
200	340	440	540
500	680	910	1.140
1.000	1.120	1.540	2.000
2.000	1.750	2.600	3.400
4.000	2.600	4.200	5.700
10.000	4.300	7.500	11.400
20.000	5.700	10.900	17.500
50.000	7.500	16.500	30.000

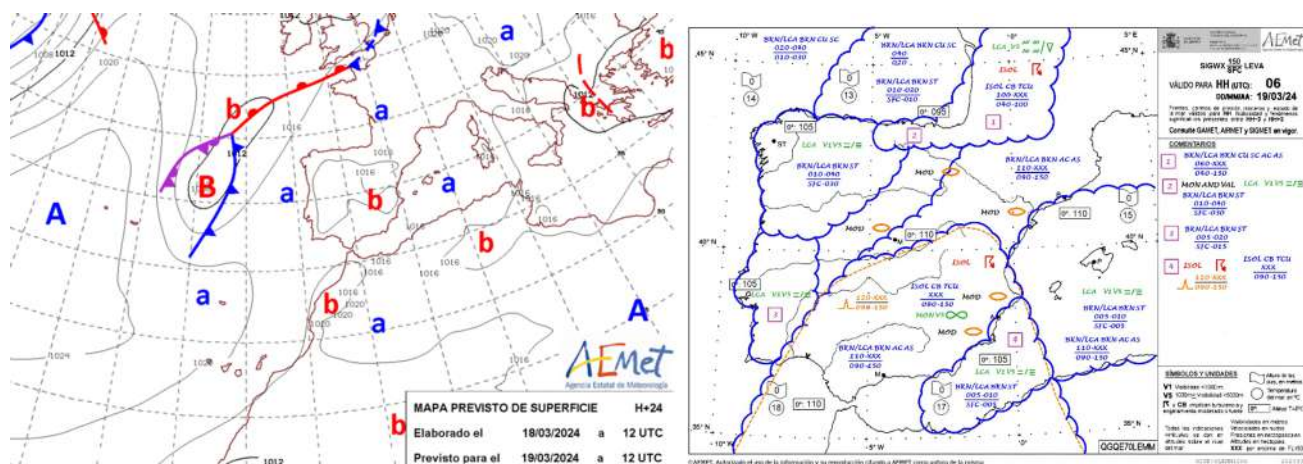
Esta relación inversa, durante el día y durante la noche, entre luminosidad y visibilidad, se puede apreciar en este cuadro, del que podemos resaltar como en condiciones de muy escasa visibilidad diurna (200 m.) ésta mejora sensiblemente con la pérdida de luminosidad; cómo el crepúsculo empeora la visibilidad a partir de valores de 2 kilómetros para la diurna o cómo las noches de Luna presentan visibilidades mucho menores a las de cielo oscuro.

18.6. La calima.

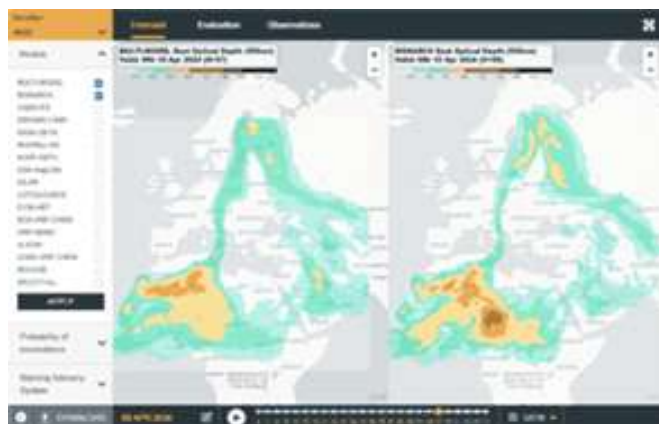
La calima es un fenómeno de oscurecimiento formado por la suspensión en la atmósfera de partículas secas extremadamente pequeñas, invisibles al ojo humano, pero lo suficientemente numerosas para darle al cielo una apariencia opalescente. Este término se usa cuando se prevé una visibilidad reducida y la humedad relativa es inferior al 80%.

El tamaño de las partículas es muy variado y además va variando, debido a que las más gruesas y pesadas tienen más dificultades para permanecer en suspensión y se produce su deposición más temprana, mientras que las más pequeñas y ligeras pueden permanecer días o semanas en suspensión en el aire, viajando hasta largas distancias.

Los episodios más frecuentes de calima sobre el la Península se deben a la entrada de masas de aire del Sur, provenientes del desierto del Sahara, con abundante presencia de polvo y arena en suspensión, levantada por vientos intensos y corrientes ascendentes provocadas por la presencia de bajas presiones sobre el territorio saharauí.



La capa con la máxima concentración de calima dependerá de la altura a la que se ubique ese flujo de aire del Sur, por lo que, en ocasiones, la máxima pérdida de visibilidad se dará notoriamente por encima del nivel del suelo. Puede llegar a ocurrir que la visibilidad estrictamente horizontal sea superior a 10 kilómetros, pero a niveles de vuelo superiores, se encuentre más limitada, entorpeciendo la percepción de los picos de las montañas en las proximidades.

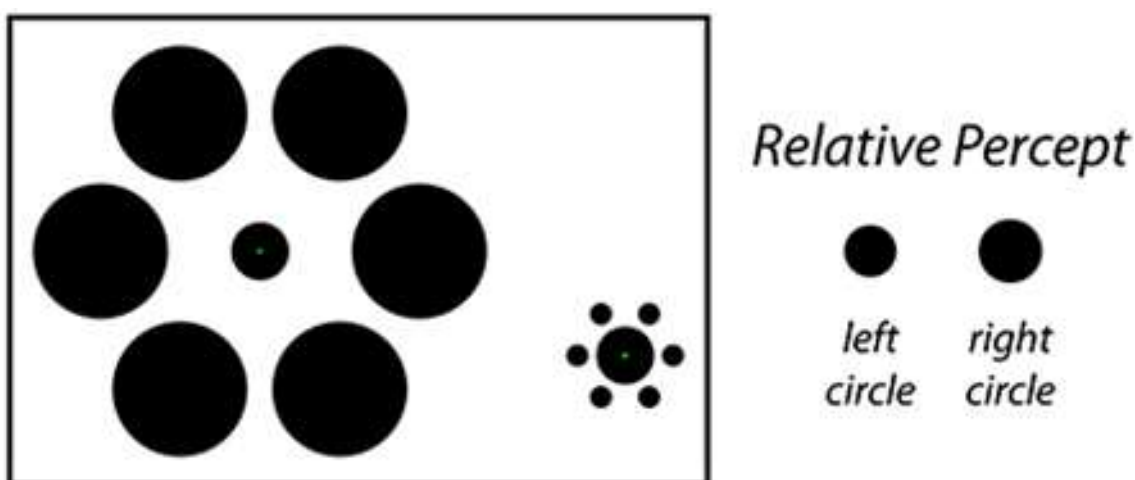


Se puede consultar la situación prevista de calima en las proximas 72 horas para Europa y el Norte de África en la página del Barcelona Dust Regional Center: <http://dust.aemet.es>, dependiente de la Organización Meteorológica Mundial, pero gestionado por AEMET. En ese portal se puede consultar información sobre la concentración de polvo prevista por distintos modelos, así como la estimación de precipitación de polvo seco y de precipitación de barro.

18.7. Ilusiones ópticas que afectan al vuelo.

Para finalizar, presentamos dos ilusiones ópticas que pueden afectar a la seguridad en el vuelo por cuanto alteran la percepción sobre las distancias y la altura de vuelo. La primera tiene que ver con la luminosidad y el contraste y la segunda con la inclinación de las superficies de aterrizaje.

El cerebro humano percibe el tamaño de los objetos, entre otros factores, a través del contraste con los objetos que los rodean. Esto da lugar a la ilusión de Ebbinghaus, que aparece cuando se percibe como de menor tamaño un objeto que presenta bajo contraste respecto de su entorno, mientras que un objeto que presenta gran contraste con sus alrededores, parece de gran tamaño. En la ilustración adjunta, el círculo con el punto verde central de la izquierda es percibido como más grande que el de la derecha, a pesar de que ambos son del mismo tamaño. Esta misma ilusión es la que nos hace percibir la Luna como aparentemente más grande cuando está cerca del horizonte y se puede contrastar su tamaño con los edificios o montañas próximas que cuando se encuentra alta en el cielo y no hay objetos cercanos.



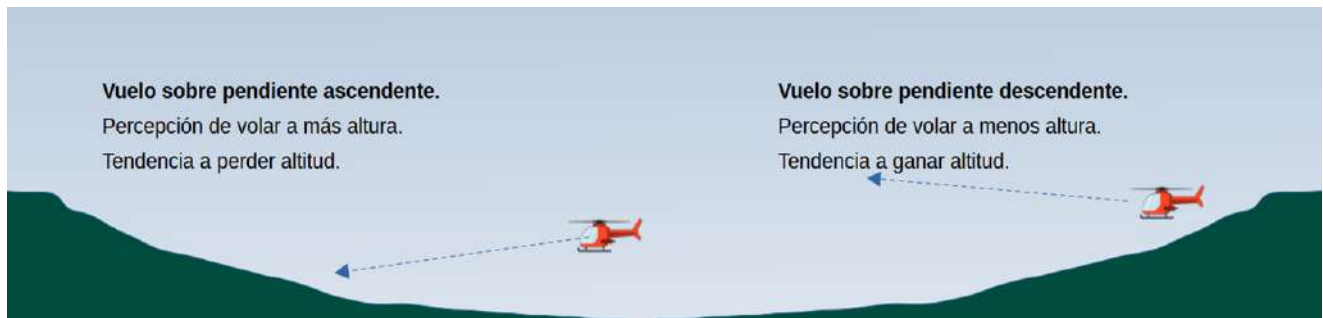
El principio general es que con alto contraste, se perciben los objetos como de mayor tamaño que con bajo contraste.

Durante el día, las condiciones de vuelo en las que se da bajo contraste son las de baja visibilidad (calima, bruma, llovizna, etc.), ya que, como hemos visto, la baja visibilidad consiste precisamente en que percibimos luz dispersada por el aire y no sólo de los objetos iluminados. En consecuencia, bajo condiciones de baja visibilidad y por tanto de bajo contraste, se tenderá a percibir los objetos como más pequeños y lejanos a lo



que verdaderamente se encuentran. De igual manera, con baja visibilidad, la tripulación tenderá a percibir que vuela a una altura sobre el terreno mayor que la real, ya que percibe los detalles del mismo más lejanos y de menor tamaño.

Por la noche, las condiciones de bajo contraste, siempre referido a la visibilidad de focos luminosos, son las que se dan cuando las luces objeto de interés, como pueden ser las de una pista, se presentan sobre un fondo intensamente iluminado como puede ser el de una gran ciudad. En este caso, se percibirá el aeródromo, como más lejano de lo que realmente se encuentra y también se tendrá la sensación de estar volando más alto de la altura real de vuelo.



Finalmente, hacemos referencia a un efecto óptico relacionado con la pendiente sobre la que se sobrevuela. Especialmente en terreno montañoso, en caso de pendiente ascendente, se tendrá la percepción de volar a una altura mayor de la real, por lo que se tendrá la tendencia a reducir la altura excesivamente. Por el contrario, frente a una pendiente descendente, se tendrá la percepción de volar a una altura menor de la real y la tendencia será a ganar altura.

Preguntas de autoevaluación. Tema 18.

18.1. Landing from west, what is the visibility indicated in this METAR?

METAR LEGR 150900Z 36003KT 4000 1000W R09/0450D R27/P2000 PRFG FEW002 06/06 Q1014=

- a) 4000 meters.
- b) 1000 meters.
- c) 2000 meters.
- d) 450 meters and descending.

18.2. What is the visibility range into stratocumulus and nimbostratus clouds?

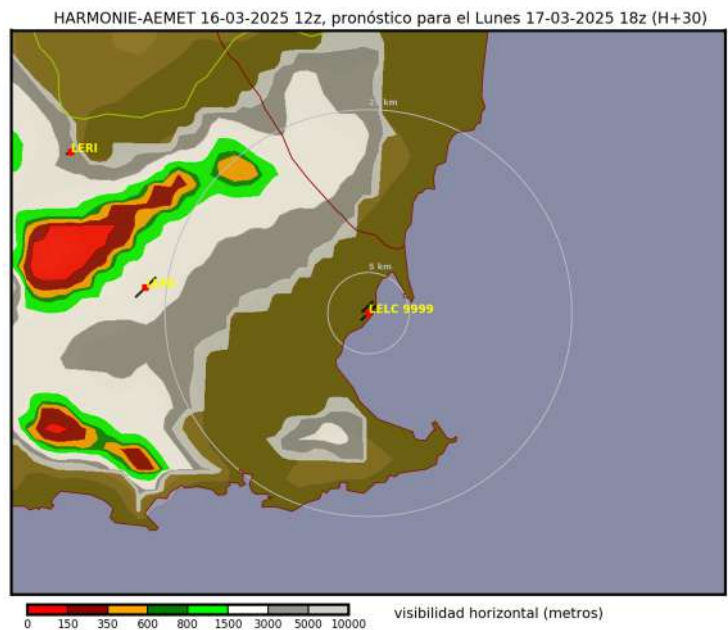
- a) Up to 500 meters into stratocumulus and up to 100 meters into nimbostratus.
- b) Up to 200 meters in both clouds.
- c) Up to 200 meters into stratocumulus and up to 20 meters into nimbostratus.
- d) Up to 20 meters into stratocumulus and up to 200 meters into nimbostratus.

18.3. In what conditions can we experience good vision of the field from its vertical, mediocre during the approach and very low at the time of landing?

- a) METAR LEGR 150800Z 16002KT 4000 BR FEW002 05/05 Q1013=.
- b) METAR LEGR 150800Z 16002KT 0200 FG VV002 05/05 Q1013=.
- c) METAR LEGR 150800Z 16002KT 0200 FG NSC 05/05 Q1013=.
- d) METAR LEGR 150800Z 16002KT 1500 MIFU SCT030 05/05 Q1013=.

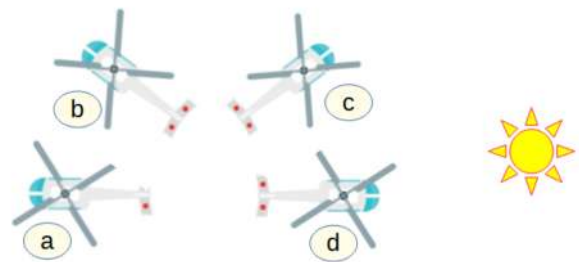
18.4. What is the minimum visibility we can expect to find on a straight line flight from LERI to LELC according to the attached map? Where can we consult these maps?

- a) 150 meters. At the meteorological offices.
- b) 1500 ft. At the meteorological offices.
- c) 150 meters. At the AMA web page.
- d) 1500 ft. At the AMA web page.



18.5. During a rescue operation in low visibility conditions, what orientation of the helicopter with respect to the Sun will allow us to obtain the best possible visibility?

- a) a.
- b) b.
- c) c.
- d) d.



18.6. What of the next statements about haze is wrong?

- a) Flight into haze causes damage to rotor and tail blades.
- b) Haze can sometimes appear and worsen visibility only at altitude and not at surface level.
- c) Haze is not indicated on the significant maps, unless it reduces visibility below 1000 meters.
- d) Information about haze forecast can be openly consulted at dust.aemet.es.

18.7. The optical illusion that makes us perceive objects as further away and estimate a higher altitude than the real one occurs:

- a) With low daytime visibility and a background of the runway highly illuminated in the night.
- b) With high daytime visibility and a background of the runway poorly illuminated in the night.
- c) With low daytime visibility and a background of the runway poorly illuminated in the night.
- d) With high daytime visibility and a background of the runway highly illuminated in the night.

Respuesta a las preguntas de autoevaluación. Parte II. Vuelo Instrumental.

9. Información Meteorológica para el Vuelo Instrumental.
- 9.1. d)
 - 9.2. b)
 - 9.3. b)
 - 9.4. c)
 - 9.5. c)
 - 9.6. a)
 - 9.7. d)
 - 9.8. c)
 - 9.9. a)
 - 9.10. b)
10. Atmósfera II. Equilibrio térmico, presión, temperatura y Estratosfera.
- 10.1. c)
 - 10.2. a)
 - 10.3. c)
 - 10.4. b)
 - 10.5. a)
 - 10.6. c)
 - 10.7. d)
 - 10.8. b)
 - 10.9. a)
 - 10.10. c)
 - 10.11. b)
 - 10.12. d)
11. Viento en niveles altos, turbulencia y cenizas volcánicas.
- 11.1. c)
 - 11.2. c)
 - 11.3. d)
 - 11.4. d)
 - 11.5. a)
 - 11.6. d)
 - 11.7. b)
 - 11.8. a)
 - 11.9. c)
12. Inestabilidad condicional
- 12.1. b)
 - 12.2. d)
 - 12.3. c)
 - 12.4. a)
 - 12.5. c)
 - 12.6. b)
 - 12.7. b)
 - 12.8. a)
13. Masas de aire y sistemas frontales.
- 13.1. d)
 - 13.2. a)
 - 13.3. c)
 - 13.4. b)
 - 13.5. a)
 - 13.6. d)
 - 13.7. c)
 - 13.8. a)
 - 13.9. b)
 - 13.10. a)
 - 13.11. b)
 - 13.12. d)
 - 13.13. b)
14. El engelamiento.
- 14.1. c)
 - 14.2. a)
 - 14.3. b)
 - 14.4. c)
 - 14.5. d)
 - 14.6. b)
 - 14.7. c)
 - 14.8. d)
 - 14.9. b)
 - 14.10. d)
 - 14.11. d)
 - 14.12. a)
 - 14.13. d)
15. La cizalladura.
- 15.1. c)
 - 15.2. b)
 - 15.3. b)
 - 15.4. d)
 - 15.5. a)
 - 15.6. d)
 - 15.7. c)
16. Las tormentas.
- 16.1. b)
 - 16.2. c)
 - 16.3. a)
 - 16.4. b)
 - 16.5. d)
 - 16.6. c)
 - 16.7. b)
 - 16.8. a)
 - 16.9. d)
 - 16.10. a)
17. Vuelo en áreas montañosas.
- 17.1. d)
 - 17.2. b)
 - 17.3. a)
 - 17.4. d)
 - 17.5. c)
 - 17.6. a)
 - 17.7. d)
 - 17.8. a)
 - 17.9. c)
18. Visibilidad y fenómenos ópticos.
- 18.1. d)
 - 18.2. c)
 - 18.3. c)
 - 18.4. a)
 - 18.5. b)
 - 18.6. c)
 - 18.7. a)

Bibliografía.

1. AEMET, Guia Met, Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) Servicio de Aplicaciones Aeronáuticas Madrid, 2024. Disponible en: <https://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/aeronautica/AU-GUI-0102.pdf>
2. Cáceres León, R.H. Meteorología aplicada a la seguridad de las operaciones aéreas. Escuela de posgrado de la Fuerza Aérea Colombiana. Bogotá, 2017. Disponible en: https://web.udi.edu.co/files/img/meteorologia_aplicada_seguridad_operacional.pdf
3. ENAIRE, Conceptos básicos de meteorología, ENAIRE 2015
4. European Helicopter Safety Team, Técnicas de vuelo en helicóptero en una región accidentada o montañosa, EASA, mayo 2014. Disponible en: https://www.seguridadaerea.gob.es/sites/aesa_web/files/pdfs/he-7_es.pdf
5. Flight Safety Foundation. Inflight Icing and the Helicopter. Helicopter Safety, november 1990.
6. González López, 2014. Cizalladura y Turbulencia. Repositorio AEMET. Disponible en: https://repositorio.aemet.es/bitstream/20.500.11765/9383/1/cizalladura_turbulencia_BGonzalez_JCOPAC2014.pdf
7. Jeppensen, 2004. Meteorology for JAA ATPL Training. Jeppensen Sanderson Inc. Frankfurt, 2004.
8. Kim, Y.G. & Jo, J.H. & Kim, D.H. & Lee, H. & Myong, R. S.. (2022). Effects of lightning on UAM aircraft: Complex zoning and direct effects on composite prop-rotor blade. Aerospace Science and Technology. 124. 107560. 10.1016/j.ast.2022.107560.
9. Krolak R., Aerographer's Mate Module 5—Basic Meteorology NAVEDTRA 14312. USA Navy, 2001. Accesible en: <https://www.militarynewbie.com/wp-content/uploads/2013/11/NAVEDTRA-14312-Aerographers-Mate-Module-5-Basic-Meteorology.pdf>
10. P. Lalande, A. B. Clergerie, P. Laroche, Computations of the initial discharge initiation zones on aircraft or helicopter, SAE Technical Paper 1999-01-2371 (1999).
11. Ledesma, Manuel y Baleriola, Gabriel. Meteorología aplicada a la aviación. Thomson Paraninfo. Madrid, 2008.
12. Repositorio de material formativo y docente de AEMET: <https://repositorio.aemet.es/>