

Niebla por forzamiento dinámico

Índice

- [Introducción](#)
- [Escenario](#)
 - [Evaluación de la situación](#)
 - [Temperatura de la superficie del mar](#)
 - [Observaciones de superficie](#)
 - [Observaciones satelitales](#)
 - [Pronóstico sinóptico: NOGAPS](#)
 - [El pronóstico](#)
 - [1230 UTC: evaluación de los nuevos datos recibidos](#)
 - [Sondeo para la costa de Maine](#)
 - [Otros sondeos](#)
 - [Evolución de la capa límite](#)
 - [Temperatura de la superficie del mar](#)
 - [Imagen satelital actual](#)
 - [Al día siguiente](#)
- [Conceptos](#)
 - [Papel del enfriamiento radiativo](#)
 - [Factores críticos](#)
 - [Definiciones](#)
 - [Niebla por forzamiento dinámico](#)
 - [Tipos de niebla por forzamiento dinámico](#)
 - [Niebla de advección](#)
 - [Condiciones sinópticas generales](#)
 - [Frecuencia, duración y alcance](#)
 - [Cambios en la capa límite](#)
 - [Preguntas](#)
 - [Niebla en la costa occidental continental](#)
 - [Entorno sinóptico](#)
 - [Cambios en la capa límite](#)
 - [Afloramiento y formación de niebla](#)
 - [Frecuencia, duración y extensión](#)
 - [Preguntas](#)
 - [Niebla de vapor](#)
 - [Condiciones sinópticas](#)
 - [Cambios en la capa límite](#)
 - [Frecuencia, duración y extensión](#)
 - [Preguntas](#)
 - [Preguntas](#)
- [Ejemplos](#)
 - [Ejemplo de niebla de advección](#)
 - [Consideraciones de trayectoria y TSM](#)
 - [Trayectoria de las parcelas de aire](#)
 - [Cambios en la capa límite](#)
 - [Capa límite: 0000 UTC del 7 de abril de 2004](#)
 - [Capa límite: 1200 UTC del 7 de abril de 2004](#)
 - [Capa límite: 0000 UTC del 8 de abril de 2004](#)
 - [Observaciones: 0000 UTC del 8 de abril de 2004](#)
 - [Capa límite: 1200 UTC del 8 de abril de 2004](#)
 - [Resumen](#)
 - [Ejemplo de niebla en la costa occidental continental](#)
 - [Trayectorias](#)
 - [Flujos de calor y humedad](#)
 - [Cambios de temperatura y humedad](#)

- [Perfiles atmosféricos](#)
- [Consideraciones de profundidad de la capa límite](#)
- [Observaciones del perfilador de vientos](#)
- [Conclusiones](#)
- [Ejemplo de niebla de vapor](#)
 - [Consideraciones de trayectoria](#)
 - [Atmósfera en Halifax antes de la niebla](#)
 - [Cambios en la trayectoria](#)
 - [Condiciones corriente arriba, en Saint John](#)
 - [Atmósfera en Saint John durante la niebla](#)
 - [Puerto de Halifax: perspectiva del modelo Eta](#)
 - [Conclusiones](#)
- **[Factores de mesoescala](#)**
 - [Chorros costeros](#)
 - [Climatología](#)
 - [Implicancias para el pronóstico de niebla](#)
 - [Puntas y cabos](#)
 - [Detección](#)
 - [Brisa marina](#)
 - [Forma del litoral: Florida](#)
 - [Forma del litoral: California](#)
 - [Vientos de valle y de montaña](#)
 - [Variaciones de TSM locales](#)
- **[Pronóstico de niebla por forzamiento dinámico](#)**
 - [Método de pronóstico](#)
 - [Productos útiles](#)
 - [Proyecciones en planta del modelo](#)
 - [Productos verticales del modelo](#)
 - [Productos derivados](#)
 - [Uso de los productos del modelo](#)
- **[Resumen](#)**
- **[Bibliografía](#)**

Introducción

Bienvenido al módulo *Niebla por forzamiento dinámico*. El objetivo de este módulo de formación consiste en ayudar a mejorar su comprensión de cómo y por qué se forman niebla y nubes estratos bajas en respuesta a procesos dinámicos.

La comprensión de estos procesos le permitirá evaluar con mayor eficiencia y exactitud las condiciones sinópticas y mesoescala que pueden reducir la visibilidad y la altura de la base de las nubes.

La niebla se levanta con frecuencia en respuesta a cambios forzados dinámicamente en la capa límite planetaria. Este módulo examina la niebla provocada por forzamiento dinámico en los entornos costero y marino, con énfasis en la niebla de advección, la niebla de vapor y las nieblas típicas de la costa occidental de los continentes, como ocurre en la costa del Pacífico de EE.UU.

Después de un escenario inicial, el módulo presenta a fondo la evolución de las parcelas de aire en la capa límite a medida que atraviesan trayectorias sobre tierra y agua, y examina los efectos de mesoescala que influyen en la distribución de niebla y estratos en los niveles inferiores sobre distancias cortas.

A lo largo del módulo, se utilizan varios ejemplos para estudiar los diferentes tipos de niebla, incluidas la niebla de advección, la niebla y nubes estratos bajas en la costa occidental de los continentes y la niebla de vapor. El módulo concluye con la descripción de un enfoque general para el pronóstico de niebla, incluidos los aspectos que se consideran al preparar un pronóstico y los productos que pueden resultar útiles.

Objetivo general del módulo

El objetivo de este módulo de formación consiste en ayudarle a mejorar su comprensión de cómo y por qué se forma niebla y nubes estratos bajas en respuesta a procesos dinámicos. La comprensión de estos procesos le permitirá evaluar con mayor eficiencia y exactitud las condiciones sinópticas y de mesoescala que pueden producir la reducción de la visibilidad y la altura de la base de las nubes.

Objetivos específicos

Cuando termine de estudiar este módulo, podrá:

En lo referente a las características generales de la niebla y nubes estratos por forzamiento dinámico:

- describir las diferencias en las características y la evolución de la capa límite para la niebla de advección, la niebla en la costa occidental de los continentes y la niebla de vapor en un entorno marino;
- describir las diferencias en el entorno sinóptico para la niebla de advección, la niebla en la costa occidental de los continentes y la niebla de vapor en un entorno marino;
- describir la relación entre la temperatura de la superficie del mar y la formación de niebla de advección, niebla de vapor en la costa occidental de los continentes y niebla de vapor en un entorno marino.

En lo referente a la niebla de advección:

- describir el entorno sinóptico general propicio para la formación de la niebla;
- enumerar al menos dos maneras en que los sistemas subtropicales de alta presión contribuyen a la formación de niebla de advección;
- describir la evolución de la capa límite a lo largo de la trayectoria de una parcela que lleva a la formación de niebla de advección;
- describir los cambios en la temperatura de la superficie del mar a lo largo de la trayectoria de una parcela que lleva a la formación de niebla de advección;
- explicar los orígenes de los gradientes fuertes de temperatura de la superficie del mar;
- identificar en un mapamundi las áreas propicias para los eventos de niebla de advección;
- explicar la estacionalidad de los eventos de niebla de advección.

En lo referente a la niebla y nubes estratos bajas en la costa occidental de los continentes:

- describir el entorno sinóptico general propicio para la formación de la niebla;
- enumerar al menos dos maneras en que los sistemas subtropicales de alta presión contribuyen a la formación de niebla y estratos bajos en la costa occidental de los continentes;
- describir las características y la evolución de la capa límite a lo largo de la trayectoria de una parcela que lleva a formación de niebla y estratos bajos en la costa occidental de los continentes;
- enumerar al menos dos maneras en que la capa límite se enfría hasta el punto de saturación durante un evento de niebla y estratos en la costa occidental de los continentes;
- describir el papel del afloramiento en la formación de niebla y estratos bajos en la costa occidental de los continentes;
- identificar en un mapamundi las áreas propicias para los eventos de niebla y estratos en la costa occidental de los continentes;
- explicar la estacionalidad de los eventos de niebla y estratos bajos en la costa occidental de los continentes.

En lo referente a la niebla de vapor:

- describir el entorno sinóptico general propicio para la formación de la niebla;
- describir las características y la evolución de la capa límite a lo largo de la trayectoria de una parcela que lleva a formación de niebla de vapor;
- identificar en un mapamundi las áreas propicias para los eventos de niebla de vapor;
- explicar la estacionalidad de los eventos de niebla de vapor.

En lo referente a los efectos de mesoescala en la niebla por forzamiento dinámico:

- describir los efectos de la topografía costera en la formación de la niebla;
- describir cómo los chorros costeros afectan la formación y disipación de niebla;
- describir cómo las brisas marinas afectan la formación y disipación de niebla;
- describir el impacto de las variaciones locales en la temperatura de la superficie del mar sobre la formación y disipación de niebla.

En lo referente al pronóstico de niebla por forzamiento dinámico:

- describir el enfoque general de pronóstico de niebla;
- enumerar al menos cuatro campos atmosféricos esenciales que es preciso vigilar en vista en plano al pronosticar la niebla;
- enumerar al menos cuatro campos atmosféricos esenciales que es preciso vigilar en los perfiles verticales al pronosticar la niebla;
- describir las limitaciones de los modelos numéricos para pronosticar la niebla.

Escenario

Me llamo Campbell, y trabajo en la sección de pronóstico del Destacamiento Naval de Meteorología y Oceanografía p Atlántico de la Estación Aérea Naval de Brunswick, en el estado de Maine, en el noreste de Estados Unidos.

Nuestra estación aérea es la base de operación de varios escuadrones de patrulla marítima P-3 Orión. Acaba de llam Oficial de Operaciones del Escuadrón de Patrulla 26, porque su grupo ha sido asignado a una misión cerca del Banco Georges.



Recientemente, se ha observado en la zona el movimiento de un buque que quizás pertenezca a un grupo de contrabandistas de drogas y ahora un buque a unos 350 km de nuestra base parece haber interceptado unas comunicaciones de radio sospechosas. Ya despacharon un buque patrulla de la Guardacosta a la zona para localizar e sospechoso, pero también solicitan apoyo aéreo para las operaciones de búsqueda. Un escuadrón de la Base de la Guardia Nacional Aérea en Bangor se unirá a esta operación conjunta y participará en la búsqueda aérea.

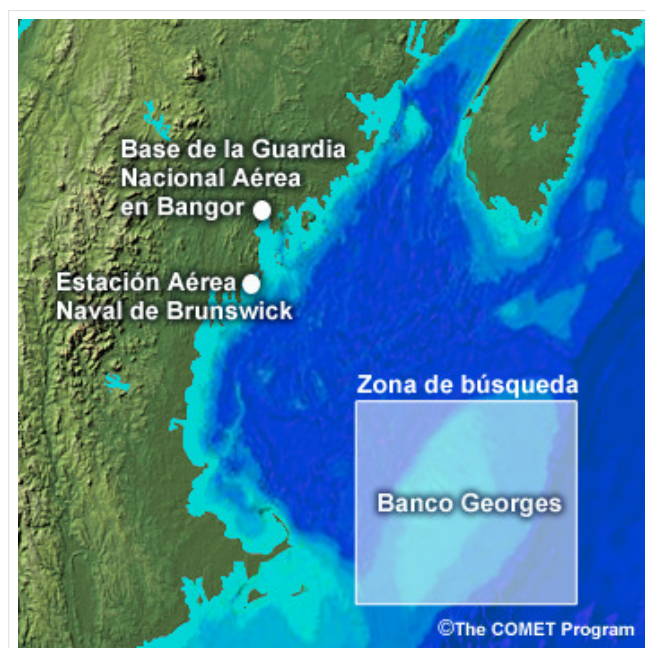
El Oficial de Operaciones está a cargo de coordinar la búsqueda aérea y me pide las condiciones del tiempo actualizadas para las 1000 UTC, la hora de despegue del escuadrón. También necesita información sobre las condiciones que los p pueden anticipar en tránsito a la zona de búsqueda y durante las operaciones de búsqueda en dicha zona, a partir de 1100 UTC.

Para decidir si los aviones P-3 bajo su mando podrán buscar el buque sospechoso de manera eficaz, precisa análisis y pronósticos exactos de techos y visibilidad. También va a necesitar actualizaciones constantes de las condiciones esperadas hasta el caer de la noche, cuando las operaciones se suspenderán hasta el día siguiente. Finalmente, necesito un pronóstico para mañana.

Parece que va a ser un día atareado.

Escenario > Evaluación de la situación

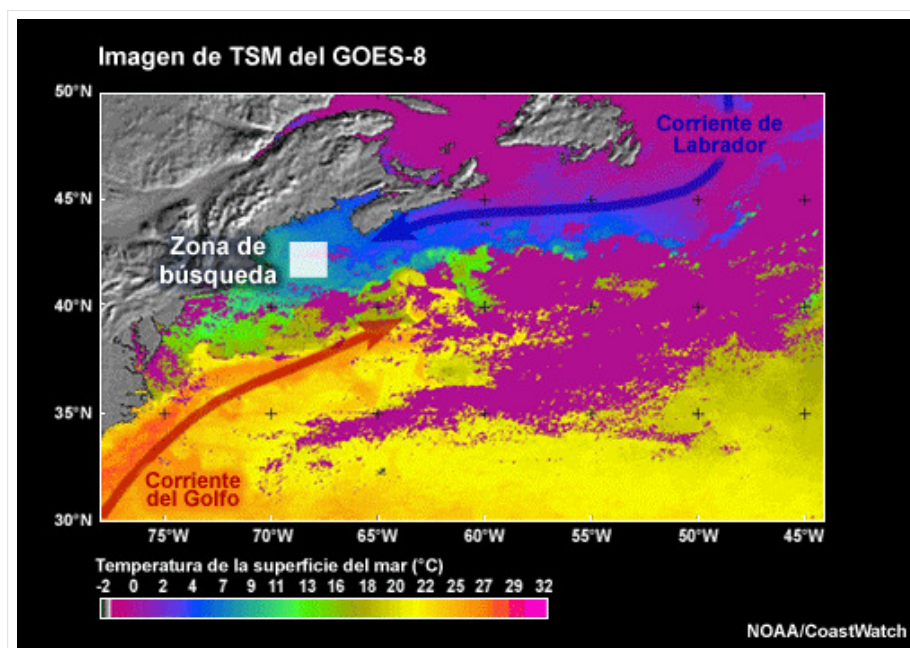
Regreso en seguida a mi estación de trabajo para analizar las últimas observaciones y tendencias. La zona de búsqueda abarca la región cerca y al norte del Banco Georges.



Es buena idea comenzar por definir las necesidades de la operación. Las aeronaves tienen que despegar y aterrizar en lugares cerca de la costa y realizarán sus operaciones sobre el entorno marino. Voy a tener que evaluar y vigilar con cuidado la capa nubosa y la visibilidad vertical, así como la visibilidad horizontal al nivel de vuelo. También tendré que mantenerme informado de cualquier restricción de techo y visibilidad que se imponga en los aeródromos.

Escenario > Temperatura de la superficie del mar

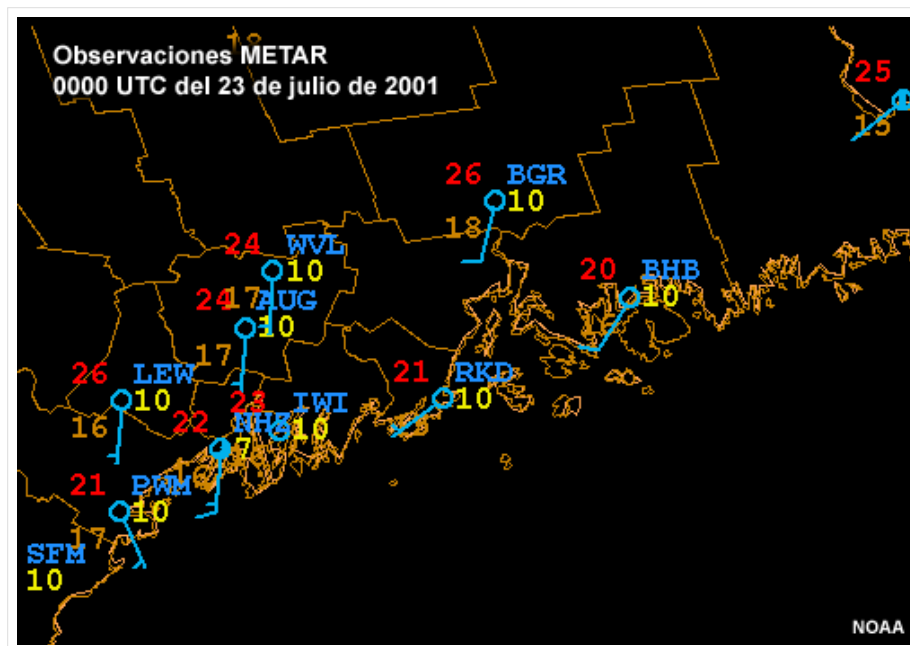
El pronóstico en esta zona puede ser difícil debido a los fuertes gradientes de temperatura de la superficie del mar (TSM) que existen en la región.



El gradiente de TSM está particularmente marcado hacia el sur, donde la Corriente del Golfo interactúa con la corriente fría de Labrador. Por eso, esta zona es famosa por sus extensos y persistentes episodios de niebla y nubes estratos.

[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

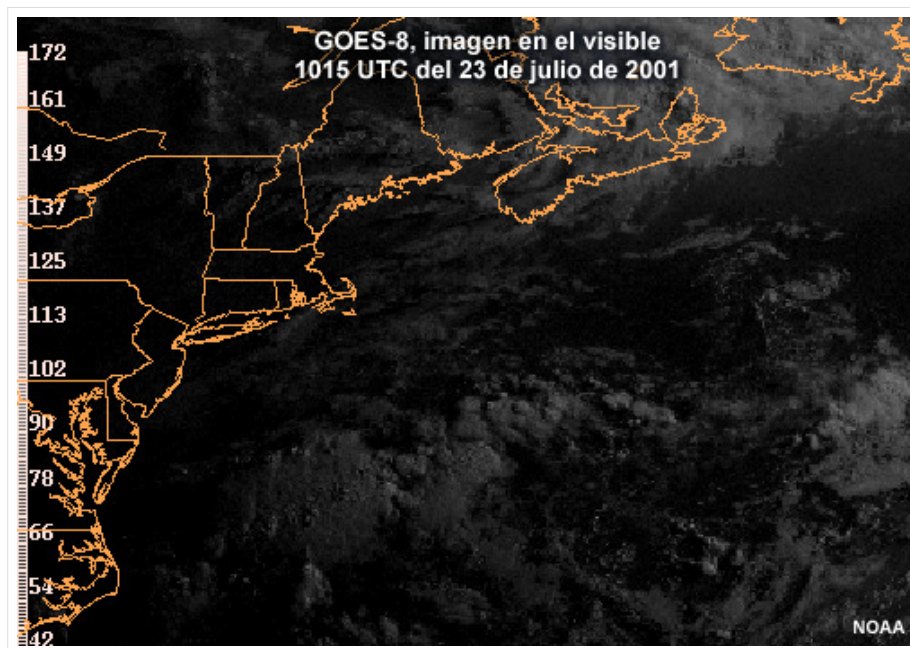
También tengo que fijarme en las observaciones locales para cerciorarme de que no existan restricciones en ningún aeródromo local. La secuencia de observaciones horarias entre la noche anterior y el momento actual no indica la existencia de ningún problema. Incluso junto a la costa, la visibilidad se mantiene entre 5 y 10 millas náuticas, con te ilimitados.



[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Escenario > Observaciones satelitales

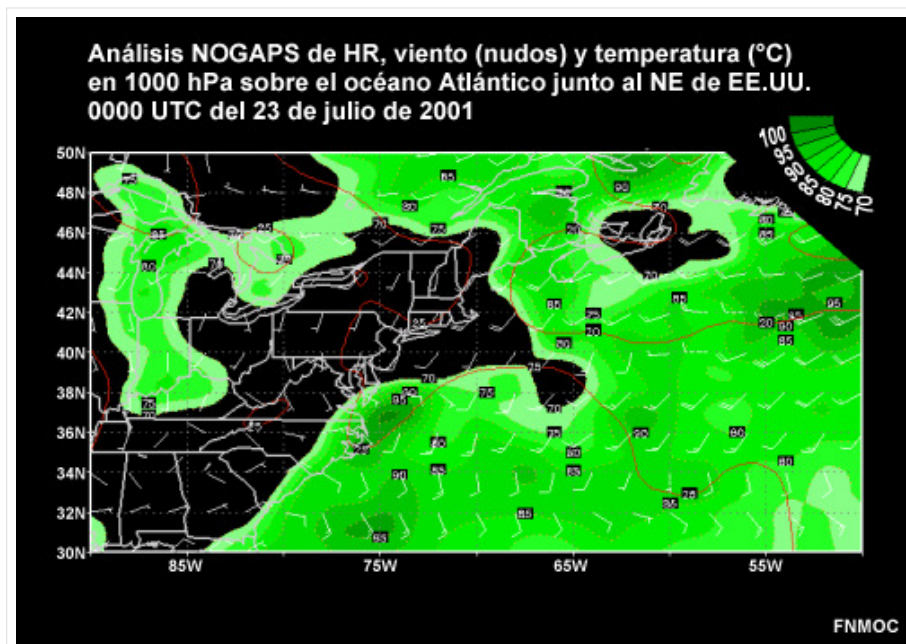
Las imágenes satelitales pueden revelar la existencia de zonas de niebla más localizadas que no se han detectado en observaciones de superficie.



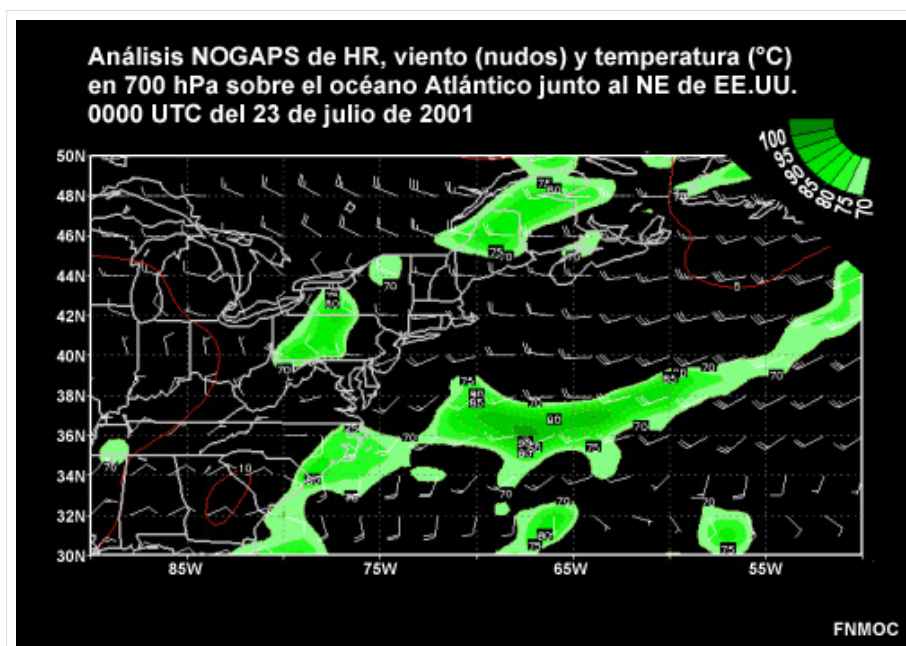
Acaba de llegar la primer imagen en el visible para hoy, y al examinarla me parece distinguir varias capas de nubosi sobre la región costera y la zona de búsqueda, pero el ángulo solar es aún un poco demasiado bajo como para poder decidir si hay nubes bajas o niebla.

Escenario > Pronóstico sinóptico: NOGAPS

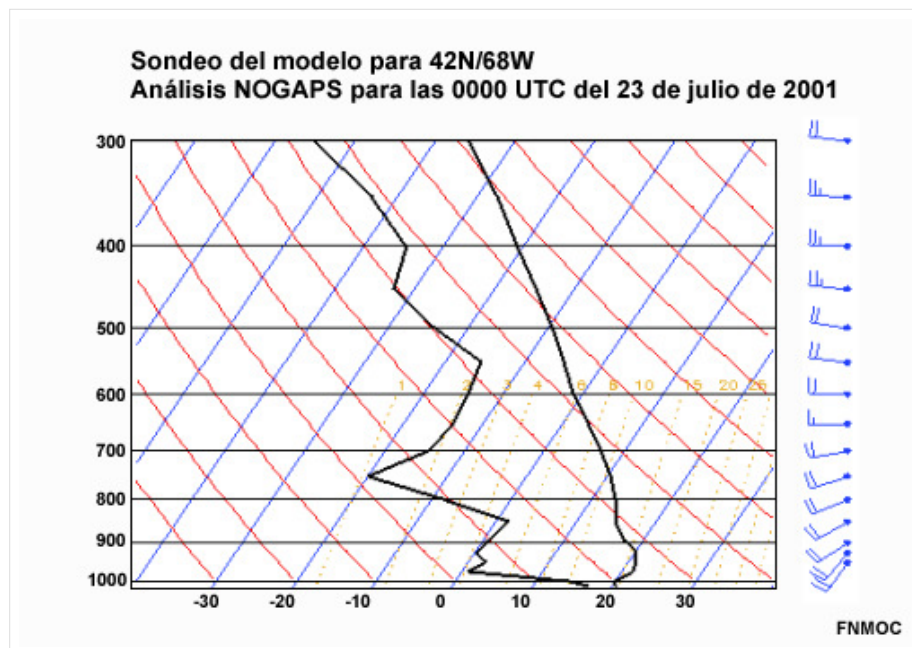
Abro el análisis del último ciclo de ejecución del modelo NOGAPS.



El régimen en superficie parece ser del sudoeste, con un flujo más bien zonal en altura, a 700 hPa. En la zona de búsqueda, la humedad relativa en niveles inferiores está muy por debajo del nivel de saturación, aunque existen valles más altos corriente arriba, hacia el sudoeste. El aire en altura es más seco.



Un sondeo del modelo para la zona de búsqueda revela la existencia de una inversión de temperatura en la superficie, una depresión del punto de rocío de 3 °C en la superficie. Arriba de la inversión térmica hay una capa de aire relativamente seco en 975 hPa.



La existencia de una capa límite relativamente húmeda debajo de aire más seco presenta el potencial de formación de niebla. Tendré que estar atento a este aspecto.

Escenario > El pronóstico

Ya son las 1030 UTC, decido llamar al Oficial de Operaciones para comunicarle mi evaluación de las condiciones actuales.

Campbell: Habla el suboficial Campbell del Destacamiento Meteorológico. Estoy pronto para darle un breve informe de las condiciones actuales.

Comandante: *Diga.*

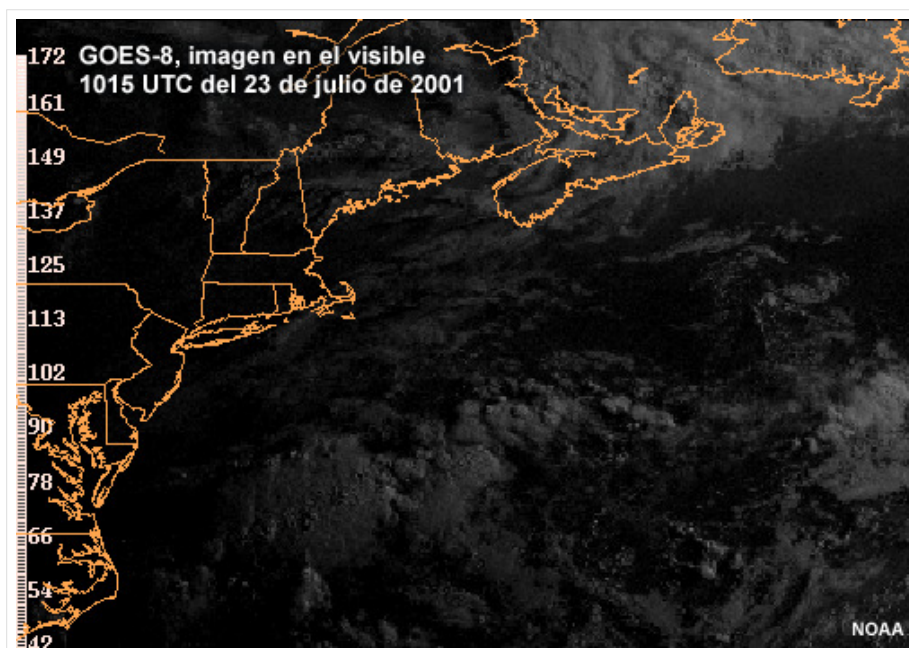
Campbell: El análisis de los últimos datos y las tendencias observadas anoche indican que su patrulla no tendrá que preocuparse por ningún tipo de restricción a la hora de despegar. Sin embargo, encontrarán áreas de nubosidad en los niveles medios, con parches estratos y zonas de niebla, principalmente junto al límite sur de la región de búsqueda. Aunque estas condiciones podrán limitar la visibilidad vertical de vez en cuando, en general creo que las condiciones son lo suficientemente favorables como para iniciar la búsqueda.

Aún no he recibido los datos actualizados para preparar un pronóstico, pero de acuerdo con el pronóstico de anoche las condiciones deberían estar bien hasta esta tarde. Será preciso seguir observando un posible aumento en la humedad proveniente del sudoeste que quizás afecte la zona más tarde hoy y mañana. En un par de horas tendré los nuevos datos del modelo y una actualización de las condiciones. Si noto algo distinto antes de entonces, lo llamaré de inmediato.

Comandante: *Muy bien, llámeme con ese pronóstico para la 14 horas. La información que me ha dado justifica autorizar la salida de las aeronaves con rumbo a la zona de búsqueda. Muchas gracias.*

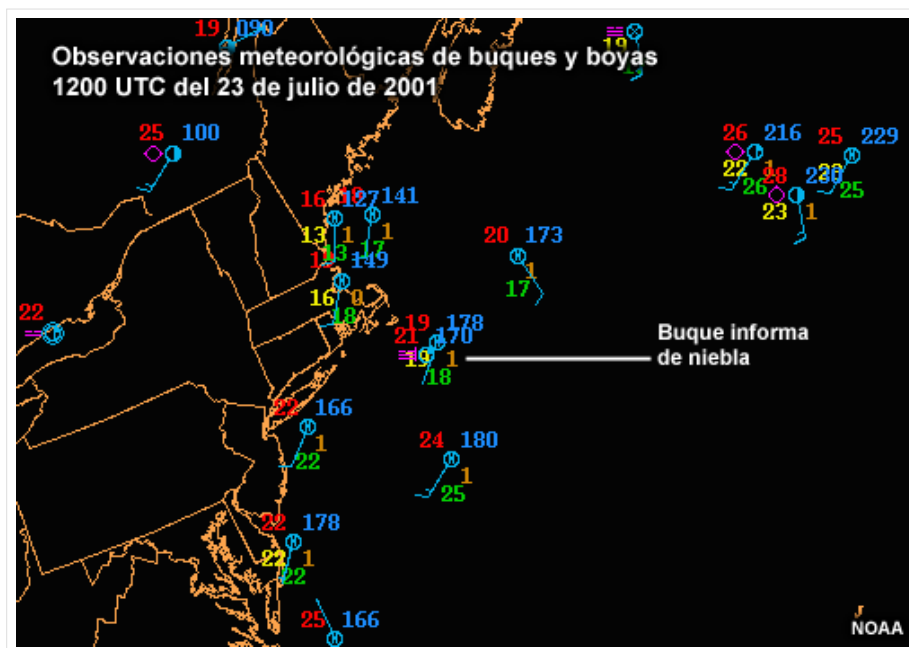
Escenario > 1230 UTC: evaluación de los nuevos datos recibidos

Antes de que lleguen los resultados del modelo, me fijo en los últimos datos satelitales en el visible, los cuales confirman la existencia de condiciones de nubosidad entrecortada y que las únicas zonas de niebla o nubes estratos parecen estar junto a las costas al este y al sur de Cabo Cod. Aunque en realidad esta región no forma parte de nuestra zona de búsqueda, tendré que seguir fijándome para ver qué ocurre en el curso de la mañana.



[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

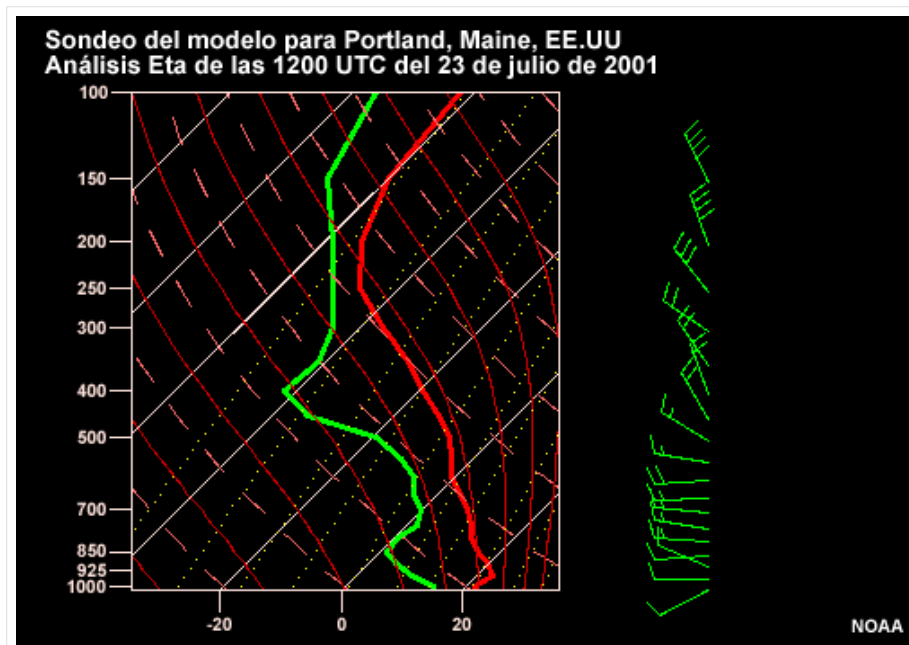
Las observaciones de superficie indican que en los niveles bajos la visibilidad se mantiene en 1 milla náutica en toda la región, con vientos calmos. Un aspecto importante es la observación de un buque que indica la presencia de niebla al sudeste de Cabo Cod. Aunque este dato también es para un sitio al sur de zona de búsqueda, tendré que seguir observando la situación, a igual que el aire de punto de rocío más alto junto a la costa del Atlántico medio. En general, los vientos son del sur y sudoeste y es posible que las trayectorias y el largo alcance sobre el agua humecten la atmósfera la zona de búsqueda más tarde.



Escenario > Sondeo para la costa de Maine

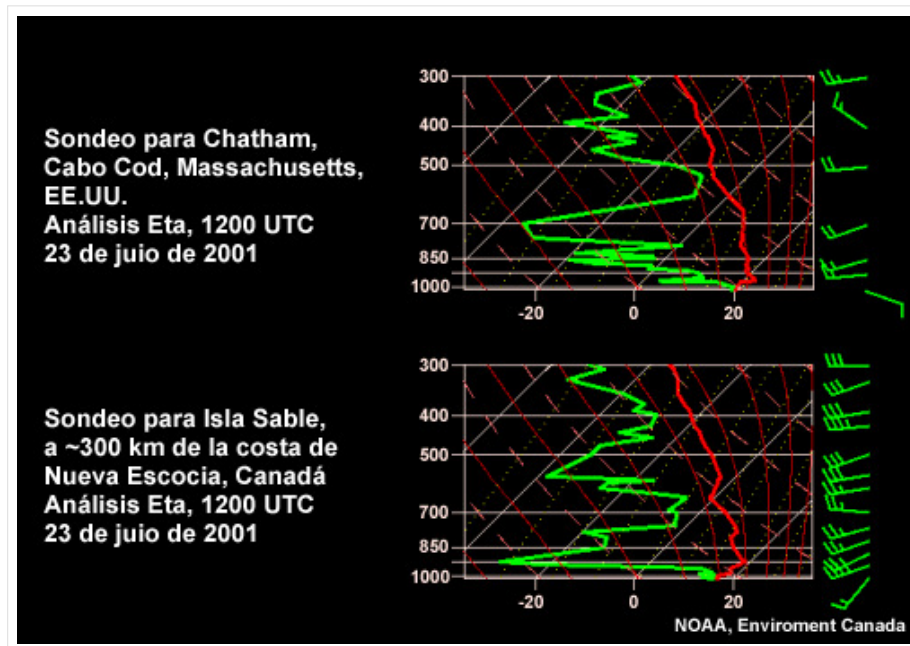
Han llegado algunos de los sondeos de las 1200 UTC para la región y los examino para determinar la estructura de temperatura y humedad en la atmósfera, tanto a nivel local como corriente arriba.

El sondeo de las observaciones de Portland, Maine no está disponible, pero el sondeo del modelo para las 1200 UTC parece indicar condiciones bastante secas. Hay una inversión de temperatura en la superficie, pero no parece estar saturada. Esto concuerda bastante bien con las condiciones de visibilidad favorables junto a la costa de Maine.



Escenario > Otros sondeos

A continuación me fijo en un par de otros sondeos, para mejorar mi visión general de la capa límite. El primero es el Chatham, Massachusetts, una estación corriente arriba, en Cabo Cod; el otro es el de isla Sable, junto a la costa de l Escocia, que es más representativo del entorno marino.



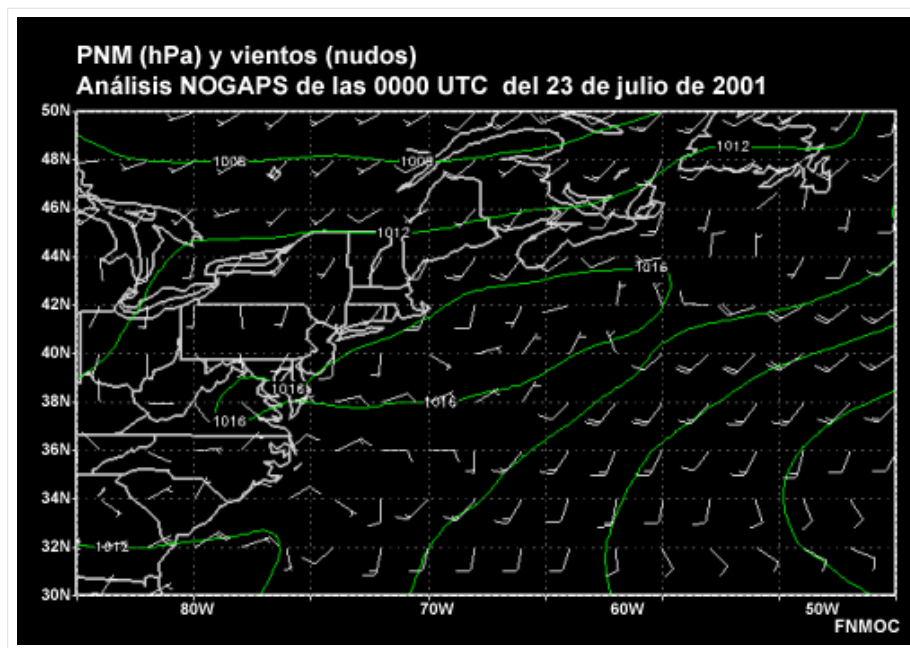
Ambos muestran una inversión térmica poco profunda y saturada en la superficie, con aire más seco justo arriba y un de capas húmedas poco profundas a mayor altura. El aire seco arriba de la inversión térmica brinda apoyo a la hipótesis de condiciones favorables para la formación de niebla. Las capas húmedas en los niveles medios explican la existencia de los parches de nubosidad en los niveles medios que se observan sobre la región. Tendré que estar atento a la evolución de esta humedad en los niveles bajos en el curso del día.

A medida que aumenta el calentamiento diurno, parece que las condiciones van a estar bien en las próximas horas. Llamaré de vuelta al Oficial de Operaciones para describir las condiciones actuales y me fijaré en los datos de pronóstico del modelo cuando los reciba.

Escenario > Evolución de la capa límite

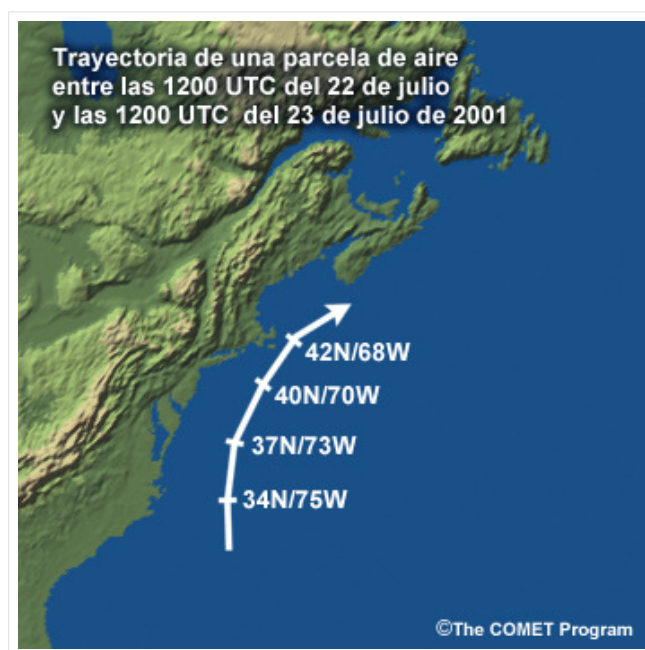
Aún no estoy convencido de que la niebla o nubes estratos van a representar un problema para las operaciones de búsqueda en curso. Necesito más información sobre la cantidad de humedad que estará disponible en la capa límite marina.

Decido fijarme en algunos de los sondeos pronosticados por el modelo en busca de otros indicios que quizás me ayuden a decidir, pero primero me conviene considerar las características de las parcelas de aire y sus trayectorias. Esta información me permitirá definir la trayectoria general de la parcela durante las últimas 24 horas. El flujo en la superficie durante las últimas 12 horas se muestra en las cartas de vientos y presión en la superficie.

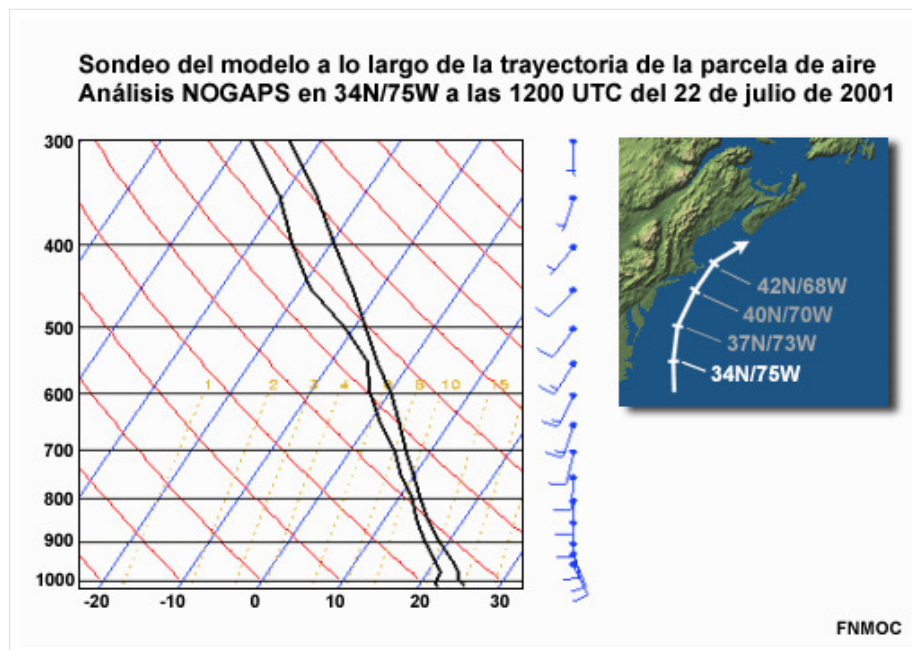


[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Esta información me permite estimar la trayectoria y la región de origen del aire que atravesará la zona de búsqueda. Está anticipado un flujo del sudoeste para el resto del día.



Ahora puedo evaluar las características de la masa de aire que está acercándose a la zona de búsqueda. Esta animación muestra los sondeos del modelo NOGAPS para cada punto indicado en la trayectoria.

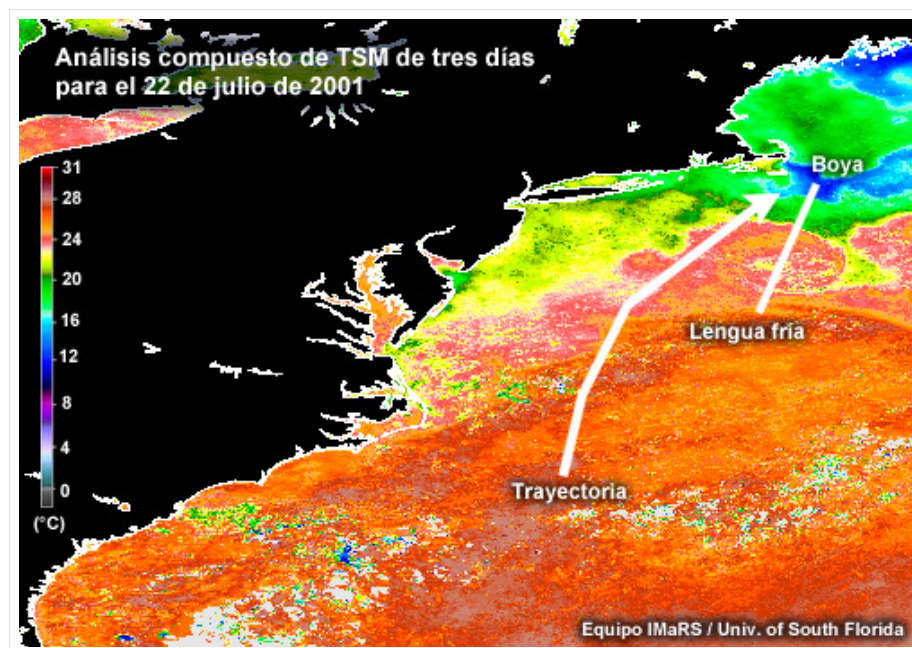


[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Lo que se nota en esta serie de sondeos es la reducción de la temperatura y el punto de rocío en la superficie que se produce a medida que el aire se desplaza hacia el noreste. Esta inversión térmica en los niveles bajos también se forma a medida que las parcelas de aire se mueven hacia el noreste. La existencia actual de una inversión térmica poco profunda y condiciones casi saturadas sobre la zona de búsqueda y la advección de aire húmedo del sur me preocupa bastante, porque pueden crear condiciones que obliguen a imponer restricciones de visibilidad y techos más tarde hoy esta noche.

Escenario > Temperatura de la superficie del mar

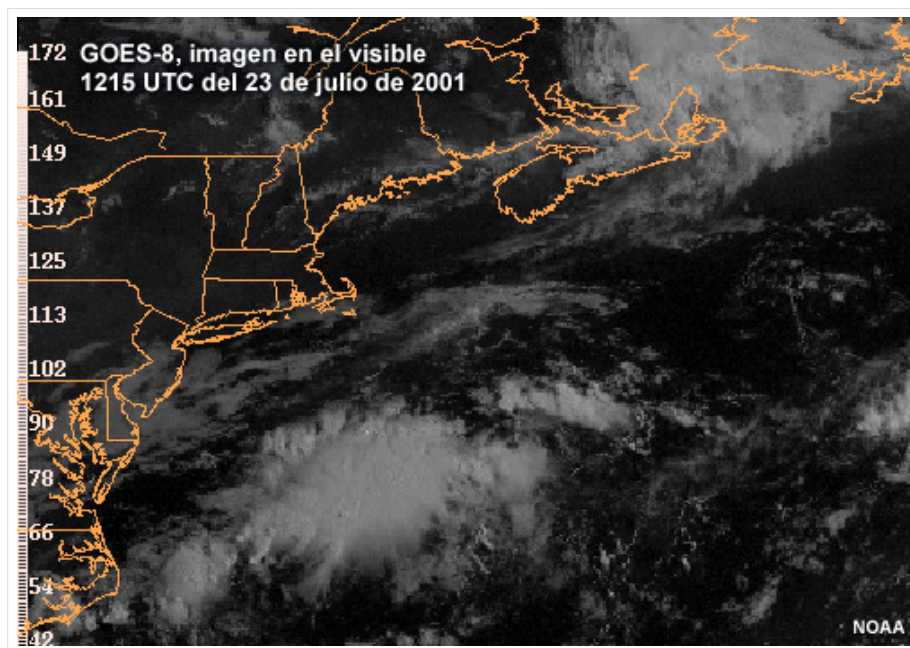
Un examen de las temperaturas de la superficie del mar en la región revela la presencia de una lengua fría en la zona sur del área de búsqueda, donde se han registrado temperaturas de 10 a 15 °C.



Como las TSM son más bajas que el punto de rocío del aire que está entrando en la región, la pregunta ya no es si se formará niebla, sino dónde y cuándo.

Escenario > Imagen satelital actual

Me fijo otra vez en las imágenes satelitales, y veo que parece estar levantándose niebla en toda la región, desde Lor Island hasta Cabo Cod, y está comenzando a desplazarse hacia la zona de las operaciones búsqueda.

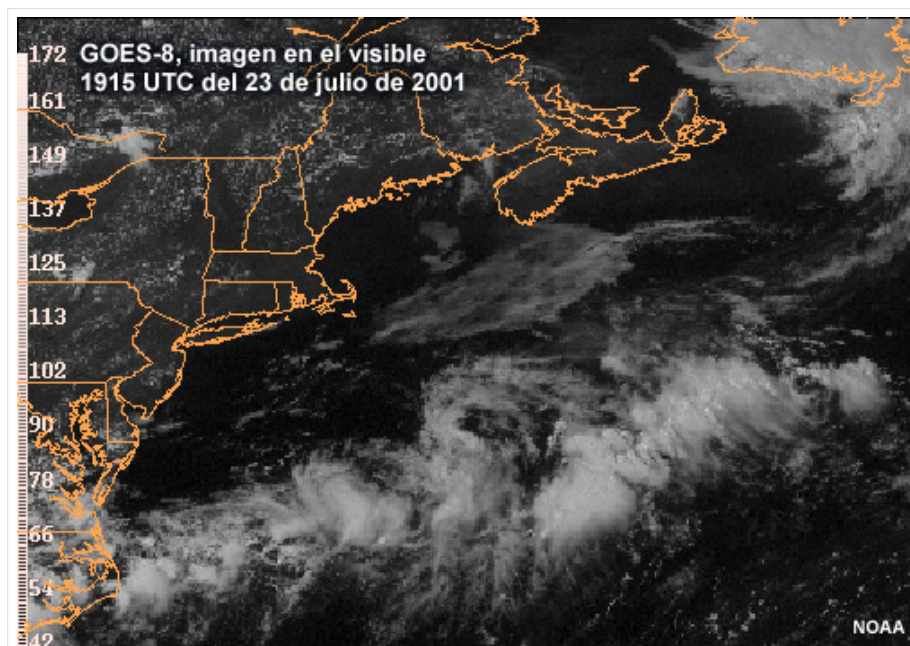


[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

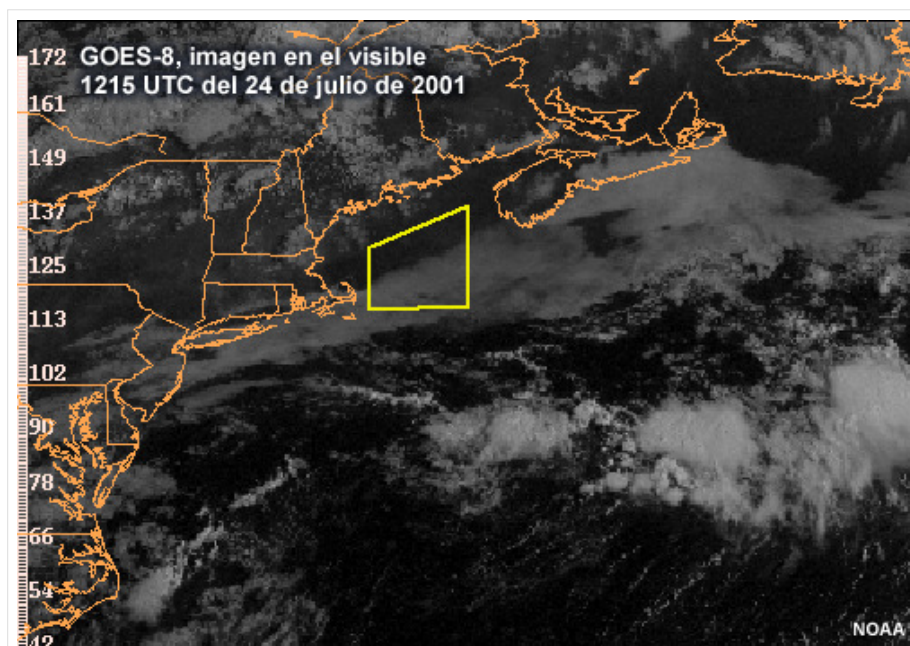
Vuelvo a comunicarme con el Oficial de Operaciones y le informo de que si bien con toda probabilidad las condiciones seguirán despejadas junto a tierra firme, es probable que la visibilidad se deteriore en las últimas horas de la tarde y las primeras horas de la noche. Luego sigo estudiando las observaciones de superficie y satelitales.

Escenario > Al día siguiente

Una hora más tarde el Oficial de Operaciones me llama para informarme de que han arrestado a los contrabandistas suerte. Ya se está levantando niebla en el sur de la zona de búsqueda y está comenzando a desplazarse hacia el norte



Como muestra esta imagen, el día siguiente buena parte de la zona de búsqueda estaba envuelta en niebla.



Conceptos



Este módulo examina los eventos de niebla y nubes estratos de origen marino que están sometidos al forzamiento de procesos dinámicos y en los cuales el papel de los procesos radiativos es secundario.

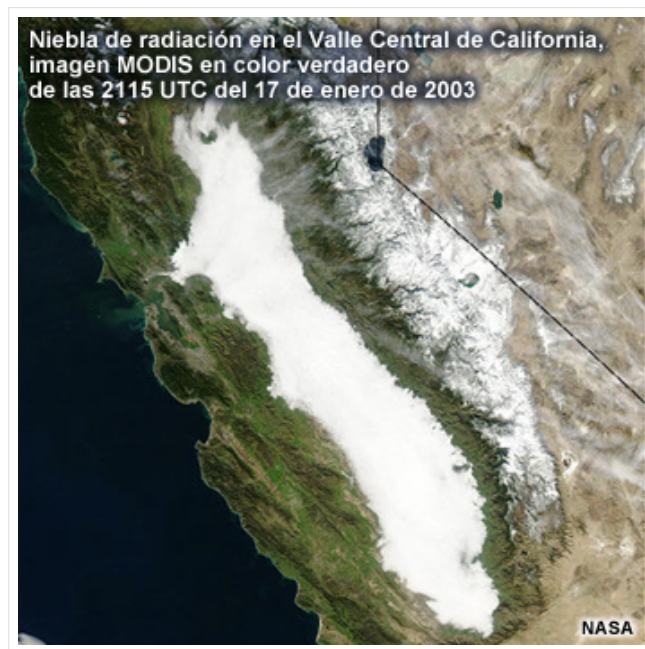
Estudiaremos tres tipos de niebla o nubes estratos generados por forzamiento dinámico:

- niebla y estratos de advección
- niebla y estratos típicos de las costas occidentales de los continentes
- niebla de vapor

Consideraremos las diversas condiciones sinópticas y de mesoescala que producen la evolución de cada uno de estos tipos de niebla por forzamiento dinámico y los eventos de estratos marinos. A continuación el módulo presenta con detalle la evolución de la capa límite en relación con cada tipo de niebla.

Utilizaremos un caso de estudio y algunos otros ejemplos para analizar los mecanismos y procesos que contribuyen a la evolución de los eventos de niebla por forzamiento dinámico sobre las regiones oceánicas y las zonas costeras, así como el desarrollo de los eventos de estratos marinos. También describiremos un proceso de pronóstico que le permitirá considerar todos los parámetros para un evento (o un 'no evento') inminente con el fin de contar con el mejor apoyo posible para la creación del pronóstico.

Conceptos > Papel del enfriamiento radiativo

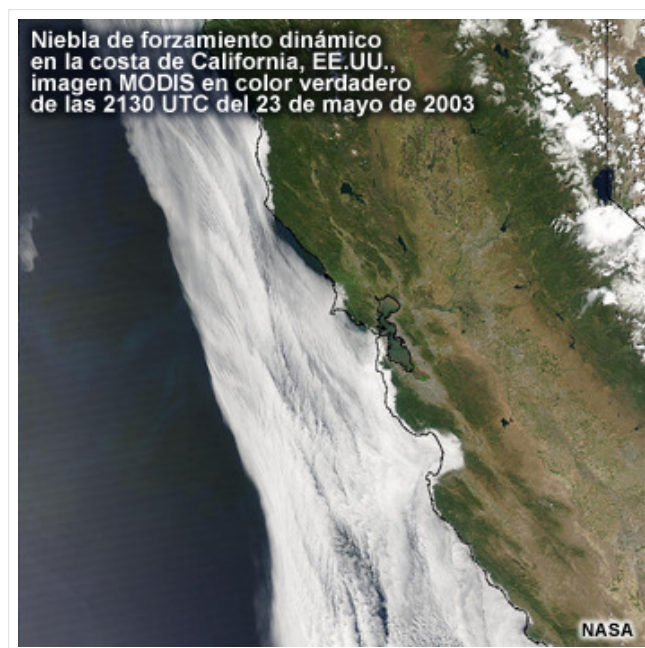


Si bien este módulo no trata de forma específica los detalles de los eventos de niebla dominados por procesos radiativos, en cierta medida los procesos radiativos participan en prácticamente todos los eventos de niebla.

En particular, el mantenimiento de cualquier evento de niebla depende en gran parte del enfriamiento radiativo de la superficie de la capa de niebla. El proceso de reducción de la altura de las nubes estratos, que es un factor de particular interés en relación con los episodios de niebla en las costas occidentales de los continentes, también depende en gran medida del enfriamiento radiativo de la cima de las nubes.

Si no conoce bien este proceso o desea repasar dichos conceptos, lea la breve explicación de fondo en la página [Enfriamiento radiativo de la superficie de la capa de niebla](#).

Conceptos > Factores críticos



Durante los eventos de niebla que consideraremos en este módulo, los factores clave que causan la niebla están asociados a la evolución dinámica de la capa límite. Estudiaremos los procesos radiativos que contribuyen a la formación de nieblas estratos por forzamiento dinámico en el entorno marino junto con la dinámica que conduce a la saturación de la capa límite a la producción de niebla. Analizaremos también el rol del terreno, del flujo de ladera ascendente y de otros procesos de mesoescala que pueden afectar los episodios de formación de niebla y nieblas estratos por forzamiento dinámico en el entorno marino, especialmente en proximidad de las regiones costeras.

En otro módulo de COMET titulado *Niebla de costa occidental continental* se describen muchos de los procesos físicos asociados con la humectación de la capa límite y el desarrollo de una fuerte inversión térmica arriba de la capa límite en estos eventos. Estudie el módulo *Niebla de costa occidental continental* para comprender mejor el material que se presenta en este módulo.

[Abrir el módulo *Niebla de costa occidental continental* en una ventana aparte \(www.meted.ucar.edu/fogstrat/ic31/ic313_es/index.htm\)](http://www.meted.ucar.edu/fogstrat/ic31/ic313_es/index.htm)

Conceptos > Definiciones

Para comprender los conceptos que vamos a presentar, recomendamos que aprenda el significado de estos términos surgen con frecuencia en el módulo.

Definición meteorológica de niebla: Una capa nubosa junto al suelo.

Definición operativa de niebla: Reducción de la visibilidad en la superficie a menos de 1 km provocada por gotitas de agua en la atmósfera con diámetro de algunos micrómetros a varias decenas de micrómetros.

stratus o nubes estratos de origen marino: Las nubes estratos de origen marino son nubes en los niveles bajos con una base bastante uniforme que se forman dentro de la capa límite marina. La formación nubosa presenta poca estructura y es similar a la niebla, excepto que está elevada respecto del suelo. Normalmente, las nubes estratos de origen marino no generan precipitación, pero cuando sí ocurre, adopta la forma de partículas diminutas, como llovizna, cristales de hielo o granos de nieve muy finos.

radiación: Tipo de energía que se propaga por la atmósfera. Todos los objetos cuya temperatura es superior al cero absoluto emiten algo de radiación, producto del movimiento de sus moléculas. Todos los objetos también absorben radiación. Los tipos de radiación más importantes en relación con la niebla son la radiación emitida por el Sol (radiación solar) y la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre y por la niebla misma.

advección: Transporte principalmente horizontal de calor, humedad o cualquier otra propiedad atmosférica producida exclusivamente por el movimiento de masas en la atmósfera; en otras palabras, el campo de vientos que se muestra en una carta sinóptica.

conducción: Transferencia de la energía térmica a través de una o más sustancias que se hallan en contacto entre sí. El calor se mueve de regiones de temperatura más alta a regiones de temperatura más baja.

convección: Proceso por el cual el calor se mezcla verticalmente por un fluido en movimiento. En la atmósfera, la convección es producto del movimiento hacia arriba de masas de aire más caliente (más ligero) por empuje hidrostático.

efecto de arrastre: La incorporación y mezcla de aire más seco en una nube, típicamente en su periferia. El proceso es producto de la mezcla turbulenta y es intensificado por la cizalladura del viento en o cerca de los bordes de la nube.

niebla de radiación: Niebla producida principalmente por enfriamiento radiativo nocturno. Es más común en las primeras horas de la mañana y durante la estación fría. Los eventos de niebla de radiación suelen durar algunas horas, aunque se han observado episodios de varios días de duración. En ocasiones pueden producirse eventos de más de una semana de duración hacia fines de invierno y comienzos de primavera en Nueva Inglaterra y los estados del Atlántico Medio en EE.UU., así como en invierno en los valles del oeste y los estados de la Costa del Golfo de México en EE.UU. Europa central y en el valle del Po, en Italia septentrional.

capa límite bien mezclada: La capa de la atmósfera que se halla en contacto con la superficie terrestre, la cual está sometida a mezcla turbulenta por su interacción con la superficie. Cuando la capa límite está bien mezclada se observan valores de temperatura potencial y razón de mezcla relativamente uniformes a través de toda su profundidad.

Conceptos > Niebla por forzamiento dinámico

La niebla por forzamiento dinámico es principalmente producto del enfriamiento de aire húmedo cerca de la superficie provocado por procesos dinámicos. Dichos procesos dinámicos pueden ser la advección y los procesos de mezcla vertical que conducen a cambios en las características de temperatura o humedad de la capa límite.

Quizás el tipo más conocido sea la niebla de advección, que es una nube que se forma sobre el suelo debido al enfriamiento de una masa de aire hasta que alcance el punto de saturación a medida que se desplaza sobre una superficie más fría, que puede ser el suelo helado, un manto de nieve, agua o hielo. En el entorno marino, los eventos de niebla de advección tienden a ocurrir con mayor frecuencia donde una masa de aire caliente pasa por encima de agua de mar mucho más fría. Esto es común en varias regiones, como las siguientes:

- a lo largo de la costa occidental de América del Norte y del Sur y, con menor frecuencia, a lo largo de la costa occidental de África durante la estación fría;
- sobre las aguas del Atlántico nororiental y noroccidental, al norte de la Corriente del Golfo, y sobre el Pacífico noroccidental, al norte de la corriente de Kuroshio, durante la estación cálida.

Otro tipo importante de niebla por forzamiento dinámico ocurre cuando se producen cambios en la estructura de profundidad, humedad y temperatura de la capa límite que provocan la condensación y la formación de nubes estratiformes o niebla de origen marino. Las condiciones que llevan a la formación de nubes estratiformes o niebla de origen marino durante estos eventos difieren sustancialmente de la simple advección, aunque a menudo ocurren en la misma región. La diferencia en las condiciones también tiende a determinar si se formarán niebla o nubes estratiformes.

Los episodios de niebla están preconditionados a escala sinóptica, pero se manifiestan principalmente a nivel de mesoescala y microescala, tanto en términos de tiempo como de espacio. Con frecuencia la variabilidad horizontal es grande y depende de efectos dinámicos y topográficos de pequeña escala. También es común que las variaciones temporales sean amplias, siendo la hora de disipación o de transición de niebla a nubes estratiformes un parámetro de pronóstico particularmente difícil y de suma importancia. Debido al alcance reducido de la escala espacial (menos de kilómetro) y temporal (unos pocos minutos) de la variabilidad de la niebla, es muy difícil resolver y predecir estos eventos con los modelos numéricos operativos. El resultado es que para analizar una situación que presenta el potencial de niebla a menudo nos vemos obligados a depender en gran medida de modelos conceptuales, herramientas de observación y enfoques empíricos.

Conceptos > Tipos de niebla por forzamiento dinámico



El ingrediente esencial para la formación de niebla junto a las regiones costeras y en el ambiente marítimo es el enfriamiento del aire cerca de la superficie hasta el punto de saturación. En algunas circunstancias, la existencia de una gran diferencia de temperatura entre la superficie del agua y las partes más bajas de la atmósfera produce este enfriamiento. En otras, la niebla y las nubes estratos de origen marino se forman donde la diferencia entre la temperatura del agua y la temperatura del aire suprayacente es casi nula. Las nieblas de advección y de vapor son ejemplos de tipos de niebla vinculados a un fuerte diferencial de temperatura entre el aire y el agua, mientras que un típico evento de niebla y nubes estratos de origen marino en la costa occidental de un continente a menudo ocurre con una pequeña diferencia de temperatura entre el aire y el agua.

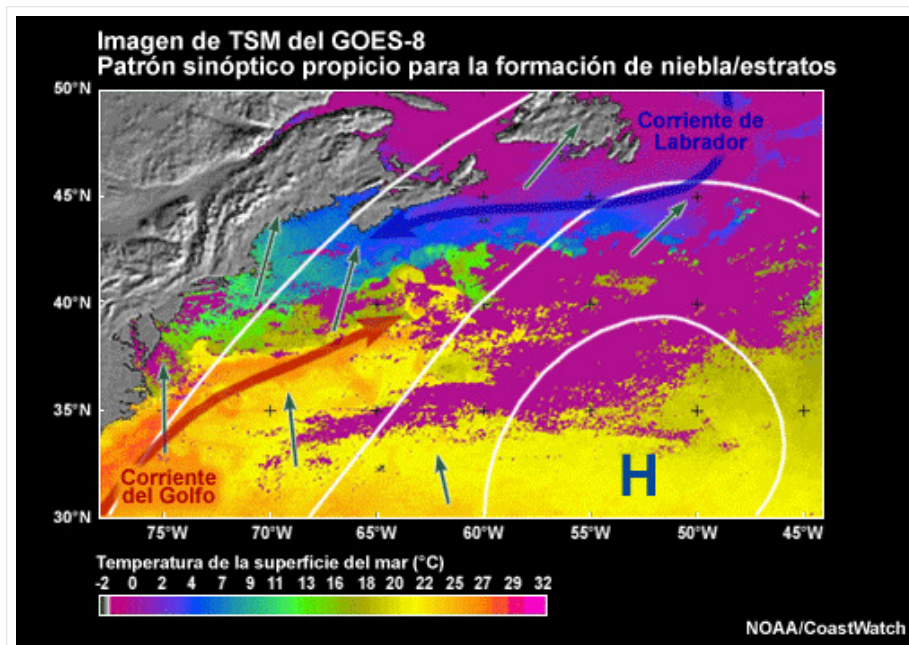
Para comprender y saber pronosticar los diferentes tipos de niebla por forzamiento dinámico, es preciso comprender cabalmente la evolución de la capa límite en el caso de cada tipo de niebla. En la próxima sección examinaremos las diferencias fundamentales en los procesos asociados con la niebla de advección, la niebla de vapor y la niebla de costa occidental continental, y adoptaremos una perspectiva conceptual simple para estudiar las diferencias básicas en la evolución de la capa límite en cada caso. En otras secciones consideraremos más en detalle las características de la capa límite y examinaremos ciertos factores y efectos de mesoescala, como los chorros costeros, la topografía y las anomalías de TSM.

En esta sección, describiremos brevemente las nieblas de advección, de vapor y de la costa occidental continental en términos de sus características, condiciones sinópticas generales y típico alcance y duración. La explicación de la evolución fundamental de la capa límite se ilustra por medio de una animación conceptual de un diagrama oblicuo T-log p típico para cada tipo de evento.

Conceptos > Niebla de advección

La niebla de advección se forma bajo patrones sinópticos que fomentan la advección de aire cálido y húmedo sobre una superficie fría.

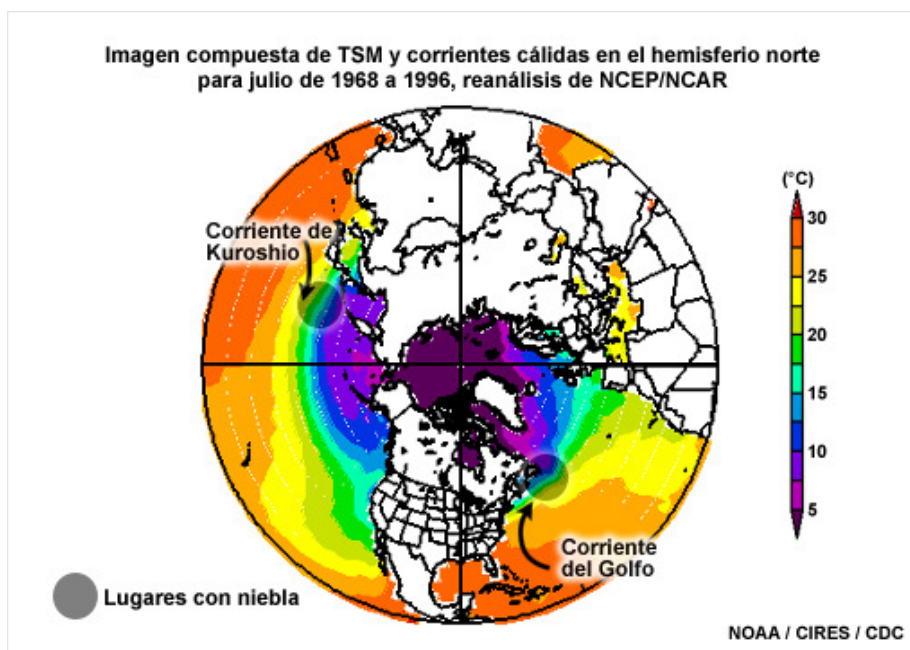
Por ejemplo, esta figura ilustra la advección de aire caliente sobre la Corriente del Golfo, hacia el norte. Este escenario menudo provoca la formación de niebla debido al enfriamiento del aire en la superficie por parte del agua más fría que halla al norte.



La niebla de advección se forma con frecuencia sobre regiones oceánicas cuyas corrientes principales producen fuertes gradientes de TSM.

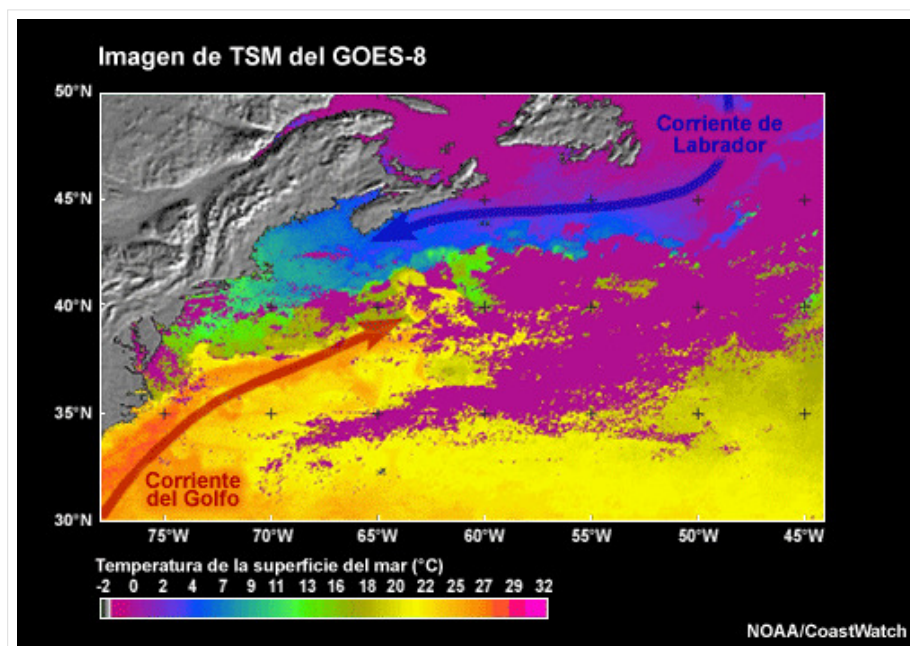
Conceptos > Niebla de advección > Condiciones sinópticas generales

En el ejemplo siguiente se han resaltado las zonas al norte de la Corriente del Golfo, en el Atlántico Norte, y al norte corriente de Kuroshio, en el Pacífico noroccidental. En estas áreas, que representan el punto de encuentro entre las a cálidas de una corriente que fluye hacia el norte con las aguas de una corriente fría que fluye hacia el sur, la niebla y nubes estratos se forman con mayor frecuencia sobre las regiones de aguas frías.



Examinemos con más detalle una de estas regiones, donde los efectos del entorno marítimo afectan fuertemente la formación de niebla y nubes estratos sobre el océano abierto y junto a las zonas costeras y del interior adyacentes.

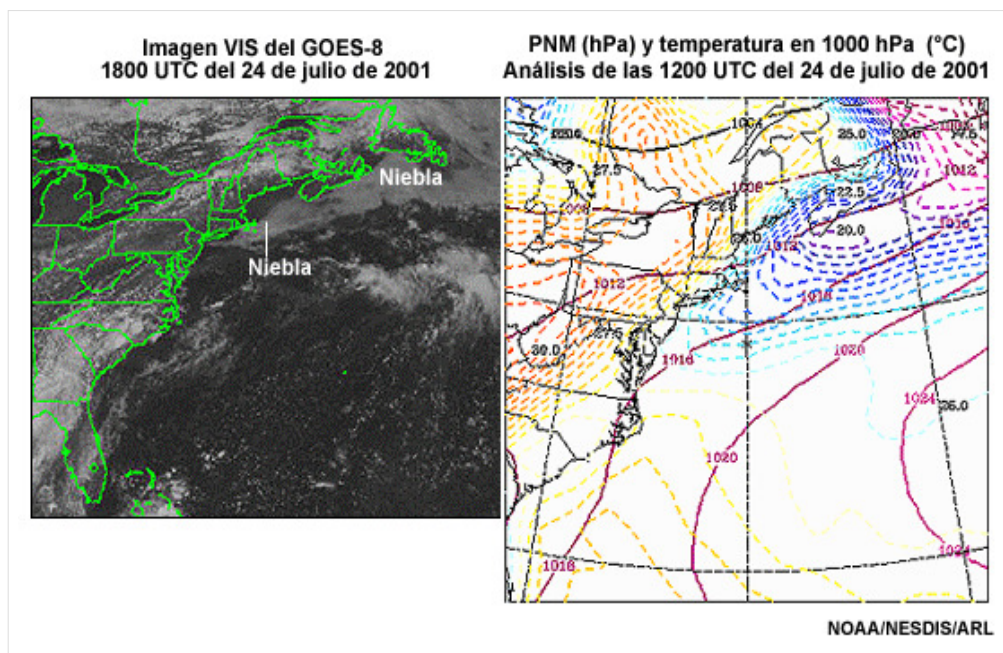
El área de interés es la región del noreste de EE.UU. y las Provincias Marítimas de Canadá, donde a veces aire cálido arriba de los fuertes gradientes de TSM creados por la juxtaposición de las aguas calientes de la Corriente del Golfo y aguas frías de la Corriente de Labrador. Este contraste se puede apreciar claramente en una imagen de TSM como es típica de las que genera el satélite GOES.



La advección cálida de aire húmedo sobre este fuerte gradiente de TSM produce niebla y nubes estratos bajas debido al enfriamiento en la superficie. Éstos son algunos de los eventos más persistentes, expansivos y frecuentes del mundo contrario de lo que cabe esperar sobre tierra firme, no es raro que ocurra un evento de niebla marina aún con viento

55 y hasta 75 km/h (30-40 nudos). La existencia de una capa límite más estable y la ausencia de características topográficas en el entorno marino son dos factores que contribuyen a la posibilidad de que los eventos de niebla puedan producirse en condiciones de vientos fuertes. Estos eventos de niebla pueden ocurrir en casi cualquier época del año, son más frecuentes y predominan en la estación cálida, cuando la dorsal subtropical del Atlántico se intensifica y produce períodos frecuentes y a gran escala de flujo hacia el sur sobre la región de fuertes gradientes de TSM. La presencia de flujo entre moderado y fuerte también transporta la niebla y las nubes estratos de origen marino sobre las costas de Nueva Inglaterra y las Provincias Marítimas de Canadá.

Esta imagen en el visible muestra un evento de niebla común sobre las aguas del Atlántico. Observe como la niebla se forma sobre las regiones de TSM más fría que se extienden hacia el noreste desde los litorales más al sur de Nueva Inglaterra, hasta el Golfo de Maine y las Provincias Marítimas de Canadá.



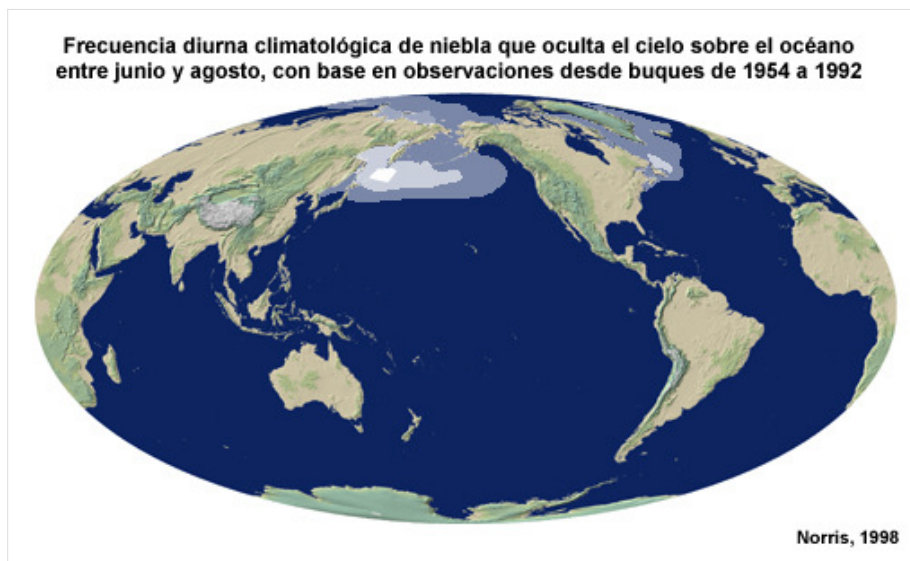
Como muestra el mapa a la derecha, en este caso había un gran sistema de alta presión subtropical sobre el Atlántico oriental, junto a Bermuda. Note en el análisis de gran escala la existencia de temperaturas mucho más frías en el área de formación de la niebla.

Conceptos > Niebla de advección > Frecuencia, duración y alcance

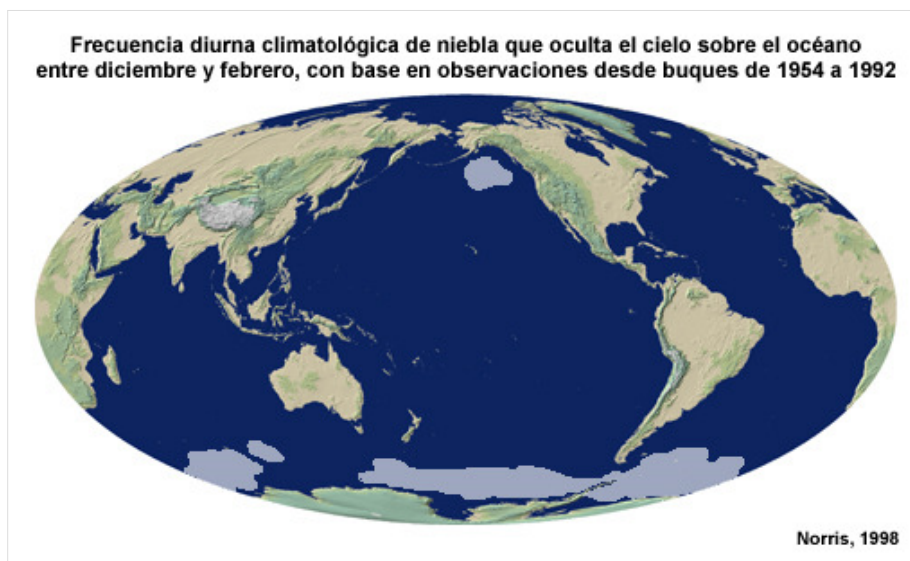
Los eventos de niebla de advección ocurren con mayor frecuencia durante la estación cálida, cuando las dorsales de alta presión en el medio de los océanos son de carácter persistente. La niebla o nubes estratos de advección se forman en respuesta al flujo hacia el polo por junto al borde occidental de las dorsales de alta presión oceánicas.

Esto es particularmente cierto cuando el flujo favorecido por el clima sigue una trayectoria larga sobre un entorno oceánico más caliente antes de pasar sobre regiones en las cuales la temperatura de la superficie del mar se enfría rápidamente. En otras palabras, las regiones con fuertes gradientes de TSM determinan dónde el desarrollo de extensas áreas de niebla y nubes estratos de origen marino es muy frecuente.

Estos mapas muestran la frecuencia de nieblas lo suficientemente espesas como para ocultar el cielo sobre los océanos del mundo. Observe la alta frecuencia de niebla sobre el Atlántico noroccidental y el Pacífico noroccidental en los meses de junio a agosto, y en el Atlántico sudoccidental entre diciembre y febrero.

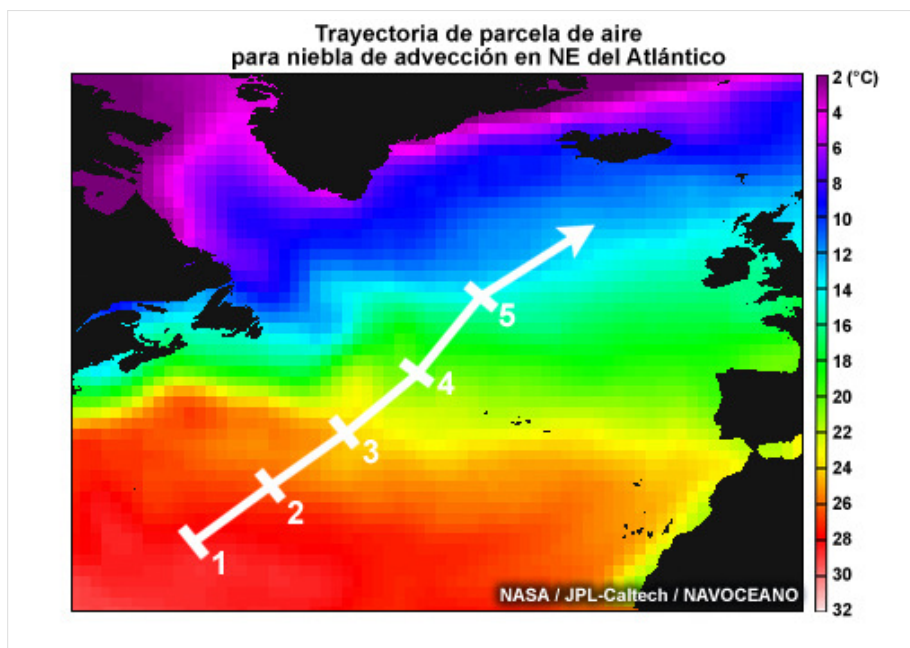


Los eventos de niebla y nubes estratos de advección pueden cubrir cientos y hasta miles de kilómetros cuadrados y pueden durar entre un par de días y varios más, hasta una semana, dependiendo de la persistencia de las condiciones sinópticas que apoyan su existencia.



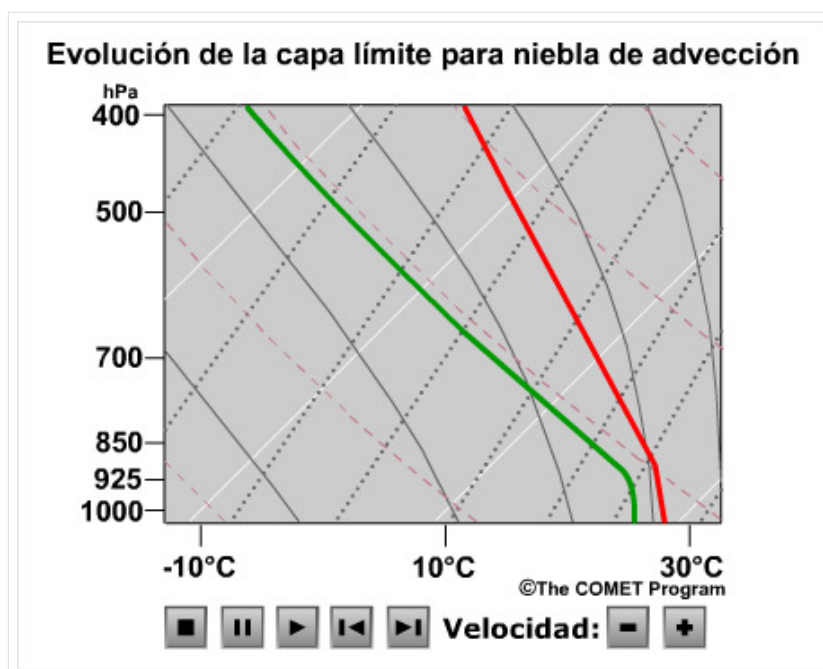
Conceptos > Niebla de advección > Cambios en la capa límite

La siguiente secuencia de diagramas oblicuos T-log p es un ejemplo conceptual de la evolución en el tiempo de la capa límite de una parcela conforme se desplaza sobre un ambiente marino cuyas aguas de superficie son más frías.



La línea blanca en el mapa representa la trayectoria de una parcela hipotética, y los números indican la posición de la parcela que corresponde a cada etapa de la secuencia de diagramas oblicuos T-log p.

En un típico caso de niebla de advección, el perfil de temperatura de la capa límite inferior cambia considerablemente medida que la parcela se desplaza sobre la superficie más fría. Observe cómo la capa límite se aproxima paulatinamente a la saturación conforme la parcela pasa sobre aguas de temperaturas más bajas.



[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Concepto clave

Para que se forme niebla de advección, la temperatura de la superficie subyacente (TSM)

debe ser menor que la temperatura de punto de rocío inicial de la parcela, de modo que se produzcan condiciones de saturación. La saturación ocurre principalmente por enfriamiento, con poco cambio en el perfil de punto de rocío.

La excepción a esta regla general ocurre cuando la parcela de aire se humecta a lo largo de su trayectoria. En estas circunstancias, se necesita un menor grado de enfriamiento para alcanzar el punto de saturación, de modo que la TSM puede ser más alta.

[A fondo: Enfriamiento radiativo de la superficie de la capa de niebla](#)

Conceptos > Niebla de advección > Preguntas

Pregunta 1

Elija la mejor respuesta.

El proceso primario que conduce a la saturación de la capa límite en muchos eventos marinos de niebla de advección es _____.

- ☐ **a)** la advección de humedad en la capa límite
- ☐ **b)** el calentamiento y la humectación de la capa límite
- ☐ **c)** el enfriamiento de la capa límite
- ☐ **d)** la mezcla turbulenta

Ver respuesta

La respuesta correcta es c).

Muchos eventos de niebla de advección son el resultado del enfriamiento del aire en la capa límite. A menudo la saturación ocurre sin que se introduzca humedad en el entorno por advección. Recuerde la evolución del diagrama oblicuo T-log p conceptual para la niebla de advección, donde el perfil de temperatura se desplaza hacia el perfil de punto de rocío dentro de la capa límite.

Pregunta 2

Seleccione todas las opciones pertinentes.

En ausencia de advección de humedad, ¿qué condiciones se necesitan para que se produzca la saturación de la capa límite en un escenario de potencial de niebla de advección?

- ☐ **a)** Debe existir una capa límite casi saturada inicialmente.
- ☐ **b)** La temperatura de punto de rocío inicial de las parcelas de aire debe ser mayor que la TSM.
- ☐ **c)** La temperatura de punto de rocío inicial de las parcelas de aire debe ser menor que la TSM.
- ☐ **d)** La temperatura del aire debe enfriarse hasta la temperatura de punto de rocío.
- ☐ **e)** Hay una inversión térmica arriba de la capa límite.
- ☐ **f)** La capa límite es inestable.

Ver respuesta

Las respuestas correctas son b), d) y e).

En un escenario de niebla de advección, para que se forme niebla sin advección de humedad la temperatura de la superficie de agua sobre la cual se desplaza el aire debe ser menor que el punto de rocío de la parcela, ya que de lo contrario el enfriamiento no será suficiente para alcanzar el punto de rocío y producir la saturación. Para que la capa límite se sature, debe volverse estratificada y estable, de modo que la mezcla profunda no impida la saturación de la capa. Para que esto suceda, la capa debe estar debajo de una inversión de temperatura.

Pregunta 3

Seleccione todas las opciones pertinentes.

¿Cuáles de las siguientes condiciones contribuyen a fomentar el desarrollo de niebla o nubes estratos de advección en el entorno marino?

- ☐ **a)** corrientes oceánicas calientes que fluyen hacia el polo
- ☐ **b)** corrientes oceánicas frías que fluyen hacia el ecuador
- ☐ **c)** gradientes de TSM débiles
- ☐ **d)** gradientes de TSM fuertes
- ☐ **e)** anomalías de TSM frías o lenguas de agua fría
- ☐ **f)** anomalías de TSM calientes o regiones de agua caliente

Ver respuesta

Las respuestas correctas son a), b), d) y e).

La combinación de una corriente oceánica caliente que fluye hacia el polo con una corriente oceánica fría que fluye hacia el ecuador conduce a la formación de fuertes gradientes de TSM en la zona de encuentro de las corrientes. Cuando los vientos de superficie soplan sobre un fuerte gradientes de TSM de caliente a frío, la capa límite se enfría rápidamente. Dicho enfriamiento constituye un ingrediente clave para la formación de niebla de advección. De manera similar, las anomalías de TSM frías y las lenguas de agua fría también fomentan el enfriamiento de la capa límite y la formación de niebla.

Pregunta 4

Elija las mejores opciones.

Los eventos de niebla marina de advección suelen ser eventos de duración y ocurren con mayor frecuencia en la estación .

[Ver respuestas](#)

Le respeusta correcta es:

Los eventos de niebla marina de advección suelen ser eventos de **larga** duración y ocurren con mayor frecuencia en la estación **cálida**.

Explicación

Las dorsales subtropicales que dan impulso a los eventos de niebla marina de advección son estructuras sinópticas persistentes y llevan a eventos de larga duración. Las dorsales se fortalecen en la estación cálida, a igual que los gradientes de TSM, lo cual produce niebla de advección marina con mayor frecuencia en esa época del año.

Conceptos > Niebla de costa occidental continental

Los eventos de niebla y nubes estratos de origen marino que ocurren junto a la costa occidental de los continentes se producen como resultado de un proceso muy complejo. El desarrollo, las variaciones diarias y la distribución espacial de estas dependen de pequeños cambios en la capa límite que conducen a condiciones despejadas o nubladas.

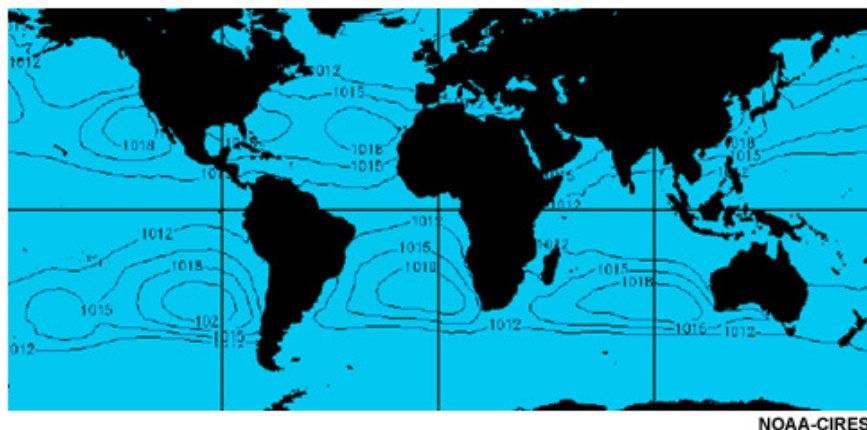


En algunos casos, la niebla en la costa occidental de los continentes se ha clasificado como niebla de advección porque ocurre sobre superficies oceánicas relativamente frías. Sin embargo, como *no suele haber enfriamiento apreciable en la superficie*, son necesarios otros procesos para la formación de niebla o nubes estratos.

Conceptos > Niebla de costa occidental continental > Entorno sinóptico

Los eventos de niebla o nubes estratos que ocurren en las costas occidentales de los continentes suelen ocurrir en zoni dominadas por sistemas de alta presión oceánicos subtropicales.

**Promedio de la media de las isobaras de alta presión mensuales (hPa)
al nivel medio del mar entre 1968 y 1996,
del conjunto de reanálisis de NCEP: marzo**



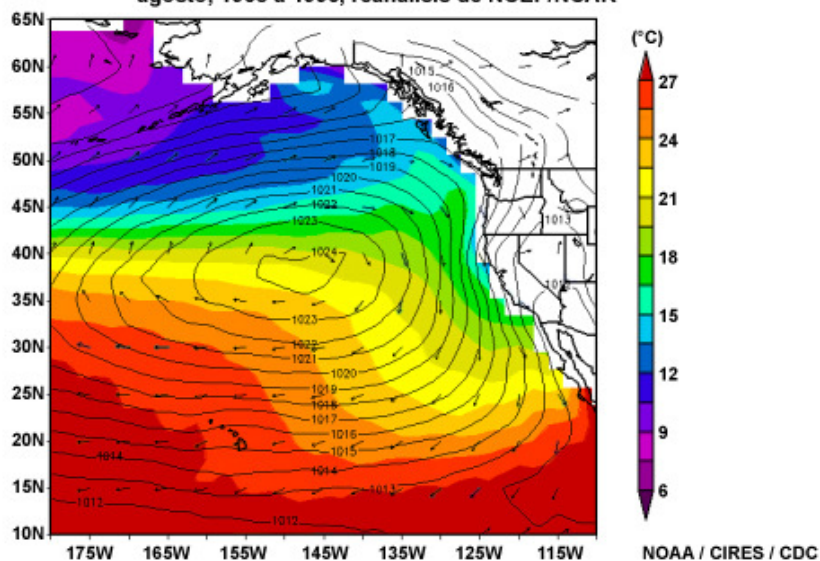
NOAA-CIRES

[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

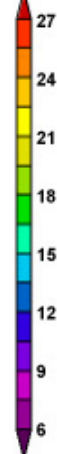
Observe la posición y el movimiento de las altas subtropicales sobre las aguas junto a las costas occidentales de EE.U. Sudamérica y el sur de África. Éstas son las áreas donde ocurren continuamente eventos de niebla.

Este mapa ilustra el patrón sinóptico que típicamente se asocia a los eventos de niebla y estratos de costa occidental continental. Note el gran régimen de alta presión y las trayectorias de parcela de aire asociadas con el flujo alrededor anticiclón.

**Imagen compuesta de PNM (hPa), dirección del viento y TSM (°C)
agosto, 1968 a 1996, reanálisis de NCEP/NCAR**



(°C)



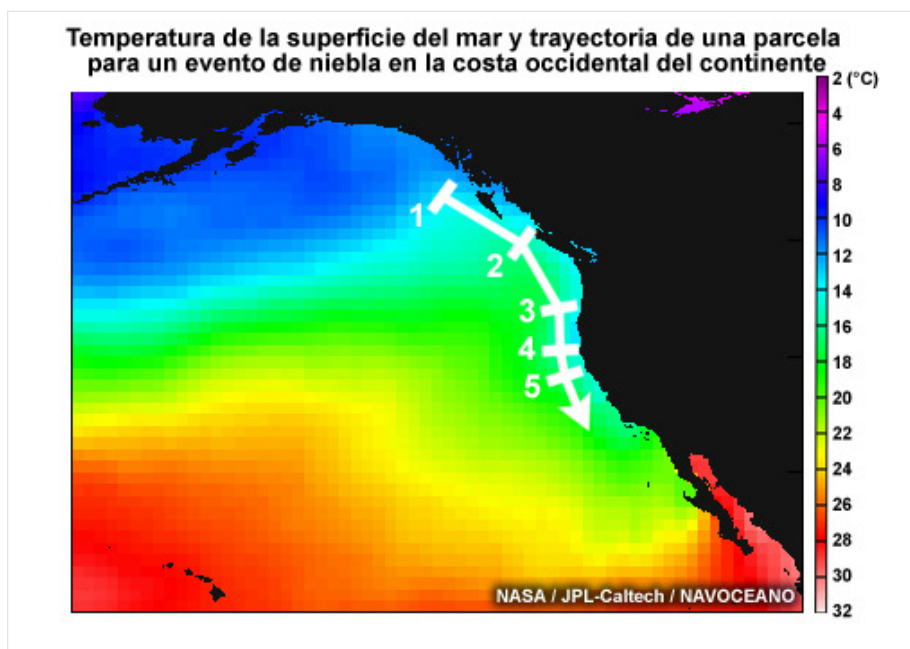
NOAA / CIRES / CDC

Las trayectorias relacionadas con los eventos de niebla de costa occidental continental difieren fundamentalmente de que están asociadas con los eventos de niebla de advección. A diferencia de los flujos asociados con los eventos de niebla de advección, que están dirigidos hacia el polo, junto a la costa occidental de los continentes, el aire fluye hacia el ecuador. En consecuencia, junto a la costa occidental de un continente el aire suele pasar sobre aguas cada vez más calientes, mientras que los eventos de niebla marina de advección son provocados por un flujo sobre aguas cada vez más frías.

frías.

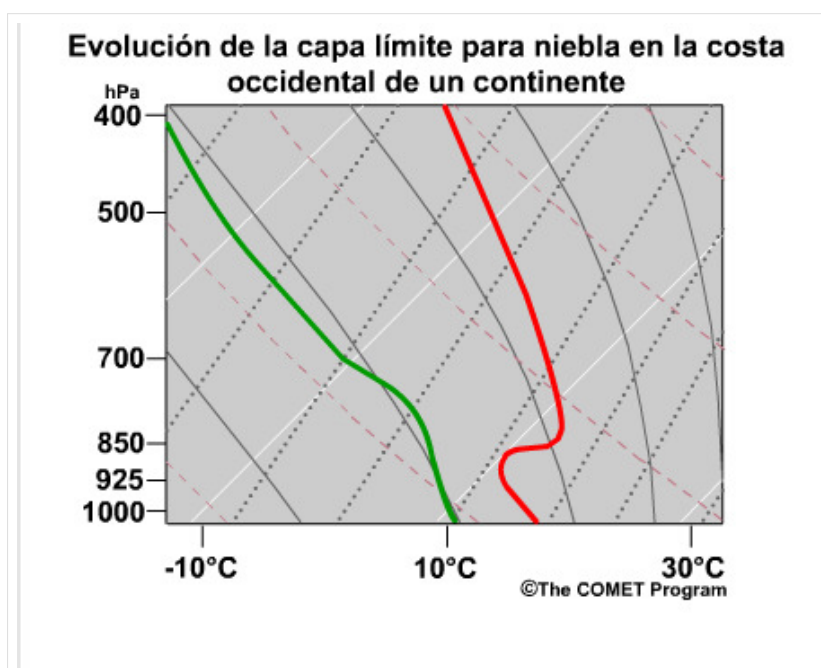
Conceptos > Niebla de costa occidental continental > Cambios en la capa límite

¿Cómo se forma la niebla junto a la costa occidental de los continentes? La larga trayectoria que siguen las parcelas de aire sobre aguas costeras permite su modificación en un régimen de subsidencia a gran escala. Dado un alcance del viento suficientemente amplio sobre el agua, puede producirse gradualmente el enfriamiento y la humectación del aire cerca de la superficie. Para aprender más sobre estos procesos, lea la breve explicación de la [humectación de la capa límite marina](#).



El desarrollo de una inversión térmica arriba de la capa límite es otro factor crítico en el desarrollo de un evento de niebla o nubes estratos en la costa occidental de un continente. La inversión es producto de la subsidencia asociada con el régimen de una gran zona de alta presión. Esto limita la mezcla vertical y permite que la capa límite alcance el punto de saturación. Dada una capa límite húmeda y bien mezclada, la saturación se alcanza con un grado de enfriamiento moderado. Veamos ahora cómo ocurre esto.

Esta secuencia de diagramas oblicuos T-log p representa un ejemplo conceptual de la evolución de la capa límite con tiempo a medida que sigue una trayectoria similar a la de la línea blanca en el mapa. Los cinco paneles de la animación corresponden a las posiciones de la parcela de aire en la figura anterior.



[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Al comienzo, una inversión térmica en altura impide la mezcla de la capa límite con la atmósfera libre. Esta inversión permite que el aire subyacente se enfríe lentamente y se vuelva más húmedo debido al intercambio de calor y humedad con el océano.

Dada una inversión térmica entre moderada y fuerte arriba, en respuesta a los flujos de humedad y calor en la superficie se desarrolla una capa límite marina bien mezclada. La capa de mezcla que resulta está muy cerca del punto de saturación, pero aún no lo alcanza. Eventualmente, la capa límite llega al equilibrio con la superficie del mar y el intercambio de calor y humedad se vuelve insignificante.

En la próxima etapa, la profundidad de la capa de mezcla aumenta en respuesta a una perturbación débil. Una perturbación en los niveles medios de la atmósfera produce el ascenso adicional en la atmósfera que a menudo tiene efecto de aumentar la profundidad de la capa límite. Cuando esto ocurre, la saturación comienza cerca de la base de inversión de temperatura a medida que la capa asciende y se enfría, mientras que el punto de rocío permanece sin cambiar. Este proceso resulta en el comienzo, a veces repentino, de formación de una capa de nubes estratos que puede extenderse sobre un área muy grande. Sin embargo, la presencia de una perturbación fuerte puede introducir demasiado empuje ascensional, provocando una mezcla excesiva, y producir una capa límite excesivamente profunda e inestable para saturarse.

Finalmente, el enfriamiento de la cima de la capa de estratos aumenta el espesor de la parte saturada de la capa límite, lo cual tiene el efecto de bajar la base de la capa de estratos. Eventualmente, la saturación de la capa entera produce niebla en la superficie.

Concepto clave

Durante el proceso de formación de niebla en la costa occidental de un continente, los perfiles de temperatura y punto de rocío se enfrían y se humectan en las etapas iniciales una vez que se establece una inversión térmica, pero luego cambian muy poco una vez alcanzado el equilibrio. Se observa enfriamiento adicional cerca de la base de la inversión de temperatura en relación con un aumento de la altura de la inversión térmica.

[Repaso del enfriamiento radiativo en la superficie de la niebla](#)

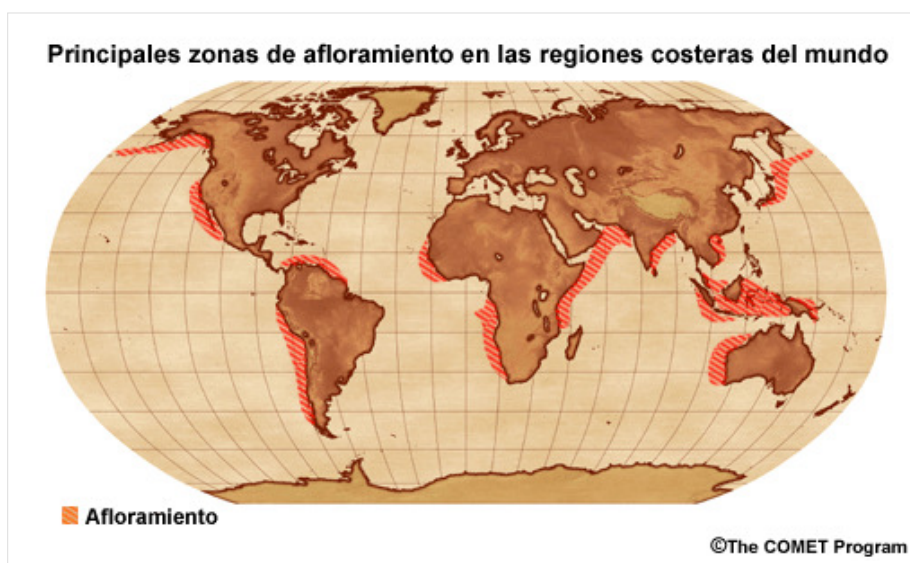
[Repaso de la humectación de la capa límite marina](#)

Conceptos > Niebla de costa occidental continental > Afloramiento y formación niebla

En la sección anterior estudiamos cómo la combinación de subsidencia y una trayectoria larga sobre el agua conduce a la formación de una capa límite húmeda y bien mezclada debajo de una fuerte inversión de temperatura. En esas condiciones, para la formación de niebla o nubes estratos es preciso cierto enfriamiento para saturar alguna parte de la capa límite. Como ya vimos, el ascenso de la inversión de temperatura puede enfriar la superficie de la capa límite y conducir a la formación de nubes estratos. Eventualmente, si la altura de la capa de estratos baja lo suficiente, se puede llegar a la formación de una capa de niebla en la superficie.

Otra manera de generar niebla consiste en enfriar las partes inferiores de la capa límite. Sin embargo, después de una larga trayectoria sobre agua, los flujos de calor y humedad en la superficie bajan a niveles insignificantes. Además, en latitudes más altas a latitudes más bajas suele conducir a temperaturas de la superficie del mar más altas. El afloramiento puede cambiar esa situación.

Este mapa muestra las áreas del mundo donde ocurre el afloramiento costero. A menudo estas regiones coinciden con áreas donde la niebla es una ocurrencia frecuente. Por tanto, a igual que con la niebla de advección, cuando parecen darse las condiciones favorables para la formación de niebla, debemos seguir de cerca la temperatura de la superficie del mar.



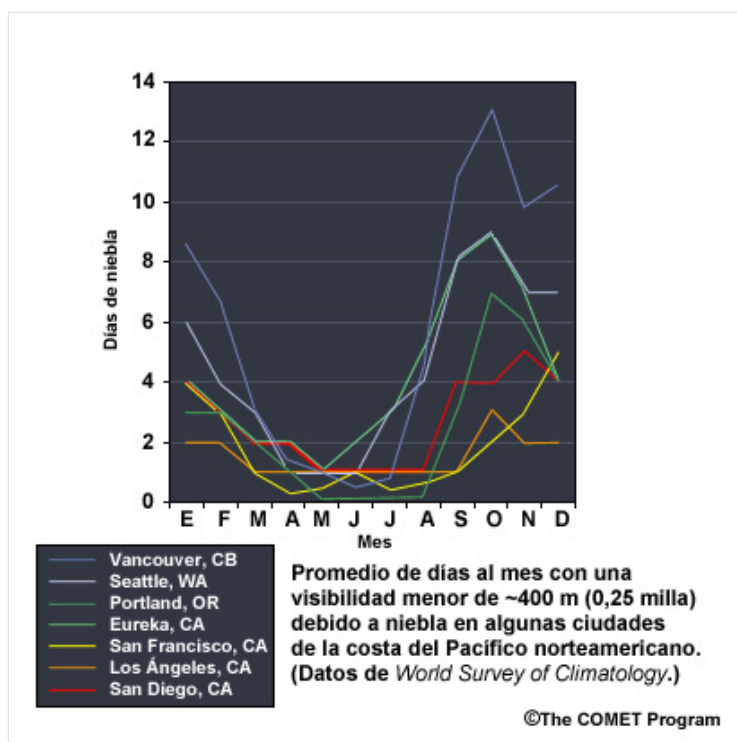
En períodos de afloramiento, la acción del viento en los niveles bajos empuja el agua de superficie en dirección opuesta a la costa, dejando que el agua más fría suba a la superficie desde zonas más profundas y ocupe su lugar. Esto significa que cuando una parcela de aire se desplaza en sentido perpendicular respecto de la costa, puede encontrar temperaturas de la superficie del mar más bajas. Las regiones de afloramiento pueden causar el enfriamiento de la capa límite inferior hasta que se acerque o alcance el punto de saturación, intensificando de este modo la ocurrencia de niebla y nubes estrato-cumulus de origen marino en la costa occidental de los continentes.

[Repaso de conceptos sobre el afloramiento costero](#)

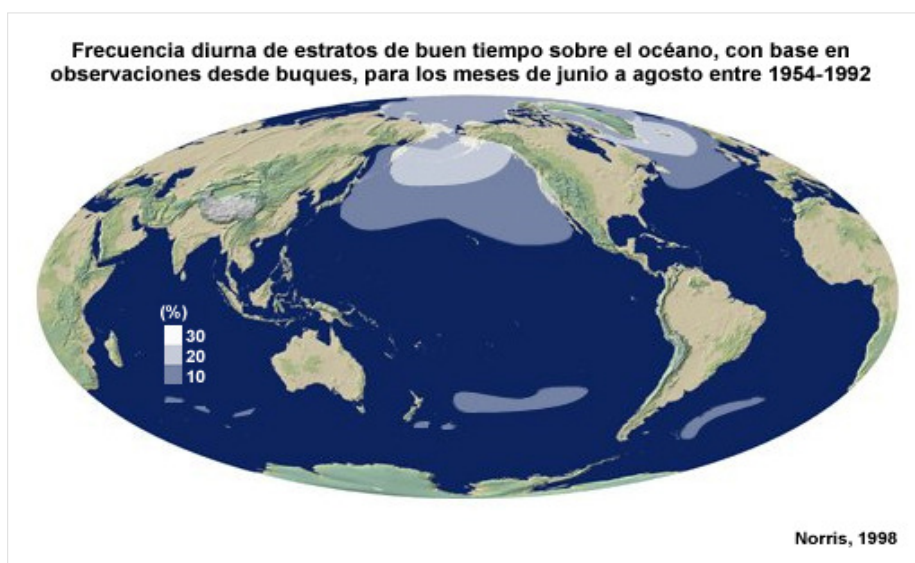
Conceptos > Niebla de costa occidental continental > Frecuencia, duración y extensión

Los eventos de niebla y nubes estratos en la costa occidental de los continentes pueden ocurrir casi en cualquier época año. Sin embargo, se observan variaciones particulares en la climatología de la niebla de costa occidental continental según la ubicación de la estación meteorológica que mantiene los datos.

Los datos climatológicos disponibles para las ciudades junto a la costa del Pacífico de Estados Unidos indican claramente que se produce una máxima en otoño. Como muestra esta gráfica, la frecuencia mensual de niebla en estaciones tierra adentro en la zona de la costa comienza a aumentar rápidamente en agosto y a partir de los primeros meses invernales se produce una rápida disminución de la ocurrencia de dichos eventos. Sin embargo, como la mayoría de estas estaciones se hallan alejadas de la costa, no registran las condiciones del entorno marino.

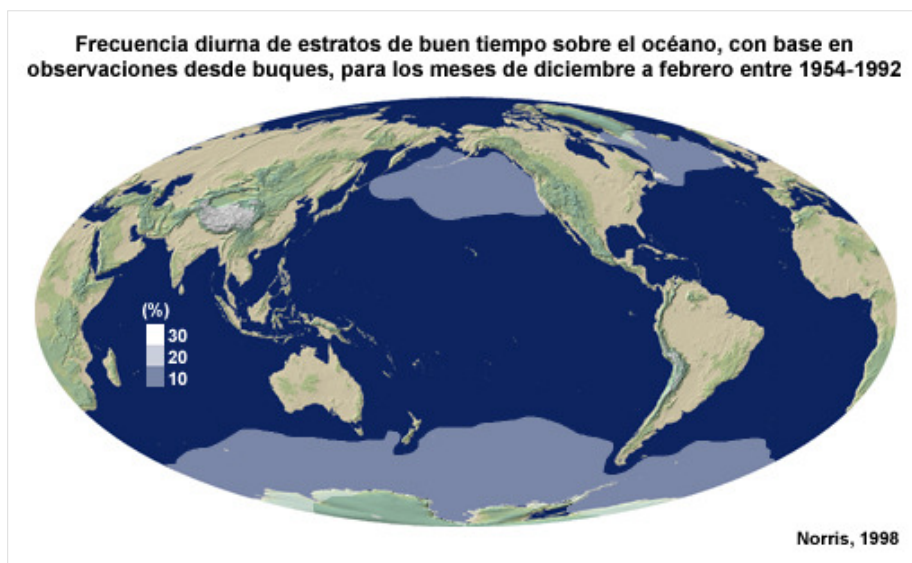


En EE.UU., junto a la costa del Pacífico y sobre las aguas oceánicas costeras la niebla y nubes estratos bajas suelen ser dominantes en los meses de junio a agosto a lo largo de la costa de California central y norte, pero se producen numerosas variaciones en la costa debido a efectos de mesoescala, especialmente cerca del litoral.



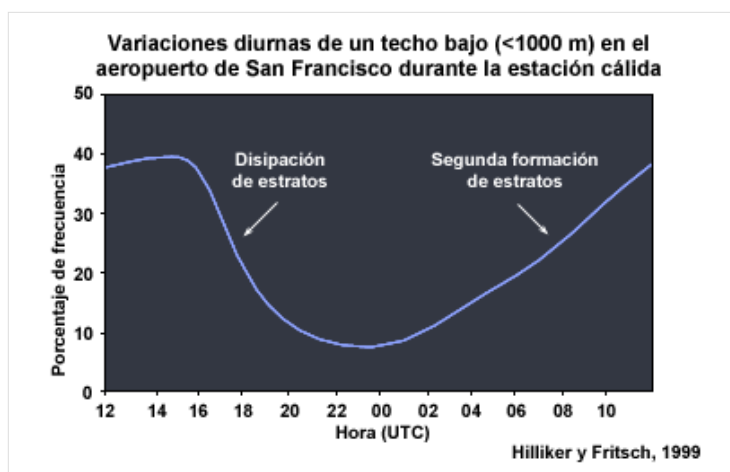
Al sur de Punta Concepción, en el sur de California, la mayoría de los episodios de niebla densa ocurren en invierno,

septiembre y marzo, mientras que los eventos de techos bajos son comunes principalmente en verano, entre junio y septiembre. Este patrón es el producto de corrientes oceánicas cálidas hacia el sur que inhiben el proceso de reducción la altura de las nubes estratos en esa zona. durante la estación cálida



Estas observaciones climatológicas revelan la importancia de conocer las condiciones locales y comprender circulación sinópticas. Si bien los datos climatológicos de una estación en particular pueden ayudarnos a pronosticar la niebla en lugar específico, derivar conclusiones generales para una región amplia a partir de esas observaciones es arriesgado

En EE.UU., los eventos de niebla y nubes estratos bajas junto a la costa del Pacífico durante la estación cálida presentan un evidente ciclo diario, con un pico de ocurrencia de techos bajos durante el período hasta media mañana y una mínima durante la segunda mitad de la tarde.



La amplitud de estos eventos puede variar enormemente de un caso a otro. Algunos eventos abarcan áreas pequeñas de la región costera, y su amplitud y duración están bajo el control de factores locales y de mesoescala. En otros casos, nubes estratos pueden formarse sobre zonas muy grandes del océano y las regiones costeras adyacentes en períodos breves.

Conceptos > Niebla de costa occidental continental > Preguntas**Pregunta 1**

Seleccione todas las opciones pertinentes.

¿Cuáles son los elementos clave en los eventos de niebla y nubes estratos en la costa occidental de los continentes?

- ☐ **a)** capa de inversión térmica sobre la capa límite
- ☐ **b)** advección de humedad
- ☐ **c)** afloramiento oceánico
- ☐ **d)** flujo hacia tierra
- ☐ **e)** sistema de alta presión sobre el océano

Ver respuesta

Las respuestas correctas son a) y e).

Se necesita una capa de inversión térmica sobre la capa límite para que ésta se enfríe y se humedezca en las primeras etapas de un evento de niebla y estratos en la costa occidental de un continente. Sin la capa de inversión térmica, la capa límite no se acondiciona para la formación de niebla o estratos. Normalmente, la capa de inversión térmica sobre la capa límite es el resultado de la subsidencia asociada al ambiente de alta presión de gran escala sobre el océano.

Pregunta 2

Elija la mejor respuesta.

Los flujos de superficie son importantes en todo el proceso de evolución de niebla estratos en la costa occidental de un continente y en última instancia constituyen la causa principal de su desarrollo.

- ☐ **a)** Verdadero
- ☐ **b)** Falso

Ver respuesta

La respuesta correcta es Falso.

Los flujos de superficie juegan un rol en las primeras etapas de evolución de la capa límite,

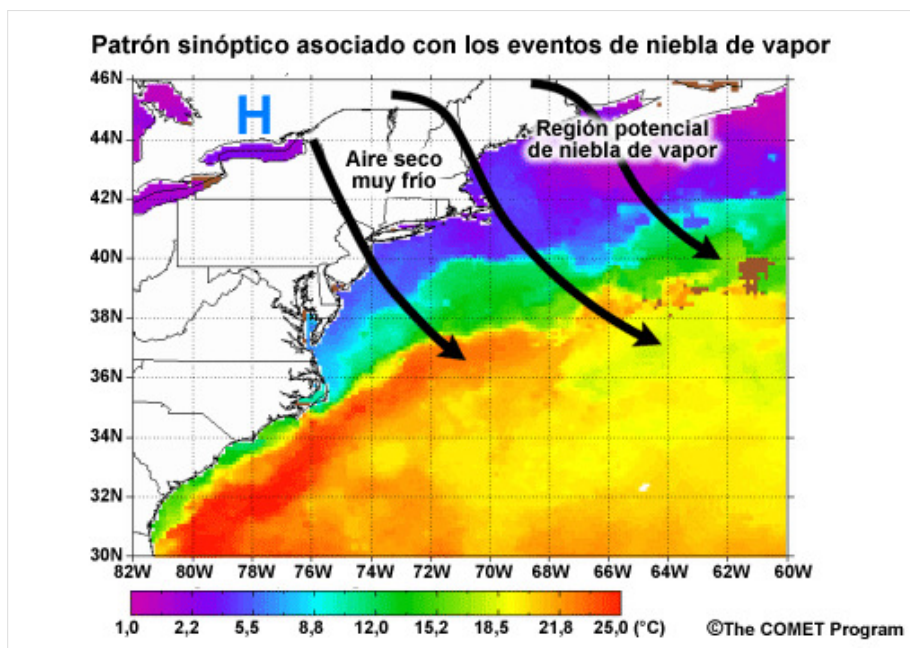
pero se vuelven insignificantes una vez que ésta alcance el estado de equilibrio o de capa bien mezclada. A menudo este estado no es suficiente como para producir niebla o nubes estratos, de modo que se requiere un mecanismo de levantamiento, como una perturbación débil, que provoque el enfriamiento adicional necesario para producir la saturación.

Conceptos > Niebla de vapor

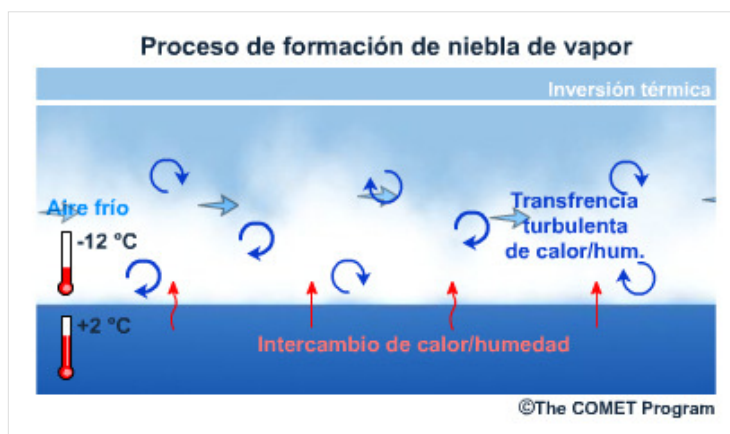
La niebla de vapor ocurre cuando una masa de aire intensamente frío y seco pasa rápidamente sobre una superficie de agua más caliente, absorbe el calor y ocasiona la evaporación de la humedad de la superficie del agua debido a procesos de transferencia por conducción, convección y turbulencia.

Conceptos > Niebla de vapor > Condiciones sinópticas

Este mapa muestra un típico patrón sinóptico favorable para la formación de niebla de vapor. Una masa de aire polar continental frío y seco atraviesa una zona donde la superficie del agua tiene una temperatura entre 10 y 12 °C más alta.



La transferencia del calor del agua produce remolinos turbulentos de convección. El vapor de agua se condensa conforme se mezcla con el aire, que es mucho más frío. La niebla se forma en columnas verticales o parches debido a la considerable turbulencia convectiva producida por la superficie cálida y húmeda subyacente. Estas nieblas pueden volverse extensas y muy espesas, especialmente si hay una inversión térmica arriba de la capa de la mezcla y se saturan.



[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

A menudo la niebla de vapor se forma incluso si existen vientos fuertes en la superficie. La fuerte turbulencia intensifica el intercambio de calor y humedad entre la atmósfera y la superficie del mar.

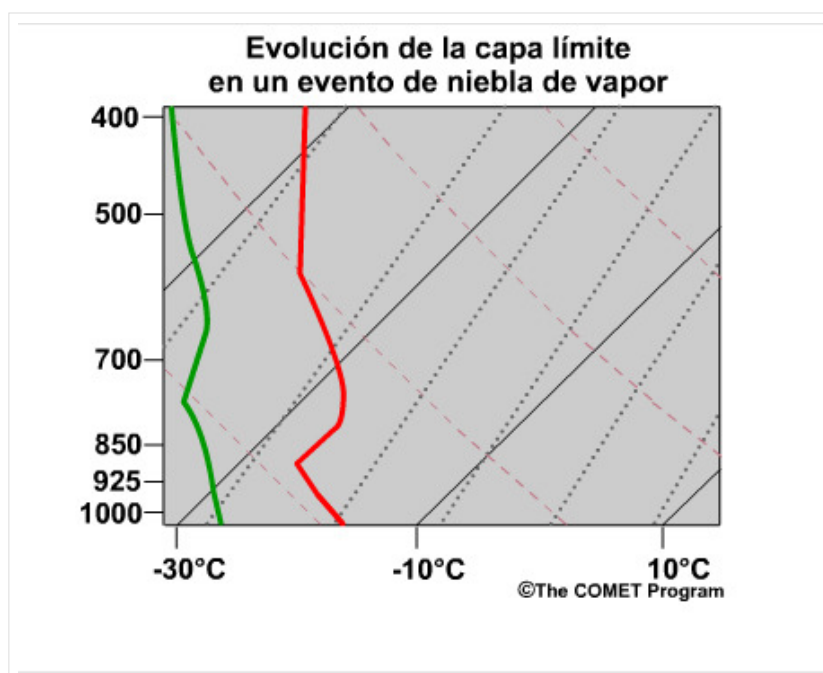
Sin embargo, la niebla de vapor también ocurre cuando la capa límite no presenta condiciones muy turbulentas, pero existe una gran diferencia de temperatura entre el aire y la superficie del mar. En tales condiciones, existe una inversión de temperatura poco profunda en la superficie arriba de la capa saturada subyacente, y en estos casos la niebla es muy poco profunda, típicamente unos pocos metros, hasta un máximo de algunas decenas de metros.

Conceptos > Niebla de vapor > Cambios en la capa límite

La presencia de aire frío sobre agua caliente estimula la transferencia de grandes cantidades de calor sensible y latente del agua al aire. La presión de vapor en la superficie del agua es mucho más alta que la del aire frío, lo cual crea un gradiente de presión de vapor que fomenta la transferencia rápida del vapor del agua al aire. Durante episodios fríos la transferencia ocurre tan rápidamente que se alcanza el punto de saturación antes de que la temperatura del aire se modere en alguna medida considerable.



Esta secuencia de diagramas oblicuos T-log p es un ejemplo conceptual de la evolución con el tiempo de la capa límite de una parcela de aire conforme su trayectoria, representada por las líneas blancas del mapa, la lleva desde el suelo frío del continente al océano. Los números indican la posición de la parcela de aire en cada punto (etapa) de la animación.



[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Concepto clave

Para que se forme niebla de vapor, es necesario que la saturación (aumento del punto de

rocío en y cerca de la superficie) ocurra rápidamente, sin cambios significativos en la temperatura del aire (poco cambio en el perfil de temperatura).

Conceptos > Niebla de vapor > Frecuencia, duración y extensión

La niebla de vapor sobre el entorno marino tiende a ocurrir principalmente durante el invierno, cuando las masas de ártico frío y seco descienden hacia el sur sin sufrir más que un mínimo de calentamiento. A la vez, la temperatura de superficie del mar sigue relativamente alta, es decir, arriba de 0 °C. Esto produce una fuerte diferencia entre las temperaturas del aire y del mar durante las invasiones de aire ártico.



En latitudes más bajas y sobre las masas de aguas internas, como los lagos menores, la niebla de vapor es más frecuente a fines de otoño y a comienzos de invierno, cuando la diferencia entre la temperatura del agua del lago y la temperatura del aire es mayor. Más adelante, en invierno, el lago puede helar o al menos volverse lo suficientemente frío como para reducir dicha diferencia de temperatura, lo cual disminuye el potencial de formación de niebla de vapor. La niebla de vapor sobre lagos y otras masas de agua pequeñas a menudo ocurre en condiciones calmas y suele ser muy poco profunda.

Muchos episodios ocurren en el ambiente detrás de un frente frío y son de breve duración, aunque algunos pueden persistir hasta una semana o más. La persistencia de los eventos de mar humeante o niebla de vapor de gran escala requiere la advección constante de aire frío y seco sobre el agua cálida, porque esto contribuye a mantener la gran diferencia entre la temperatura del aire y del mar. En cuanto cese la advección, la diferencia entre la temperatura del aire y del mar baja debido a la mezcla y el intercambio de calor y humedad, y la niebla se disipa rápidamente. La niebla también se disipa conforme pasa sobre tierra firme o un manto de hielo.

La extensión de los eventos de niebla de vapor varía considerablemente de una región a otra. En el entorno marino, aunque a menudo la niebla de vapor es muy poco profunda, puede cubrir áreas muy grandes y constituir un impedimento considerable para las operaciones marítimas. Debido al entorno turbulento en el cual se forma la niebla de vapor, la visibilidad puede variar mucho tanto en la escala temporal como espacial. Además de la visibilidad reducida, estas nieblas son capaces de producir fuerte engelamiento de las estructuras y las antenas de los buques. La reducción de la visibilidad y el peligro de engelamiento dificultan enormemente la planificación de las operaciones en estos entornos.

Conceptos > Niebla de vapor > Preguntas

Pregunta 1

Seleccione todas las opciones pertinentes.

¿Qué factores se necesitan para la formación de niebla de vapor?

- ☐ a) enfriamiento rápido de la capa límite
- ☐ b) flujo de humedad rápido hacia la capa límite
- ☐ c) grandes diferencias de temperatura entre el agua y el aire
- ☐ d) advección de humedad a gran escala
- ☐ e) advección o presencia de aire muy frío y seco sobre el agua

Ver respuestas

Las respuestas correctas son b), c) y e).

Se precisa un flujo de humedad rápido hacia la capa límite y esto es producto de grandes diferencias entre la temperatura del agua y del aire y un fuerte gradiente de presión de vapor entre el aire muy frío y seco y la superficie del agua. La humectación rápida debe ocurrir antes de la modificación considerable de la temperatura del aire. Recuerde que en los diagramas oblicuos T-log p conceptuales del modelo para eventos de niebla de vapor, el perfil de punto de rocío se desplaza hacia el perfil de temperatura.

Pregunta 2

Seleccione todas las opciones pertinentes.

¿Cuáles son los elementos clave en los eventos de niebla y nubes estratos en la costa occidental de los continentes?

- ☐ **a)** condiciones inestables
- ☐ **b)** condiciones estables
- ☐ **c)** gradientes de presión de vapor débiles
- ☐ **d)** gradientes de presión de vapor fuertes
- ☐ **e)** turbulencia
- ☐ **f)** perfil de capa límite inicialmente húmedo
- ☐ **g)** perfil de capa límite inicialmente seco

Ver respuestas

Las respuestas correctas son a), d), e) y g).

Los eventos de niebla de vapor requieren un fuerte gradiente de presión de vapor. Esto ocurre cuando aire relativamente frío y seco fluye sobre una masa de agua cálida. La humectación rápida provocada por el fuerte gradiente de presión de vapor lleva a condiciones inestables en la capa límite. La turbulencia intensifica la rápida humectación de la capa límite, y fomenta en mayor medida la formación de niebla de vapor.

Preguntas

Pregunta 1

Elija las mejores opciones de la lista.

Las trayectorias de aire asociadas con los eventos de niebla de costa occidental continental suelen estar orientadas hacia , mientras que las trayectorias de aire asociadas con los eventos de niebla de advección suelen estar orientadas hacia .

[Ver respuestas](#)

Explicación

La niebla de advección se forma en respuesta al enfriamiento de la capa límite marina debido a temperaturas de la superficie del mar más bajas, que típicamente se encuentran a latitudes más altas. Por lo tanto, la niebla de advección marina suele formarse en respuesta a un flujo **hacia el polo**. A la inversa, la niebla de costa occidental continental se forma con poco enfriamiento, pero con trayectorias largas sobre aguas tibias, lo cual produce una capa límite fría y húmeda debajo de una fuerte inversión de temperatura. Esto ocurre principalmente con los flujos **hacia el ecuador** a lo largo de las costas occidentales de los continentes.

Pregunta 2

Elija la mejor respuesta.

¿Con qué tipo de evento de niebla marina se asocian principalmente el efecto de una perturbación débil que sube el nivel de la inversión térmica y el proceso de reducción de la altura de la capa de nubes estratos?

- ☒ **a)** de advección
- ☐ **b)** de vapor
- ☐ **c)** en la costa occidental de los continentes
- ☐ **d)** de radiación

[Ver respuestas](#)

La respuesta correcta es c).

La niebla de costa occidental continental se forma con frecuencia cuando una pequeña perturbación afecta una capa límite húmeda y fría que está cerca del punto de saturación. La menor subsidencia permite el ascenso de la capa de inversión térmica sobre la capa límite. En respuesta, la parte superior de la capa límite se enfría adiabáticamente. El

enfriamiento radiativo de la cima de las nubes causa la reducción de la altura de la capa de estratos y produce niebla en la superficie. La niebla de advección se forma en respuesta al enfriamiento de superficie, mientras que la niebla de vapor se forma en respuesta a la humectación rápida en la superficie.

Pregunta 3

Elija la mejor respuesta.

Muchos eventos de niebla marina de estación cálida ocurren bajo la influencia de cuáles de las siguientes estructuras meteorológicas de gran escala?

- ☒ **a)** dorsales subtropicales sobre el océano
- ☐ **b)** vórtice polar frío
- ☐ **c)** vórtice ciclónico subtropical
- ☐ **d)** alta presión fría

Ver respuestas

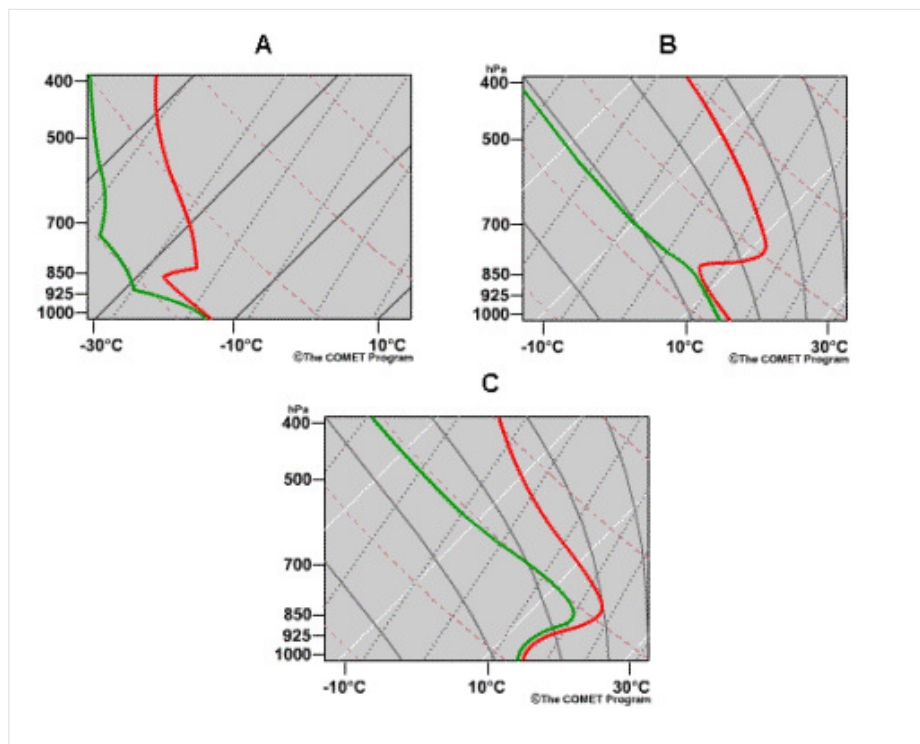
La respuesta correcta es a).

La subsidencia asociada con las dorsales subtropicales sobre el océano suelen producir una inversión arriba de la capa límite marina. Esta inversión inhibe la mezcla de la capa límite con la atmósfera libre, lo cual permite la saturación y la formación de niebla.

Pregunta 4

Elija las mejores opciones.

Cada uno de los siguientes sondeos hipotéticos representa las condiciones en la capa límite asociadas a un tipo de evento de niebla o nubes estratos marino diferente. (Elija el evento de niebla o estratos que corresponde a cada sondeo.)



¿Qué cambios se produjeron en 12 horas a medida que la capa límite se desplazaba hacia el sur?

Sondeo A

Sondeo B

Sondeo C

[Ver respuestas](#)

Explicación

El **sondeo A** muestra una capa límite inestable con aire frío y seco en altura, lo cual es indicativo de un evento de **niebla de vapor**.

El **sondeo B** muestra una capa límite fría y bien mezclada debajo de una fuerte inversión de temperatura, una estructura característica de las **nieblas de costa occidental continental**.

El **sondeo C** es indicativo de enfriamiento en la superficie y, por tanto, de **niebla de advección**.

Ejemplos

En esta sección presentamos tres ejemplos: un episodio de niebla de advección ocurrido en el Atlántico Norte, un evento de niebla en la costa occidental del continente Norteamericano que ocurrió en la costa de California, y un evento de niebla de vapor que ocurrió en Nueva Escocia, Canadá.

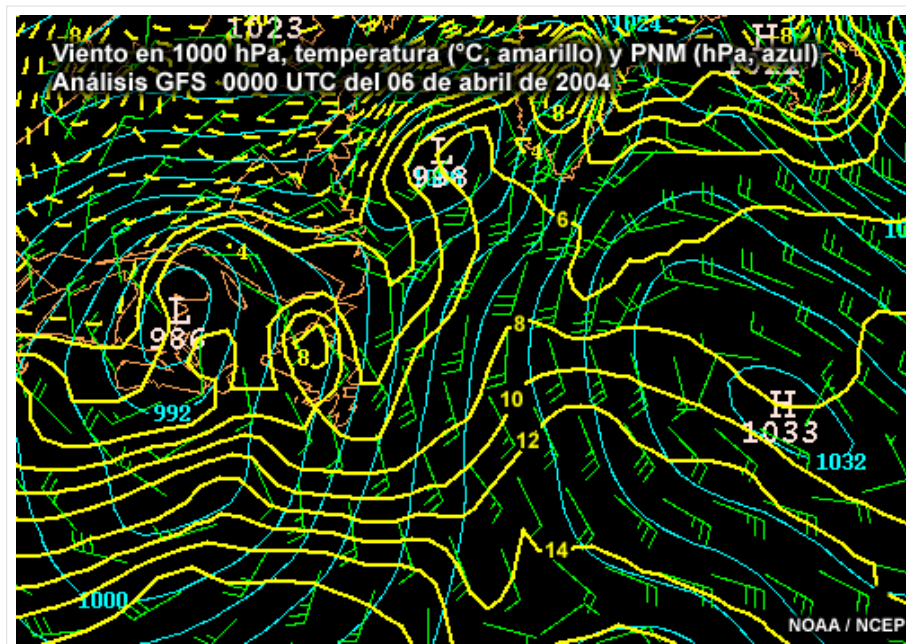
Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección

El ejemplo siguiente muestra cómo la niebla de advección sobre el entorno marino suele formarse en aire caliente y húmedo que se enfría hasta el punto de saturación a medida que atraviesa aguas más frías. Este ejemplo presenta la situación que ocurrió sobre el Atlántico Norte entre el 7 y el 9 de abril de 2004. Como explicamos en la sección anterior, en casos similares a éste la trayectoria de una masa de aire es un factor importante para la formación de niebla.



Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección > Consideraciones de trayectoria y TSM

Esta secuencia muestra el viento, la temperatura y la presión al nivel del mar (PNM) sobre el Atlántico Norte entre el 7 de abril de 2004.



isotermas.

Por lo general, en las masas de aire que se desplazan hacia el polo o las masas de aire que previamente atravesaron una corriente oceánica caliente, en un comienzo el punto de rocío del aire es más alto que la temperatura del agua en latitudes más altas. Se formará niebla si el viento tiene un alcance suficiente sobre aguas calientes o frías junto y se produce mezcla y turbulencia en la capa límite.

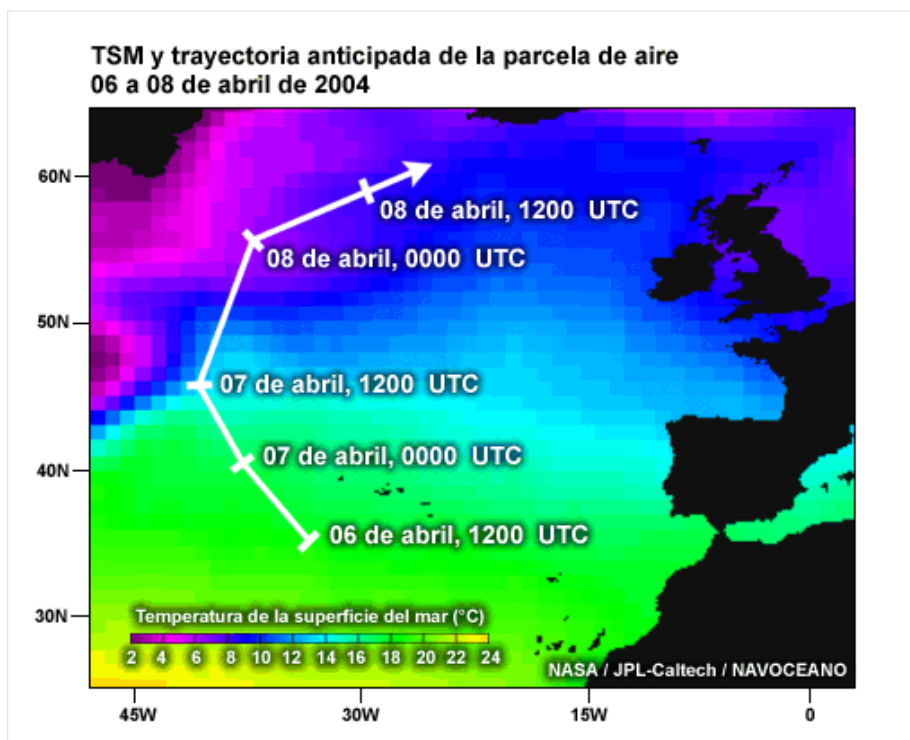
Además, la alta presión en el noreste del Atlántico produce subsidencia, un factor que fomenta la formación de niebla limitando la mezcla entre la capa límite y la atmósfera libre.

Concepto clave

Las zonas de alta presión de gran escala suelen ser el fenómeno dominante de escala sinóptica que da impulso a la trayectoria de las parcelas de aire. En los eventos marinos de niebla o nubes estratos de advección, típicamente las parcelas de aire se desplazan desde el sur hacia el norte, es decir, de aguas más cálidas a aguas más frías.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección > Trayectoria de las parcelas de aire

Normalmente, no es suficiente que el flujo sea del sur para producir niebla y nubes estratos. Este mapa muestra la temperatura de la superficie del mar junto con una trayectoria para el período de 48 horas entre las 1200 UTC del 6 de abril hasta las 1200 UTC del 8 de abril de 2004.



Pregunta

Determine la temperatura de la superficie del mar en cada uno de los puntos indicados a lo largo de la trayectoria a partir del 6 de abril.

- 1)
- 2)
- 3)
- 4)
- 5)

[Ver explicación](#)

Explicación:

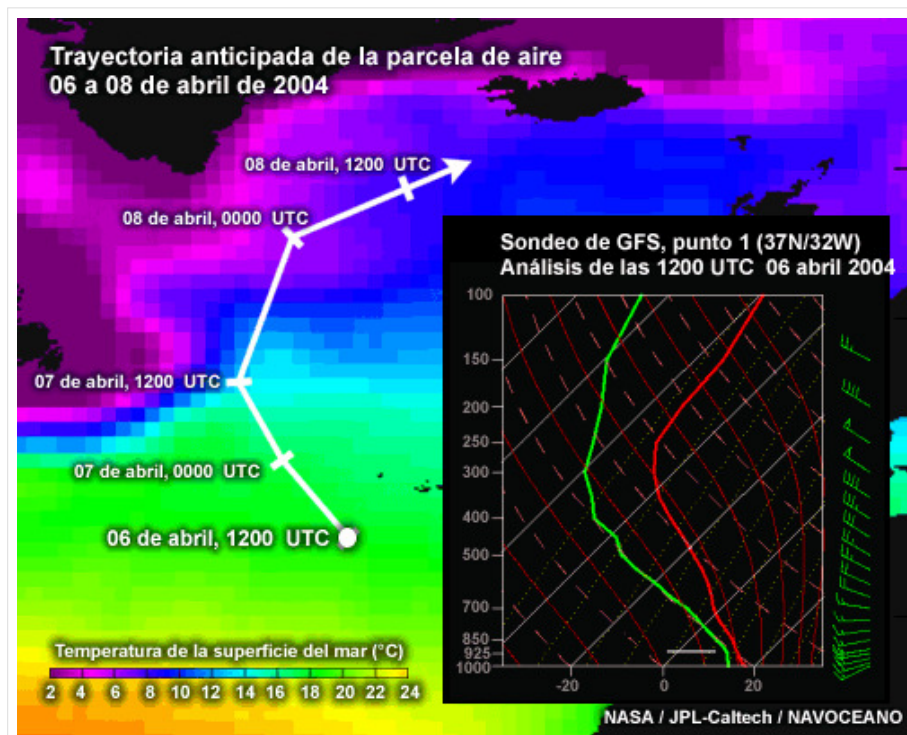
Observe que la trayectoria de la parcela de aire pasa sobre aguas cada vez más frías, especialmente poco al norte de 40°N, donde la temperatura de la superficie del mar baja de 18 a 8 °C en una distancia de pocos centenares de kilómetros. Este fuerte gradiente de TSM coincide con la zona donde comienzan a aparecer las nubes estratos bajas y la niebla.

Para que se forme niebla, la trayectoria de la parcela de aire debe pasar sobre superficies

de agua cada vez más frías. Además, el punto de rocío inicial de la parcela debe exceder la temperatura más baja de la superficie del mar que encuentra a lo largo de la trayectoria que sigue. Si inicialmente el punto de rocío de la masa de aire es más alto que la temperatura más baja de la superficie del mar que atravesará, y si el proceso de enfriamiento continúa durante suficiente tiempo, eventualmente la temperatura del aire alcanzará el punto de rocío, produciendo la saturación y formándose niebla. Sin embargo, si el punto de rocío inicial es menor que la temperatura más baja del agua, no se alcanzará el punto de saturación y es poco probable que se forme niebla.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección > Cambios en la capa límite

Veamos los sondeos del pronóstico del modelo para varios puntos a lo largo de la trayectoria. Esto nos permitirá seguir cambios que ocurren en la capa límite a medida que se desplaza hacia el noroeste a lo largo del borde del sistema de presión de gran escala anclado en el este del Atlántico central.



Pregunta

Elija la mejor respuesta.

El diagrama oblicuo T-log p corresponde al punto 1, a las 1200 UTC del 6 de abril. ¿Cómo describiría la capa límite?

- ☐ a) seca y estratificada
- ☐ b) seca y bien mezclada
- ☐ c) húmeda y estratificada
- ☐ d) húmeda y bien mezclada

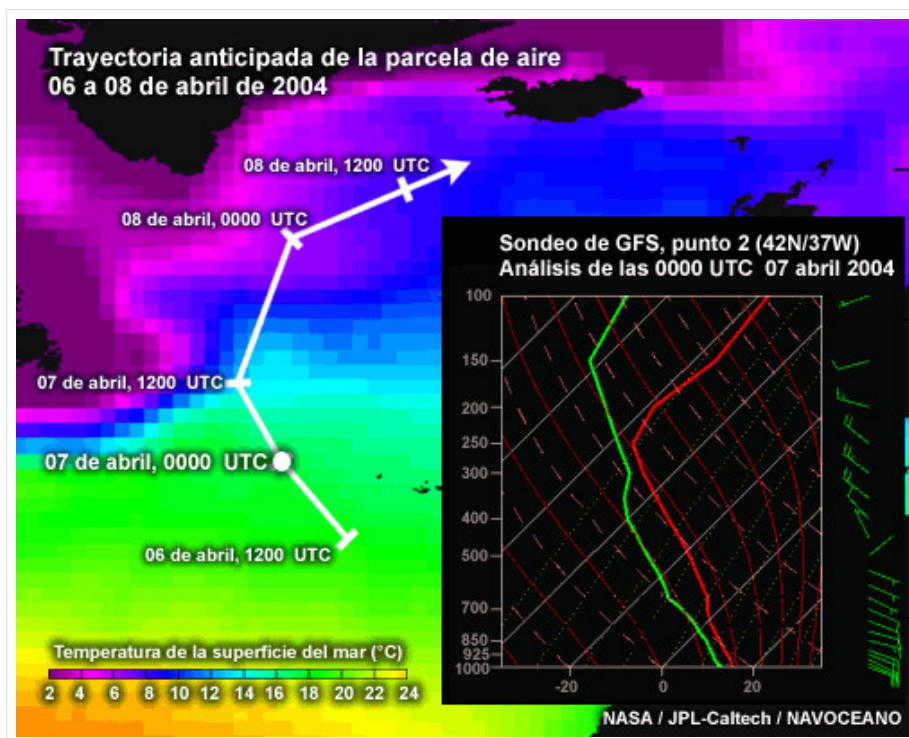
Ver respuesta

La respuesta correcta es d).

Observe que la capa límite bien mezclada es bastante húmeda, pero no ha alcanzado el punto de saturación. Note también que el punto de rocío está entre 14 y 15 °C, bastante más bajo que la temperatura de la superficie del mar y la temperatura del aire en la superficie (18 °C). Aunque la capa límite no está saturada, su naturaleza húmeda y cálida establecerá las condiciones para la eventual formación de niebla de advección y nubes

estratos de origen marino, cuando se desplace sobre superficies más frías.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección > Capa límite: 0000 UTC del 7 de abril de 2004



Elija la mejor respuesta para los enunciados.

Pregunta

Doce horas más tarde, en el punto 2, ubicado a aproximadamente 650 km (360 millas náuticas) hacia el norte a lo largo de la trayectoria, ¿cómo ha cambiado la capa límite?

- a) La temperatura de superficie ha Elija una opción .
- b) El punto de rocío de superficie ha Elija una opción .
- c) La capa húmeda es Elija una opción .

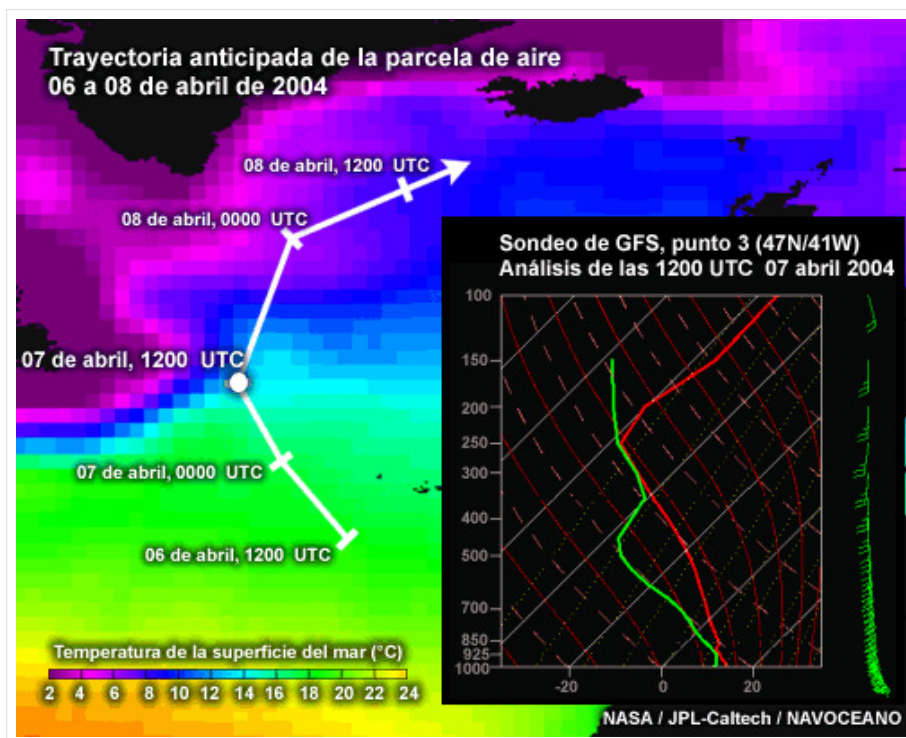
[Ver respuestas](#)

Las respuestas correctas son:

En la superficie, la temperatura ha **disminuido** a 15 °C y el punto de rocío ha **disminuido** un poco también, a aproximadamente 13 °C. Esto significa que ahora en la capa límite existe una depresión del punto de rocío de 2 a 3 °C y la TSM es de 15 a 16 °C.

La capa límite sigue siendo bastante húmeda y bien mezclada, y es un poco **más gruesa**. Arriba de la capa límite se nota una capa un poco menos mezclada y ligeramente más seca, una condición que se observa a menudo durante el desarrollo de nubes estratos y niebla de origen marino. Sin embargo, aún no se ha producido suficiente enfriamiento para que se forme niebla.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección > Capa límite: 1200 UTC del 7 de abril de 2004



Pregunta 1

Elija las mejores opciones.

Este sondeo corresponde a un momento doce horas más tarde, en el punto 3, a unos 740 kn (400 millas náuticas) al norte del punto 2. ¿Qué estructuras observa en el sondeo?

- a) Una capa saturada en Elija una opción .
- b) Una capa isoterma en Elija una opción .

[Ver respuestas](#)

Las respuestas correctas son:

- a) Una capa saturada en 900 hPa.
- b) Una capa isoterma en 1000-900 hPa.

Pregunta 2

Elija la mejor respuesta.

¿Qué condición es probable que indique el sondeo?

- ☐ a) niebla
- ☐ b) nubes estratos

Ver respuesta

La respuesta correcta es b).

Este sondeo indica que la capa límite superior está saturada, mientras que la capa límite inferior no lo está. Arriba de la capa límite hay una capa isoterma que se extiende aproximadamente entre 800 y 900 hPa y forma la base de una profunda capa seca. Por lo tanto, el sondeo indica la presencia de una capa de nubes estratos en los niveles inferiores.

Pregunta 3

Elija la mejor respuesta.

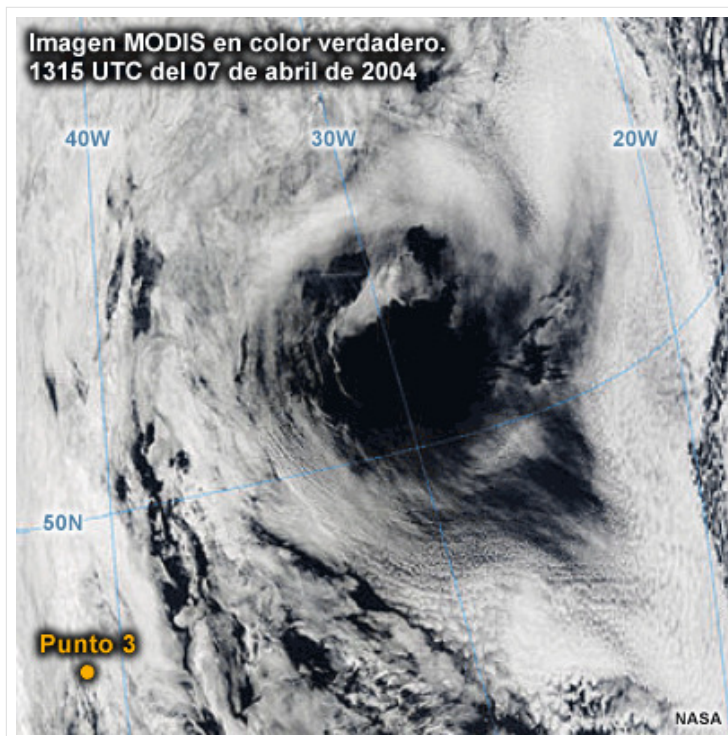
En su opinión, ¿qué factores impiden el desarrollo de la niebla y han provocado la formación de nubes estratos?

- ☐ a) La capa profunda y seca sobre la zona saturada
- ☐ b) La zona saturada en 350-250 hPa
- ☐ c) La mezcla turbulenta en la superficie
- ☐ d) húmeda y bien mezclada

Ver respuesta

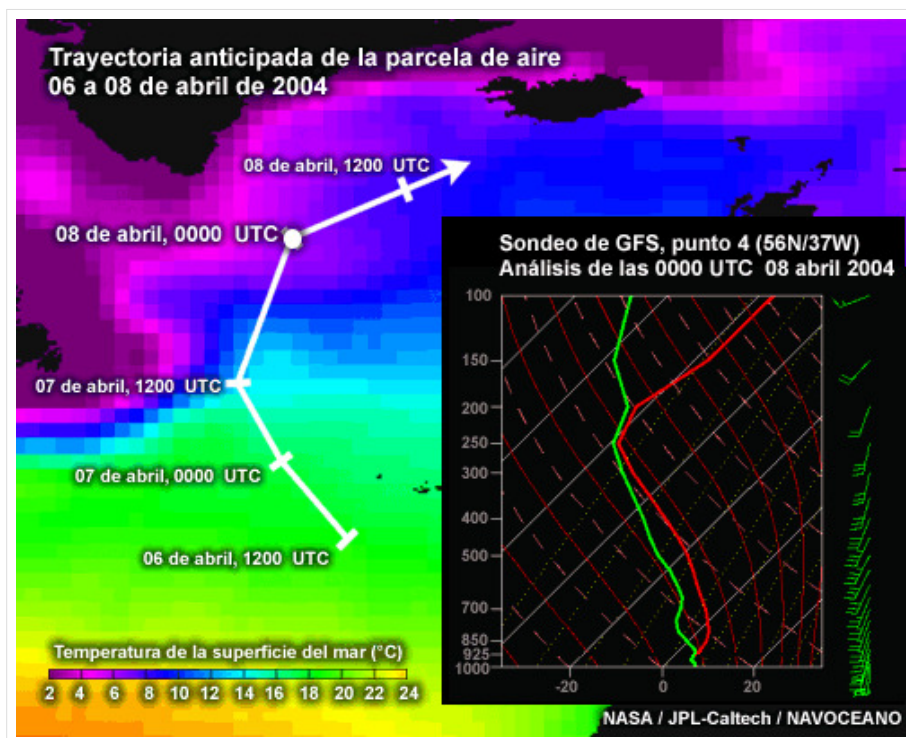
La respuesta correcta es c).

La presencia de una capa isoterma débil arriba de la capa saturada apoya la idea de que se han formado nubes estratos y puede ser el comienzo de una capa de inversión térmica arriba de la capa límite. La TSM en esta zona ha bajado considerablemente, a 10 °C.



Tanto el punto de rocío como la temperatura son más altos, lo cual sugiere que deben estar produciéndose una fuerte advección cálida y un grado considerable de intercambio de calor dentro de la capa límite inferior. Esta imagen MODIS confirma la existencia de nubes estratos sobre la región alrededor del punto 3.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección > Capa límite: 0000 UTC del 8 de abril de 2004



Pregunta 1

Elija la mejor respuesta.

En su opinión, ¿qué factores impiden el desarrollo de la niebla y han provocado la formación de nubes estratos?

- ☐ a) niebla
- ☐ b) nubes estratos
- ☐ c) despejando

Ver respuesta

La respuesta correcta es a).

El sondeo muestra que capa límite entera se ha saturado, pese a los constantes vientos fuertes y turbulencia. También hay una inversión débil arriba de la capa saturada, más allá de 900 hPa.

Pregunta 2

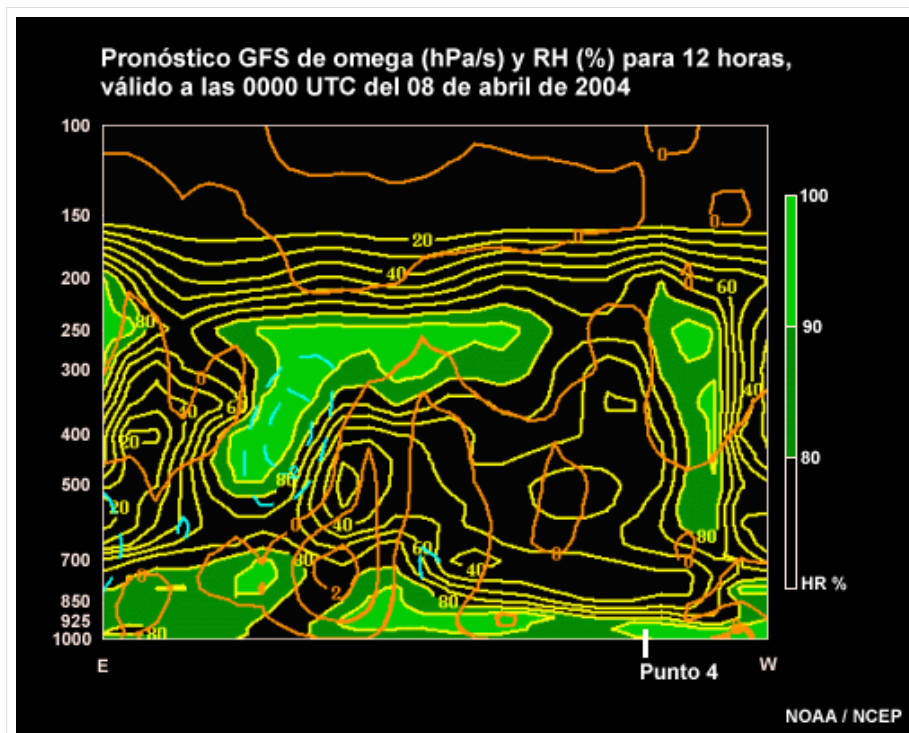
Elija la mejor respuesta.

Note que la capa límite tiene un espesor de aproximadamente 100 hPa, un poco menos que en el punto 3 y considerablemente menos que en el punto 2. ¿Cuál de los siguientes factores es responsable en mayor medida de la reducción del espesor de la capa límite?

- ☐ a) La reducción de la velocidad del viento conduce a menos mezcla turbulenta.
- ☐ b) El enfriamiento continuo reduce el espesor de la capa límite.
- ☐ c) La subsidencia asociada al sistema de alta presión en el Atlántico occidental.

Ver respuesta

La respuesta correcta es a).



Lo más probable es que la reducción del espesor de la capa límite se deba a la subsidencia a gran escala causada por la gran dorsal ubicada al sudeste sobre el océano. Esta subsidencia puede reducir el alcance de la mezcla vertical de la humedad y contribuir a la saturación de la capa límite. Para un determinado flujo de humedad que penetra la capa límite, cuanto menos espesa la capa límite, tanto más fácilmente podrá alcanzar el punto de saturación. El corte transversal de velocidad vertical y humedad generado por el modelo GFS muestra una subsidencia débil cerca del punto 4 y una capa húmeda poco profunda que coincide bastante con las expectativas y las observaciones.

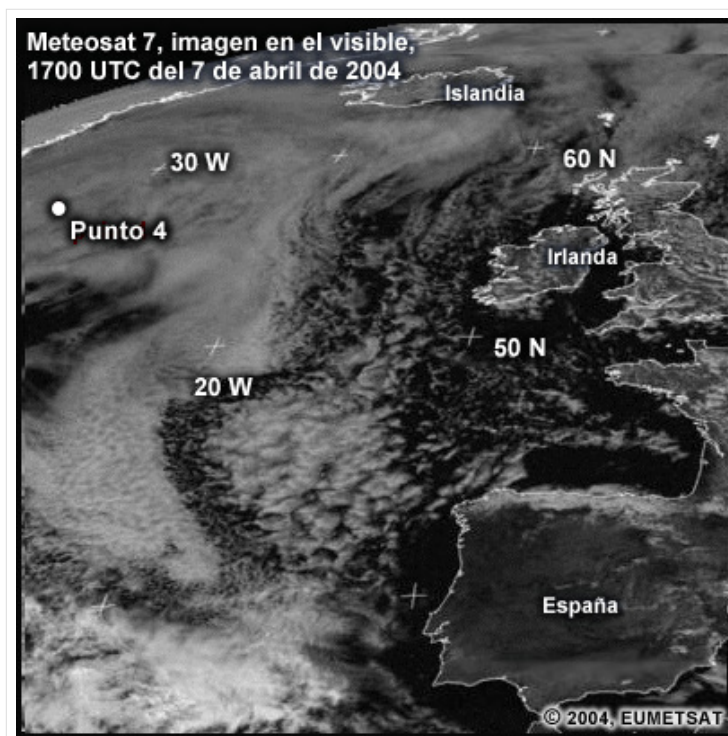
Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección > Observaciones: 0000 UTC del 8 d abril de 2004

Las observaciones realizadas desde buques, como la visibilidad de 1,1 km recibida a las 0000 UTC, apoyan la existencia de niebla. Observe además que a pesar de que durante las horas del día se produce un poco de calentamiento, las visibilidades bajas persisten.

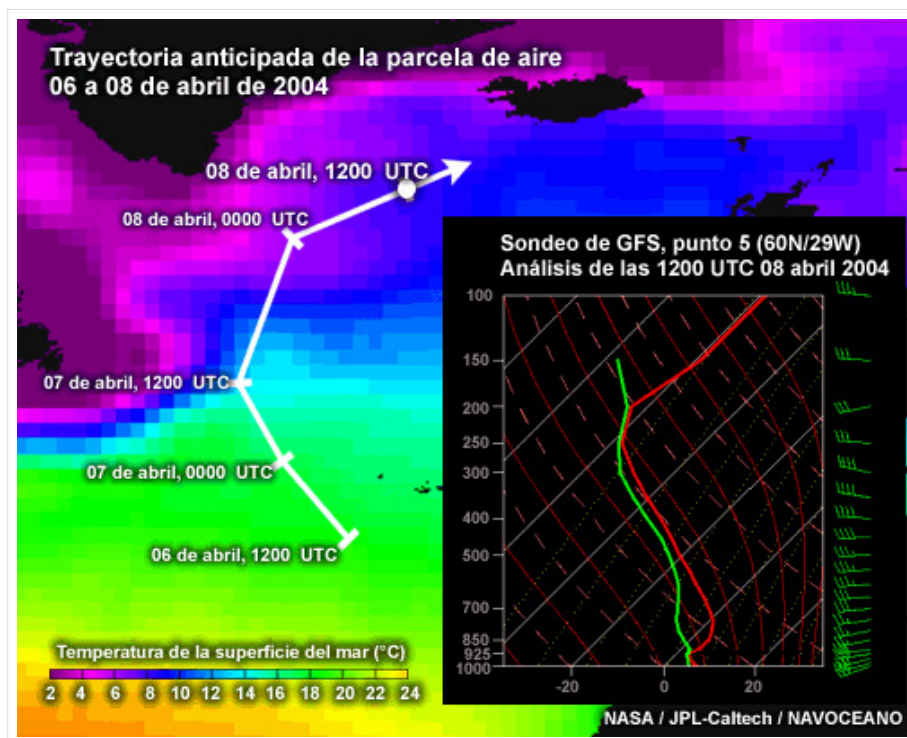
Id.	UTC	Lat.	Long.	Dist.	Rumbo	Dv	Vv	p	Tend. p	T aire	T agua	Vis.
SLCI	00	55.9	-36.9	131	331	180	20,5	1027	+0	7	7	1,1
SLCI	06	55.2	-38.6	144	301	160	44,5	1024	-3	9,1	6,8	0,18
SLCI	12	54.5	-40.2	140	17,1	---	---	1020	-4	8	6	2,2
SLCI	18	53.7	-41.6	140	29,9	---	---	1017	-3	8,8	6,3	1,1

Si contáramos con informes de punto de rocío, es probable que veríamos que esos valores no sólo permanecen arriba de la temperatura del agua, sino que posiblemente aumentan, debido al flujo húmedo hacia el sur y a los puntos de rocío más elevados corriente arriba. Es probable que éste sea el factor que mantiene las condiciones saturadas.

Las imágenes satelitales en el visible de METEOSAT obtenidas la noche anterior a las 1700 UTC muestran que el punto 4 halla en el medio de una gran región de nubes estratos bajas y niebla en fase de expansión.



Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección > Capa límite: 1200 UTC del 8 de abril de 2004



Pregunta

Elija la mejor respuesta.

¿Qué condición muestra el diagrama oblicuo T-log p generado por el modelo para las 1200 UTC del 8 de abril?

- ☐ a) niebla
- ☐ b) nubes estratos

Ver respuesta

La respuesta correcta es b).

El diagrama oblicuo T-log p generado por el modelo para las 1200 UTC del 8 de abril muestra una capa saturada ligeramente elevada y condiciones no saturadas en la superficie, lo cual también sugiere la presencia de nubes estratos en lugar de niebla. Es probable que los fuertes vientos del oeste a 55 km/h (~30 nudos) sean el motivo por el cual la capa de estratos no ha bajado hasta la superficie. Note que se ha establecido una capa de inversión térmica sobre la capa límite, y que el aire más seco ha quedado en altura.

Los informes recibidos de los buques confirman la presencia de nubes estratos en lugar de niebla, ya que indican niveles de visibilidad de 4,6 a 11,5 km en la región. Observe también que a las 1200 y 1800 UTC los buques UIDS y OXYH indicaban que la temperatura

del aire era considerablemente más alta que la temperatura del agua.

Id.	UTC	Lat.	Long.	Dist.	Rumbo	Dv	Vv	p	Tend. p	T aire	T agua	Vis.
UIDS	1200	61.0	-28.40	76	38	240	46,3	1017	-1	9,4	6,7	4,6
OXYH	1800	60.1	-28.50	45	82	240	44,6	1024	-0	8,5	7,3	4,6
UIAI	1800	61.2	-28.50	84	31	240	72	1016	+4	6	5,5	11,5

Esto probablemente fue el resultado de una combinación de calentamiento diurno y advección cálida. En este escenario, la niebla asciende al nivel de nubes estratos durante el día y con toda probabilidad vuelva a bajar al nivel de niebla por la noche, si no se producen cambios considerables en las condiciones.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de advección > Resumen

Podemos resumir los procesos críticos para la formación de la niebla de advección de la manera siguiente:

- La alta presión de escala sinóptica encamina las trayectorias de las parcelas de aire hacia latitudes más altas, desaguas más caliente hacia aguas más frías.
- La subsidencia a gran escala en altura inhibe la mezcla en la atmósfera arriba de la capa límite.
- La temperatura del aire en la superficie disminuye debido a la pérdida de calor hacia el océano a medida que las parcelas de aire pasan sobre aguas más frías.
- La saturación ocurre cuando la temperatura del aire y el punto de rocío bajan hasta la temperatura de la superficie mar.
- La capa saturada puede elevarse debido a mezcla turbulenta intensa dentro de la capa límite. La turbulencia puede surgir como resultado de vientos fuertes que soplan en respuesta a los intensos gradientes de presión a lo largo del sistema de alta presión sobre el océano.
- Una capa límite relativamente poco profunda favorece el desarrollo de la niebla, ya que en caso contrario puede producirse mezcla sobre una capa excesivamente profunda para la formación de niebla, lo cual conduce a la formación de nubes estratos.
- Los cambios en la capa límite provocados por el calentamiento diurno a través de la capa de niebla y estratos, por escaso que sea, pueden ser suficientes como para provocar el ascenso de la niebla al nivel de estratos, e incluso su disipación.
- La diferencia entre el desarrollo de niebla de advección y nubes estratos depende de cambios pequeños en la cantidad de mezcla turbulenta que ocurre en el interior de la capa límite. Esto representa un reto para el pronóstico, ya que un cambio relativamente pequeño (incluso los cambios inducidos por el calentamiento diurno) puede ser suficiente como para provocar la formación de niebla en lugar de una capa de estratos y a menudo estos cambios menores no son aparentes en los productos de pronóstico de los modelos.
- De acuerdo con esta discusión, los factores críticos que es preciso vigilar para pronosticar niebla y estratos de advección de origen marino son:
 - capa límite húmeda
 - enfriamiento de la temperatura de superficie debido al movimiento sobre aguas más frías
 - subsidencia a gran escala en altura

Ejemplos > Ejemplo de niebla de costa occidental continental

El ejemplo siguiente presenta la evolución típica de la capa límite junto a la costa del Pacífico en Estados Unidos que a menudo conduce al desarrollo dinámico de niebla y nubes estratos de origen marino. Aunque éste no es el único escenario bajo el cual la capa límite puede saturarse, se trata de una situación bastante común.

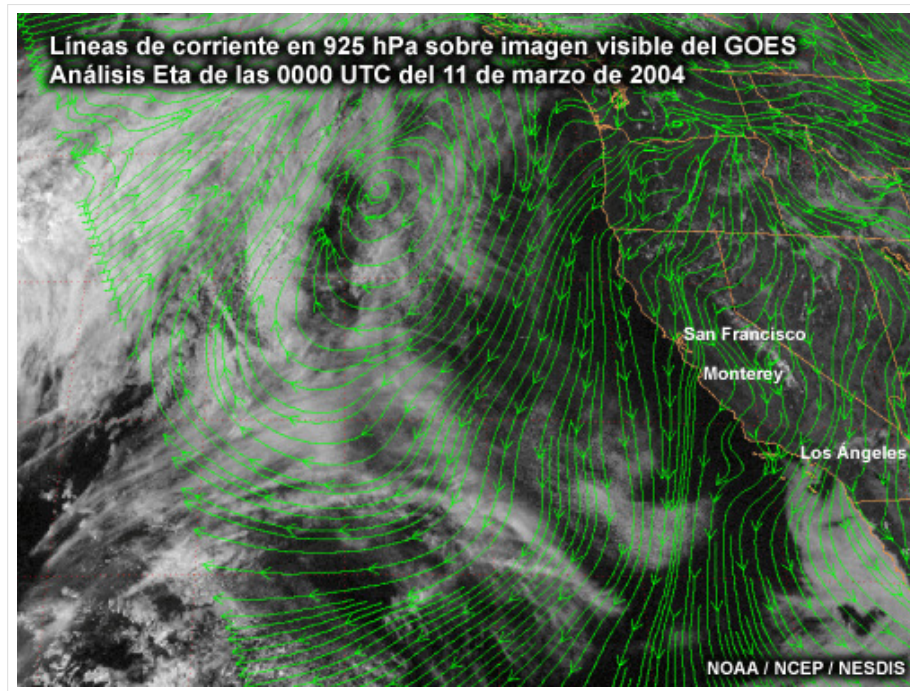
En este caso, durante un período de 24 horas entre el 11 y el 12 de marzo de 2004 se formaron niebla y nubes estratos rápidamente junto a la costa de California.

Para evaluar el potencial de niebla y nubes estratos de origen marino, es preciso considerar los parámetros siguientes con el fin de formular claramente los cambios, a veces sutiles, que pueden ocurrir en la capa límite para provocar un evento de niebla o nubes estratos, como los siguientes:

- cambios en la trayectoria de las parcelas de aire
- cambios de temperatura y humedad
- cambios en la profundidad de la capa límite

Ejemplos > Ejemplo de niebla de costa occidental continental > Trayectorias

Comencemos nuestro estudio de este caso con una descripción de las trayectorias de las parcelas de aire. Esta imagen satelital en el visible de las 0000 UTC del 11 de marzo lleva superpuestas las líneas de corriente en 925 hPa.



Pregunta 1

Elija la mejor respuesta para los enunciados.

Doce horas más tarde, en el punto 2, ubicado a aproximadamente 650 km (360 millas náuticas) hacia el norte a lo largo de la trayectoria, ¿cómo ha cambiado la capa límite?

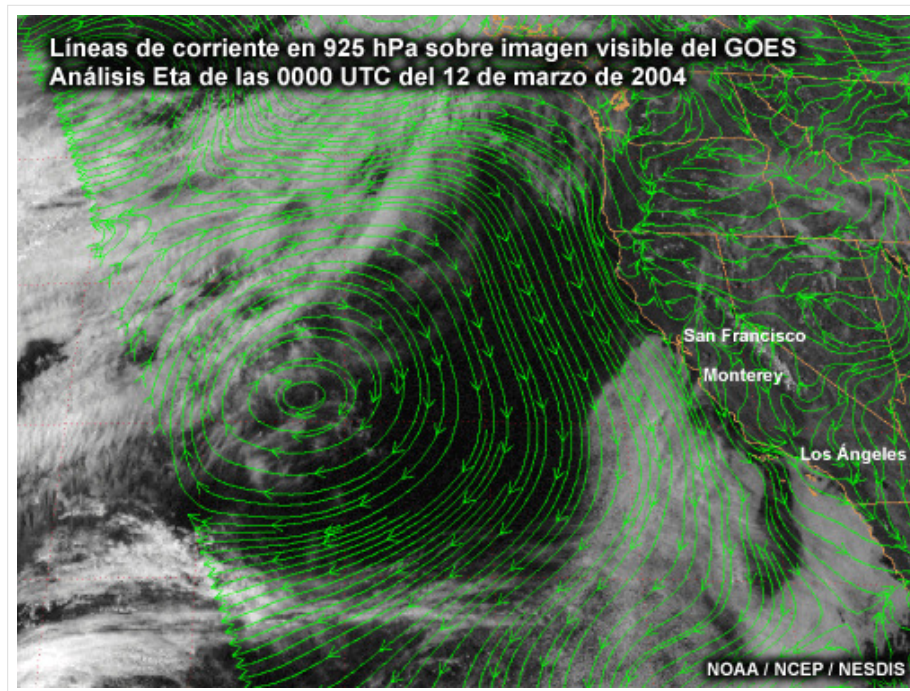
- a) El flujo general se dirige Elija una opción .
- b) En general, el cielo en la costa está Elija una opción .

[Ver respuestas](#)

Las respuestas correctas son:

- a) El flujo general se dirige **hacia el mar**.
- b) En general, el cielo en la costa está **despejado**.

Examine el mismo producto para 24 horas más tarde.



Pregunta 2

Elija las mejores opciones.

¿Cómo describiría las condiciones junto a la costa del Pacífico?

- a) El flujo general se dirige .
- b) En general, el cielo en la costa está .

[Ver respuestas](#)

Las respuestas correctas son:

- a) El flujo general se dirige **en sentido paralelo a la costa**.
- b) En general, el cielo en la costa está **nublada**.

En esta imagen se distingue una extensa zona de niebla y estratos de origen marino (nublada) a lo largo de la costa, desde el norte de San Francisco hasta México, con algunas áreas despejadas en el medio. El flujo en niveles inferiores ha cambiado y ahora es paralelo a la costa, desde el noroeste.

Cabe preguntar qué cambios ocurrieron para provocar el desarrollo de niebla en esta región. Estudiaremos en detalle un lugar en 36.4°N/125°W, cerca de la Bahía de Monterey, donde se formaron niebla y estratos de origen marino durante este período de 24 horas.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de costa occidental continental > Flujos de calor humedad

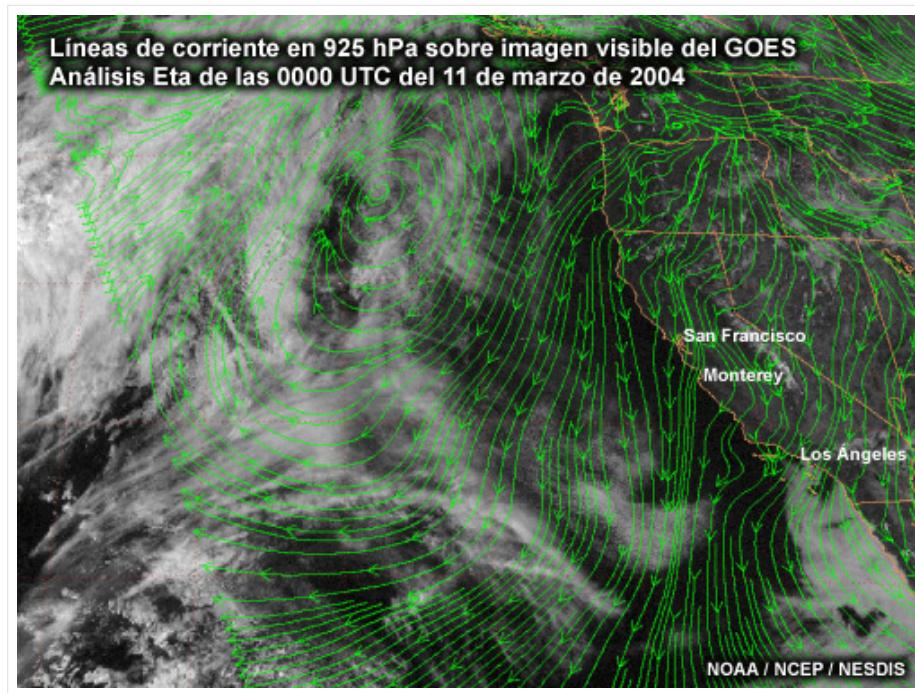
Claramente, la dirección del flujo en los niveles bajos ha cambiado y ya no proviene del continente, sino que se origina sobre el agua. De hecho, si consideramos la trayectoria del aire que llega a $36.4^{\circ}\text{N}/123.6^{\circ}\text{W}$, las condiciones despejadas junto a Monterey el 11 de marzo se debían al aire proveniente de tierra firme que 24 horas antes estaba en el este de Oregón.

El 12 de marzo, el aire que llegaba a este mismo lugar en la costa junto a Monterey provenía del oeste de Oregón y se desplazó hasta una zona sobre el mar justo al norte de California y siguió la costa hacia el sur hasta llegar a Monterey. Esto produjo una trayectoria sobre el agua mucho más larga en comparación con el día anterior.



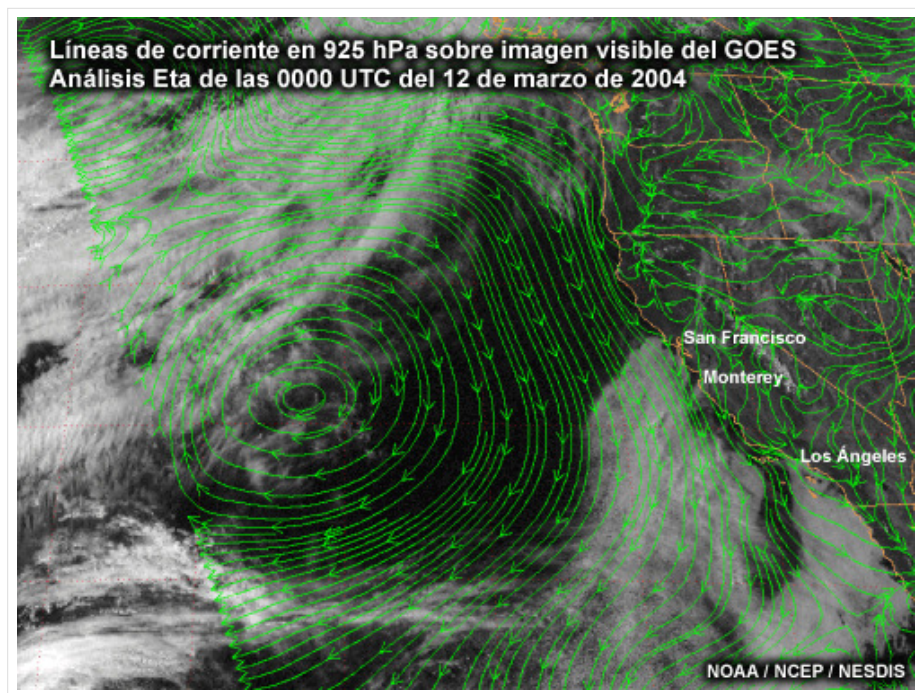
Pero, ¿por qué no se ha formado niebla? Ambas trayectorias comienzan en zonas relativamente secas y cálidas. Para que se forme niebla el aire se debe enfriar y humectar a lo largo de su trayectoria. ¿Cómo sucede esto?

El 11 de marzo, el flujo hacia el mar que pasó sobre Monterey se humectó y se enfrió a medida que viajaba hacia el mar. Esto causó el desarrollo de estratocúmulos (nubes asociadas con flujos de superficie positivos) en lugar de una capa de estratos o niebla. Sin embargo, debe viajar 500 km o más sobre el agua del mar antes de que llegue a saturarse. En la imagen, fíjese en la gran distancia que hay entre Monterey y las nubes corriente abajo.

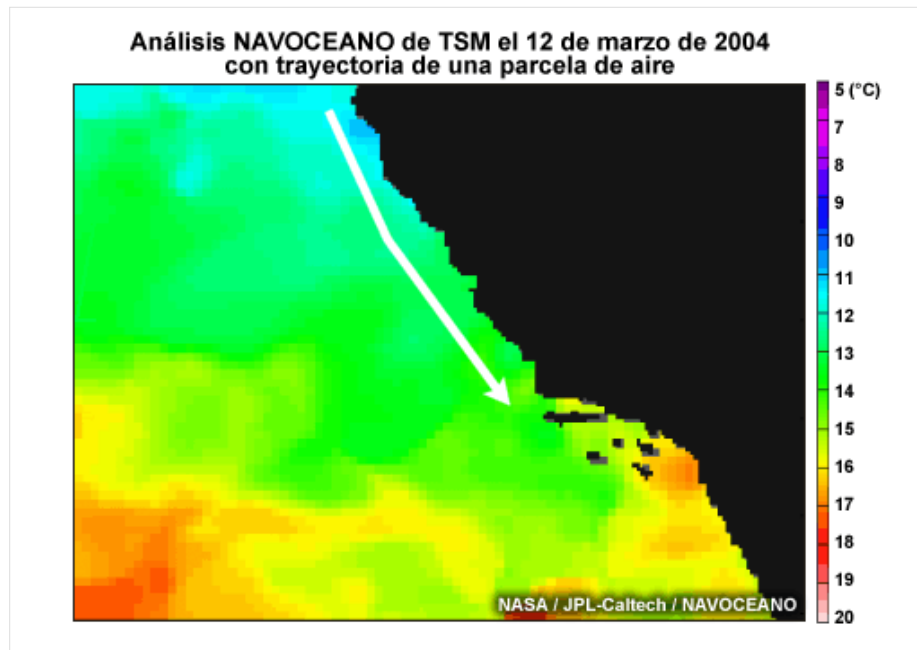


Podemos inferir que después de cierto enfriamiento inicial junto a la costa, los flujos de calor y humedad en la superficie tienden a ser ascendentes a medida que el aire se desplaza hacia el sur, hacia aguas cuya temperatura de superficie más alta.

¿Y al día siguiente? El 12 de marzo, el aire se desplazó sobre el mar desde Oregón y después unos 400 a 500 km hacia sur a lo largo de la costa.



Este mapa muestra la temperatura de la superficie del mar a lo largo de la costa de California el 12 de marzo.

**Pregunta**

Elija la mejor respuesta.

De acuerdo con esta información, ¿anticiparía un fuerte enfriamiento de la capa límite marina si una parcela sigue la trayectoria indicada?

- ☐ a) Sí
- ☐ b) No

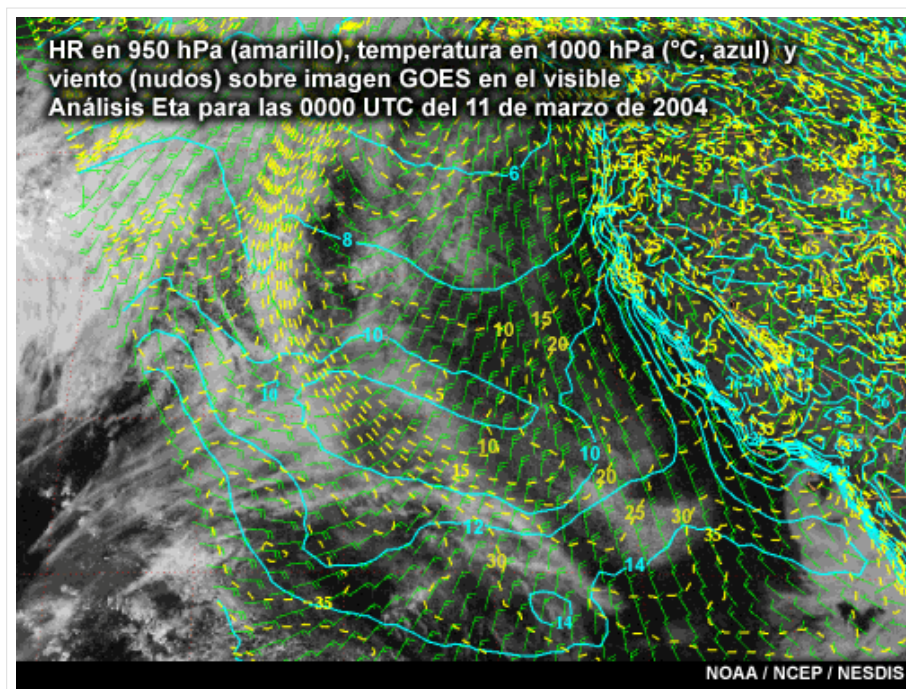
Ver respuesta

La respuesta correcta es b).

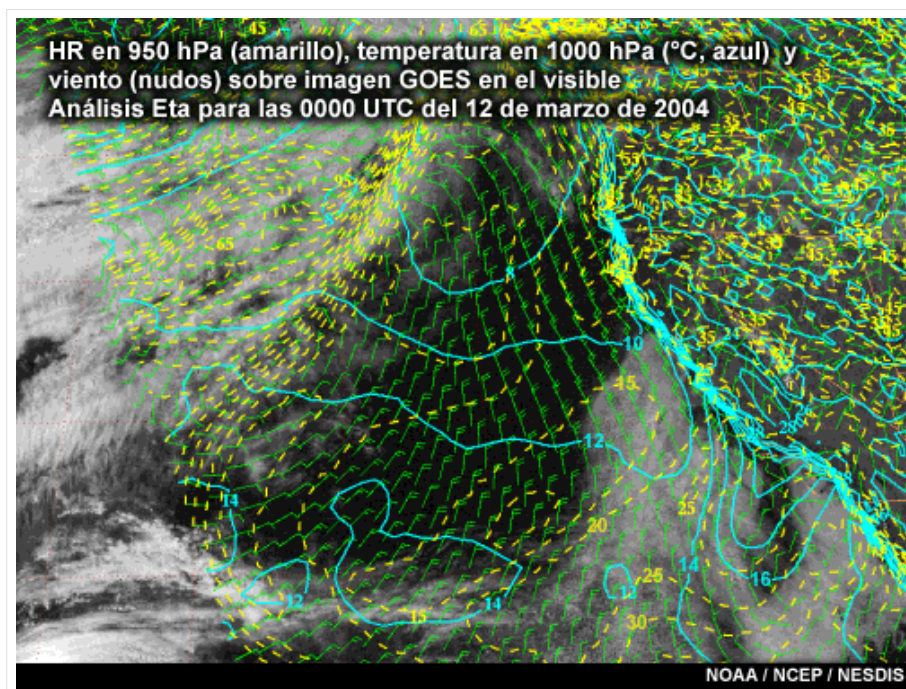
Esta trayectoria junto a la costa tiende a atravesar un gradiente de TSM muy débil. Se produce el mismo enfriamiento inicial que ocurrió a medida que el aire pasó sobre el mar desde Oregón. Sin embargo, anticipamos poco enfriamiento en la superficie a medida que el aire sigue la costa hacia el sur. De hecho, la temperatura de la superficie del mar es un poco más alta en el sur. Por lo tanto, el enfriamiento en la superficie no llega a explicar la formación de niebla y estratos. Para que la capa límite alcance el punto de saturación, el aire debe enfriarse por algún otro proceso o la humectación debe ocurrir rápidamente, o ambos.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de costa occidental continental > Cambios de temperatura y humedad

Considere ahora la estructura de temperatura y humedad en los niveles bajos tal como la presentaba el modelo Eta el 11 de marzo y 24 horas más tarde, el 12 de marzo.



El flujo en los niveles bajos muestra que Pacífico oriental se caracteriza por la advección de temperaturas bajas y por humedad a las 00 UTC del 11 de marzo.



Si nos fijamos en la temperatura y la humedad en los niveles bajos 24 horas más tarde, vemos que la temperatura c
aire cerca de la superficie ha aumentado sobre las aguas más lejos de la costa, mientras que junto a la costa el aire :
enfriado. El aumento de temperatura está asociado con los flujos de calor positivos que ocurrieron en las aguas más
de la costa.

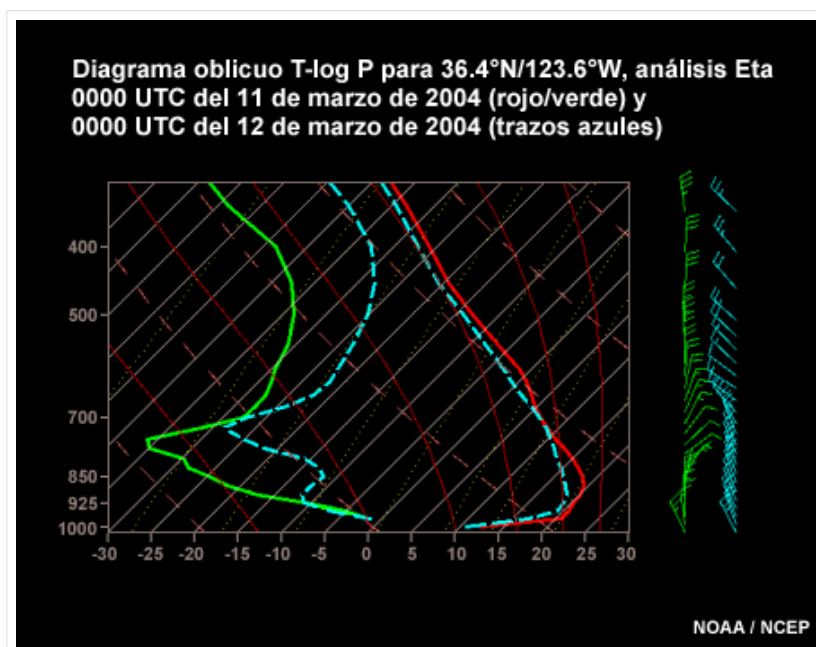
Esencialmente, el enfriamiento cerca de la costa es el producto de la advección en presencia de un flujo de calor limit

en la superficie. Es importante observar que el aire que produjo niebla el 12 de marzo a una temperatura de 10 a 12 no había producido niebla 24 horas antes más al norte, pese a que tenía la misma temperatura. Esto indica claramente que lo que ha cambiado es el contenido de humedad, no la temperatura de superficie.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de costa occidental continental > Perfiles atmosféricos

El modelo Eta no logra representar la humectación, porque la humedad relativa tiende a permanecer bastante baja en toda la costa. Para comenzar a comprender los cambios que han ocurrido para producir niebla, considere un sondeo en el mismo sitio al oeste de Monterey (36.4°N/123.6°W).

Aquí tenemos el sondeo del modelo para las 0000 UTC del 11 de marzo (rojo y verde) y para las 0000 UTC del 12 de marzo de 2004 (trazos azules).



Pregunta 1

Elija las mejores opciones.

¿Qué indica esta comparación?

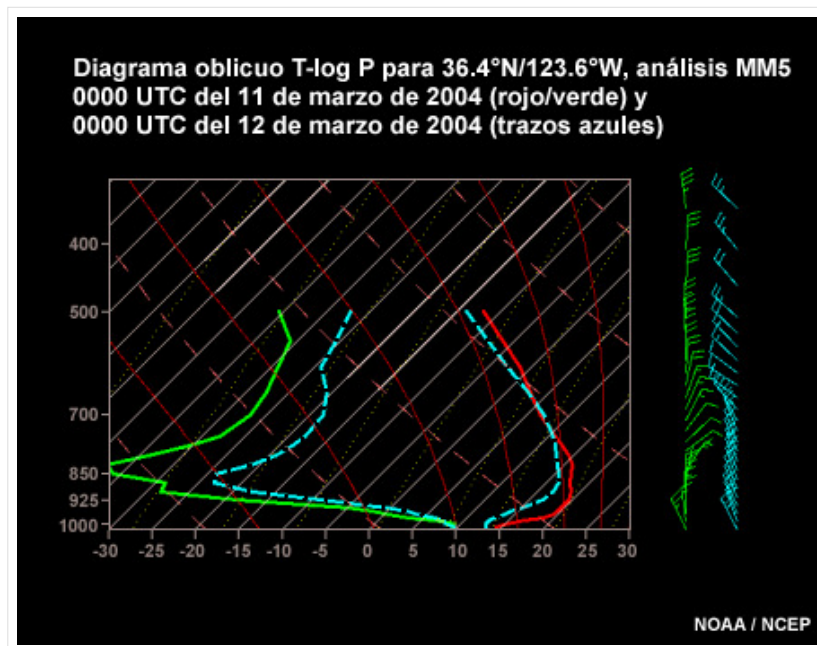
- a) La temperatura de superficie Elija una opción .
- b) El punto de rocío en los niveles inferiores Elija una opción .
- c) La capa húmeda Elija una opción .

[Ver respuestas](#)

Explicación

El modelo Eta indica una leve **disminución** de la temperatura de superficie, y **casi ningún aumento** en la humedad, según muestran los trazados horizontales. Aparte eso, esencialmente la capa límite **permaneció sin cambiar** por 24 horas.

Comparemos ahora el sondeo del modelo Eta con un perfil similar generado por el modelo MM5, el cual representa a la capa límite.



Pregunta 2

Elija las mejores opciones.

¿Qué indica el modelo MM5?

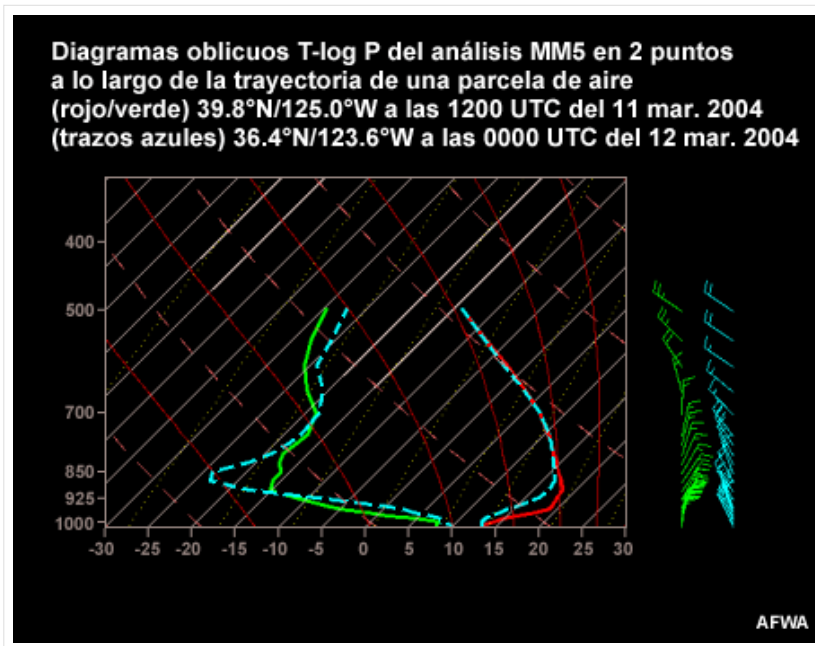
- a) La temperatura de superficie .
- b) El punto de rocío en los niveles inferiores .
- c) La capa húmeda .

[Ver respuestas](#)

Explicación

El modelo MM5 muestra que la temperatura en la superficie **disminuyó** y que la capa límite es **más profunda**, pero también que en este lugar la humedad en la superficie es mínima, es decir, **permaneció aproximadamente igual**.

Se nota una diferencia importante al volver a mirar hacia atrás a lo largo de la trayectoria hasta este lugar cerca de Monterey. Si miramos esta figura, las líneas azules muestran el sondeo de las 0000 UTC del 12 de marzo cerca de Monterey. Las líneas verde y roja muestran el sondeo tomado unas 12 horas antes en un lugar en el norte de Califor



Pregunta 3

Elija las mejores opciones.

¿Qué cambios se produjeron en 12 horas a medida que la capa límite se desplazaba hacia el sur?

- a) La temperatura en la superficie Elija una opción .
- b) El punto de rocío en los niveles inferiores Elija una opción .
- c) La capa húmeda Elija una opción .

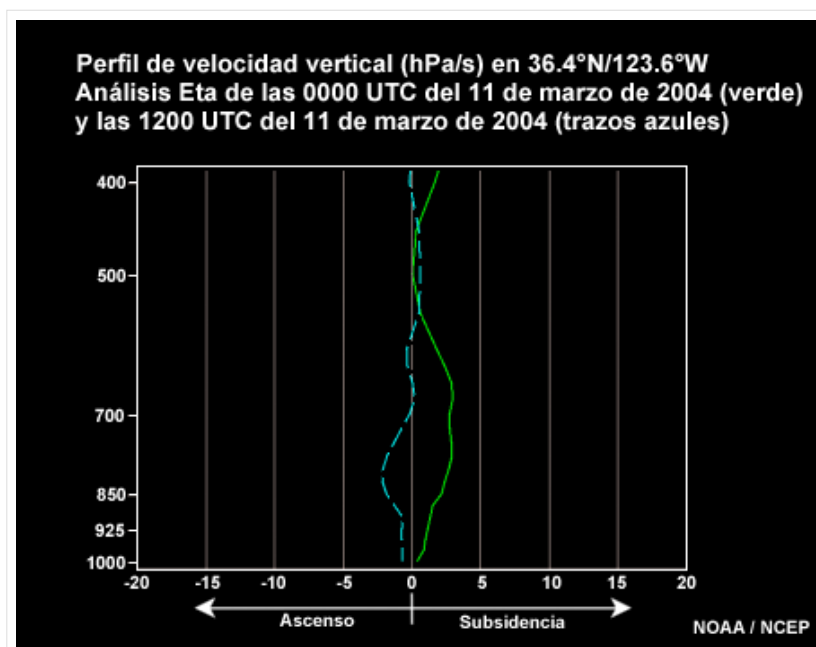
[Ver respuestas](#)

Explicación

La temperatura de superficie a largo de la trayectoria es idéntica, lo cual sugiere que **permaneció aproximadamente igual**, sin producirse calentamiento ni enfriamiento en la superficie. Sin embargo, la capa límite se vuelve **más profunda** con el tiempo. La humedad en la superficie **aumenta** en ese período de 12 horas debido al flujo de humedad positivo. No obstante, el modelo tampoco ha podido producir la saturación.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de costa occidental continental > Consideraciones de profundidad de la capa límite

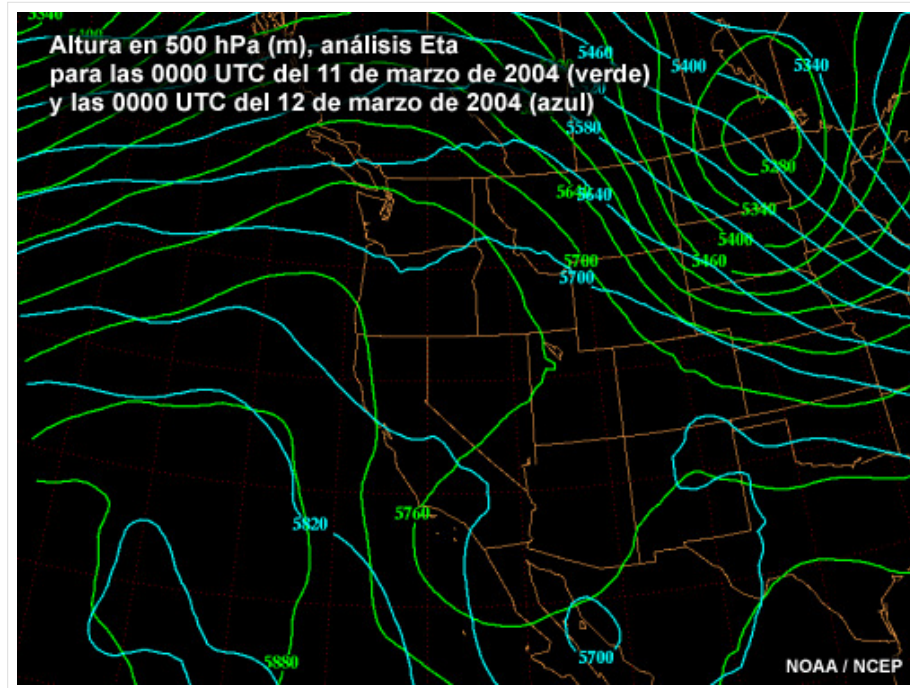
Los aspectos importantes de la evolución de la capa límite a lo largo de esta trayectoria son la humectación de la capa y el desarrollo de una capa fría más profunda. Si inicialmente el aire cerca de la superficie hubiera estado más cerca del punto de saturación, la profundización de la capa y la mezcla vertical asociada hubieran formado una capa nubosa y quizás niebla.



Este proceso es bastante común en muchos eventos de niebla y nubes estratos de origen marino cuando el flujo de c... en la superficie es casi nulo y existe un flujo de humedad positivo. El elemento crítico parece ser el desarrollo de una mezclada un poco más profunda; esto provoca el enfriamiento adiabático en la superficie de la capa, lo cual a su vez lleva a la saturación y condensación.

¿Por qué se profundiza la capa límite? En este caso, y en muchos otros, esto es el resultado de la reducción de la subsidencia a gran escala, algo que podemos observar si comparamos el perfil de velocidad vertical del modelo Eta para las 0000 UTC del 11 de marzo con el que corresponde a 12 horas más tarde.

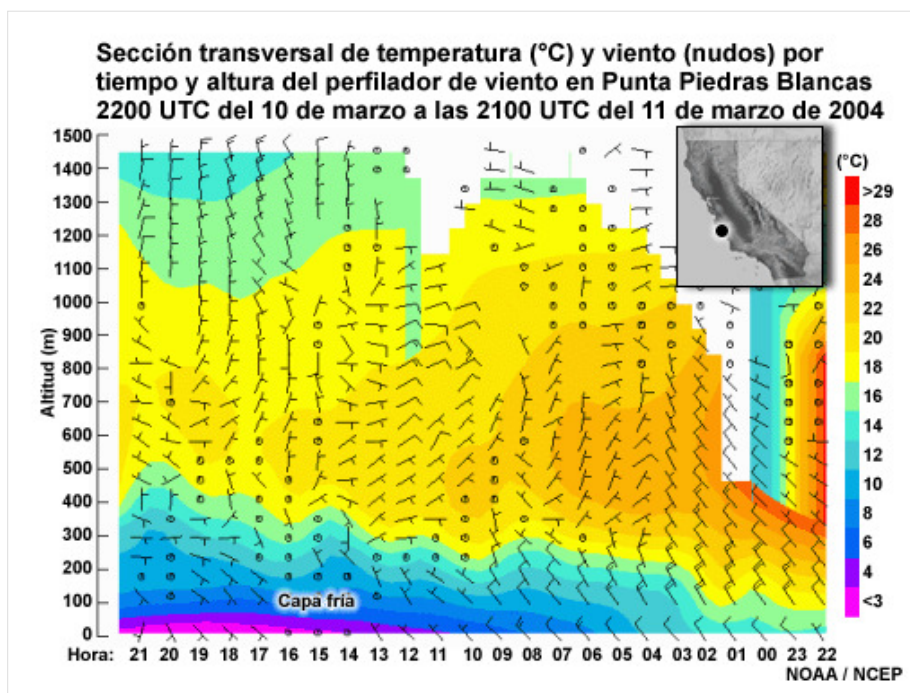
El perfil de las 0000 UTC del 11 de marzo (curva verde) muestra que la subsidencia llega a la superficie, lo cual produce una inversión de temperatura en la superficie. En el perfil de las 1200 UTC del 11 de marzo vemos que la subsidencia ha cambiado a ascenso débil, lo cual permite que la capa límite se profundice, dada la flotabilidad negativa desde la superficie.



¿A qué se debe el cambio en la velocidad vertical? En este caso, el cambio de subsidencia a leve ascenso está asociado con el desplazamiento hacia el este y el debilitamiento del eje de dorsal en 500 hPa.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de costa occidental continental > Observaciones perfilador de vientos

El impacto del menor grado de subsidencia también es evidente en la gráfica del perfilador de vientos de Punta Piedras Blancas. Observe como se profundiza la capa fría. El empuje ascensional necesario para impulsar la profundización de la capa límite depende del flujo de humedad y los procesos radiativos, especialmente cuando comienzan a formarse nubes.



Ejemplos > Ejemplo de niebla de costa occidental continental > Conclusiones

- En eventos de niebla de costa occidental continental, puede formarse niebla con poco o ningún enfriamiento en la superficie. Por lo tanto, los principales procesos que se deben observar son la humectación y profundización de la límite marina a lo largo de la trayectoria.
- Es preciso evaluar la humectación de la capa límite a través de los flujos de superficie y los cambios de humedad a lo largo de la trayectoria.
- La profundización de la capa límite suele estar asociada con la reducción de la subsidencia. La mejor manera de evaluar la subsidencia consiste en analizar las cartas de 500 hPa y el forzamiento relativo del movimiento vertical a escala sinóptica.
- Este modelo del desarrollo de niebla y estratos depende de la ocurrencia de cambios pequeños en la capa límite marina. Esto representa un reto para el pronóstico, ya que basta un cambio pequeño para provocar la formación de niebla y es común que estos cambios menores no sean aparentes en los productos de pronóstico de los modelos. Observe que las nubes y los procesos radiativos también son importantes para la formación y el mantenimiento de niebla y nubes estratos. No hemos considerado estos temas en esta sección.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de vapor

En este ejemplo examinaremos la evolución de la capa límite durante el evento de niebla de vapor que ocurrió en el puerto de Halifax, Nueva Escocia, en enero de 2004. Si bien estos eventos son más frecuentes en las regiones polares, el potencial de formación de este tipo de niebla existe siempre que una masa de aire muy frío y seco se desplaza sobre aguas más cálidas, como ocurre con las fuertes invasiones de aire ártico.



Para evaluar el potencial de niebla de vapor, es preciso comprender claramente la evolución de la capa límite y es particularmente importante vigilar y evaluar estos parámetros:

- trayectoria de las parcelas de aire
- cambios de temperatura y humedad
- estabilidad y flujos en la capa límite

Ejemplos > Ejemplo de niebla de vapor > Consideraciones de trayectoria

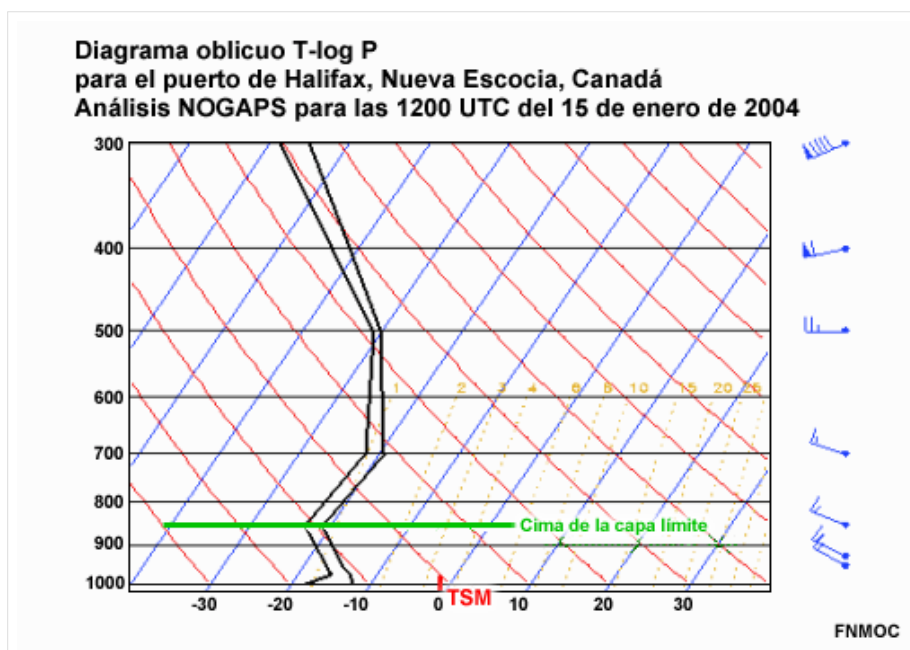
La mañana del 16 de enero de 2004, la niebla de vapor se levantó rápidamente y llenó el puerto de Halifax, pero existieron condiciones sinópticas similares el 15 de enero y, sin embargo, no se formó niebla de vapor. Examinemos algunas de las diferencias entre esos dos días que explican la diferencia en las condiciones de niebla.

Esta figura muestra los vectores de las trayectorias generales de las parcelas del 15 y el 16 de enero. Una diferencia importante entre las dos trayectorias es la mayor distancia sobre el agua de la trayectoria del 15 de enero. Es probable que la mayor cantidad de tiempo sobre el agua haya permitido el calentamiento y la humectación de la parcela de aire antes de que llegara a Halifax. Debido a que la niebla de vapor requiere una fuerte diferencia de temperatura entre el aire frío y el agua más caliente, es posible que la masa de aire se haya calentado excesivamente antes de llegar a Halifax.



Ejemplos > Ejemplo de niebla de vapor > Atmósfera en Halifax antes de la niebla

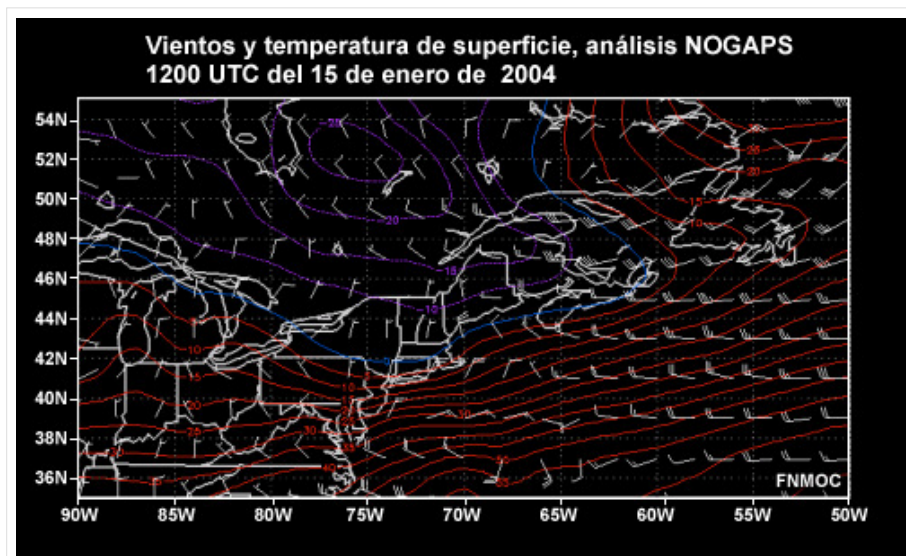
El examen del perfil del diagrama oblicuo T-log p del puerto de Halifax para la mañana del 15 de enero muestra que temperatura en la superficie se cercaba a -12°C , mientras que la temperatura del agua era aproximadamente $1,5^{\circ}\text{C}$ bien ésta es una diferencia de temperatura bastante grande, está justo en el borde del rango de diferencia de 12 a 1°C que típicamente está asociado con la formación de niebla de vapor.



Observe además que la capa límite es inestable, una situación típica para los escenarios de niebla de vapor, en los cuales los fuertes flujos de calor y humedad desde el agua hacia la atmósfera producen intensas condiciones de mezcla por convección y turbulencia. La inestabilidad de la capa límite es una diferencia importante entre las condiciones que se ven durante los eventos de niebla de vapor en comparación con otros eventos de niebla dinámicos, como la niebla de costas occidentales continentales y la niebla de advección. Sin embargo, otro factor que el 15 de enero inhibió la formación de niebla es que la capa límite tenía un espesor aproximado de 150 hPa, quizás demasiado profunda para producir la saturación incluso en la superficie a medida que la humedad y el calor se mezclaban rápidamente por toda la capa.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de vapor > Cambios en la trayectoria

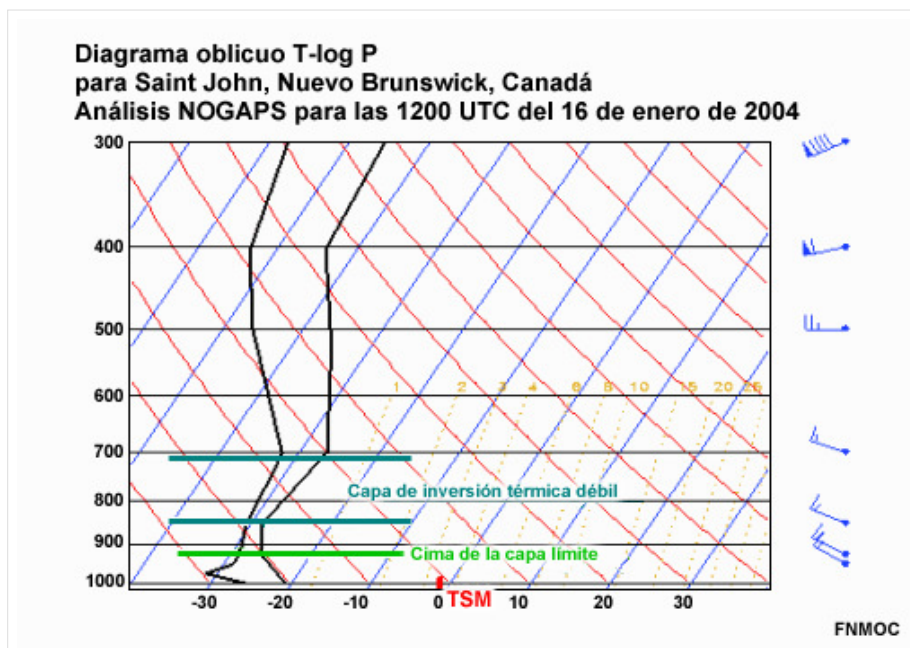
Para las 0000 UTC (2000 hora local) del 16 de enero, la trayectoria de las parcelas de aire ha cambiado levemente a dirección más del noroeste a medida que una vaguada débil atraviesa la zona y al sudeste una zona de baja presión : intensifica. Con el paso de la vaguada, también se intensifica la advección de aire frío.



[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Ejemplos > Ejemplo de niebla de vapor > Condiciones corriente arriba, en Saint John

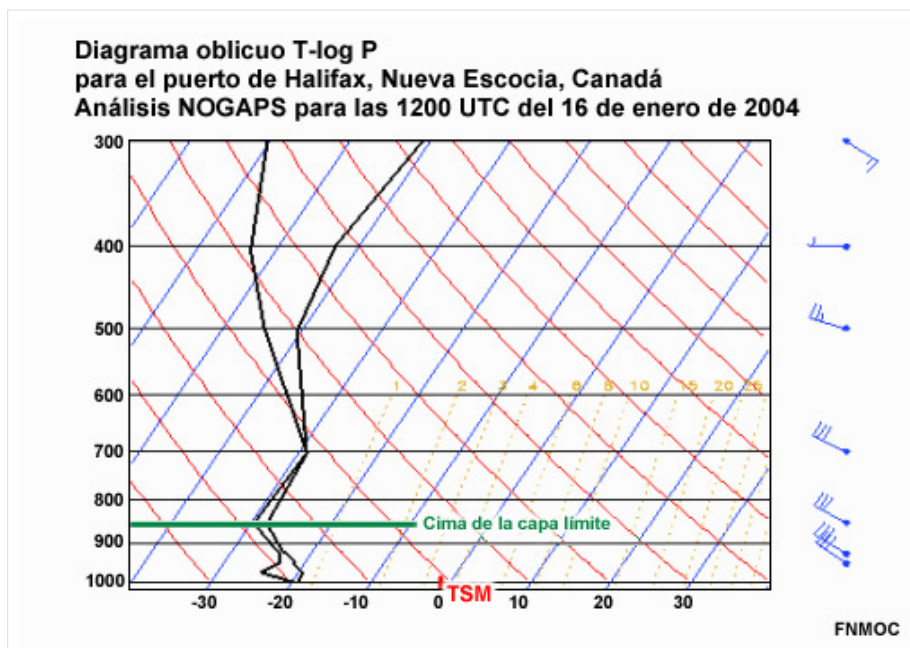
Examinemos un perfil corriente arriba, cerca de Saint John, Nuevo Brunswick, al noroeste de Halifax. Este perfil obtenido en el puerto de Saint John muestra una masa de aire más fría con temperaturas de superficie cerca de -21°C .



Observe también la capa inestable menos profunda de aproximadamente 75 hPa, arriba de la cual se encuentra una de inversión térmica débil en altura. La menor profundidad de la capa limita la profundidad de mezcla de los fuertes vientos de superficie.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de vapor > Atmósfera en Saint John durante la niebla

Un examen del diagrama oblicuo T-log p del puerto de Halifax para la mañana del 16 de enero nos permite apreciar algunas diferencias importantes respecto del día anterior.

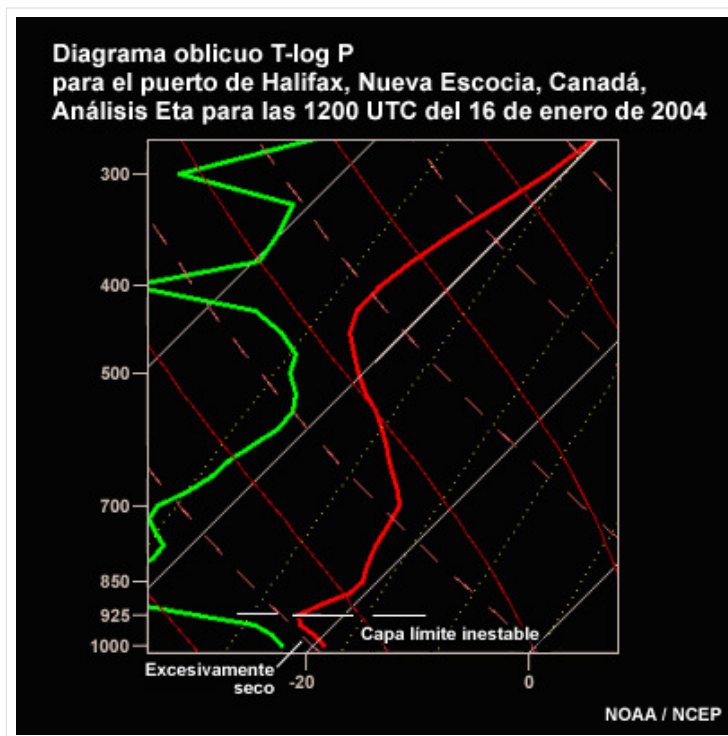


En primer lugar, toda la masa de aire más frío ha llegado a la zona con vientos del noroeste más fuertes (~ 55 km/h nudos) cerca de la superficie. La temperatura de la parcela de aire medida en el puerto de Saint John 12 horas antes cambió poco y en el puerto de Halifax la temperatura de superficie es aproximadamente -19 °C. La diferencia de temperatura entre el aire y el agua es de unos 20 °C, más que suficientemente frío para que se forme la niebla de vapor.

Note que la capa límite es más profunda de lo que era el caso en Saint John y ahora tiene un espesor de aproximado 150 hPa, similar a la mañana anterior. Sin embargo, la diferencia de temperatura mucho mayor entre el aire y el agua produce flujos de vapor de agua y de calor lo suficientemente rápidos y fuertes como para que la capa inferior de la capa límite comience a saturarse casi de inmediato una vez que el aire pase sobre la superficie del agua. Una indicación de este proceso es el rápido aumento del punto de rocío cerca de la superficie. La capa húmeda poco profunda cerca de la superficie es la indicación de la presencia de niebla de vapor. El modelo parece haber logrado representar esta niebla a una resolución vertical aparentemente insuficiente en la capa límite.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de vapor > Puerto de Halifax: perspectiva del modelo Eta

Miremos ahora el diagrama oblicuo T-log p para el puerto de Halifax generado por el modelo Eta, que ofrece una resolución más alta para la capa límite.



En el sondeo se notan gradientes térmicos verticales más fuertes, lo cual indica que la capa límite inferior es inestable halla debajo de una fuerte inversión de temperatura arriba de 925 hPa. Observe, sin embargo, que el modelo no muestra la existencia de condiciones saturadas en la superficie. Es probable que esto refleje la incapacidad del modelo de definir la capa límite con suficiente detalle como para representar estos procesos, que en muchos eventos de niebla de vapor ocurren en una capa muy delgada.

Ejemplos > Ejemplo de niebla de vapor > Conclusiones

De acuerdo con esta explicación, los factores críticos que se deben vigilar para pronosticar un evento de niebla de vapor son los siguientes:

- La tendencia de trayectorias preferenciales que permiten que la masa de aire frío mantenga sus características de temperatura y humedad todo lo posible antes de pasar sobre el agua.
- La rápida humectación de la capa límite inferior debido a un fuerte gradiente de presión de vapor entre la superficie del agua y la atmósfera adyacente.
- Condiciones inestables en la capa límite inferior que permiten el transporte rápido y la mezcla de flujos de superficie.
- Una inversión térmica arriba de la capa límite contribuye a llevar la capa límite inferior al punto de saturación.

Factores de mesoescala

Los efectos locales y de mesoescala pueden determinar la exactitud de un pronóstico de niebla o nubes estratos de o marino. Los efectos de factores tales como la forma del litoral, la topografía y las características de la superficie del r respecto de la atmósfera inferior pueden jugar un papel esencial en el desarrollo, la duración y la intensidad de estos eventos. En esta sección examinaremos varios de estos efectos para ver cómo intensifican o inhiben los eventos de r o nubes estratos. Describiremos los efectos y procesos siguientes:

- chorros costeros
- brisa marinas
- variaciones de TSM locales

Factores de mesoescala > Chorros costeros

La presencia de un chorro en los niveles bajos junto a la costa de California y otros litorales, como la costa del Pacífico Sudamérica y la costa de Somalia en África, puede afectar profundamente los eventos de niebla y nubes estratos en dichas regiones.



El dibujo muestra varias características propias de estos chorros:

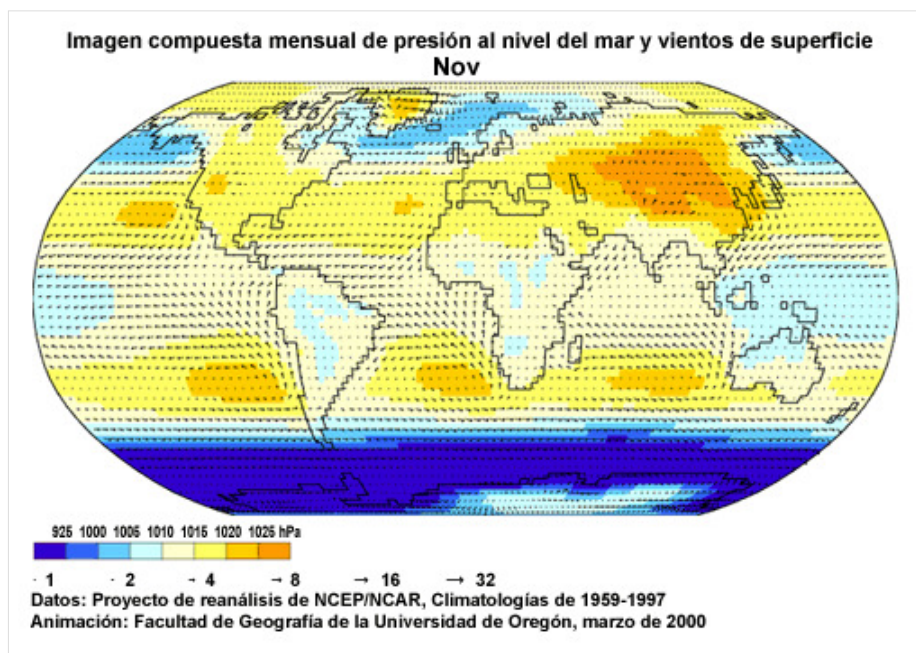
- Son causados por la baroclinicidad que existe entre las áreas del interior y las aguas costeras.
- La baroclinicidad también produce una pendiente en la capa límite marina, que contribuye al desarrollo del chorro
- La capa límite marina es más profunda en alta mar que cerca del litoral.
- El núcleo del chorro en los niveles bajos suele estar localizado justo debajo de la base de la inversión térmica y se más intenso en las horas de la tarde, que coinciden con el máximo grado de calentamiento y baroclinicidad.
- Los chorros en los niveles bajos exhiben máximos locales a lo largo de la costa asociados con el lado de sotavento los cabos y las puntas.
- La dinámica de los chorros en los niveles bajos puede afectar la profundidad, intensidad y duración de la niebla y estratos a nivel local.

Encontrará una descripción más detallada de la estructura de los chorros costeros en el módulo *Chorros costeros en niveles inferiores* que forma parte del Manual de meteorología de mesoescala (*Mesoscale Meteorology Primer*) de CC

[Abrir el módulo Chorros costeros en niveles inferiores \(www.meted.ucar.edu/mesoprim/coastaljets\)](http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/coastaljets) en una ventana aparte.

Factores de mesoescala > Chorros costeros > Climatología

Los chorros costeros tienden a ser más frecuentes en determinadas regiones del mundo cuando la media climatológica de viento aumenta en esa región. Esta animación presenta datos climatológicos mensuales de presión al nivel del mar (y viento a nivel mundial).



[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Observe que el flujo junto a la costa occidental de los continentes tiende a ser más fuerte en los meses cálidos, lo que coincide con la intensificación de las dorsales de alta presión que se forman en el medio de los océanos. Este flujo tiene estar dirigido hacia latitudes más bajas y coincide con la máxima frecuencia de ocurrencia de los chorros costeros en dichas regiones.

Factores de mesoescala > Chorros costeros > Implicancias para el pronóstico c niebla

A la hora de pronosticar niebla y nubes estratos de origen marino, a veces es preciso anticipar la existencia de un chorro costero y considerar en qué medida puede mezclarse hacia abajo hasta alcanzar la superficie. Los chorros costeros pueden afectar los eventos de niebla y estratos en la costa occidental de los continentes de dos maneras importantes.

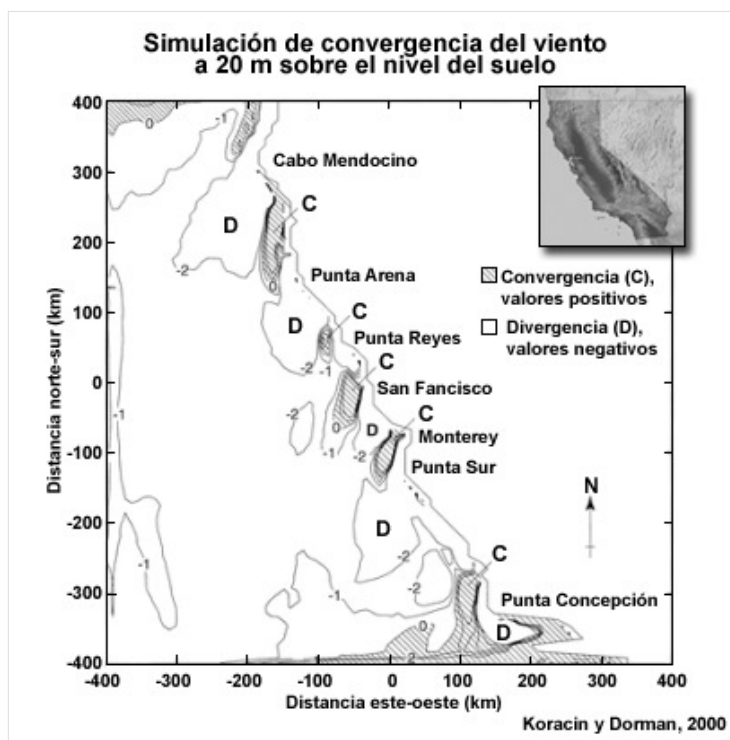
Típicamente, la estructura vertical de los chorros costeros coloca los vientos en la base de la inversión térmica arriba de la capa límite marina. Sin embargo, pueden producirse cambios en la estructura estratificada de la capa límite que provocan una mezcla más o menos fuerte en la superficie, dependiendo de la estabilidad. En igualdad de circunstancias, una temperatura de la superficie del mar ligeramente más alta puede provocar la reducción de la estabilidad en la capa marina, lo cual, a su vez, puede ocasionar un mayor grado de mezcla vertical y producir regiones en las cuales las nieblas y las nubes estratos se disipan con el proceso de mezcla.

La estructura de los chorros costeros es tal que la capa límite marina es menos profunda cerca de la costa y a sotavento de los cabos y las puntas. En estas regiones, la profundidad de la capa límite afecta en gran medida la altura potencial de la base de las nubes y el tipo de nubes estratos que pueden formarse. Por lo tanto, la topografía costera puede determinar si veremos estratos o estratocúmulos.

Factores de mesoescala > Chorros costeros > Puntas y cabos

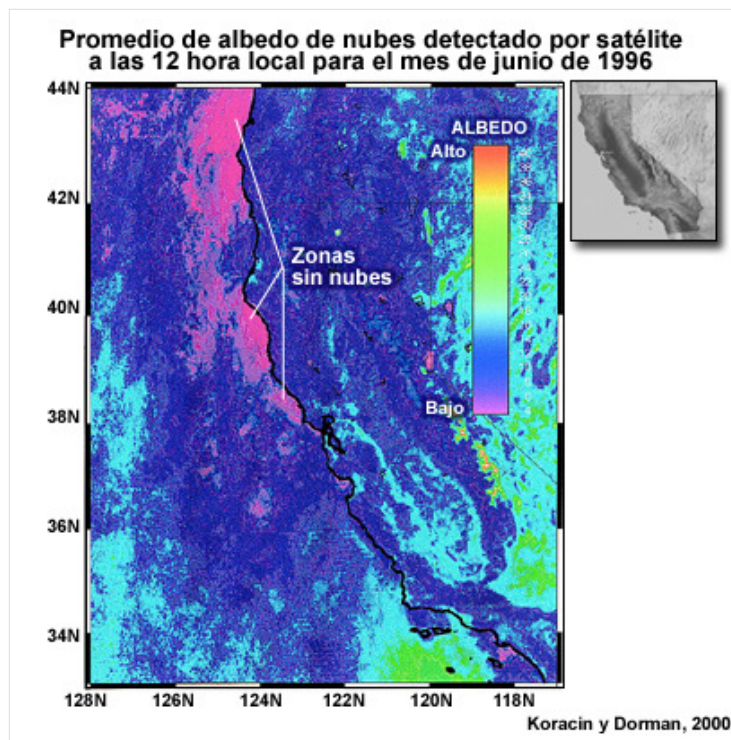
Varios estudios han demostrado que las estructuras topográficas costeras, como las puntas y los cabos, pueden afectar fuertemente la profundidad de la capa límite marina tanto a barlovento como a sotavento. Se trata de una consideración importante, porque existe un fuerte grado de correspondencia entre los cambios en la profundidad de la capa marina, la profundidad de la niebla y las nubes estratos, si existen.

Esta ilustración fue tomada de un estudio de campo realizado por Koracin y Dorman, quienes utilizaron mediciones aerológicas y simulaciones numéricas para identificar zonas de cambio específicas en la divergencia del viento y la profundidad de la capa límite inducidas por la topografía costera. El mapa muestra cómo las simulaciones del modelo revelan la existencia de áreas de mayor convergencia a barlovento de los cabos y las puntas, y de mayor divergencia a sotavento de esos mismos accidentes topográficos.



Fíjese en las zonas de vientos divergentes a sotavento de los cabos y las puntas, y en las zonas de convergencia a barlovento de ellos. Koracin y Dorman descubrieron que la profundidad de la capa límite marina aumentaba corriente arriba, produciendo una capa de niebla o nubes estratos más profunda, y disminuía corriente abajo, donde la niebla y las nubes estratos tienden a disiparse.

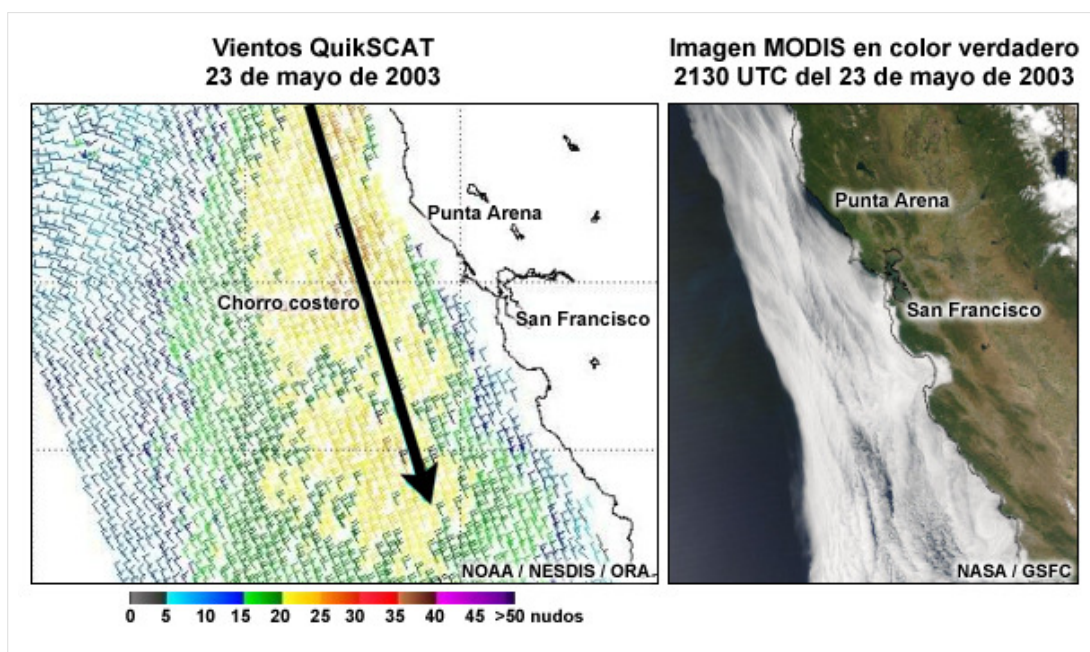
Esta imagen muestra el albedo medio de las nubes derivado por satélite para todo el mes de junio de 1996, el mismo período del estudio que acabamos de mencionar. Los colores representan el albedo de las nubes, siendo el color magenta una indicación de zonas despejadas. Las regiones azules junto a la costa están cubiertas por nubes bajas y niebla.



Observe que las zonas que en promedio están despejadas se hallan corriente abajo de los cabos y las puntas, mientras que las áreas nubladas están corriente arriba de dichos accidentes. Estos son efectos locales importantes que se debe considerar en las regiones de pronóstico que abarcan el ambiente costero.

Factores de mesoescala > Chorros costeros > Detección de chorros costeros

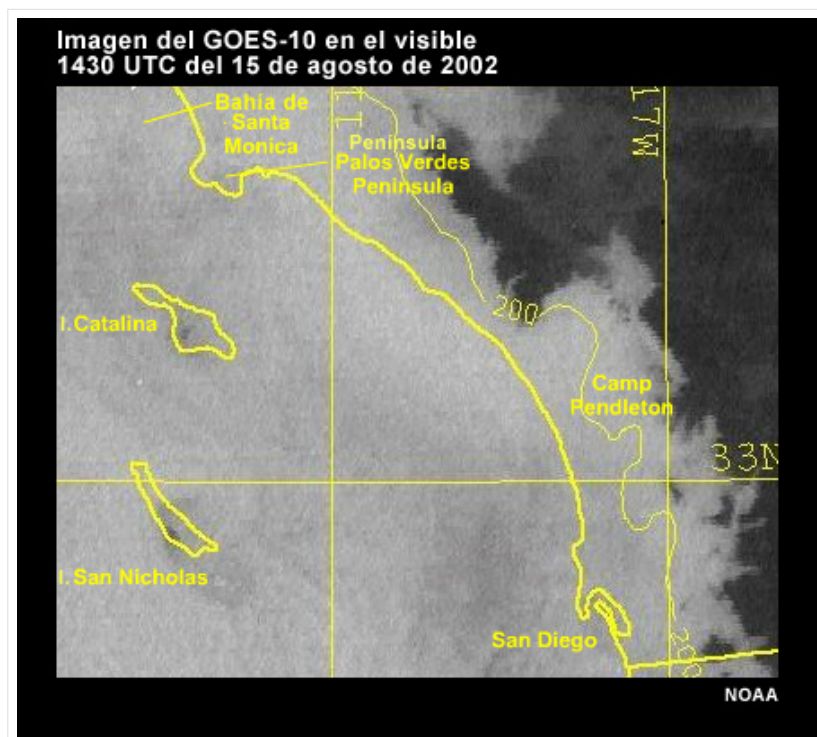
La información de los satélites polares que ahora está a nuestra disposición puede ayudarnos a mejorar el diagnóstico observación de los chorros costeros en términos de su impacto en la niebla y las nubes estratos en la costa. Esta figura muestra el campo de vientos detectado por QuikSCAT y revela la existencia de un chorro en los niveles bajos. Fíjese los valores máximos locales del campo de vientos a sotavento de Cabo Mendocino y Punta Arena, en la costa del nor de California.



La imagen MODIS corresponde al mismo momento. Note las zonas que están despejando en las regiones a sotavento los cabos y las puntas de la costa. Esto coincide con la posible reducción de la altura de la inversión térmica marina y una considerable mezcla vertical y subsidencia, que disipa o impide la formación de niebla y nubes bajas en dichas zonas.

Factores de mesoescala > Brisa marina

La brisa marina y los fenómenos similares de brisa terrestre, lacustre y fluvial son circulaciones forzadas térmicas que surgen cerca de prácticamente todos los límites costeros del mundo. Sin embargo, las circulaciones locales asociadas a la brisa marina varían casi tanto como los lugares donde se forman. En consecuencia, para comprender y pronosticar la brisa marina es necesario conocer el ambiente local, incluidos aspectos tales como la forma del litoral, la ubicación de valles y montañas, la vegetación que cubre el suelo y los patrones meteorológicos de escala sinóptica dominantes.



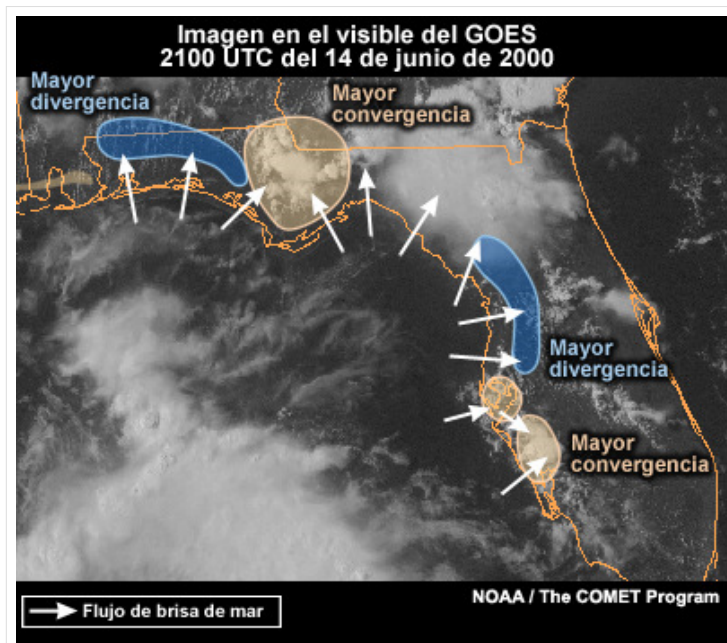
Los detalles de la dinámica, estructura y evolución de la brisa marina sólo se mencionan en este módulo en relación con los eventos de niebla y nubes estratos marinos y costeros. Encontrará una presentación más amplia de la circulación marina en el módulo *Forzamiento térmico de la circulación I: brisas marinas* que forma parte del Manual de meteorología de mesoescala (*Mesoscale Meteorology Primer*) de COMET.

[Abrir el módulo sobre brisas marinas \(www.meted.ucar.edu/mesoprim/seabreeze_es\) en una ventana aparte.](http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/seabreeze_es)

Factores de mesoescala > Brisa marina > Forma del litoral: Florida

La circulación de brisa marina puede afectar considerablemente los eventos de niebla y estratos en la costa. Ciertos factores, como la forma y orientación del litoral, la existencia de montañas costeras y la presencia e intensidad de una inversión de temperatura en los niveles bajos, pueden determinar muchas de las circulaciones clave a nivel local asociadas a la brisa marina y dónde habrá mayor o menor tendencia para formación de niebla o nubes estratos.

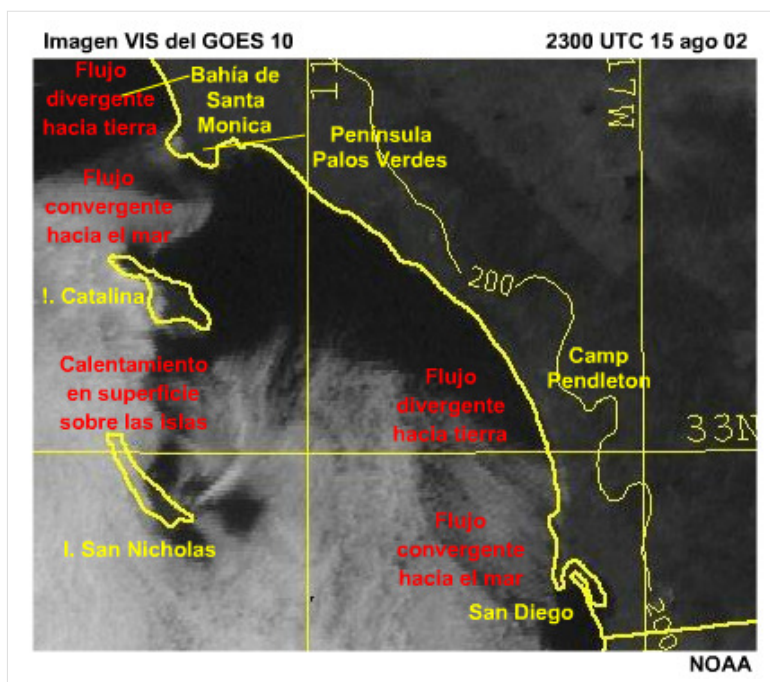
La forma del litoral es un factor importante en la creación de áreas locales de convergencia o divergencia. Esta imagen ilustra el concepto: las zonas costeras cóncavas (bahías y ensenadas) intensifican la divergencia en los niveles bajos, mientras que las zonas costeras convexas (puntas y cabos) aumentan la convergencia en los niveles inferiores. El flujo divergente se contrapone a la convergencia y el ascenso que se observa junto a los frentes de brisa marina. Sin embargo, en un litoral convexo el flujo hacia tierra se torna convergente, lo cual intensifica la convergencia y el ascenso a lo largo del frente de brisa marina. El resultado es que los litorales convexos tienden a experimentar más niebla en comparación con las líneas costeras cóncavas.



Factores de mesoescala > Brisa marina > Forma del litoral: California

A lo largo de la costa del Pacífico de EE.UU. es normal observar una capa límite marina poco profunda debajo de una fuerte inversión térmica en los niveles bajos. En estas circunstancias, la niebla y las nubes estratos de origen marino tienden a despejar primero en regiones de mayor divergencia, tanto sobre el mar como sobre tierra firme.

Por otra parte, las regiones de mayor convergencia pueden producir nubes estratos de origen marino persistentes, p el movimiento vertical forzado no logra penetrar la intensa inversión de temperatura en los niveles bajos. Esta animi muestra como despeja primero junto a las zonas cóncavas del litoral. También se nota la intensificación de nubes est cerca de la península Palos Verdes y más al sur, cerca de San Diego.

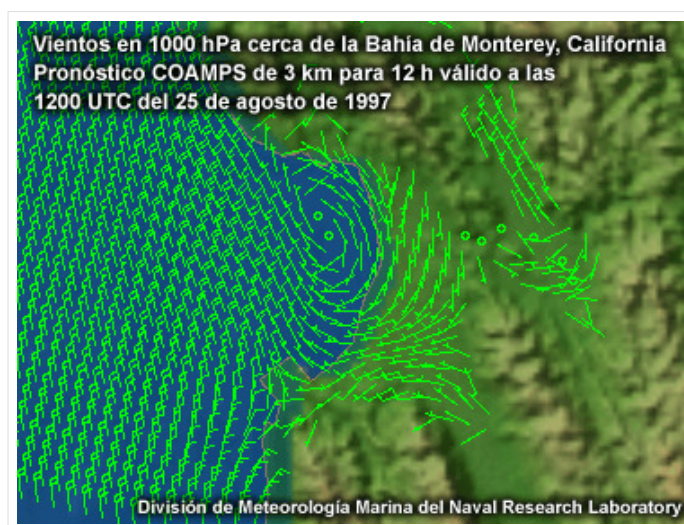


[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Factores de mesoescala > Brisa marina > Vientos de valle y de montaña

Las montañas y los valles con ellas asociados pueden producir circulaciones de valle y de montaña que se suman a la marina y contribuyen al desarrollo de la brisa marina temprano en el día. Las montañas y los valles tienden a detern la distribución del calentamiento y los lugares donde puede penetrar el frente de brisa marina. Por la tarde, se produ zonas calientes en los valles del interior que tienden a llevar la brisa marina hacia el interior. Esto es el resultado de gradientes de temperatura y de presión creados por el calentamiento diferencial de los lugares en la costa y tierra adentro. En estos casos, la capa límite marina es arrastrada hacia el interior junto con la niebla o las nubes estratos asociadas. También puede ocurrir cierto grado de disipación de la niebla o las nubes estratos, especialmente si las condiciones previas son particularmente cálidas y secas.

Esta secuencia de la evolución de los vientos en la bahía de Monterey ilustra el concepto que acabamos de describir. que el flujo hacia tierra asociado con el desarrollo de la brisa marina logra penetrar a gran distancia en el interior a t de la parte central de la bahía de Monterey y se adentra bastante en los valles de interior en el sur. Esta penetración tierra adentro es el resultado de la advección del aire marino más frío casi saturado. En estas regiones, la niebla y la nubes estratos de origen marino suelen formarse nuevamente por la noche en respuesta al enfriamiento radiativo. A menudo, estas regiones también se despejan lentamente durante el día.



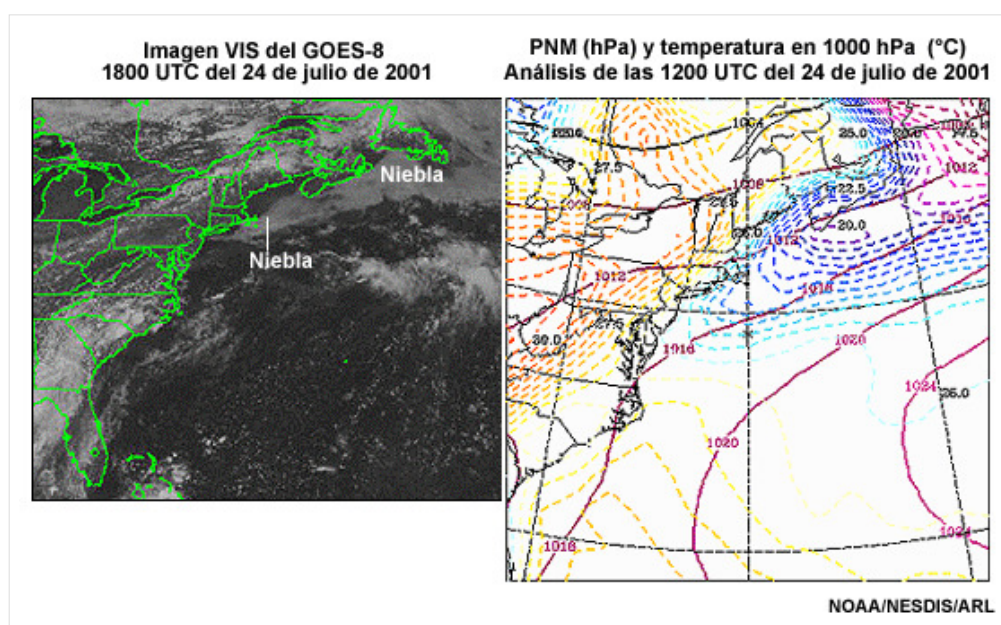
[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Factores de mesoescala > Variaciones de TSM locales

Varios procesos pueden producir variaciones de TSM a nivel de mesoescala, por ejemplo:

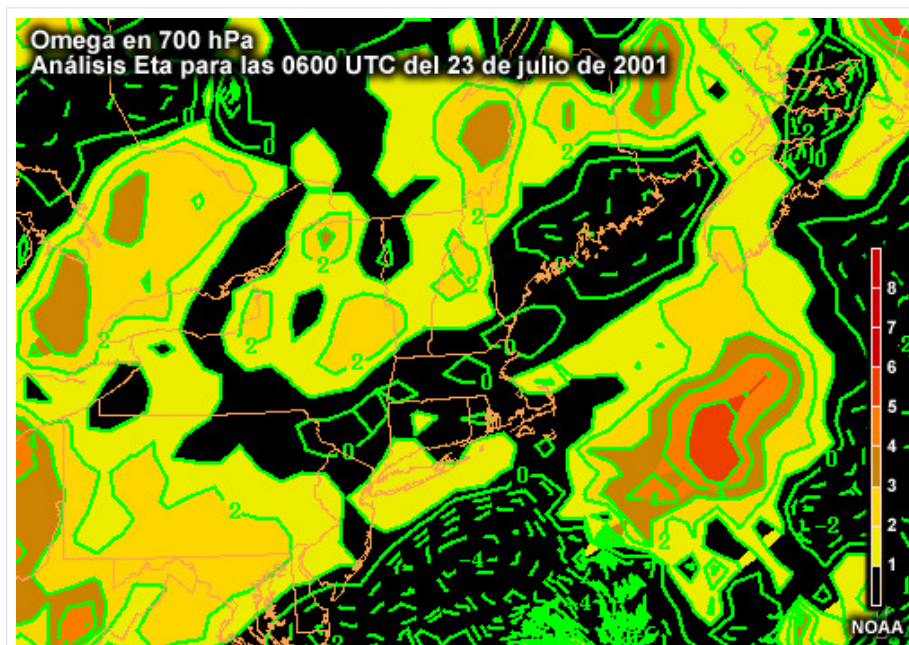
- intensificación del afloramiento local debido a mayor tensión del viento en la superficie provocado por la interacción entre los flujos paralelos al litoral o hacia el mar y la topografía local;
- intensificación de un chorro costero y la mezcla por transferencia de momento a la superficie debido a topografía local;
- regiones de agua fría o caliente que migran de su región de origen, normalmente a lo largo de los bordes de corrientes importantes, como las corrientes del Golfo y de Kuroshio. Estas excursiones pueden ocasionar anomalías de TSM locales que se desvían considerablemente de la climatología.

Cualquiera de estos procesos puede afectar los eventos locales de niebla y nubes estratos de mesoescala y de escala local. Por ejemplo, el afloramiento local y el enfriamiento resultante pueden contribuir a la intensificación de la formación de niebla a nivel local si luego se produce la advección de humedad. A la inversa, la presencia de una zona de aguas calientes puede inhibir la formación de niebla o aumentar la mezcla de la capa límite inferior y dar lugar a un episodio de nubes estratos. Estos eventos menores tienden a ser de menor duración que sus equivalentes de escala más grande, pueden ocurrir junto a casi cualquier zona costera e incluso sobre regiones de alta mar. Por lo tanto, es importante mantenerse al tanto de las condiciones locales de temperatura de la superficie del agua y considerar el papel que juega posteriormente en la formación de niebla o nubes estratos.



Pronóstico de niebla por forzamiento dinámico

En esta sección se describe un enfoque recomendado para abordar el problema de pronosticar la niebla y nubes estratocumulus de origen marino. La sección posterior describe los productos de pronóstico del modelo empleados para evaluar el potencial de eventos de niebla de escala sinóptica, los procesos de capa límite y el área de cobertura.



Pronóstico de niebla por forzamiento dinámico > Método de pronóstico

Existen muchas maneras de abordar el pronóstico de niebla y estratos, pero todos los enfoques deberían incorporar los siguientes conceptos y pasos básicos.

1. **En primer lugar, estar consciente de la situación.**

- Estudie las observaciones: evalúe las condiciones previas y actuales, y su evolución en las últimas 6 a 12 horas, tanto en su localidad como corriente arriba.
- Manténgase al tanto de las estructuras de mesoescala locales o regionales que pueden afectar el pronóstico, como corrientes oceánicas, anomalías de TSM, topografía de la costa etc.
- Conozca la climatología de niebla y estratos de la región.
- Comprenda las exigencias de las operaciones a las cuales brinda apoyo y los potenciales impactos de un episodio de niebla o nubes estratos sobre ellas.

2. **Estudie los datos de teledetección**, como las imágenes satelitales y de radar, si están disponibles, para evaluar las tendencias de formación de nubes o precipitación que puedan afectar o haber afectado su región de pronóstico.

3. **Estudie los datos de pronóstico del modelo para evaluar la evolución general del patrón sinóptico durante el período de interés.**

- Evalúe los patrones sinópticos en busca de patrones reconocibles relacionados con niebla o estratos (humedad, advección de temperatura, trayectorias, estabilidad, etc.).
- ¿Tiende la evolución anticipada a escala sinóptica a fomentar o a inhibir la formación de niebla o estratos en la zona?
- ¿Comprenda los aspectos esenciales del rendimiento del modelo y los sesgos típicos que presenta para su región.

4. **Haga una evaluación inicial del potencial de nieblas y estratos** en base a sus conocimientos de la física de desarrollo de dichas condiciones, las condiciones anticipadas y la climatografía local.

5. **Vigile los cambios en la capa límite** en términos de temperatura, vientos, estabilidad, humedad y nubosidad medida que se acerca la hora de emisión del pronóstico.

- Compare su pronóstico con el del modelo y las expectativas anteriores, y si resulta necesaria vuelva a evaluar sus expectativas.

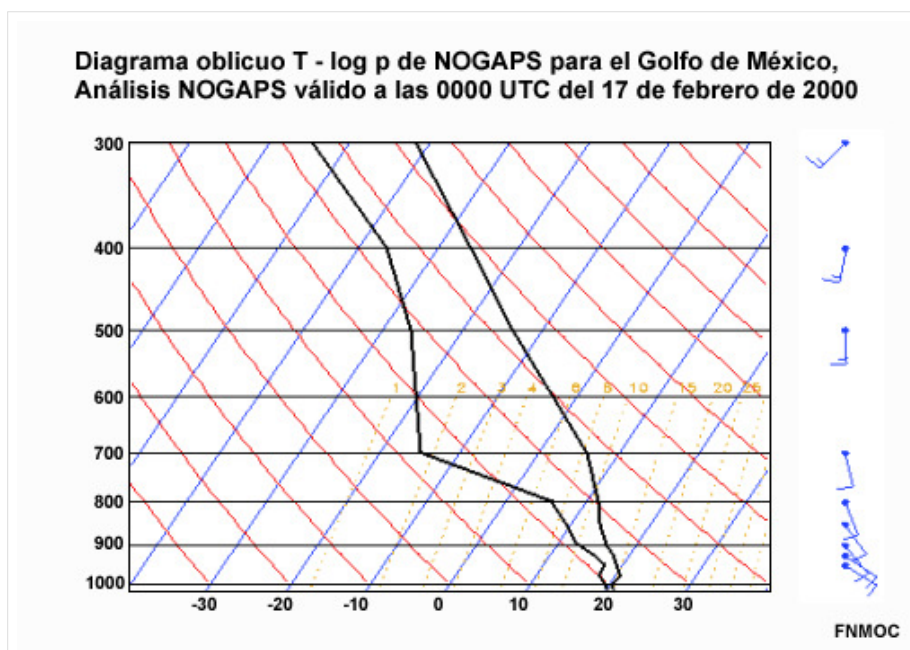
6. **Emita el pronóstico.**

- Si eso es lo que anticipa, *no dude en emitir un pronóstico que indique condiciones de tech visible por debajo de los mínimos de operación.*

7. **Siga observando las condiciones y si llega a ser necesario reevalúe el pronóstico** con base en los cambios que se desvían de las expectativas anteriores, y realice cualquier ajuste apropiado.

Pronóstico de niebla por forzamiento dinámico > Productos útiles

En esta sección veremos algunos de los productos de pronóstico del modelo que son útiles para pronosticar la niebla estratos por forzamiento dinámico en el entorno marino. Esta presentación no pretende ser exhaustiva, sino que tiene el propósito de brindar información sobre algunos productos útiles, y seguramente usted encontrará otros productos que resulten de utilidad en su situación o región en particular.



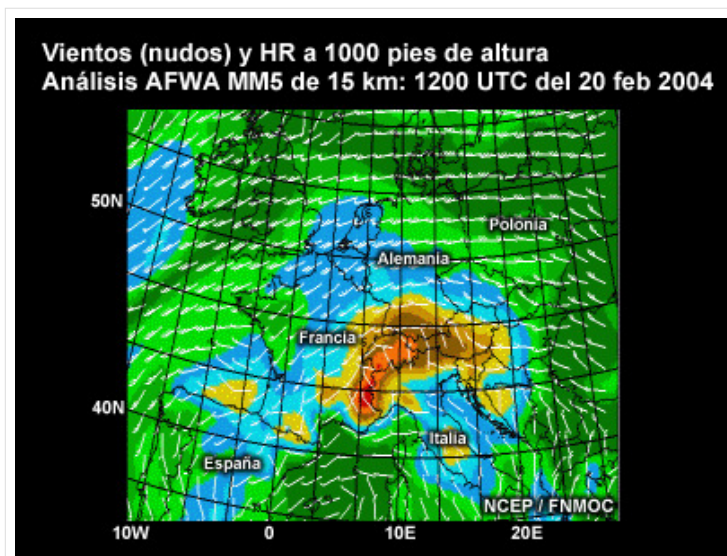
Las dificultades para pronosticar los eventos de niebla y nubes estratos de origen marino surgen de una serie de factores como los siguientes:

- Dependencia de sutiles cambios de mesoescala que ocurren en la capa límite marina.
- Pocas observaciones atmosféricas directas disponibles sobre el entorno marino.
- Falta de comprensión cabal y buenas emulaciones de los microprocesos físicos involucrados en el desarrollo y la disipación de la niebla.
- Las dificultades que experimentan los modelos numéricos para resolver las estructuras y los procesos físicos de la capa límite importantes para la formación de niebla y nubes estratos, como las siguientes:
 - Con frecuencia, la resolución vertical del modelo no es suficiente para representar los aspectos más sutiles de la capa límite de importancia para los procesos relacionados con la niebla y nubes estratos.
 - La parametrización de la capa límite y la física de la superficie no logran emular la complejidad de la física de las nubes, cuyo rol en los eventos de niebla y nubes estratos es importante.
 - Aunque mejore la capacidad de los modelos de mesoescala de resolver estructuras y procesos de escala menor, la complejidad de la física que se está parametrizando sigue imponiendo serie de limitaciones.

La falta de mediciones atmosféricas directas sobre los océanos nos obligan a depender de observaciones indirectas de imágenes y los productos satelitales, así como de los productos derivados de los varios modelos numéricos disponibles. Los apartados que siguen encontrará ejemplos de algunos tipos de productos que podemos obtener de los modelos, junto con una breve descripción de sus aplicaciones al diagnóstico y pronóstico de la evolución de la capa límite.

Pronóstico de niebla por forzamiento dinámico > Productos útiles > Proyección en planta del modelo

Existen numerosos productos de proyección en planta del modelo que pueden brindar una descripción general de las estructuras de mesoescala y de escala más amplia que afectan el potencial de formación de niebla y estratos. A continuación se destacan algunos productos que son particularmente útiles y su potencial aplicación al pronóstico de niebla y estratos.



[Abrir la animación en una ventana aparte.](#)

Producto	Ubicación	Objetivo / Qué debe buscar
Campos de vientos y líneas de corriente	Dentro y arriba de la capa límite	Determinar trayectorias y velocidad del viento, e inferir el grado de turbulencia.
Campos de movimiento vertical	Dentro de la capa límite y en 850 y 700 hPa	Determinar el grado de subsidencia y mezcla a gran escala. Es frecuente observar un leve grado de subsidencia durante los eventos de niebla de advección y de niebla de costa occidental continental, mientras es frecuente que haya mezcla convectiva poco profunda en el caso de niebla de vapor.
Campos de humedad, HR, razón de mezcla	Dentro y arriba de la capa límite	La superposición de campos de vientos permite inferir la advección de humedad. A menudo, los eventos de niebla y estratos incluyen una capa límite con aire seco arriba del nivel de inversión de temperatura.
Campos de temperatura y vientos	Dentro de la capa límite	Útiles para determinar la advección de temperatura y los gradientes de temperatura, factores importantes para los tres tipos de niebla considerados. Busque advección cálida para la niebla de advección, casi neutra para la niebla de costa occidental continental y fuerte advección fría con intensos gradientes de temperatura para la niebla de vapor.

Los productos verticales y de sección transversal son muy útiles para pronosticar la niebla y las nubes estratos, porque ofrecen una perspectiva de la estructura de la atmósfera entre la superficie y los niveles altos. A continuación se presentan algunos de los muchos productos útiles que brindan información importante para pronosticar estos eventos:



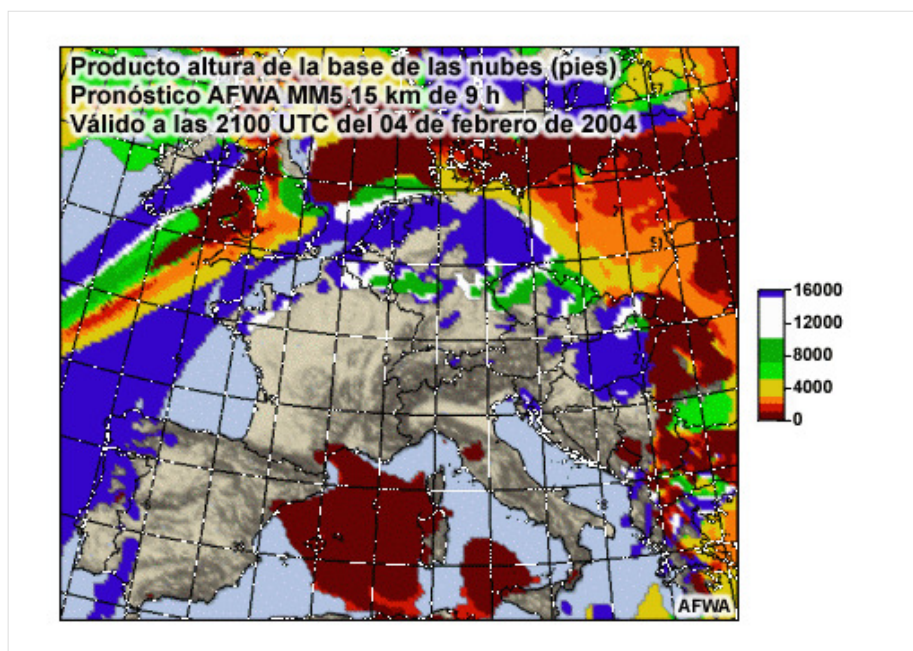
Productos	Ubicación	Objetivo / Qué debe buscar
Diagrama oblicuo T-log p generado por el modelo	Desde la superficie hasta al menos 500 hPa	Brinda información de temperatura, humedad, nivel de la inversión de temperatura, estabilidad y vientos. Busque una capa límite estable y húmeda, una capa de inversión térmica sobre la capa límite y aire seco en altura (especialmente para los eventos de niebla de advección y de costa occidental continental). Con frecuencia, los eventos de niebla de vapor presentan una capa poco profunda, inestable y húmeda en la superficie que a veces se halla debajo de una inversión térmica débil a mayor altura.
Sección transversal de Omega	Desde la superficie hasta al menos 500 hPa	Útiles para determinar los cambios en los movimientos verticales tanto en la capa límite como arriba de ella. Con frecuencia, la formación de la niebla de costa occidental continental viene determinada por sutiles aumentos en el movimiento vertical que cambian la profundidad de la capa límite.
Sección transversal de HR, razón de mezcla	Desde la superficie hasta al menos 500 hPa	Útiles para determinar la estructura vertical de la humedad dentro de la capa límite y arriba de ella. Un nivel de humedad alto en la capa límite y aire seco en altura son aspectos típicos de la mayoría de los tipos de niebla.
Productos de tiempo y altura	Desde la superficie hasta al	Útiles para determinar la evolución de parámetros tales como omega, HR, humedad y estabilidad con el tiempo. A menudo, el incremento de estos valores significa condiciones más favorables para niebla y

	menos 500 hPa	nubes estratos.
--	------------------	-----------------

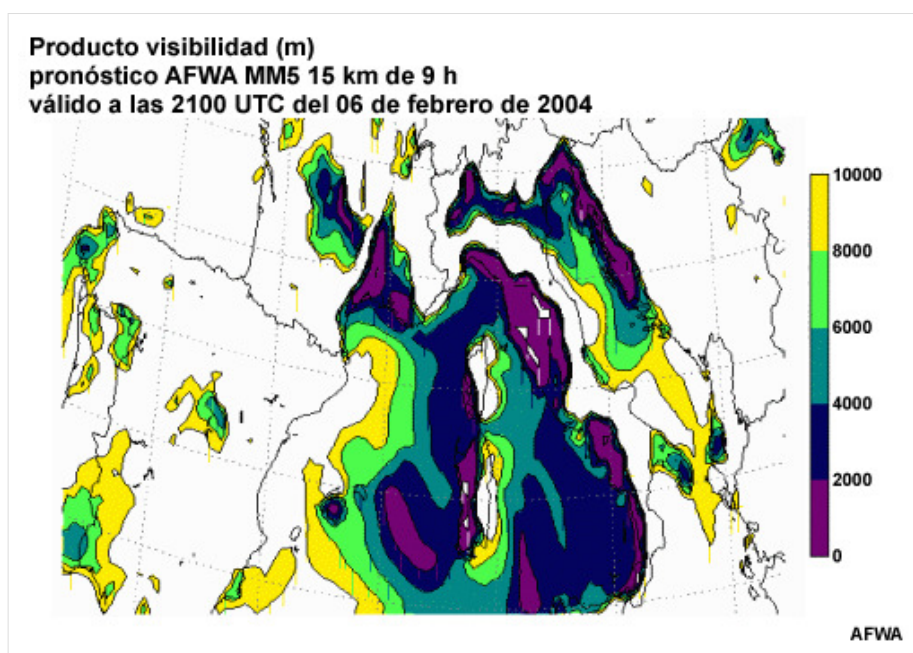
Pronóstico de niebla por forzamiento dinámico > Productos útiles > Productos derivados

Existen varios productos derivados de los modelos que pueden resultar de utilidad para evaluar el potencial de niebla: nubes estratos; no obstante, debido a que se derivan de otros parámetros de pronóstico del modelo que ya de por sí constituyen aproximaciones de los procesos atmosféricos reales, todos ellos tienen limitaciones importantes. Entre los productos cabe mencionar los siguientes:

- pronósticos de base de las nubes



- pronósticos de profundidad de las nubes
- pronósticos de visibilidad



Pronóstico de niebla por forzamiento dinámico > Productos útiles > Uso de los productos del modelo

Los productos del modelo nos ayudan a:

- identificar y anticipar la ocurrencia de condiciones sinópticas que pueden conducir a la formación de niebla y nubes estratos;
- identificar y evaluar las características de las masas de aire y los cambios que se producen con el tiempo
- identificar y evaluar las trayectorias de las parcela de aire y sus cambios con el tiempo;
- identificar y anticipar las estructuras sinópticas que pueden disipar el régimen de niebla;
- identificar y anticipar las condiciones de capa límite que fomentan la formación de niebla y nubes estratos;
- identificar y anticipar las condiciones de capa límite que tienden a disipar o inhibir la niebla y nubes estratos.

Los productos del modelo no aportan mucha información confiable sobre:

- los procesos físicos de microescala y muchos procesos de mesoescala involucrados en el desarrollo de niebla y las nubes estratos;
- los efectos topográficos de escala local sobre la niebla y las nubes estratos;
- los efectos de escala local y regional del gradiente de TSM sobre la niebla y las nubes estratos.

Los productos de los modelos de mesoescala pueden agregar información valiosa a los productos de los modelos de escala más grande, por ejemplo:

- mejor resolución de la capa límite y más detalles de las características de la capa límite que pueden afectar el desarrollo de la niebla y las nubes estratos;
- mejor resolución para los factores topográficos y costeros coadyuvantes;
- los modelos acoplados océano/atmósfera pueden generar mejores interacciones entre los flujos de aire y el mar.

Sin embargo, es importante observar que los modelos de mesoescala aún no cuentan con suficiente detalles y precisión física como para pronosticar los procesos dinámicos, termodinámicos y de nubes de pequeña escala de importancia para el desarrollo de niebla y nubes estratos. Muchos de estos procesos aún no se pronostican directamente en los modelos sino que se parametrizan.

Resumen

Observaciones generales:

- La niebla de advección y la niebla de vapor son ejemplos de nieblas que se forman cuando existen fuertes diferencias de temperatura entre el aire y el agua del mar, mientras que los eventos típicos de niebla y nubes estratos de origen marino en la costa occidental del continente ocurren con frecuencia aunque haya sólo una pequeña diferencia de temperatura entre el aire y el agua del mar.
- Las trayectorias asociadas con los eventos de niebla de costa occidental continental difieren enormemente de las que están asociadas con los eventos de niebla de advección. A lo largo de la costa occidental de los continentes, el aire fluye hacia el ecuador. El flujo asociado con los eventos de niebla de advección suele estar dirigido hacia el polo. Esto significa que junto a la costa occidental de los continentes, el aire suele pasar sobre aguas cada vez más calientes, mientras que los eventos de niebla marina de advección son provocados por el flujo sobre aguas cada vez más frías.

Niebla de advección:

- La niebla de advección se forma bajo patrones sinópticos que fomentan la advección de aire cálido y húmedo sobre superficies frías. A menudo, la niebla de advección se forma en regiones oceánicas donde las principales corrientes marinas crean fuertes gradientes de TSM. Estos eventos de niebla pueden ocurrir en casi cualquier época del año, son más frecuentes y prevalentes durante la estación cálida.
- Para la niebla de advección, para alcanzar el punto de saturación la temperatura de la superficie subyacente (TSM) debe ser menor que la temperatura de punto de rocío inicial de la parcela de aire. La saturación se logra principalmente por enfriamiento, con poco cambio en el perfil de punto de rocío. La excepción a esta regla genera ocurre cuando la parcela de aire se humedece a lo largo de su trayectoria. En esas circunstancias, se necesita un menor grado de enfriamiento para lograr la saturación, lo cual admite una TSM más alta.

Niebla de costa occidental continental:

- Los eventos de niebla o nubes estratos en la costa occidental de los continentes suelen ocurrir en áreas dominadas por sistemas de alta presión oceánicos subtropicales. La subsidencia asociada al extenso régimen de alta presión conduce al desarrollo de una inversión de temperatura arriba de la capa límite. Esto limita la mezcla vertical y, por consiguiente, permite la humectación de la capa límite. Cuando una capa límite húmeda está bien mezclada, la saturación se logra con poco enfriamiento.
- Si la profundidad de la capa de mezcla aumenta en respuesta a una perturbación débil, la base de la inversión de temperatura sube y la capa se enfría. Este proceso provoca la saturación y formación de una capa de nubes estratos. El enfriamiento de la superficie de la capa de estratos aumenta el espesor de la parte saturada de la capa límite y eleva el nivel de la base de la capa de estratos. La saturación de toda la capa produce niebla en la superficie.
- Las regiones de afloramiento pueden intensificar la ocurrencia de los eventos de niebla y nubes estratos de origen marino en la costa occidental de los continentes causando el enfriamiento de la capa límite inferior, a menudo hasta que la capa límite llegue al punto de saturación.
- Los eventos de niebla y nubes estratos en la costa occidental de los continentes pueden ocurrir casi en cualquier época del año, pero la niebla tiende a ocurrir con mayor frecuencia en otoño y las nubes estratos durante la estación cálida.

Niebla de vapor:

- Los episodios de niebla de vapor ocurren cuando una masa de aire extremadamente frío y seco se desplaza rápidamente sobre una superficie de agua más caliente. Debido a que la presión de vapor en la superficie del agua es mucho mayor que la del aire frío, se produce un fuerte gradiente de presión de vapor que fomenta la rápida transferencia del vapor del agua al aire. A continuación, el vapor de agua se condensa conforme se mezcla con el aire que es mucho más frío.
- El típico patrón sinóptico favorable para el desarrollo de niebla de vapor ocurre cuando una masa de aire continental-polar frío y seco pasa sobre una superficie de agua cuya temperatura es de 10 a 12 °C más alta.
- Para que se forme niebla de vapor, la saturación debe ocurrir rápidamente, sin cambios importantes en la temperatura del aire. En un sondeo, el punto de rocío en los niveles bajos aumenta sin que se produzcan cambios grandes en el perfil de temperatura.

Efectos de mesoescala:

- Las variaciones de mesoescala en la forma del litoral, la topografía y la temperatura de la superficie del mar influyen

en el desarrollo, la duración y la intensidad de los eventos de niebla.

- Corriente arriba de las puntas y los cabos, la profundidad de la capa límite marina aumenta, lo cual hace que se forme una capa de niebla o nubes estratos más gruesa. Corriente abajo, la capa límite marina es más delgada, y la niebla y las nubes estratos tienden a disiparse.
- Las zonas costeras cóncavas (bahías y ensenadas) intensifican la divergencia en los niveles bajos, mientras que las zonas costeras convexas (puntas y cabos) aumentan la convergencia en los niveles bajos. El resultado es que los litorales convexos, como los cabos y las puntas, tienden a experimentar más condiciones de niebla que los litorales cóncavos, como las bahías y las ensenadas.
- El afloramiento local y el enfriamiento que ocasiona pueden contribuir a intensificar la formación de niebla local si se produce advección de humedad. A la inversa, la presencia de una zona de agua caliente puede inhibir la formación de niebla o aumentar la mezcla de la capa límite inferior y provocar un evento de nubes estratos.

Pronóstico de niebla por forzamiento dinámico:

- El proceso de pronóstico de niebla y nubes estratos debería incluir estos pasos y conceptos básicos:
 1. Manténgase consciente de la situación.
 2. Estudie los datos de teledetección, como las imágenes satelitales y de radar.
 3. Examine los datos de pronóstico del modelo para evaluar la evolución general del patrón sinóptico durante el período de interés.
 4. Haga una evaluación inicial del potencial de nieblas y estratos en base a conocimientos de física de desarrollo de dichas condiciones, las condiciones anticipadas y la climatografía local.
 5. Vigile los cambios en la capa límite en términos de temperatura, vientos, estabilidad, humedad y nubosidad.
 6. *No dude en emitir un pronóstico que indique condiciones de techo y visibilidad por debajo de los mínimos de operación!*
 7. Siga observando las condiciones y si llega a ser necesario reevaluar el pronóstico con base en los cambios que se desvían de las expectativas anteriores.
- Los productos de proyección en planta del modelo pueden brindar una descripción general de las estructuras de mesoescala y de escala más amplia que afectan el potencial de formación de niebla y estratos. Éstos son algunos de los campos más útiles:
 1. campos de vientos y líneas de corriente
 2. campos de movimiento vertical
 3. campos de HR y razón de mezcla
 4. campos de temperatura y vientos
- Los productos verticales y de sección transversal ofrecen una perspectiva de la estructura de la atmósfera entre la superficie y los niveles altos. Éstos son algunos de los productos más útiles:
 1. diagrama oblicuo T-log p generado por el modelo
 2. perfiles y secciones transversales de Omega
 3. sección transversal de HR, razón de mezcla
 4. productos de tiempo y altura
- Los productos derivados de los modelos pueden resultar de utilidad para evaluar el potencial de niebla y nubes estratos; no obstante, debido a que se derivan de otros parámetros de pronóstico del modelo que ya de por sí constituyen aproximaciones de los procesos atmosféricos reales, todos ellos tienen limitaciones importantes. Éstos son algunos de los productos más útiles:
 1. pronósticos de base de las nubes
 2. pronósticos de profundidad de las nubes

3. pronósticos de visibilidad

¡Felicitaciones!

Acaba de terminar de estudiar el módulo *Niebla por forzamiento dinámico*. Ahora puede tomar la [prueba del módulo](#) averiguar lo que ha aprendido.

No se olvide que para nosotros siempre es un placer recibir su opinión sobre nuestros materiales de formación. Tómese unos minutos para completar la [encuesta](#) y envíenos sus observaciones acerca de este módulo.

Bibliografía

Bridger, Alison F. C., William C. Brick y Peter F. Lester, 1993. The Structure of the Marine Inversion Layer off the California Coast: Mesoscale Conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 335-351.

Burk, Stephen D. y W. T. Thompson, 1996. The Summertime Low-Level Jet and Marine Boundary Layer Structure along the California Coast. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 668-686.

Burk, Stephen D. y T. Haack, 2000. The Dynamics of Wave Clouds Upwind of Coastal Orography, *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1438-1455.

Clark, D. A. y F. W. Wilson, 1996: The Marine Stratus Initiative at San Francisco International Airport. Project Rep. ATC-252, Massachusetts Institute of Technology, 41 págs. [Se puede conseguir de National Technical Information Service, 5285 Port Royal Rd., Springfield, VA 22161, EE.UU.]

Kalnay, E. et al., 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.

Koracin, D. y Clive E. Dorman, 2000. Marine Atmospheric Boundary Layer Divergence and Clouds along the California Coast in June 1996. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2040-2056.

Koracin, D., J. Lewis, W. T. Thompson, C. E. Dorman y J. A. Businger, 2000. Transition of Stratus into Fog along the California Coast: Observations and Modeling., *J. of Atmos. Sci.*, **57**, 1714-1731.

Norris, Joel R., 1998. Low Cloud Type over the Ocean from Surface Observations. Part II: Geographical and Seasonal Variations. *J. of Climate*, **11**, 383-403.

Módulos de COMET relacionados:

- [Pronóstico de niebla de radiación](#)
- [Niebla de costa occidental continental](#)
- [Pronóstico de niebla y nubes estratos bajas para operaciones aéreas \(curso de educación a distancia sobre aviación DLAC 1\)](#)
(en inglés; varios de los módulos de este curso existen en español)
- [Forzamiento térmico de la circulación I: brisas marinas](#)
- [Forzamiento térmico de la circulación II: brisas de valle y de montaña](#)
- [Chorros costeros en niveles inferiores](#) (en inglés)

Copyright 2005, 2009 [University Corporation for Atmospheric Research](#). Reservados todos los derechos. [Avisos legales](#)