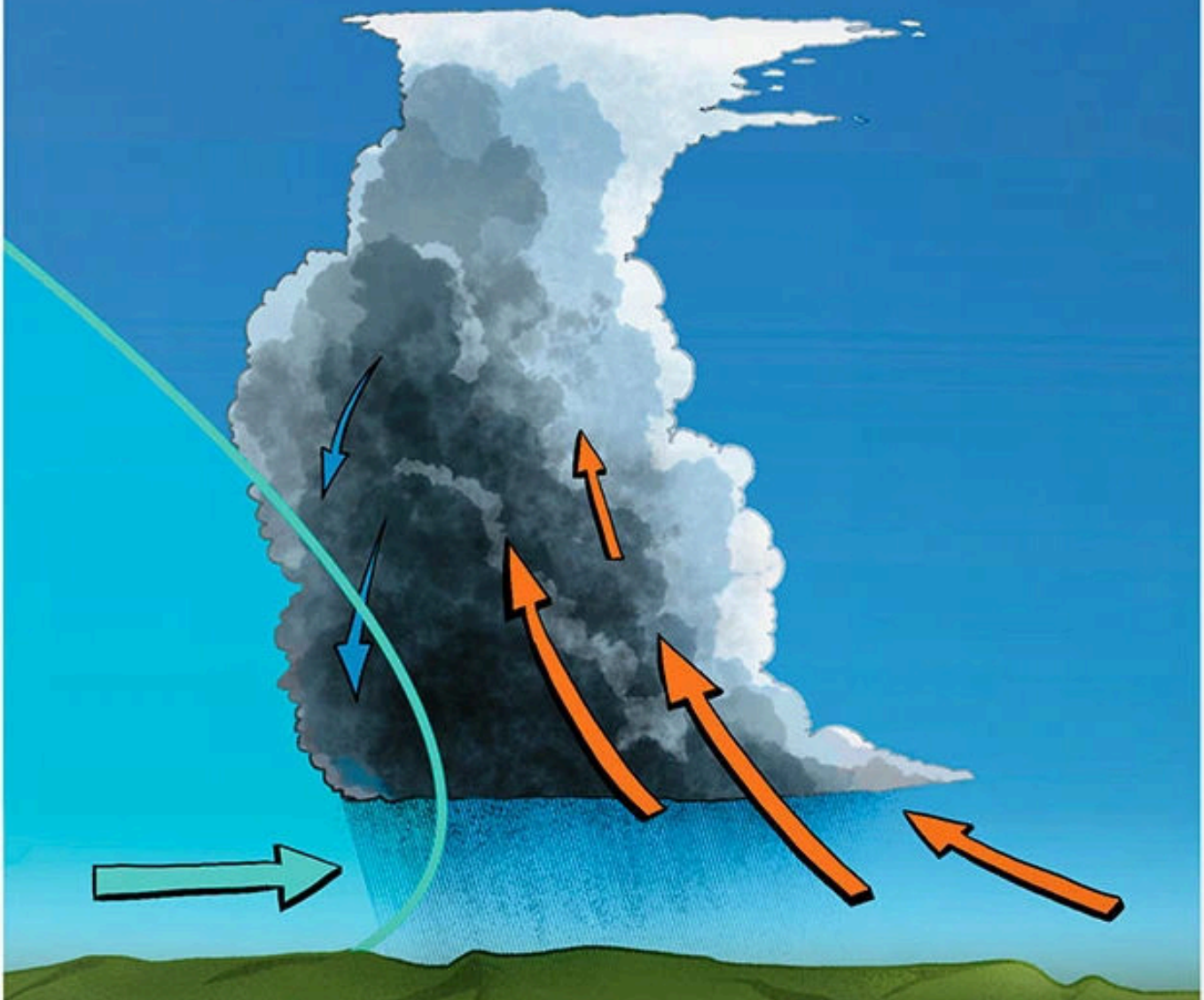
UNDERSTANDING THE SKY



THE WEATHER BOOK FOR SPORT PILOTS

CLEAR ILLUSTRATIONS BRING COMPLEX SUBJECTS TO LIFE

LEARN ALL ABOUT THE WEATHER – WHATEVER YOU FLY

WIND PATTERNS, THERMALS, SOARING, STORMS AND MORE

By Dennis Pagen

Entendiendo el Cielo

Guía del Piloto Deportivo para las Condiciones de Vuelo

Dennis Pagen

Traducción al español · Carlos Ayala / IA Claude



Prefacio e Introducción

COMPRENDIENDO

EL CIELO

por DENNIS PAGEN

UNA GUÍA DEL PILOTO DEPORTIVO

PARA LAS CONDICIONES DE VUELO

"Un piloto necesita comprender los comportamientos del cielo para volar con éxito y seguridad..."

UNA GUÍA PARA:

Aeronautas, Modelistas de Aeromodelismo, Paracaidistas, Pilotos de Ala Delta, Parapentistas y Pilotos de Planeador

• Aprenda la causa y el comportamiento del viento.

• Adquiera conocimiento sobre patrones y tipos de sustentación.

• Descubra cómo predecir las condiciones de vuelo.

• Vea cómo se forman las térmicas y actúan en el aire.

• Investigue la acción de la circulación y el clima general.

• Desbloquee los misterios de las brisas marinas y otros efectos locales.

• Explore el mundo de la micrometeorología—efectos a pequeña escala.

• Conviértase en un experto en la evaluación de tormentas eléctricas.

• Descubra los secretos del aire turbulento.

• Muchos más detalles incluyendo: callejones de nubes, frentes de calor, temperatura disparadora, tipos de nubes, inversiones, chorros de bajo nivel, convergencia, ondas, alturas de nubes, lectura del sitio, frentes de ráfagas, brisas de pendiente, etc.

2

Si lee (partes de) este documento

más de una vez, por favor compre el libro.

Apoye a Dennis Pagen para que pueda escribir

más libros para nosotros.

Libros como este son difíciles de encontrar. Imagino que escribirlos es aún más difícil.

¡Entonces, no arruine la diversión para el autor,

compre el libro!

Compré el libro, lo leí mucho, y mejoró mi comprensión del clima

y del vuelo.

¡Aterrizajes felices!

☺

3

COMPRENDIENDO

EL CIELO

por DENNIS PAGEN

UNA GUÍA DEL PILOTO DEPORTIVO

PARA LAS CONDICIONES DE VUELO

4

ILUSTRACIONES DEL AUTOR

COMPRENDIENDO EL CIELO

UNA GUÍA DEL PILOTO DEPORTIVO PARA LAS CONDICIONES DE VUELO

Primera Edición Copyright (C) 1992 por Dennis Pagen

Primera Impresión: Enero, 1992

Impreso en los Estados Unidos de América 1234567891011121314

Publicado por Dennis Pagen

P.O. Box 101, Mingoville, PA 16856

Libros del Autor

Habilidades de Vuelo en Ala Delta

Técnicas de Ala Delta

Curso de Entrenamiento en Ultraligero Motorizado

Vuelo en Ultraligero Motorizado Parapente

¡Vol Libre! (Edición en Francés)

¡En Parapente! (Edición en Francés)

ISBN 0-936310-03

280 páginas

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer a Kathy Lee de Taos, Nuevo México por su generosa contribución de fotografías.

Ella ha capturado verdaderamente mucha de la belleza de la naturaleza con su ojo discriminador.

También debo agradecer a mi esposa Claire por su ayuda en todas las fases de este libro. Sus habilidades de edición y diagramación son solo superadas por sus habilidades de pilotaje.

Dennis Pagen

Enero, 1992

Foto de Portada: Claire Vassort-Pagen

Fotos en el texto: Kathy Lee, Dennis Pagen, Claire Vassort-Pagen

CONTENIDO

PREFACIO ii

CAPÍTULO I — EL AIRE QUE NOS RODEA 1

La Perspectiva General

La Estructura del Aire

Propiedades del Aire

Presión en la Atmósfera

Temperatura en el Aire

Calentamiento Solar

Ciclos de Enfriamiento

Cambios Diarios

Cambios Estacionales

Vapor de Agua

Humedad

Las Propiedades Asombrosas del Agua

Calor Latente

Resumen

CAPÍTULO II — LA ATMÓSFERA VIVIENTE 13

La Razón de Cambio de Temperatura

Estabilidad e Inestabilidad

Indicaciones de Estabilidad

La Estabilidad de las Capas

La Razón de Cambio de Temperatura Húmeda

La Atmósfera Estándar

Altitud de Densidad
El Viento que Sentimos
Efecto de Coriolis
Resumen
CAPÍTULO III — EL MENSAJE DE LAS NUBES 25
Causas de las Nubes
Levantamiento del Aire
El Punto de Rocío y la Altura de las Nubes
Formación de Nubes
Base de Nubes/Cima de Nubes
Vida de las Nubes
Nubes Antiguas
Lluvia
Visibilidad
Tipos de Nubes
Clasificación por Altitud
Variaciones Estacionales y Geográficas
Nubes Poco Conocidas
Lo que Nos Dicen
Vuelo en Nubes
Resumen
6
CAPÍTULO IV — LA PERSPECTIVA GENERAL-METEOROLOGÍA GENERAL 53
Movimiento de la Atmósfera
Masas de Aire
El Significado de
Frentes
Características de Frentes — Fríos
Características de Frentes — Cálidos
Acción Frontal
Variaciones en los Frentes
Frentes Ocluidos
Cambios Estacionales

Sistemas de Alta Presión
Sistemas de Baja Presión
Bajas Locales
Altas y Bajas Juntas
Isobaras
Isobaras y el Viento
Circulación en Altura
Vaguada en Altura
La Corriente en Chorro
Vientos Directores y Patrones de Presión
Clima Tropical
Clima de Islas
Resumen
CAPÍTULO V — PATRONES DE VIENTO 87
Medición de los Vientos
Observación del Viento
Vientos Predominantes
Flujo de Viento Cerca de la Superficie
Vientos Alrededor de Frentes y Sistemas de Presión
Desplazamiento del Clima
Áreas Más Allá de los Frentes
Vientos que Giran hacia Atrás y hacia Adelante
El Gradiente de Viento
Vientos en Altura
Corrientes en Chorro
Variación Diurna del Viento
Estratificación del Aire
Chorros de Bajo Nivel
Vientos Especiales
Vientos de América del Norte
Vientos del Viejo Mundo
Resumen
CAPÍTULO VI — TURBULENCIA-FLUJO INESTABLE 113

El Significado de la Turbulencia
La Naturaleza de la Turbulencia
Las Causas de la Turbulencia
Turbulencia por Vórtice
Rotores
Detección de Turbulencia
Condiciones y Ciclos de Turbulencia
Condiciones de Superficie
Sombra de Viento
Vuelo en Turbulencia
Resumen
CAPÍTULO VII — VIENTOS LOCALES 137
Calentamiento y Circulación
La Brisa Marina
Brisa Marina y Viento General
Predicción de la Brisa Marina
Intensidad, Alcance y Estaciones de la Brisa Marina
Efectos de la Brisa Marina
Frentes de Brisa Marina
Costas Complicadas
Efectos de las Islas
Brisas Terrestres
Frentes de Calor
De Bosque a Campo
Vientos de Ladera Ascendente
Vientos de Ladera Descendente
Vientos Gravitacionales
Aire Mágico y Vientos Maravillosos
Vientos de Valle Ascendente y Descendente
Sistemas Complicados
Resumen
CAPÍTULO VIII — CONDICIONES DE PLANEO-AIRE ASCENDENTE 161
Planeo

Sustentación de Crestas
Formas Complejas
Cañones y Pasos
Problemas de Planeo en Crestas
Sustentación Variable
Sustentación por Onda
Propiedades de la Onda
Nubes de Onda
Peligros de la Onda
Vuelo en Ondas
Búsqueda de Ondas
Otras Fuentes de Ondas
Sustentación por Convergencia
Vuelo en Convergencia
Sustentación Frontal
Indicadores de Sustentación
Resumen
8
CAPÍTULO IX — INESTABILIDAD Y TÉRMICAS 189
El Nacimiento de una Térmica
Disparo de Térmicas
Térmicas del Lado de Sotavento
Fuentes de Térmicas
Térmicas de Casa
Fuentes de Terreno
Fuentes de Terreno Húmedo
Ciclos de Térmicas
Térmicas Vespertinas
Elevación de Térmicas
Tasas de Gradiente Real
El Gradiente de Temperatura en Altura
Térmicas y Variaciones de Tasa de Gradiente
Demonios de Polvo

Condiciones Ideales de Térmica
Sustentación en una Térmica
Hundimiento en Térmica
Resumen
CAPÍTULO X — CONOCIMIENTOS SOBRE TÉRMICAS 213
Tamaños y Fuerzas de las Térmicas
Alturas de las Térmicas
Duración de las Térmicas y Variación Diaria
Térmicas en Viento
Trayectorias y Ciclos de las Térmicas
Tipos de Térmicas
Espaciamiento de las Térmicas
Patrones de las Térmicas
Calles Térmicas
Calles de Nubes
Comportamiento de Calles de Nubes
Térmicas y Características de Nubes
Características Cercanas a Nubes
Efectos del Viento en Nubes
Localización de Térmicas
Agujeros Azules
Resumen
CAPÍTULO XI — TORMENTAS ELÉCTRICAS 237
Dónde y Cuándo
La Causa de las Tormentas
Ciclo de Vida de una Tormenta Eléctrica
Variaciones de Tormentas Eléctricas
Peligros de Tormentas Eléctricas
Corrientes Descendentes y Frentes de Ráfagas
Evaluación de la Tormenta
Escapar de una Tormenta Eléctrica
Tornados
Resumen

CAPÍTULO XII — OBSERVACIÓN DEL CLIMA 253

Ciclos Climáticos

Clima y el Barómetro

Sabiduría Meteorológica

Fuentes de Información Meteorológica

Mapas Meteorológicos

Pronósticos de Vuelo Sin Motor

Lectura de un Área

Ejemplos de Sitios

Resumen

APÉNDICE I — CAMBIOS DE DENSIDAD EN LA ATMÓSFERA 269

APÉNDICE II — EFECTO CORIOLIS 271

APÉNDICE III — VIENTOS SECANTES 272

APÉNDICE IV — FLOTABILIDAD TÉRMICA 273

APÉNDICE V — TEMPERATURA DISPARADORA 274

GLOSARIO 276

ÍNDICE 279

PREFACIO

Capítulo I: El aire que nos rodea

E

En las últimas décadas del siglo veinte, una afortunada coincidencia de oportunidad y tecnología ha permitido a nuestra especie —diseñada para la vida en la superficie del planeta tierra— entrar en la atmósfera y juguetear entre las nubes. El vuelo por diversión se ha consolidado como una actividad razonable y legítima. Pero habitar el reino del cielo requiere cierta comprensión. El aire es un ambiente en constante cambio y debemos conocer sus características y astucias para volar con seguridad y convertirnos en excelentes pilotos.

Este libro está diseñado para presentar una imagen clara de cómo funciona la atmósfera. Naturalmente, algunas simplificaciones son necesarias, ya que el tema del clima es complejo y requiere muchos años de estudio para dominarlo. Por consiguiente, hemos destilado los conocimientos y la sabiduría importante necesarios para los pilotos que vuelan por diversión.

La mejor manera de usar este libro es leerlo completamente, vivir la experiencia del vuelo y luego releer las partes pertinentes para obtener una comprensión más profunda.

Hemos adaptado el material para satisfacer las necesidades de aeronautas, modelistas de aeromodelos, parapentistas, ala delta, pilotos de planeadores y ultraligeros. Esperamos que cada lector descubra nuevas perspectivas e ideas en estas páginas para mejorar el disfrute del vuelo.

Además de abarcar todos los deportes aéreos, el material aquí escrito se presenta con una perspectiva internacional, ya que muchos pilotos hoy en día viajan en busca de sus actividades aéreas. Incluimos la perspectiva de ambos hemisferios, norte y sur, cuando sea apropiado, y prestamos atención a características regionales y continentales específicas. También utilizamos equivalentes en inglés y métrico en el texto, así como en los gráficos y figuras.

Aunque comenzamos los capítulos sobre las propiedades del aire y el clima general, queremos señalar que el énfasis en este libro se centra en condiciones de menor escala conocidas como efectos locales o micrometeorología. La razón de este énfasis es que el vuelo recreativo normalmente ocurre dentro de un volumen relativamente pequeño de espacio aéreo donde los efectos locales juegan un papel importante. La mayoría de los libros sobre clima escritos para la aviación general no abordan las condiciones de pequeña escala con suficiente detalle para satisfacer a los pilotos recreativos. Este libro pretende llenar ese vacío.

El material de fondo para la información en los siguientes capítulos proviene de muchas fuentes. Ciertamente, los libros de texto han sido muy útiles, pero lo más importante es la experiencia de casi dos décadas de vuelo y el intercambio de ideas con otros pilotos de todas las formas de aviación. Es mi deseo compartir parte del conocimiento que he adquirido de estas experiencias para que todos podamos saborear mejor nuestro tiempo en el cielo.

CAPÍTULO I

El Aire Alrededor

I'm ready to translate aviation text to Mexican Spanish. Please provide the English text you'd like me to translate.

U

(The letter "U" remains the same in Spanish)

s

Crecimos en un planeta rodeado por una mezcla de gases que da vida. Llamamos a esta mezcla aire y nos referimos a toda la nube de gas alrededor de la tierra como la atmósfera.

La mayoría de nosotros damos por sentado este aire y atmósfera mientras lo pasamos por nuestros pulmones para obtener algo de oxígeno, o atravesamos mientras nos movemos. En general, el aire simplemente está ahí. Pero dennos un par de alas y se abre un mundo completamente nuevo. Nuevos desafíos, nuevas vistas y nuevas experiencias alteran

nuestros puntos de vista para siempre. Nos convertimos en pilotos con el reino del cielo para explorar.

Rápidamente nos damos cuenta de los cambios constantes que ocurren en la atmósfera y de la necesidad de entender qué significan estos cambios. Con la comprensión nos sentimos cómodos en nuestro nuevo ambiente. Con la comprensión dejamos nuestros miedos atrás y nos liberamos de las limitaciones de una existencia ligada a la tierra.

En este capítulo comenzamos a estudiar la naturaleza del cielo para que podamos predecir posteriormente su comportamiento cuando entremos en su dominio y encomendemos nuestro destino a los vientos.

LA VISIÓN GENERAL

La atmósfera se mantiene unida a la tierra por la gravedad. Aunque el espesor total de la atmósfera excede 500 millas (800 km), la mayor parte del aire se concentra cerca de la superficie terrestre ya que el aire es compresible y la gravedad atrae cada molécula hacia abajo. ¡De hecho, la mitad del peso total de la atmósfera de más de 5.6 cuatrillones (5,600,000,000,000,000) de toneladas se encuentra por debajo de 18,000 pies (5,500 m)!

La atmósfera puede dividirse en diferentes niveles, como las capas de una cebolla, de acuerdo con ciertas características. Nos interesa principalmente la capa más baja, conocida como la tropósfera (tropo significa cambio). Es aquí donde tienen lugar los cambios que identificamos como clima. Es aquí donde vivimos, respiramos y volamos.

La tropósfera se extiende desde la superficie hasta 5 o 6 millas (7 a 9 km) en los polos y 10 a 12 millas (17 a 20 km) en el ecuador. La razón de esta diferencia son los efectos centrífugos debido a la rotación de la tierra (véase la figura 1). La extensión de la atmósfera está muy exagerada en la figura para mayor claridad. Para poner las cosas en perspectiva, la atmósfera completa comparada con la tierra tendría aproximadamente el mismo espesor relativo que la cáscara de una naranja, mientras que el espesor de la tropósfera sería equivalente a la piel de una manzana.



Figura 1 — The Lower Atmosphere

Encima de la tropósfera se encuentra la estratósfera y la transición entre las dos se conoce como la tropopausa. La forma en que diferenciamos estas dos capas inferiores es que la temperatura disminuye constantemente con la altitud en la tropósfera, pero permanece casi constante conforme ascendemos hacia la estratósfera. Por lo tanto, la estratósfera es estable y clara, pero la tropósfera presenta nubes y una amplia variedad de condiciones. La tropósfera es nuestra esfera de interés en este libro.

Figura 1 — La Atmósfera Inferior

LA ESTRUCTURA DEL AIRE

Sabemos que el aire es una mezcla de gases. La mayor parte es nitrógeno (78%) y oxígeno (21%), siendo el 1% restante principalmente argón con un poco de dióxido de carbono y algunos contaminantes.

El vapor de agua es también un constituyente altamente variable del aire. Puede ir desde cero (aire seco) hasta 4 o 5 por ciento en peso (aire saturado). Como veremos más adelante, el vapor de agua es una parte extremadamente importante del proceso del tiempo, ya que sin él no habría nubes ni lluvia. Casi todo el vapor de agua en la atmósfera se concentra en la troposfera, pues entra a la atmósfera a través de la evaporación de fuentes terrestres y es transportado hacia arriba por corrientes de aire vertical que se limitan a la troposfera. El noventa por ciento de todo el vapor de agua permanece por debajo de 18,000 pies.

Los contaminantes mencionados anteriormente, incluyendo humo, polvo, partículas de sal y gases de escape industriales, son importantes porque sirven como núcleos de condensación

que promueven la formación de nubes. Las nubes son de gran interés para nosotros, criaturas del cielo, pues nos ayudan a señalar la sustentación y generalmente nos dan indicios del comportamiento atmosférico como veremos en el capítulo III. Las nubes y los contaminantes en general también pueden presentar problemas de visibilidad que son pertinentes para nuestro vuelo.

PROPIEDADES DEL AIRE

El aire es una sustancia bastante tenue, pero cuán insubstancial es depende enteramente de su densidad. Como señalamos anteriormente, el aire se puede comprimir de modo que su densidad depende de su composición y cuánta compresión ocurra. Es esta densidad la que más nos interesa, pues afecta directamente nuestro vuelo.

Las tres características que determinan la densidad del aire son su temperatura, presión y contenido de vapor de agua. Los dos factores principales que controlan estas características son la gravedad y el calentamiento del sol. Antes de analizar la importancia de cada uno de estos elementos, repasemos lo que sabemos sobre cómo funciona un gas (aire).

Las moléculas de un gas rebotan como niños hiperactivados en una dieta de chocolate. Todo este movimiento frenético hace que choquen con sus vecinas y reboten en forma aleatoria. Si las moléculas encuentran un sólido, dejan algo de energía al golpear el sólido. De hecho, este intercambio de energía es lo que sentimos como calor. Cuanto más excitadas están las moléculas en el gas, más rápido se mueven y más energía transmiten a cualquier sólido que contacten, por lo que el gas se siente más caliente. Lo que conocemos como temperatura es simplemente el estado de excitación de las moléculas del gas.

No es difícil imaginar que si añadimos energía térmica a un gas elevamos la temperatura al hacer que sus moléculas se muevan más vigorosamente, lo que a su vez hace que quiera expandirse, pues cada molécula que se mueve frenéticamente golpea a sus vecinas separándolas más con cada contacto. Además, podemos ver que si permitimos que una porción de gas se expanda, las moléculas se dispersarán volviéndose menos densas y al mismo tiempo más frías, ya que hay fewer moléculas en un volumen dado que choquen entre sí o con un sólido cercano. Por el contrario, si comprimimos un gas, se vuelve más denso y su temperatura sube conforme las moléculas se vuelven más nerviosas (ver figura 2).

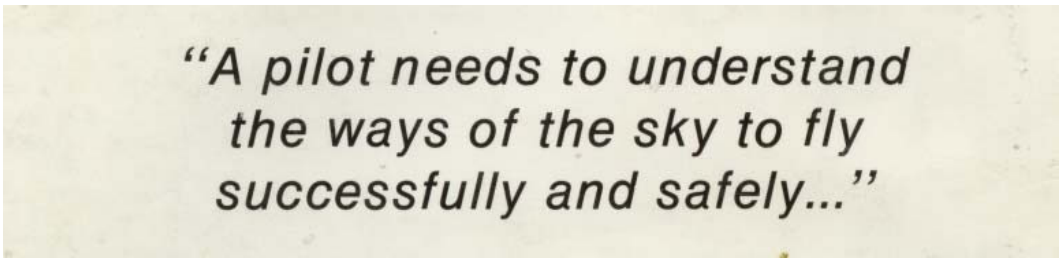


Figura 2 — The Properties of Air

Estas propiedades deben ser bien entendidas pues son de gran importancia para los pilotos de vuelo sin motor.

Figura 2 — Las Propiedades del Aire

LA PRESIÓN EN LA ATMÓSFERA

Todos realizamos nuestras tareas diarias bajo una presión considerable de la atmósfera. De hecho, al nivel del mar experimentamos aproximadamente 14.7 libras por pulgada cuadrada (1.03 kg/cm²) en nuestros cuerpos. ¡Eso es casi 200 toneladas (!) en un adulto de tamaño promedio. Por supuesto, el aire nos empuja equitativamente desde todas las direcciones, y somos básicamente globos de agua con un marco interno rígido, así que no notamos la presión atmosférica a menos que cambie repentinamente.

Podemos pensar en la presión en la atmósfera simplemente como una medida del peso del aire que está encima de nosotros. Este peso es causado por la gravedad que tira hacia abajo la masa del aire como se mencionó anteriormente. Al nivel del mar el aire pesa 0.076 libras por pie cúbico (1.22 kg/m³), así que una recámara de tamaño mediano (plano de piso de 20x10 pies) contiene más de 120 lbs. de aire. Cuando consideramos cuán alta se extiende la atmósfera, no es de extrañar que haya tanta presión aquí en el fondo del océano de aire.

Es lógico que cuanto menor sea nuestra altitud, mayor sea la presión ya que más aire nos presiona desde arriba. Asimismo, cuanto más alto subimos, menor es la presión del aire. También podemos ver que una presión más alta resulta en aire más denso ya que las moléculas del aire serán comprimidas por el mayor peso que deben soportar.

Medimos la presión del aire con un barómetro que es simplemente una cavidad con parte del aire removido de modo que existe un vacío parcial. Conforme cambia la presión externa (el peso del aire cambia) las paredes de la cavidad se mueven hacia dentro o hacia afuera en respuesta. Un enlace apropiado gira una aguja para registrar la presión correcta (ver figura 3). Otro tipo de barómetro utiliza un tubo lleno de mercurio suspendido por un vacío en la parte superior del tubo. El mercurio sube y baja por el tubo para registrar cambios de presión. Los reportes meteorológicos para el público frecuentemente reportan la presión en pulgadas de mercurio en los países de habla inglesa. Por otro lado, el resto del mundo y los mapas meteorológicos utilizan milibares para reportar la presión (1 milibar equivale a 1000 dinas por centímetro cuadrado).

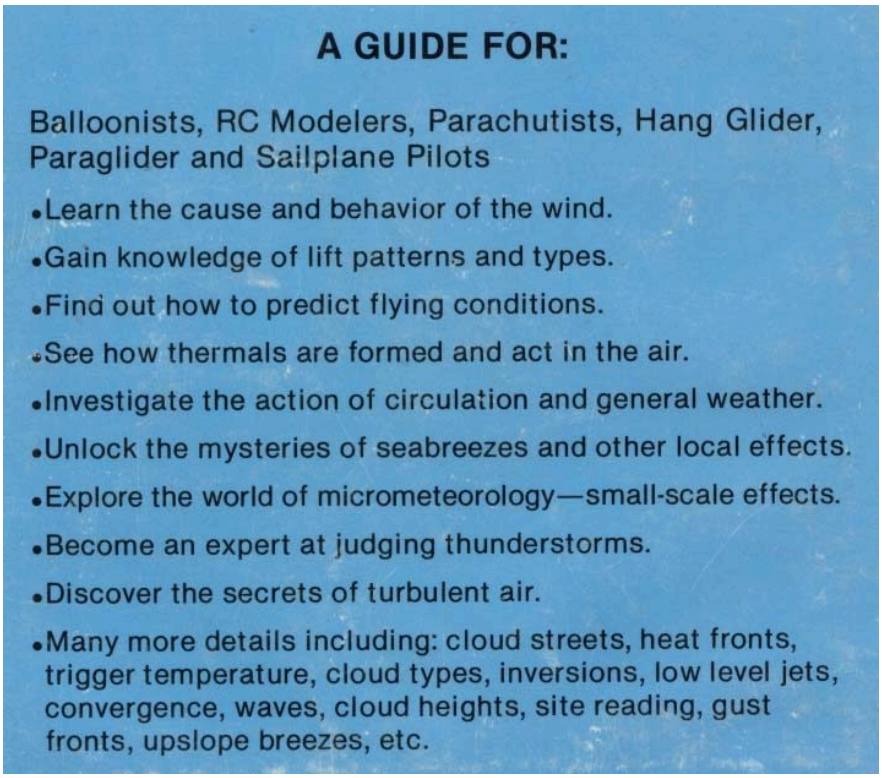


Figura 3 — Barometers

Figura 3 — Barómetros

Los altímetros que usamos como pilotos no son más que barómetros sensibles. Detectan la caída de presión conforme subimos y el aumento de presión conforme bajamos. Algunos altímetros utilizados por pilotos deportivos pueden detectar la diferencia de presión de tan solo un pie de cambio de altitud—eso es notablemente solo .03 milibar o .001 pulgada de mercurio al nivel del mar.

Aquí hay un resumen de algunos puntos importantes:

Cuando el aire se levanta experimenta menos presión porque hay menos aire empujando hacia abajo encima de él, así que se expande y se enfría y se vuelve menos denso. Inversamente, cuando el aire desciende experimenta más presión, que lo comprime, lo calienta y lo hace más denso (ver figura 4).



Figura 4 — Expansion and Compression of Air

Figura 4 — Expansión y Compresión del Aire

A

I

r

15

TEMPERATURA EN EL AIRE

No estamos acostumbrados a pensar que el aire más frío es menos denso y el aire más cálido es más denso como indicamos en el recuadro anterior. Sin embargo, es la compresión o expansión del aire la que causa el cambio de temperatura. Cuando el aire cambia de temperatura por compresión o expansión únicamente, sin la adición o sustracción de calor externo, se conoce como un proceso adiabático. Este es el caso en general cuando ocurren ascensos térmicos o convergencia, divergencia en crestas y levantamientos frontales. En capítulos posteriores exploraremos la causa y el uso de tales levantamientos.

Cerca de la superficie terrestre, el aire se calienta indirectamente por el sol. Este es un proceso no adiabático ya que el calor proviene de una fuente externa. Tal calentamiento solar es el principal generador de movimiento en la atmósfera porque el aire calentado desde el exterior se expande y se vuelve menos denso, mientras que el aire enfriado por la superficie se vuelve más denso. En general, el aire fluye de las áreas frías hacia las áreas cálidas.

La radiación solar no calienta el aire desde arriba, sino que pasa a través del aire para calentar el terreno, que a su vez calienta el aire desde abajo.

Medimos este calor con un termómetro que marca en grados Celsius (C) o Fahrenheit (F). El agua se congela a 0 °Celsius o 32 °Fahrenheit y hierve a 100 °Celsius o 212 °Fahrenheit. La fórmula de conversión es: 9/5 °C + 32 = °F.

Para evitar los efectos directos de la reflexión del terreno y otros objetos, la lectura de temperatura estándar se toma de un termómetro ubicado entre 1,25 y 2,0 metros (3 3/4 a 6 pies) por encima de una superficie de pasto corto. El termómetro debe estar protegido con una caja blanca bien ventilada y ubicado en la sombra. Solo por estos medios podemos obtener una lectura verdadera de la temperatura del aire.

CALENTAMIENTO SOLAR

La mayoría de la radiación solar pasa a través del aire hacia el suelo. Calienta el aire directamente solo 0.5 a 1 °F por día, dependiendo de la cantidad de vapor de agua y contaminantes presentes. Gran parte de la radiación solar es absorbida o reflejada hacia el espacio por las nubes. La cantidad de reflexión depende naturalmente de la cantidad de nubes presentes. Solo aproximadamente el 43% de la insolación solar realmente llega al suelo como se muestra en la figura 5.

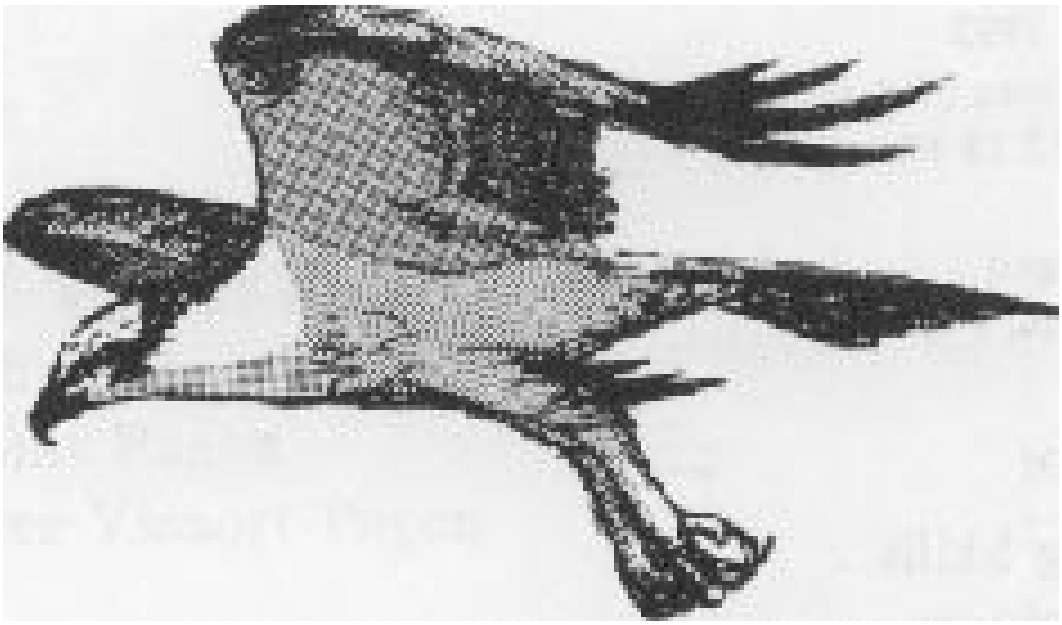


Figura 5 — Solar Heating

Figura 5 — Calentamiento Solar

El destino de toda esta radiación solar depende de lo que encuentre a nivel del suelo. Las laderas orientadas hacia el sur absorben más calor que el terreno plano o las laderas orientadas hacia el norte. Las áreas de forma cóncava absorben más calor que las áreas planas o convexas. Los árboles y el pasto reflejan la luz en las longitudes de onda verde mientras que la arena refleja aproximadamente el 20% de la radiación incidente. La nieve y el

hielo reflejan entre el 40% y el 90%

16

mientras que las superficies oscuras como estacionamientos o campos arados reflejan solo del 10 al 15% de la radiación incidente. El agua refleja los rayos del sol de acuerdo con su ángulo de llegada—aproximadamente el 2% cuando el sol está directamente arriba y más del 35% cuando el sol apenas está sobre el horizonte.

Toda la radiación que es absorbida por el terreno se gasta en el proceso de generar calor. Parte de ella calienta directamente el aire junto al terreno por conducción. Parte de ella calienta la atmósfera baja a través de convección, por la cual corrientes o burbujas de aire cálido ascienden y se dispersan hacia afuera. Parte de ella evapora agua que posteriormente devuelve el calor a la atmósfera cuando el vapor de agua se condensa para formar nubes.

La naturaleza de la superficie de la tierra afecta cómo el calor es absorbido o impartido al aire. Por ejemplo, la arena se calienta en una capa superficial muy fácilmente mientras que el agua permite que los rayos del sol penetren profundamente de modo que la temperatura de la superficie no se eleva significativamente. Generalmente, cuanto más caliente sea la superficie terrestre, más cálido será el aire que se encuentre arriba de ella.

Ahora debe quedar claro que diferentes tipos de superficies se calientan a tasas muy diferentes dada la misma radiación incidente. Estudiaremos tales propiedades en detalle en el Capítulo IX porque son extremadamente importantes para la generación térmica. Por ahora, notemos que la dosis diaria de luz solar mantiene nuestra atmósfera calentada desde abajo y esta es la principal fuente de energía para nuestro clima y condiciones de vuelo sin motor.

CICLOS DE ENFRIAMIENTO

Así como el aire se calienta desde abajo por el sol calentando el terreno, también el aire se enfría.

Cuando el sol desaparece del cielo, el calor del terreno se irradia hacia el espacio en forma de radiación infrarroja. Esta radiación atraviesa fácilmente el aire seco con poca absorción.

En consecuencia, el terreno se enfría constantemente durante la noche y a su vez enfría el aire

que está sobre él. Si hay viento durante la noche, la mezcla del aire distribuye la pérdida de calor hacia arriba de manera que no se vuelve tan frío cerca del terreno. Si hay nubes o humedad presentes, dispersan la radiación que escapa, enviando parte de ella hacia abajo lo que ralentiza el proceso de enfriamiento. Esta es la razón por la que se necesita una noche clara y sin viento para producir rocío o escarcha. Esta es también la razón principal de que las áreas desérticas se enfríen tanto durante la noche. El intercambio de calor nocturno entre el aire y la tierra se muestra en la figura 6.

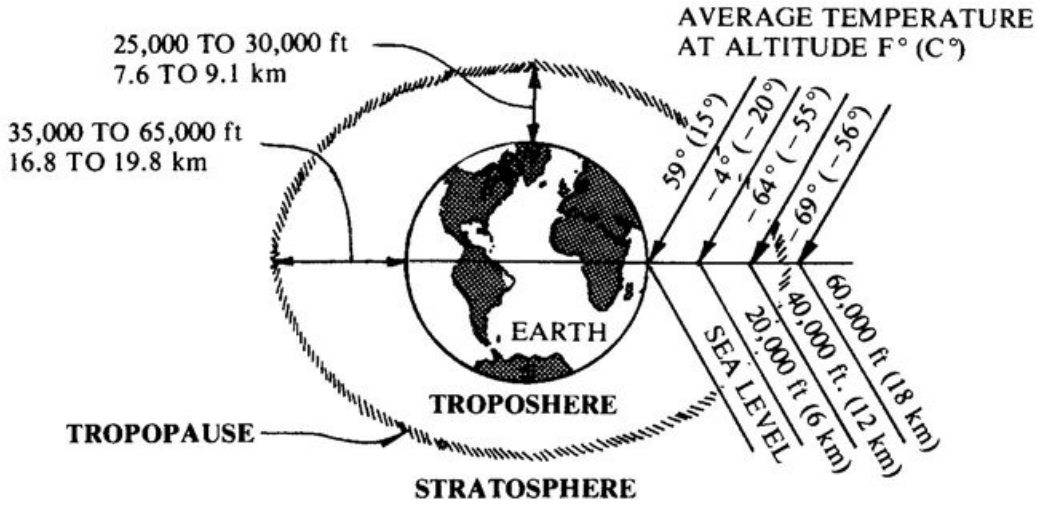


Figura 6 — Heat Radiation

Figura 6 — Radiación de Calor

CAMBIOS DIARIOS

La variación diaria o diurna del calentamiento solar es un concepto importante para los pilotos,

ya sea que estén buscando condiciones para planeo o aire suave. Para ver cómo funciona esto

necesitamos notar que los efectos de calentamiento del sol comienzan tan pronto como "ve" la superficie en la mañana e incrementan a un máximo al mediodía (hora solar local) cuando está directamente sobre la cabeza, luego disminuyen a cero conforme se pone el sol.

Mientras que entre más radiación entrante que saliente haya, la superficie se calentará. Ahora bien, la radiación saliente varía directamente con la temperatura de la superficie, de manera que el calentamiento del sol alcanza un máximo antes que la radiación saliente y, por lo tanto, el calentamiento máximo de la superficie ocurre alrededor de las 3:00 pm como se muestra en la figura 7. Este es también el tiempo usual de producción térmica máxima.

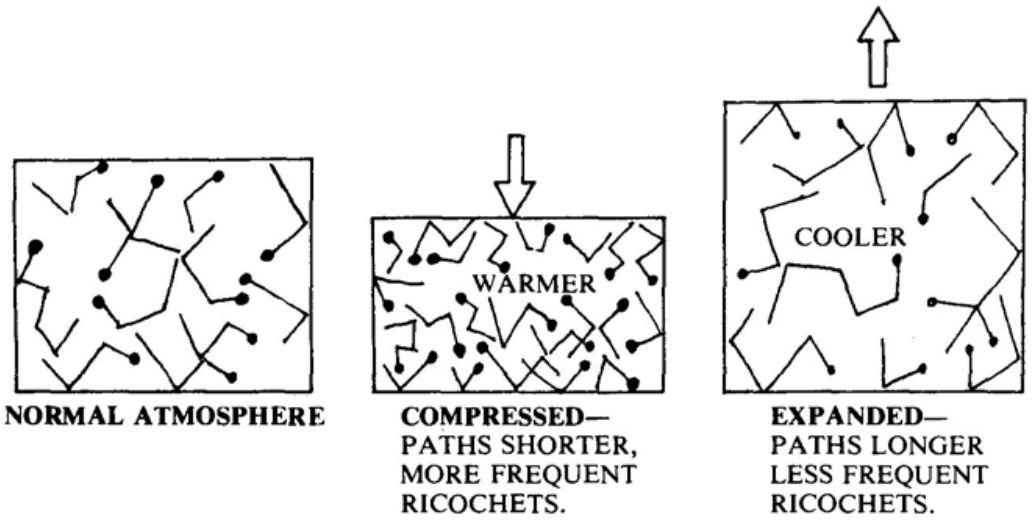


Figura 7 — Surface Heating Cycles

Figura 7 — Ciclos de Calentamiento de la Superficie

CAMBIOS ESTACIONALES

En la figura 8 vemos las diferencias estacionales en la radiación solar. El calentamiento máximo durante el día sigue siendo al mediodía (hora solar local) pero es mucho menor durante el solsticio de invierno (cuando el sol está más alejado) y es máximo durante el solsticio de verano (cuando el sol alcanza su altura máxima en el cielo). El tiempo del equinoccio es cuando el sol pasa sobre el ecuador. Naturalmente, esto es cuando el calentamiento es máximo en el ecuador. Observe que durante todos estos diferentes ciclos de calentamiento, la temperatura máxima del terreno y la producción térmica se retrasan respecto a la máxima radiación solar, tal como sucede en la figura 7.

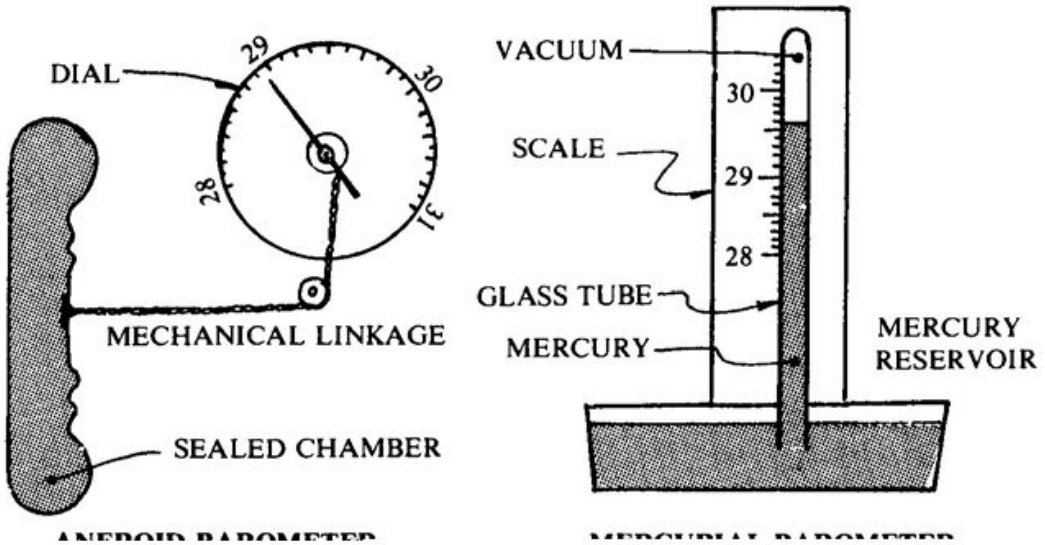


Figura 8 — Seasonal Heating

Figura 8 — Calentamiento Estacional

Un asunto muy importante que se puede observar en estas gráficas es la diferencia en el calentamiento en diversas pendientes. Por ejemplo, en la época del equinoccio, la pendiente orientada al este recibe el mismo calor a las 8:00 AM que la superficie horizontal al mediodía y la pendiente orientada al oeste a las 4:00 PM.

La causa del cambio estacional en la insolación solar es doble: la inclinación del eje de rotación de la tierra con respecto al plano de su órbita alrededor del sol y la forma elíptica de esta órbita. Estas características se ilustran en la figura 9. Aquí vemos que cuando la tierra se inclina alejándose del sol en el hemisferio norte, el sol brilla menos directamente sobre este hemisferio y brilla durante un tiempo más corto cada día. Al mismo tiempo es verano al sur del ecuador y los rayos del sol son más directos con días más largos.

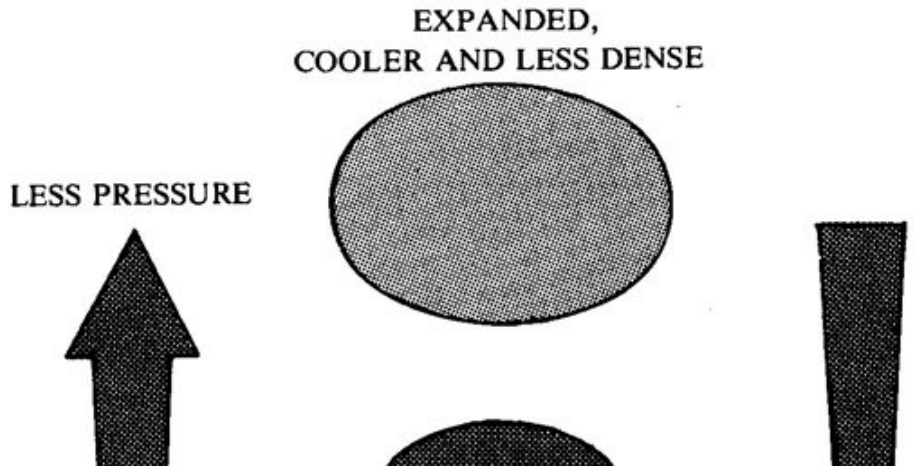


Figura 9 — Orbital Heating Changes

Del otro lado de la órbita, el verano llega al norte e invierno azota al sur. La parte interesante de esta discusión es que cuando el hemisferio norte se inclina alejándose del sol, la tierra en realidad está más cerca del sol en su órbita como se muestra en la figura. Cuando el norte se inclina hacia el sol, la tierra está más lejos en la órbita. Esto resulta en inviernos más suaves y veranos menos tórridos. Este arreglo no siempre fue así, como lo atestiguan las eras de hielo pasadas.

Figura 9 — Cambios de Calentamiento Orbital

La situación opuesta ocurre en el hemisferio sur: el sol está más cerca en el verano y más lejos en el invierno. Esto crearía condiciones climáticas más severas para los pilotos del sur, excepto que hay mucho más océano en comparación con la masa terrestre en el hemisferio sur, lo que tiende a moderar la temperatura. Además, no muchas personas viven por debajo del paralelo 38 en el hemisferio sur, por lo que se evita el clima invernal más severo.

Estos cambios estacionales son importantes para los pilotos por las condiciones generales bien conocidas que traen:

• Invierno - Aire frío y denso, vientos fuertes en ocasiones con aire estable.

• Primavera - Condiciones cambiantes con frentes fríos que traen aire inestable y excelente planeo térmico.

• Verano - Caliente y húmedo con planeo pobre en las áreas más húmedas, pero buena producción térmica debido al calentamiento intenso en las áreas desérticas.

• Otoño - Un retorno de los frentes fríos y aire inestable con térmicas en las áreas del norte.

VAPOR DE AGUA

El agua afecta continuamente y universalmente el clima debido a su presencia generalizada tanto como vapor de agua como nubes. Una estimación de la cantidad total de vapor de agua que se desplaza a través de

¡Nuestra tierra recibe más de seis veces la cantidad de agua que transportan todos nuestros ríos! Incluso la lluvia más pequeña implica miles de toneladas de agua y una pulgada de lluvia que cae sobre un área del tamaño del estado de Oregón equivale a aproximadamente 8 millones de toneladas. Todo este vapor de agua y lluvia proviene de la evaporación de cuerpos de agua abiertos y la transpiración de la vegetación.

El vapor de agua es la forma gaseosa del agua y las nubes consisten en pequeñas gotitas de agua que se han condensado del vapor de agua. El vapor de agua forma nubes cuando el vapor se enfría hasta el punto de condensación. Este punto se llama punto de rocío y se expresa como una temperatura. El punto de rocío de una parcela de aire determinada depende de su humedad relativa.

HUMEDAD

La humedad absoluta es una medida de la cantidad de vapor de agua en un volumen dado de aire. Frecuentemente se expresa en libras por 1,000 pies cúbicos o gramos por metro cúbico. La humedad absoluta varía de 1 parte en 10,000 a 1 parte en 40 según el historial de evaporación y temperatura del aire.

La humedad relativa es una medida del porcentaje de vapor de agua presente comparado con la cantidad que el aire puede contener a su temperatura actual. La humedad relativa se expresa como un porcentaje y varía desde casi cero para aire cálido y seco hasta 100% para aire saturado.

Debemos entender que el aire cálido puede contener más vapor de agua que el aire frío. Por consiguiente, el aire cálido tendrá una humedad relativa más baja que el aire frío aunque su humedad absoluta (contenido de vapor real) sea la misma. Por esta razón podemos aumentar la humedad relativa enfriando una masa de aire. Si el aire se enfría lo suficiente su humedad relativa alcanza el 100% o saturación y se forma nube. Esta temperatura de saturación es el punto de rocío identificado anteriormente. Analizaremos más a fondo este proceso generador de nubes en el Capítulo III. Por ahora notamos que la forma más común en que el aire se enfría en la atmósfera es por elevación, que causa expansión y enfriamiento.

El aire frío del invierno siempre está más cercano a la saturación que el aire de verano porque puede contener menos vapor de agua. Este hecho es mala noticia para el piloto porque el resultado es más nubes y precipitación en invierno en general y también bases de nubes más bajas porque se necesita menos elevación para enfriar el aire hasta la saturación. Cuando calentamos este aire frío y lo traemos a nuestros hogares en invierno disminuimos su humedad relativa y nuestros cuerpos pierden humedad hacia el aire, lo que nos hace pensar en el aire invernal como seco. La humedad relativa, no la humedad absoluta, es la que controla aquí.

LAS PROPIEDADES ASOMBROSAS DEL AGUA

El agua en sus diversas formas —sólida, líquida y gaseosa— tiene algunas propiedades únicas que le dan un lugar especial en nuestra comprensión del clima (véase figura 10). Para comenzar, el agua tiene una alta capacidad calorífica. Esto significa que está muy dispuesta a aceptar y almacenar calor. El agua absorbe toda la radiación solar que puede recibir sin aumentar mucho su temperatura. En consecuencia, tiende a ser más fresca que las áreas terrestres durante el día pero más cálida que la tierra durante la noche cuando el terreno libera rápidamente su calor almacenado. Durante la noche, la liberación lenta de calor del agua puede calentar el aire en la superficie para causar inestabilidad y convección. El calor almacenado del agua puede asimismo calentar el aire frío del invierno que se mueve sobre él para crear "térmicas de lago," un tema que exploramos en el Capítulo IX.

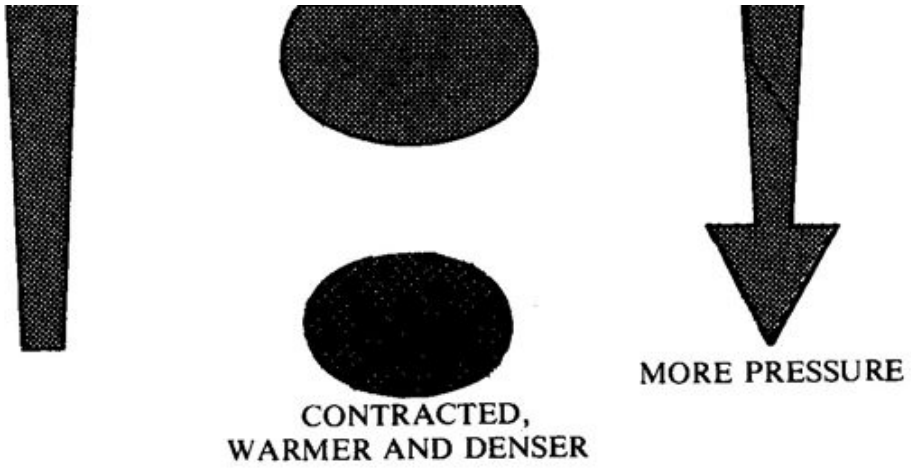


Figura 10 — Properties of Water

Figura 10 — Propiedades del Agua

Los efectos modificadores de la temperatura del agua resultan en aire invernal más cálido y aire estival más fresco en su área inmediata. Esto le da a Inglaterra y Francia sus climas templados a pesar de sus altas latitudes y permite que áreas septentrionales como el estado de Nueva York, Ontario y Columbia Británica sostengan huertos y viñedos. Pero la siguiente propiedad del agua es aún más importante en términos de modificar nuestro clima.

El agua tiene el comportamiento único de expandirse cuando se convierte en sólido (hielo), de modo que en realidad es más ligera como sólido que como líquido. El hielo flota. Como resultado, solo una capa relativamente delgada de hielo descansa sobre la parte superior de cuerpos de agua abiertos, una capa que puede ser fácilmente derretida con el retorno del clima cálido.

Si el hielo no flotara, se acumularía gradualmente en los fondos de los lagos y se acumularía hasta que los lagos estuvieran congelados sólidos. Apenas se descongelarían en el transcurso de un verano y las temperaturas mundiales serían considerablemente más frías, al menos en las áreas templadas.

La siguiente propiedad del agua es su relativa ligereza como gas (vapor de agua). El vapor de agua es solo aproximadamente 5/8 tan pesado como el resto del aire debido a sus moléculas más ligeras (dos átomos de hidrógeno y un átomo de oxígeno comparado con dos nitrógenos unidos u dos oxígenos). Como resultado, el aire húmedo se eleva en presencia de aire seco. Esta propiedad explica el progreso continuo de térmicas y tormentas en muchas instancias.

CALOR LATENTE

La propiedad final del agua que investigaremos es su calor latente. Latente significa oculto y este calor es adquirido por el vapor de agua durante el proceso de evaporación y está "oculto" o almacenado para ser liberado posteriormente al aire circundante cuando el vapor se condensa nuevamente en agua. El proceso de liberar calor durante la condensación o absorber calor durante la evaporación es muy importante para el comportamiento de las nubes, la formación térmica y las corrientes descendentes (ver Capítulo XI).

Dado que la fuente del calor latente es usualmente el aire en el cual el vapor de agua se evapora, el aire sobre el agua tiende a enfriarse y así se vuelve más estable (a menos que el agua sea mucho más cálida que el aire como se señaló anteriormente). El tema de la estabilidad será explorado con más detalle en el próximo capítulo.

RESUMEN

En este capítulo hemos obtenido una comprensión de la composición y la mecánica de la atmósfera. Separamos cada aspecto del aire para poder investigarlo, pero realmente todas las facetas de nuestro estudio se ven afectadas intricadamente unas por otras. La composición del aire junto con su temperatura, presión e humedad interactúan todas y son modificadas por la entrada del sol a nuestro pequeño planeta con alteraciones posteriores por la gravedad de ese planeta.

A medida que ganamos comprensión, comenzamos a armar el panorama general que nos permite hacer predicciones y juicios sobre lo que podemos encontrar en el cielo. Pero antes de que podamos ver las condiciones meteorológicas generales, debemos aprender sobre algunas fuerzas y efectos más que ocurren en nuestra atmósfera. Lo hacemos en el próximo capítulo.

CAPÍTULO II

La Atmósfera Viva

Cualquier ser viviente en la tierra sabe que la atmósfera no es simplemente una masa grande que se posa sobre nosotros como una gallina clueca. Es una masa dinámica que está en constante cambio, más o menos en movimiento continuo. El aire tiene sus altibajos y cambios de humor, si se quiere.

En este capítulo examinaremos algunas de las características de la atmósfera que modifican su comportamiento. Algunos de estos rasgos importantes son la estabilidad, los desequilibrios de presión y el efecto de Coriolis. Estos tres factores son las principales causas de las corrientes de aire tanto en la dimensión vertical como en la horizontal.

LA TASA DE ENFRIAMIENTO

El aire estable e inestable es un concepto que debemos explorar en gran profundidad para entender cómo se crea la sustentación convectiva (térmicas). Pero primero debemos imaginar el perfil de temperatura o tasa de enfriamiento del aire.

Como se mencionó anteriormente, el aire se calienta desde abajo por el terreno. Además, la atmósfera se vuelve menos densa con la altitud. Estos dos factores se combinan para crear la situación normal de aire más cálido en la superficie y aire que se enfría gradualmente conforme se gana altitud.

Observe la figura 11. La curva dibujada en A es el perfil de temperatura ideal o tasa de enfriamiento de una atmósfera "normal". La atmósfera es raramente normal, pero esta tasa de enfriamiento es el promedio encontrado alrededor de la tierra. Esta tasa de enfriamiento promedio se conoce como tasa de enfriamiento estándar (SLR) y exhibe una caída de 3.6 °F por 1000 pies o 2.0 °C/1000 ft o 2.0 °C/300 m.

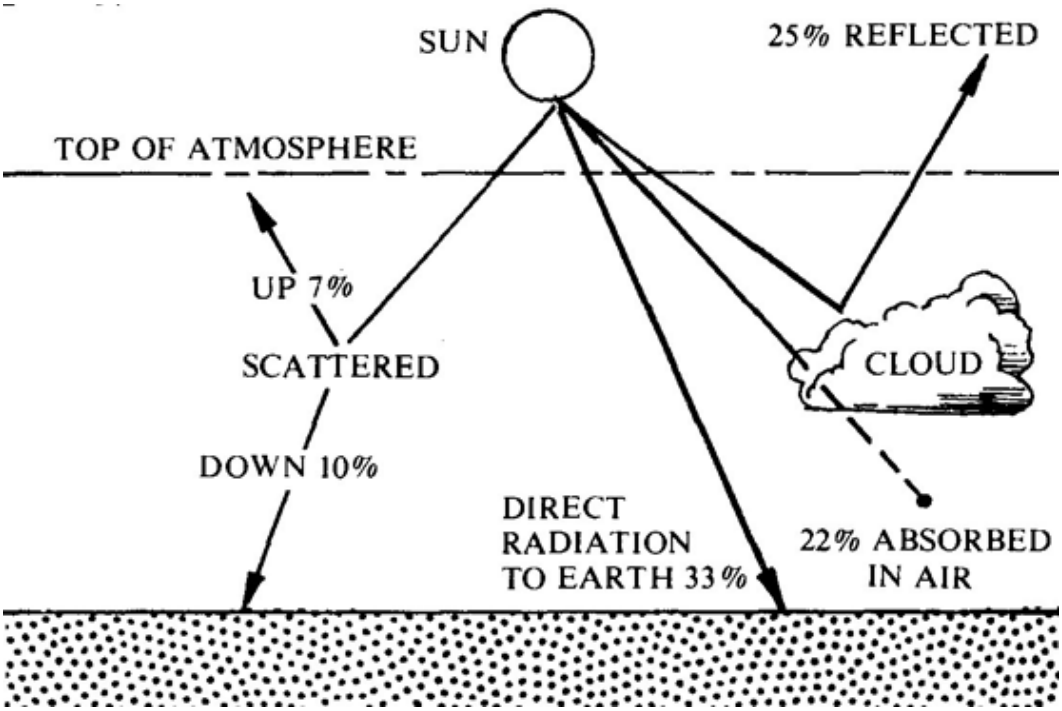


Figura 11 — Lapse Rate Curves

Ahora observe la curva B. Esta es una situación más realista durante la noche. Aquí vemos que el aire es mucho más frío cerca del terreno debido al contacto con el terreno frío. Esta característica se llama inversión de temperatura en tierra y es el estado típico de las cosas durante la noche. Esta inversión puede extenderse hacia arriba 1000 pies (300 m) o más dependiendo de la cantidad de viento presente para crear mezcla. La palabra inversión se refiere al hecho de que la temperatura del aire realmente aumenta o al menos no se enfría tanto como es normal para una ganancia dada en altitud en la capa de inversión. Una capa de inversión contiene aire estable como veremos.

Figura 11 — Curvas de Tasa de Enfriamiento

Si observamos más arriba en la gráfica vemos otra capa de inversión aproximadamente a 5,000 pies. Aquí el aire se calienta conforme ascendemos y luego disminuye nuevamente. Esta es una característica común de la atmósfera y será explicada a continuación.

La situación diurna es muy similar a la curva C. Aquí vemos el aire cerca del suelo calentado muy por encima de la cantidad normal. Este intenso calentamiento del suelo esparce su calor hacia arriba cada vez más conforme el día avanza a través de corrientes de convección. Las líneas punteadas en las curvas B y C muestran el cambio gradual de la tasa de enfriamiento desde la noche pasando por la mañana hasta el calentamiento máximo del mediodía. Conforme cae la noche el proceso inverso tiene lugar.

Una tasa de enfriamiento tal como se muestra en la parte inferior de la curva C se conoce como inestable por razones que veremos.

ESTABILIDAD E INESTABILIDAD

El aire estable es el aire que desea permanecer donde está en la dimensión vertical. Veamos cómo funciona esto. Imagine una burbuja de aire ascendiendo en la atmósfera como se muestra en la figura 12. Conforme asciende se expande debido a la presión reducida. Esta caída de presión es bastante lineal en los primeros 10,000 pies (3,000 m) y la expansión uniforme de la burbuja de aire la enfría a una velocidad de 5.5 °F por 1,000 pies o 3 °C por 1000 pies o 1 °C por 100 m. El mismo enfriamiento ocurrirá en un globo de helio o aire caliente conforme ascienden sin calor adicional.

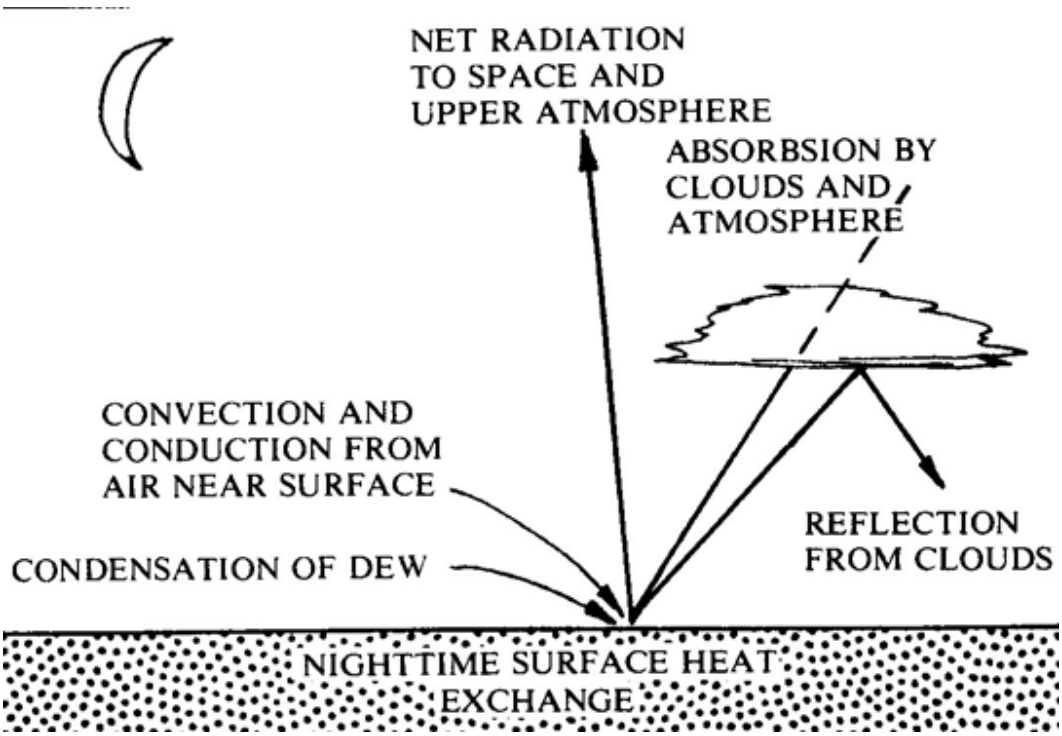


Figura 12 — The Meaning of Stability

La velocidad de enfriamiento que experimenta una parcela de aire ascendente –5.5°F/1,000 pies (1 °C/100 m)– se conoce como la Tasa de Decremento Adiabático Seco o TDAS. Es seco no porque no haya vapor de agua en la parcela de aire, sino porque este vapor no se está condensando ni cambiando a nube visible. Es adiabático porque no se gana ni se pierde calor desde o hacia el aire circundante. En situaciones de la vida real puede ocurrir cierta mezcla con el aire circundante, pero esto es generalmente de extensión limitada.

Ahora sabemos que el aire más cálido en un nivel dado es menos denso que el aire más frío en ese nivel porque ambos experimentan la misma presión pero el aire más cálido es más energético así que las moléculas se dispersan más. Por lo tanto, el aire más cálido desea ascender cuando está rodeado de aire más frío porque es más ligero y el aire más frío desea descender cuando está rodeado de aire más cálido porque es más pesado. Este es el mismo principio que hace que la madera menos densa se eleve en el agua y que la roca más densa se hunda.

Si nuestra burbuja de aire feliz estuviera ascendiendo en una atmósfera cuya tasa de decremento enfriara menos de 5.5°/1,000 pies (1 °C/100 m), entonces la burbuja se enfriaría más rápido que el aire circundante conforme ascendiera y eventualmente alcanzaría una altura donde tendría la misma temperatura que sus alrededores como se muestra en la figura. De hecho, si fuera forzada a ir más alto que este punto de equilibrio, tendría la urgencia de descender nuevamente al nivel de equilibrio porque sería más fría que el aire circundante. Este es el significado de estabilidad.

Figura 12 — El Significado de la Estabilidad

El aire inestable es exactamente lo opuesto. Si la tasa de decremento del aire se enfría más de 5.5 °F/1000 pies (1 °C/100 m), una parcela de aire forzada hacia arriba no se enfriará tanto como el aire circundante así que continuará ascendiendo (véase la figura 13). La inestabilidad del aire significa que está fuera de balance, pues el aire en las capas inferiores es demasiado cálido para permanecer tranquilo en la dimensión vertical (note que el viento horizontal sopla en condiciones estables e inestables). El aire inestable quiere voltearse para distribuir el calor hacia arriba.

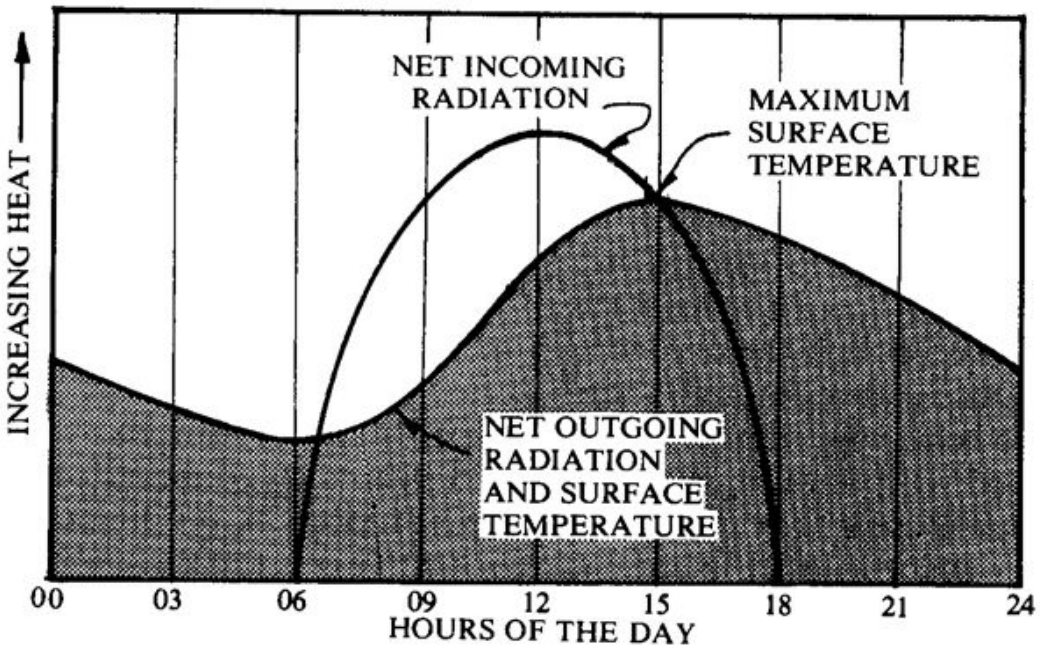


Figura 13 — The Meaning of Instability

Ahora podemos formar definiciones concisas:

• Aire estable: ocurre cuando la tasa de decremento es menor que la TDAS (5.5 °F/1000 pies [1 °C/100 m]).

• Aire inestable: ocurre cuando la tasa de decremento es mayor que la TDAS.

Figura 13 — El Significado de la Inestabilidad

i

I

y

Es importante notar que en condiciones estables una parcela de aire desplazada hacia abajo querrá moverse de regreso hacia arriba hasta el equilibrio, mientras que una parcela desplazada hacia abajo en condiciones inestables quiere continuar hacia abajo. Este último punto explica gran parte de la hundida generalizada que se encuentra en días inestables. Asimismo, la naturaleza de la estabilidad e inestabilidad es lo que causa que algunos días exhiban más flotabilidad que otros en la sustentación de crestas. Por supuesto, las

condiciones inestables generan térmicas (burbujas de sustentación convectiva) que se presentan en capítulos posteriores.

Ahora mire nuevamente la Figura 11. La curva sólida A que muestra la TRL puede verse que es estable porque la temperatura disminuye menos que la TASD que se muestra por la línea punteada. Si la razón de cambio de temperatura es mayor que la TASD se conoce como Superadiabática. Tal razón de cambio se muestra en la porción inferior de la curva C. Una razón de cambio superadiabática generalmente ocurre solamente sobre desiertos calientes o cerca del suelo en días soleados en climas menos áridos.

INDICIOS DE ESTABILIDAD

Los pilotos de todo tipo deben ser capaces de detectar la estabilidad general del aire antes de confiar su cuerpo y alma a sus efectos. Quizás usted sea un piloto de vuelo sin motor y desee buscar sustentación térmica, o posiblemente quiera volar a motor en aire liso. En el primer caso necesita condiciones inestables y en el segundo debe buscar aire estable y de movimiento lento.

En general, una noche despejada seguida de una mañana despejada traerá condiciones inestables, porque la noche despejada permite que se forme una capa gruesa de aire frío que es inestable respecto al aire calentado a nivel del suelo en la mañana. Sin embargo, una noche muy fría retrasa el inicio de la convección profunda debido a la inversión de bajo nivel como se muestra en la parte inferior de la curva B en la figura 11.

Por otro lado, los días nublados y los períodos de días donde el aire se ha calentado continuamente tienden a ser más estables.

Los tipos de nubes (véase el Capítulo III) siempre son indicadores de estabilidad. Las nubes cúmulus o nubes de desarrollo vertical son causadas por corrientes verticales e siempre implican inestabilidad. Las nubes estratos o nubes en capas son usualmente signos de estabilidad. Asimismo, el humo que se eleva hasta cierto nivel y luego se dispersa significa condiciones estables mientras que el humo que se eleva mucho significa condiciones inestables.

Los remolinos de polvo, los vientos racheados (lejos de estructuras que generan turbulencia) y la buena visibilidad son también signos de aire inestable mientras que los vientos sostenidos, las capas de niebla y la mala visibilidad debido a la bruma y el humo denotan aire estable. Estos efectos se resumen en la figura 14.

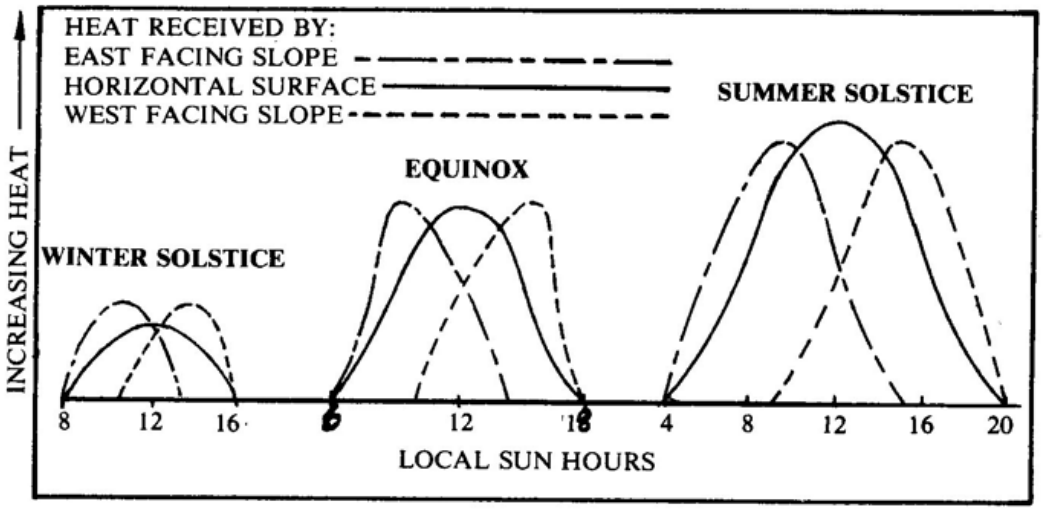


Figura 14 — Stability Indications

Figura 14 — Indicios de Estabilidad

LA ESTABILIDAD DE LAS CAPAS

Aquí dirigimos nuestra atención a las formas en que cambia la estabilidad de la masa de aire o la de ciertas capas. Primero notamos que hay una variación diaria por el calentamiento del sol. Además, masas de aire completamente nuevas pueden entrar en el área, como cuando los frentes fríos y cálidos se abren paso a través de ella. Estas nuevas masas de aire típicamente tienen perfiles de temperatura diferentes y por lo tanto estabilidad diferente (cubrimos los frentes en el Capítulo IV).

A lo largo de áreas costeras, el aire marino generalmente invade la tierra en la estación cálida. Este aire es frío y se introduce por debajo de la masa terrestre más cálida. El resultado es aire frío y estable cerca del suelo coronado por aire más cálido e inestable. Esto se conoce como la inversión marina. Está "invertida" porque el aire frío está debajo del aire más cálido. Típicamente se forman nubes estratos en la parte superior de esta capa marina si es gruesa, o niebla si es delgada.

En terreno montañoso, el aire cálido que se mueve hacia el área puede fluir sobre las cimas de los valles en lugar de descender por las laderas. Esto deja depósitos de aire frío debajo de la capa cálida superior, lo que nuevamente resulta en una capa de inversión a la altura de la cima de la montaña. El levantamiento se suprime por encima del fondo de la capa de inversión.

Una de las formas más comunes e importantes en que cambia la estabilidad de las masas de aire o se forman capas de inversión es por el levantamiento o hundimiento de toda la masa de aire. Este es un punto tan importante que lo señalamos especialmente:

* Cuando una masa de aire se levanta, se vuelve menos estable.

* Cuando una masa de aire se hunde, se vuelve más estable.

Para entender por qué este principio es así, observe la figura 15. Aquí vemos una capa de aire ascendente. Conforme es elevada se estira verticalmente y la parte superior se expande más rápido que la inferior, por lo tanto se enfría más. En el ejemplo mostrado, la capa comienza a 5,000 ft con una tasa de decremento adiabático idéntica a toda la masa de aire (3.5 °F/1,000 pies). Conforme asciende, la capa se enfría a la tasa adiabática seca (DALR) de 5.5°F/1,000 pies.

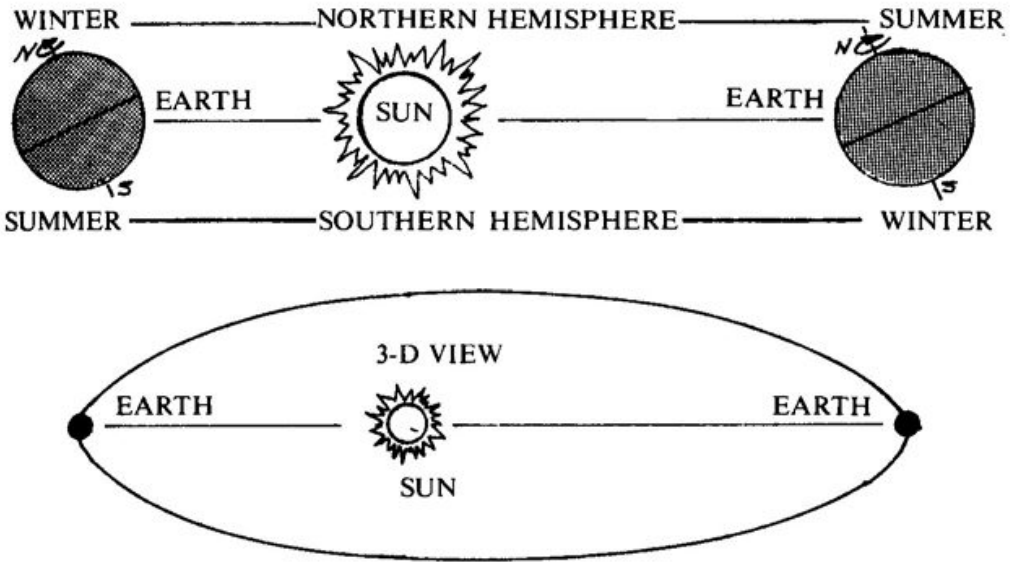


Figura 15 — Layer Stability Changes

Después de cierto tiempo, la parte inferior de la capa alcanza 15,000 ft pero la parte superior está cerca de 18,000 ft debido al estiramiento vertical. Por lo tanto, la parte inferior de la capa se ha enfriado a 22 °F que es 77 °F – 5.5° x 10 (miles de pies). La parte superior se ha enfriado a 9.5 °F que es 70 °F – 5.5° x 11 (miles de pies). La diferencia entre las partes superior e inferior de las capas es ahora 22° – 9.5° o 12.5 °F. Como 3,000 pies separan la parte superior e inferior, la tasa de decremento adiabático es ahora (12.5 dividido entre 3) o 4.2 °F por 1,000 pies. Esto es considerablemente menos estable que los 3.5 °F/1,000 pies con los que comenzamos.

Figura 15 — Cambios en la Estabilidad de Capas

De manera similar, una capa descendente se volverá más estable. El resultado de una capa descendente es frecuentemente una inversión si el descenso dura lo suficiente. Las inversiones de nivel superior mostradas en la figura 11 son causadas precisamente por este mecanismo. Muy frecuentemente tal inversión pone un límite a las alturas térmicas y se encuentra especialmente en condiciones de tiempo dominado por alta presión (véase Capítulo IV).

Los resultados de una capa ascendente en diferentes momentos pueden ser bandas de levantamiento generalizadas, térmicas amplias y suaves, condiciones de vuelo sin motor mejoradas, nubes altocúmulos y cielo moteado (nubes que se parecen a las escamas de un

pez). Las capas ascendentes son causadas por el levantamiento creado por frentes en movimiento, calentamiento superficial y sistemas de baja presión. Las capas descendentes están notablemente asociadas con sistemas de alta presión y enfriamiento superficial.

LA TASA DE ENFRIAMIENTO ADIABÁTICO SATURADO

En el capítulo anterior descubrimos que el aire ascendente que contiene vapor de agua se expande y se enfría de modo que su humedad relativa aumenta. Si este proceso continúa, la humedad relativa alcanza el 100%, se dice que ocurre la saturación y la temperatura del aire ha alcanzado el punto de rocío. Si este aire se eleva aún más, comienza la condensación que causa la liberación de calor latente. La liberación de calor latente calienta el aire de modo que ya no se enfría en la TEAS (Tasa de Enfriamiento Adiabático Seco) conforme continúa ascendiendo. La tasa de enfriamiento que ocurre cuando tiene lugar la condensación se llama Tasa de Enfriamiento Adiabático Saturado (TEAS). Esta tasa de enfriamiento está entre 2° y 5°F por cada 1,000 pies (1.1° a 2.8°C/300 m) dependiendo de la temperatura original del aire ascendente, y promedia aproximadamente 3°F por cada 1,000 pies (0.5°C/100 m).

La TEAS promedio junto con la TEAD (Tasa de Enfriamiento Adiabático Seco) y la Tasa de Enfriamiento Estándar (TEE) se muestra en la figura 16. Cuando el perfil de temperatura del aire se encuentra entre la TEAD y la TEAS se dice que es "condicionalmente inestable". Esto significa que será inestable si el aire está saturado y produce una condensación adicional. Este es el caso en las nubes que se forman en aire estable y crecen verticalmente.

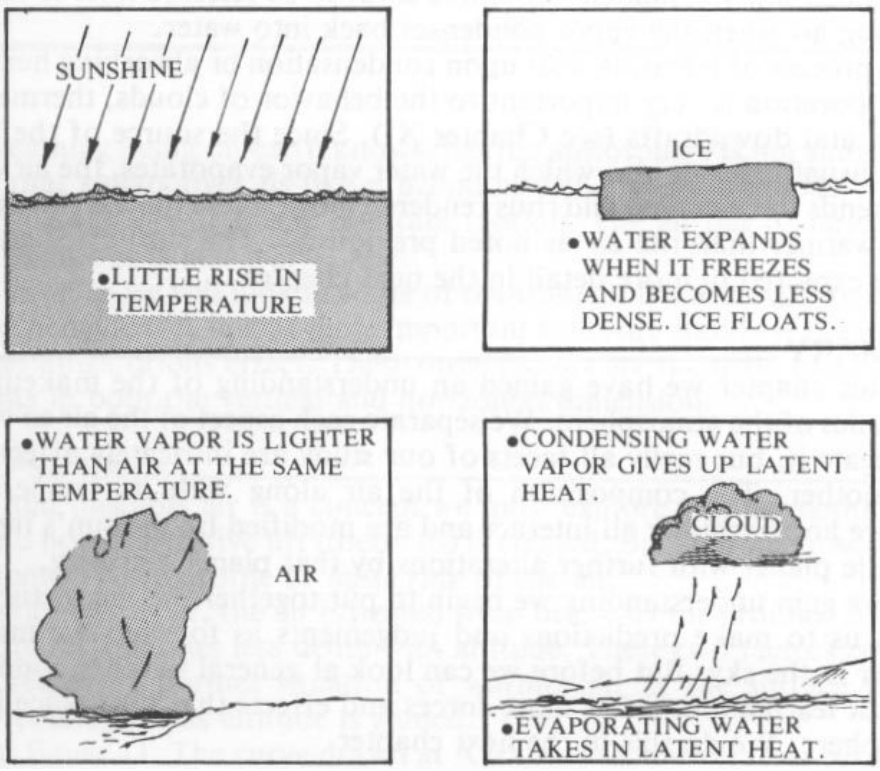


Figura 16 — Relationship of Important Lapse Rates

Figura 16 — Relación de Tasas de Enfriamiento Importantes

También en la figura hemos etiquetado el área a la derecha de la MALR como absolutamente estable para una parcela de aire que asciende en una masa de aire con una razón de cambio de temperatura en esta región siempre querrá regresar a su punto de origen, incluso si ocurre condensación. El área a la izquierda de la DALR es donde ocurren condiciones absolutamente inestables con la generación espontánea de térmicas. Una razón de cambio de temperatura en esta región se denomina superadiabática como se mencionó anteriormente. Tales condiciones de razón de cambio super raramente duran mucho tiempo en la naturaleza excepto muy cerca del suelo en días soleados, ya que las corrientes térmicas distribuyen el calor hacia arriba y así modifican la razón de cambio de temperatura.

Todo el proceso de vapor de agua ascendiendo e intercambiando calor con la atmósfera es muy importante para el proceso del clima. Por cada tonelada de agua que se condensa, casi 2 millones de BTU de calor latente se liberan a la atmósfera. Esta energía es lo que principalmente impulsa tormentas, tornados, huracanes y otras fuentes de vientos fuertes. Podemos pensar en el vapor de agua como un transportador de calor en nuestra atmósfera que causa desequilibrios de calor que el "clima" trabaja para equilibrar. El agua es el gran modificador.

LA ATMÓSFERA ESTÁNDAR

A lo largo del tiempo y el espacio, los científicos han medido e investigado el aire lo suficiente como para establecer una atmósfera estándar. Esta es una gran ayuda para los pilotos, ya que los altímetros pueden calibrarse a un estándar. En un aeropuerto determinado con una altitud conocida sobre el nivel del mar, existen una temperatura y presión estándar dadas. Al leer la temperatura y presión reales de un termómetro y un barómetro, se pueden hacer ajustes al altímetro del piloto para que lea la altitud verdadera sobre un aeropuerto.

Se proporciona un gráfico de la atmósfera estándar en el Apéndice 1. Nótese que el cambio de temperatura con la altitud es exactamente la TRL. También podemos notar que hay una disminución del 3% en la densidad por cada 1,000 ft (300 m), lo que conduce a un aumento del 1.5% por cada 1,000 pies en todas las velocidades de vuelo. Sin embargo, sabemos que la TRL es una condición promedio y en realidad en condiciones de vuelo sin motor, la tasa de decremento es más probable que esté más cerca de la TADL. Por lo tanto, la relación es:

Den

Capítulo II: La atmósfera viva

Densidad, Altitud y Velocidad Aerodinámica

Existe una caída del 4% en la densidad por cada 1,000 ft (300 m) lo que produce un

aumento del 2% en todas las velocidades de vuelo por cada 1,000 ft (300 m) de altitud.

ALTITUD DE DENSIDAD

Por supuesto, la atmósfera estándar es solo una ilusión. El cielo real no es tan ordenado. Si una área se calienta o se enfría una cantidad diferente a la atmósfera estándar, nuestros altímetros leerán alto o bajo respectivamente. Si el área se vuelve más o menos húmeda o sistemas de alta o baja presión se desplazan hacia el área, entonces la presión local se alterará nuevamente y afectará nuestros altímetros. Estas desviaciones pueden corregirse reajustando nuestros altímetros antes del despegue, pero debe prestarse precaución a la posibilidad de cambios significativos durante vuelos de larga duración o distancia. Aquí está nuestra regla general:

Cambios de Densidad

Un cambio de altitud de 300 ft es equivalente a un cambio del 1% en la densidad que equivale a

un cambio de presión de .3 pulgadas o 10 milibares, un cambio de temperatura de 5 °F (2.8

°C) o la adición de vapor de agua a 0.8 pulgadas (27 mb) de presión.

Por lo tanto, por cada milibar que atravieses al volar una ruta determinada, tu lectura de altímetro cambia 30 pies --más alto si te diriges hacia un sistema de baja presión y más bajo si te diriges hacia una alta. Un altímetro es esencialmente un barómetro calibrado para leer altitud. La mayoría de los altímetros están compensados para eliminar los efectos de la temperatura, por lo que los cambios de temperatura no son un problema. Los cambios de presión tampoco son un problema, siempre y cuando podamos ver la superficie y no confiemos ciegamente en nuestro altímetro.

Lo que sí es un problema con la altitud de densidad es el efecto que tiene en nuestro desempeño de despegue y aterrizaje. Cuando el aire es caliente y húmedo y hay baja presión en el área, las velocidades de despegue y aterrizaje se incrementan. Las altitudes mayores afectan especialmente todas estas velocidades críticas.

El Apéndice I cubre la altitud de densidad y estas consideraciones en mayor detalle.

EL VIENTO QUE SENTIMOS

Un aspecto del clima que afecta nuestra vida diaria y especialmente nuestro vuelo es el viento. El aire rara vez está perfectamente quieto, pero generalmente se requiere un movimiento de algunas millas por hora antes de detectarlo fácilmente. El viento puede transportar varias características como la humedad y la temperatura a grandes distancias y por lo tanto juega un papel importante en el clima. Debido a que también es parte integral de las condiciones de planeo, dedicamos dos capítulos a su estudio. Por ahora simplemente identifiquemos su causa y nomenclatura.

El viento se produce simplemente por un desequilibrio de presión, generalmente en las dimensiones horizontales. Este desequilibrio en sí es causado por diferencias de temperatura en áreas adyacentes o circulación en altura que acumula aire en algunos lugares. En última instancia, es el calentamiento desigual del sol el que causa las diferencias de temperatura y la circulación que crea las diferencias de presión tanto en escala pequeña como grande. Así que nuevamente tenemos que agradecerle al sol nuestro clima de planeo.

El viento generalmente se identifica por la dirección de donde viene. Por ejemplo, un viento del norte viene del norte, un viento del suroeste viene del suroeste y así sucesivamente (ver figura 17). Del mismo modo, un viento de montaña fluye desde las montañas, un viento de valle fluye hacia arriba desde el valle, una brisa marina fluye desde el mar y una brisa terrestre fluye desde la tierra.

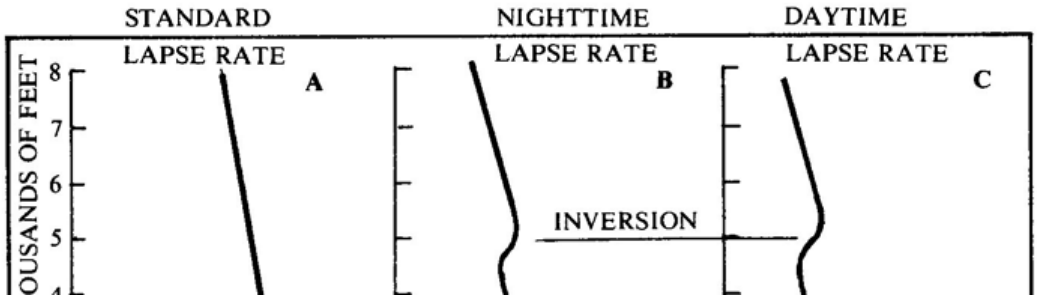


Figura 17 — Wind Directions

En terminología aeronáutica es práctica estándar dar la dirección del viento en grados y la velocidad en nudos. Así un viento del norte es 360° (lo mismo que cero grados), un viento del este es 90°,

un viento del sur 180° un viento del oeste 270° y un viento del suroeste es 225° como se muestra en la figura. Un nudo se basa en la milla náutica y es igual a 1.15 mph o 1.85 km/h. Tenga en cuenta que una brújula no apunta exactamente al polo norte ya que el campo magnético terrestre no está alineado con el eje de rotación de la tierra. La diferencia entre el norte magnético y el norte verdadero se llama variación.

Los vientos de superficie se dan de acuerdo con las lecturas de la brújula magnética mientras que los vientos superiores se dan de acuerdo con las direcciones verdaderas.

Figura 17 — Direcciones del Viento

EFECTO DE CORIOLIS

El último tema que investigaremos es el efecto de Coriolis. Este efecto es muy importante para la comprensión del clima a escala grande e intermedia. El efecto de Coriolis resulta en una tendencia de todos los objetos que se mueven en el hemisferio norte a girar hacia la derecha y todos los objetos en movimiento al sur del ecuador tienden hacia la izquierda. El efecto de Coriolis es más fuerte en los polos y se reduce a cero en el ecuador.

La causa del efecto de Coriolis es simplemente el giro de la tierra debajo del objeto en movimiento. No es una fuerza real, sino que el movimiento de la tierra interactúa con la fuerza de la gravedad para producir una ilusión de giro hacia la derecha en todos los cuerpos en movimiento libre. El flujo de aire y las corrientes oceánicas a gran escala se ven afectados por el efecto de Coriolis. Las piezas de artillería grandes cuyos proyectiles tienen un tiempo de tránsito largo requieren una corrección significativa para golpear su objetivo debido al efecto de Coriolis.

Para visualizar mejor el efecto de Coriolis, observe la figura 18. Aquí vemos un objeto proyectado desde el centro de un disco giratorio. Conforme se mueve hacia el exterior tiende a mantener su misma dirección de viaje según un observador externo como en 18a. Sin embargo, para un observador en el disco, el objeto en movimiento parece describir una trayectoria curva hacia la derecha como en 18b porque el observador se está alejando del objeto.

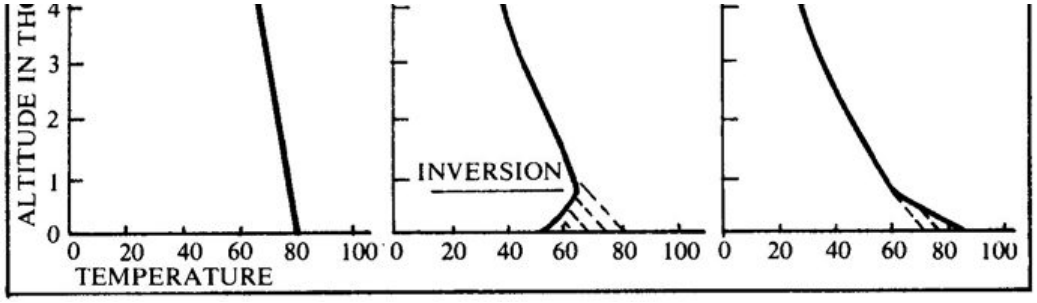


Figura 18 — Coriolis Effect

Figura 18 — Efecto de Coriolis

En el caso donde el objeto se mueve hacia el centro del disco como en la figura 18c, tiene momento angular que causa que circule alrededor del centro al mismo tiempo que mantiene su orientación en el espacio. Esta combinación de movimientos resulta en una trayectoria mostrada en 18d. Esta nuevamente se curva hacia la derecha desde el punto de vista de un observador en el disco.

No es difícil ver que el disco puede ser la esfera de nuestra tierra vista desde el espacio sobre el polo norte. Hay efectos tridimensionales en el mundo real que explican la disminución del efecto de Coriolis del polo al ecuador, pero los principios permanecen igual.

El efecto de Coriolis explica el flujo alrededor de los sistemas de presión (véase el Capítulo IV) así como muchas otras acciones del viento que descubriremos. Repetimos aquí las ideas importantes:

Efecto de Coriolis

Causa que el viento gire hacia la derecha en el hemisferio norte

y hacia la izquierda en el hemisferio sur.

RESUMEN

Ahora hemos alcanzado una comprensión de las reglas básicas que rigen la atmósfera a pequeña y gran escala. El esfuerzo para lograr esta comprensión es necesario pues es la combinación de estas reglas físicas la que crea los efectos del tiempo que los pilotos queremos evitar o aprovechar según sea el caso. Continuaremos refiriéndonos a la estabilidad del aire así como a diferencias de presión o calentamiento y efecto de Coriolis conforme proseguimos nuestras aventuras en el cielo.

En los siguientes capítulos tomamos un enfoque práctico de las condiciones meteorológicas reales, luego progresamos para aprender sobre asuntos a menor escala que afectan directamente la calidad del aire que atravesamos.

32

Nubes cúmulo desarrollándose en condiciones inestables.

33

CAPÍTULO III

El Mensaje de las Nubes

Las nubes han figurado en la imaginación de la humanidad desde el principio de la historia. Su forma siempre cambiante y su costumbre de flotar en las alturas parecen invitar imágenes de libertad y vuelo. De hecho, los pájaros y las nubes son los modelos que siempre hemos buscado en nuestros sueños de flotar libremente de la tierra.

Pero las nubes no son completamente libres, ya que también deben obedecer leyes de gravedad, inercia e intercambio de calor. Si ganamos un poco de conocimiento sobre cómo se conforman a estas leyes, podemos aprender a leer el mensaje de las nubes. Este mensaje es importante para los pilotos, ya que contiene indicios de seguridad, condiciones futuras, ascensos deficientes o gran sustentación.

CAUSAS DE LAS NUBES

Las nubes están compuestas por innumerables gotitas microscópicas de agua de varios tamaños que van desde 1/2,500 de pulgada (0.001 cm) cerca de saturación y aumentando hasta un máximo de aproximadamente 1/100 de pulgada (0.025 cm) conforme continúa la condensación. Como recordará, saturación es cuando el aire alcanza 100% de humedad relativa, que varía con la temperatura del aire. El aire que contiene una cantidad dada de vapor de agua puede alcanzar el punto de saturación si se enfría. La forma principal en que se forman las nubes en la atmósfera es por enfriamiento del aire que contiene humedad. La manera en que ocurre este enfriamiento es por elevación del aire. Por lo tanto, podemos hacer la observación importante:

Formación de Nubes

Excepto por la niebla que se forma en aire enfriado por contacto con el terreno, todas las nubes se forman por aire que está elevándose o se ha elevado.

Parecería entonces que las nubes son muy bienvenidas por un piloto de vuelo sin motor, ya que son signos de corriente ascendente, pero esto no es completamente cierto. Ciertos tipos de nubes son creadas por aire que asciende demasiado lentamente para sostener el vuelo, mientras que las nubes generalizadas bloquean el sol e impiden que se desarrolle más corriente ascendente. Debemos ver las nubes desde ambos lados: buenos y malos. Un poco más adelante identificaremos a los amigos y enemigos de los pilotos.

LEVANTAMIENTO DEL AIRE

Hay tres causas principales del levantamiento en el aire. Son el movimiento frontal, el terreno elevado y el calentamiento de la superficie. Veamos cada uno para entender cómo funciona (ver figura 19).

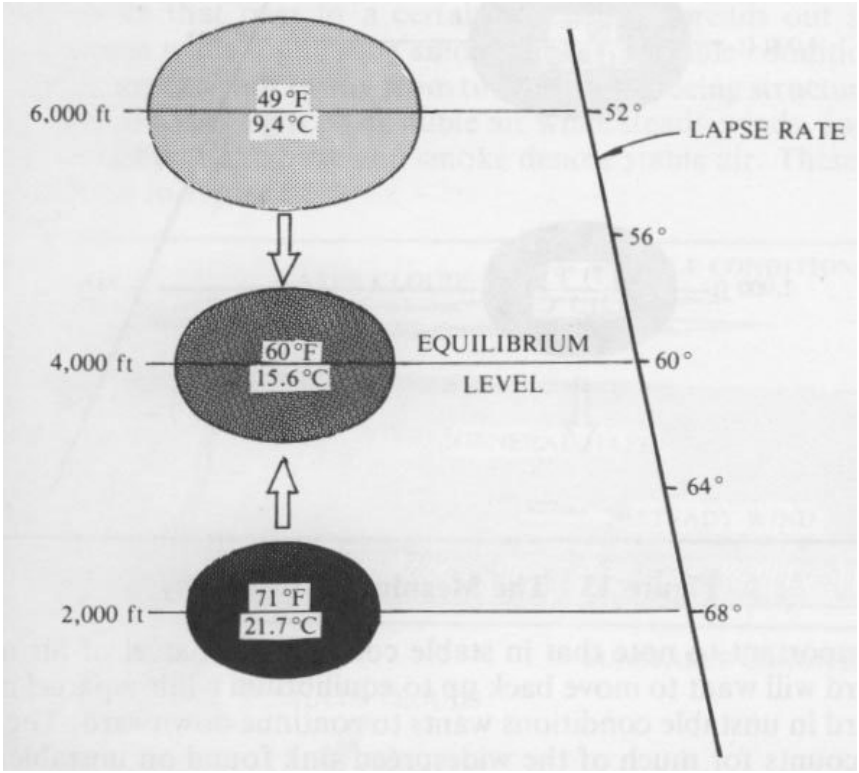


Figura 19 — Sources of Lift

Movimiento Frontal – Cuando grandes masas de aire se desplazan una distancia apreciable, generalmente encuentran aire de una temperatura diferente. A medida que las masas de aire continúan fluyendo, el aire más cálido y ligero se elevará sobre el aire más frío y denso. Este aire cálido elevado formará nubes si alcanza el punto de rocío.

La velocidad hacia arriba del aire que asciende debido al movimiento frontal solamente (sin considerar efectos de calentamiento) es típicamente de 30 a 300 pies por minuto (10 a 100 metros por minuto). Este levantamiento es relativamente lento y ocurre de manera bastante uniforme sobre un área amplia y así crea nubes estratificadas.

Figura 19 — Fuentes de Sustentación

Terreno en Ascenso – Cuando el aire fluye sobre características de la tierra que están en ascenso, el aire no puede evitar ser levantado. Tal levantamiento ocurre comúnmente en áreas montañosas. Por ejemplo, las nubes frecuentemente aparecen en el aire levantado sobre las cadenas montañosas costeras a lo largo de la costa oeste de Estados Unidos, sobre los Alpes en Europa y sobre la Meseta de Apalaches que se eleva gradualmente desde el valle del Misisipí hacia el este de Estados Unidos.

Efectos del Calentamiento – Ya hemos esbozado cómo el calentamiento de la superficie produce inestabilidad que resulta en corrientes de convección ascendentes. También incluimos aquí el aire ascendente en el área de un sistema de baja presión aunque este aire se levanta debido a los efectos combinados del calentamiento, la actividad frontal y la convergencia (aproximación del aire). Las corrientes de convección aisladas producen nubes relativamente pequeñas (excepto en tormentas eléctricas) y esponjosas mientras que los sistemas de baja presión producen nubes estratificadas generalizadas.

EL PUNTO DE ROCÍO Y LA ALTURA DE LAS NUBES

Hemos aprendido anteriormente que cuando el aire se enfría hasta el punto de saturación se condensa y forma nubes. El punto de saturación se llama punto de rocío. Debido a que cuanto mayor es la humedad relativa, mayor es la temperatura del punto de rocío, el punto de rocío es esencialmente una medida de la humedad del aire. El punto de rocío también se puede utilizar para determinar la altura de la base o fondo de una nube determinada. Las nubes esponjosas de algodón que se crean por térmicas (véase a continuación) nacen de la humedad que se origina en el aire a nivel del suelo. Ya hemos descubierto que el aire que asciende de esta manera se enfría a 5.5 °F por 1,000 pies (1 °C por 100 m). Sin embargo, el punto de rocío disminuye solo aproximadamente 1 °F por 1,000 pies (0.55 °C por 300 m). Entonces la temperatura del aire ascendente y el punto de rocío de ese aire se aproximan entre sí a 4.5 °F por 1,000 pies (0.8 °C por 100 m). Cuando la temperatura del aire y el punto de rocío se vuelven idénticos, se forma una nube.

Podemos ver cómo utilizar el hecho anterior mediante un ejemplo como se muestra en la figura 20. Aquí la temperatura del aire en la superficie es 82 °F; el punto de rocío es 59.5 °F. Si restamos 59.5 de 82 obtenemos 22.5, la diferencia entre la temperatura y el punto de rocío. Dividiendo 22.5 por 4.5 obtenemos 5, por lo que podemos esperar que la base de la nube esté a 5,000 pies sobre la superficie. En la figura podemos ver cómo la temperatura del aire elevado y el punto de rocío se aproximan para coincidir a los 5,000 pies.

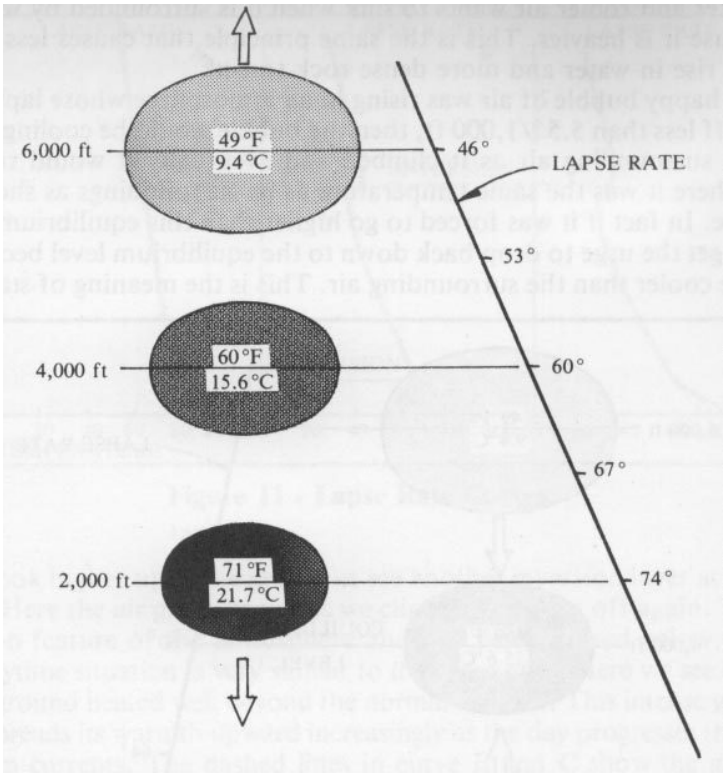


Figura 20 — Finding Cloud Base Height

En la práctica, puede obtener el punto de rocío de varios servicios meteorológicos descritos en el Capítulo

Capítulo XII.

Los meteorólogos utilizan un termómetro de bulbo seco y húmedo para obtener la temperatura de la superficie y la temperatura de saturación (bulbo húmedo), luego consultan gráficos detallados que varían según la altitud para encontrar el punto de rocío.

¿Por qué nos interesa tanto la altura de las nubes? Porque cuanto más altas están las nubes, generalmente más alto se extiende la sustentación térmica utilizable, lo que mejora las perspectivas de vuelo sin motor de larga distancia. Los pilotos que vuelan aeronaves motorizadas quieren conocer las alturas de las nubes porque volar por encima de las nubes en un día térmico proporciona condiciones mucho más suaves.

Nuestros ojos no pueden juzgar la distancia a los objetos de manera muy efectiva. Nuestro juicio de distancia proviene principalmente de comparar los tamaños relativos de los objetos. Las nubes, con su multitud de formas y tamaños caprichosos, dan al ojo pocos indicios sobre su altura o distancia. Con la práctica en un área determinada, los pilotos pueden aprender a hacer estimaciones educadas sobre la altura de las nubes comparando el tamaño y el espaciamiento de las nubes conforme se alejan en la distancia, pero el método del punto de rocío sigue siendo la forma más confiable de determinar las alturas de las nubes.

Figura 20 — Determinación de la Altura de la Base de Nubes

FORMACIÓN DE NUBES

Una vez que el aire elevado alcanza el punto de rocío y está saturado al 100%, está listo para formar nubes. Pero lo curioso es que necesita algo sobre lo cual formarse. De hecho, sin asistencia el aire puede volverse supersaturado y adquirir una humedad superior al 100%. Esta asistencia proviene de partículas microscópicas en el aire.

Estas pequeñas partículas se llaman núcleos de condensación porque permiten que el vapor de agua se condense, o núcleos de sublimación cuando permiten que el vapor de agua se transforme directamente en cristales de hielo (sublimación). Todos hemos visto la condensación que se forma en un vaso frío o en nuestro aliento en invierno. También hemos presenciado los efectos de la sublimación cuando se forma escarcha en un cristal de ventana, por lo que estos procesos deberían resultarnos bastante familiares.

Los núcleos de condensación, sobre los cuales se forman gotitas líquidas, son productos de combustión, gotitas de ácido sulfúrico y partículas de sal. Los dos primeros son subproductos de la contaminación y el último es producido por las olas que golpean las costas de los mares del mundo. Los núcleos de sublimación sobre los cuales se forman cristales de hielo son en sí mismos de naturaleza cristalina como el polvo o la ceniza volcánica. Estas partículas de sublimación son relativamente grandes por lo que a veces son escasas en altitudes elevadas donde ocurren temperaturas bajo cero. Esto explica por qué las nubes de nivel superior son abundantes durante un largo período de tiempo después de que un volcán expulsa su ceniza hacia la atmósfera superior.

36

Las bases de nubes cúmulos en el nivel del punto de rocío.

BASES/TECHOS DE NUBES

Cuando una masa de aire se superpone sobre un área, su perfil de temperatura es generalmente el mismo en una área amplia. Además, la humedad de esta masa de aire será bastante uniforme. Por lo tanto, el punto de rocío ocurrirá aproximadamente a la misma altitud en toda la masa de aire, de modo que las nubes formadas en aire que sube desde el suelo (nubes aisladas y esponjosas) tendrán todas bases aproximadamente iguales, en el punto de rocío (ver figura 20).

Las excepciones a la regla anterior ocurren cuando la humedad del aire cerca del suelo varía considerablemente, como cerca de lagos o pantanos. Además, el aire que se origina sobre mesetas o montañas puede presentar bases más altas cuando asciende que el que se origina sobre tierras bajas cercanas, ya que comenzará más alto a una temperatura aproximadamente igual. Esto solo aplica a accidentes geográficos grandes, pues el aire se mezcla bastante bien desde los valles hasta los picos de colinas y montañas pequeñas.

A veces se pueden ver pequeñas nubes esponjosas flotando debajo de una capa más alta. Esto generalmente es causado por aire ascendente con mayor humedad que el aire circundante. En clima lluvioso, tales nubes inferiores son causadas por la evaporación de lluvia que enfría el aire a través del cual cae hasta el punto de saturación. Esta acción a veces se puede ver a nivel del suelo en el clima favorito de todos: llovizna fría.

Las bases de nubes que se forman en aire ascendente que no se origina en el suelo seguirán estando al mismo nivel siempre que la masa de aire local se elevara uniformemente. Por supuesto, es bastante común ver nubes de varios tipos en diferentes capas, lo que indica que tuvieron su origen

en diferentes masas de aire horizontales o a través de diferentes procesos de levantamiento.

Mientras que las bases de las nubes tienden a ser uniformes, los techos varían considerablemente en altitud. Esto se debe a que nada determina de manera definitiva qué tan alto puede extenderse el proceso de levantamiento dentro de la nube. Las corrientes de levantamiento pueden penetrar algunas nubes y llevar el aire húmedo mucho más alto que el de sus alrededores. Incluso las nubes estratificadas extensas frecuentemente tendrán techos muy variados, especialmente si el aire es inestable como se muestra en la figura 21.

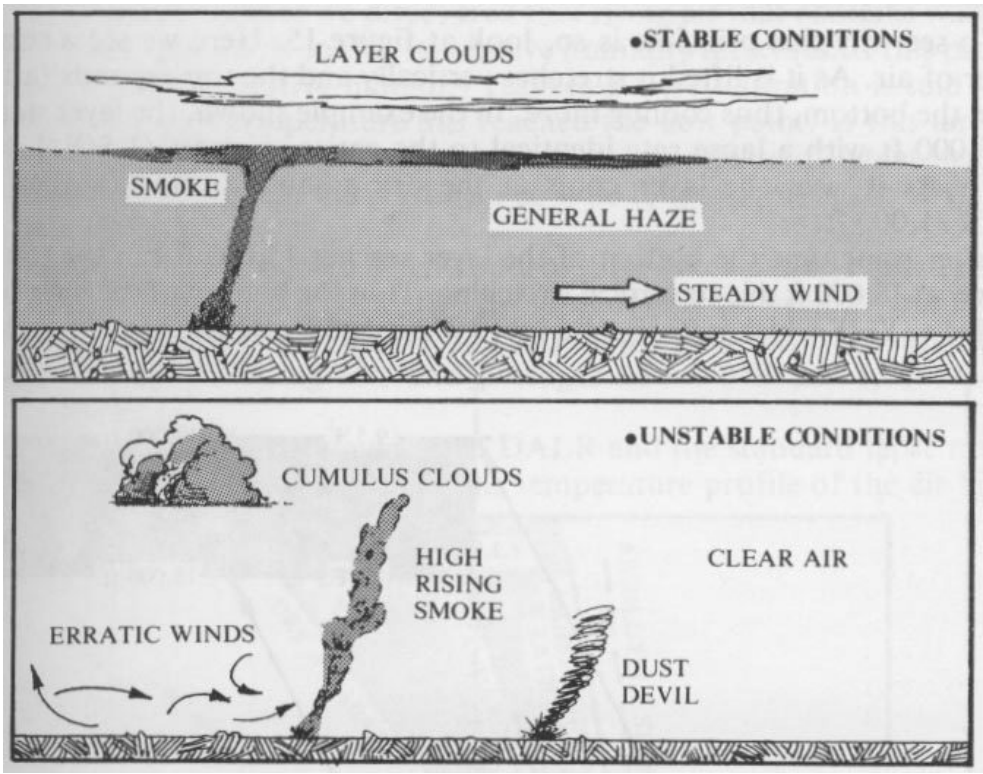


Figura 21 — Cloud Tops

Figura 21 — Techos de Nubes

VIDA DE LAS NUBES

Las gotitas que forman las nubes promedian aproximadamente 1/2,500 pulgadas (1/1,000 cm) en saturación y son lo suficientemente abundantes para formar una masa visible. Conforme continúa la condensación, crecen hasta aproximadamente 1/100 pulgada (1/40 cm) como máximo, lo que equivale al tamaño de gotas de llovizna ligera. Incluso en estos tamaños mayores, estas gotitas son tan ligeras que esencialmente están suspendidas en el

espacio, por lo que la nube persiste indefinidamente.

Sin embargo, hay varios factores que determinan la vida útil de una nube. Para empezar, una nube formada por disparos aislados de aire ascendente (térmicas) tiende a mezclarse vigorosamente con el aire circundante y por lo tanto se seca. Cuando la corriente ascendente sube inicialmente, solo se mezcla a lo largo de sus límites, pero una vez que el vapor de agua se condensa para formar nube, libera calor latente de vaporización que energiza el sistema y convierte toda la masa ascendente de adentro hacia afuera, lo que la mezcla con el aire circundante mucho más completamente como se muestra en la figura 22.

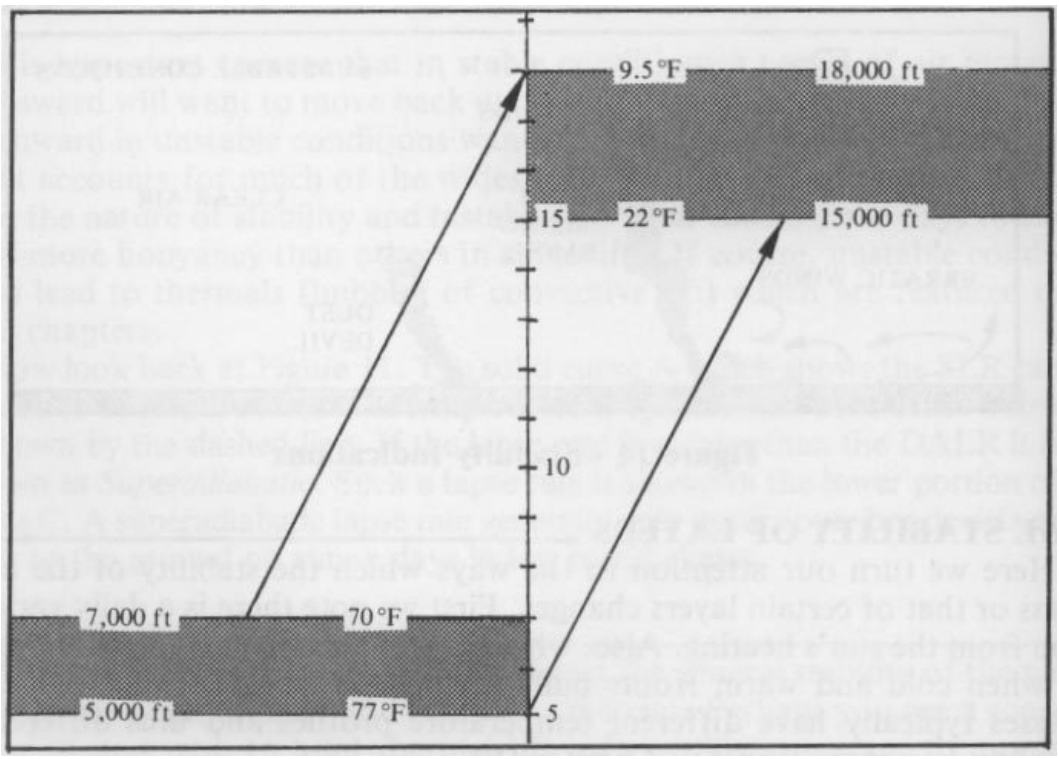


Figura 22 — Mixing of Clouds With Their Surroundings

Figura 22 — Mezcla de Nubes Con Sus Alrededores

Una única nube aislada esponjosa (cúmulo) típicamente dura solo 1/2 hora desde los hilos iniciales de cabello de ángel hasta que se disuelve en una masa amorfa. Aunque el aire pueda estar lleno de

tales nubes están naciendo, viviendo una vida corta en la altura y muriendo en un proceso continuo.

Ciertamente hay ocasiones cuando las nubes no se disipan rápidamente como cualquier piloto o excursionista puede decir. Esto ocurre cuando el aire circundante al nivel de formación de

nubes es en sí mismo húmedo, por lo que las nubes no se secan aunque se mezclen. De hecho,

en muchas instancias el transporte continuo de humedad hacia la altura por corrientes

térmicas resultará en una dispersión gradual o rápida de las nubes para cubrir la mayor parte

o todo el cielo. Esta condición se conoce como sobredesarrollo u OD en la jerga abreviada de

los pilotos. Las condiciones de OD generalmente son desaprobadas por los pilotos de vuelo sin

motor ya que tales nubes dispersas bloquean el sol y tienden a cortar la sustentación.

Las corrientes térmicas continuas que alimentan una nube pueden prolongar la vida de una

nube más allá de su tiempo asignado de 30 minutos. De hecho, las tormentas (véase Capítulo

XI) son simplemente nubes generadas por térmicas agrandadas. Pueden durar muchas horas.

Las nubes de capas también tienden a durar horas o días ya que no hay aire seco circundante

con el cual mezclarse y en condiciones estables no hay nada que induzca tal mezcla. Las nubes

de capas generalmente se disipan cuando la fuerza de levantamiento (frente o sistema de

presión) se mueve o disminuye.

NUBES VIEJAS

Las nubes viejas no mueren, simplemente se desvanecen. Este acto de desaparición tiene una importancia especial para los pilotos de vuelo sin motor, ya que uno de los trucos que utilizan estos pilotos es volar bajo nubes activas y aprovechar las corrientes térmicas ascendentes para alcanzar nuevas altitudes, nuevos horizontes. Por esta razón es importante poder distinguir las nubes más nuevas de las más viejas.

Una nube que se desvanece es una nube que se seca. En este proceso de secado, las partículas más pequeñas desaparecen primero. Esto puede cambiar la apariencia de la nube, ya que diferentes tamaños de partículas reflejan la luz de manera diferente. Generalmente, una nube más vieja adquirirá un matiz más apagado o amarillento en comparación con una nube nueva. Esta es una diferencia sutil, pero que se puede detectar con la práctica. Además, las nubes más viejas tienden a tener bordes más suaves que las nubes más jóvenes, que tienen contornos claramente definidos.

LLUVIA

La lluvia ciertamente puede arruinar nuestra diversión, especialmente si somos aviadores, pero es absolutamente necesaria para la regeneración de la vida tal como la conocemos. La lluvia, por supuesto, proviene de las nubes. Sin embargo, la mayoría de las nubes no producen lluvia. La razón de esto es que la liberación del calor latente durante el proceso de condensación calienta las gotitas de agua e impide que absorban más moléculas de agua del

vapor de agua en el aire. Así se alcanza una condición de equilibrio y la nube transcurre su ciclo de vida sin producir lluvia.

Para que ocurra precipitación, es necesario que continúe el proceso de elevación o que se alimente más aire húmedo en la nube, o ambos. Cuando se presentan estas condiciones, los cristales de hielo crecerán al absorber moléculas de vapor de las gotitas de agua, o las gotitas de agua mismas crecerán al chocar con sus vecinas mientras se mueven en el caos de la nube. Finalmente, estos cristales o gotas caen como nieve o lluvia cuando crecen lo suficiente para que la gravedad las jale hacia abajo (véase la figura 23).

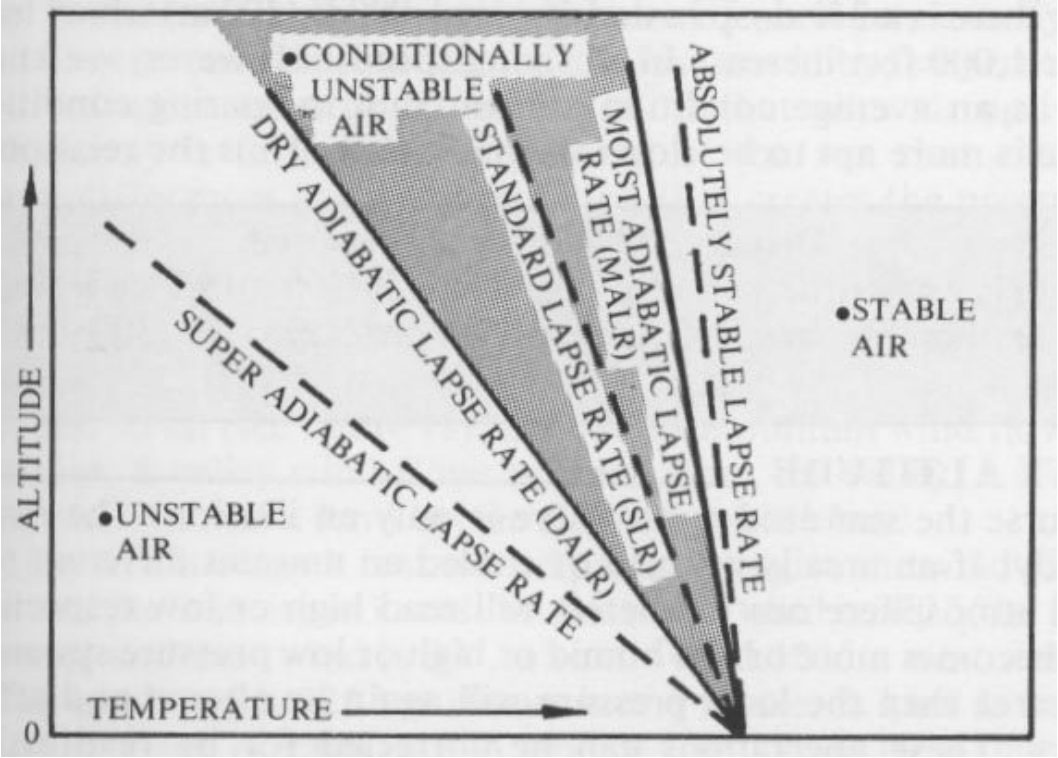


Figura 23 — Rain Formation

Las gotas de lluvia varían en tamaño desde aproximadamente 1/50 de pulgada (1/20 cm) a aproximadamente 1/5 de pulgada (1/2 cm) de diámetro. Una gota que crece mucho más que esto generalmente se divide al caer debido a la fricción del aire. La lluvia puede agotar rápidamente la humedad de una nube pequeña, ya que se necesitan aproximadamente 30 millones de gotitas de nube con un diámetro promedio de 1/2,500 de pulgada para formar una gota de lluvia de 1/8 de pulgada de diámetro. Esto significa que una gota de lluvia puede agotar dos pies cúbicos (0,057 metros cúbicos) de gotitas de nube. Esos miles de gotas lloviendo sobre tu desfile pueden igualmente arruinar una nube que no está siendo regenerada.

Cuando la lluvia cae a través del cielo, tiende a evaporarse en el camino hacia abajo, lo que enfría el aire circundante. Este hecho, junto con la pura resistencia de toneladas de

Las gotas que caen pueden crear corrientes descendentes que ayudan a eliminar la producción de corrientes ascendentes térmicas y el crecimiento continuo de una nube. Además, la dispersión de lluvia en el suelo puede enfriar la superficie, deteniendo o debilitando así las corrientes térmicas. Cubrimos estos temas con mayor detalle en los capítulos sobre corrientes térmicas y tormentas eléctricas.

La lluvia a menudo se puede ver cayendo en franjas verticales conocidas como virga (véase la figura 24). Esto generalmente ocurre solo cuando nubes aisladas están lloviendo, de manera que hay algo de luz solar disponible para iluminar la lluvia que cae.

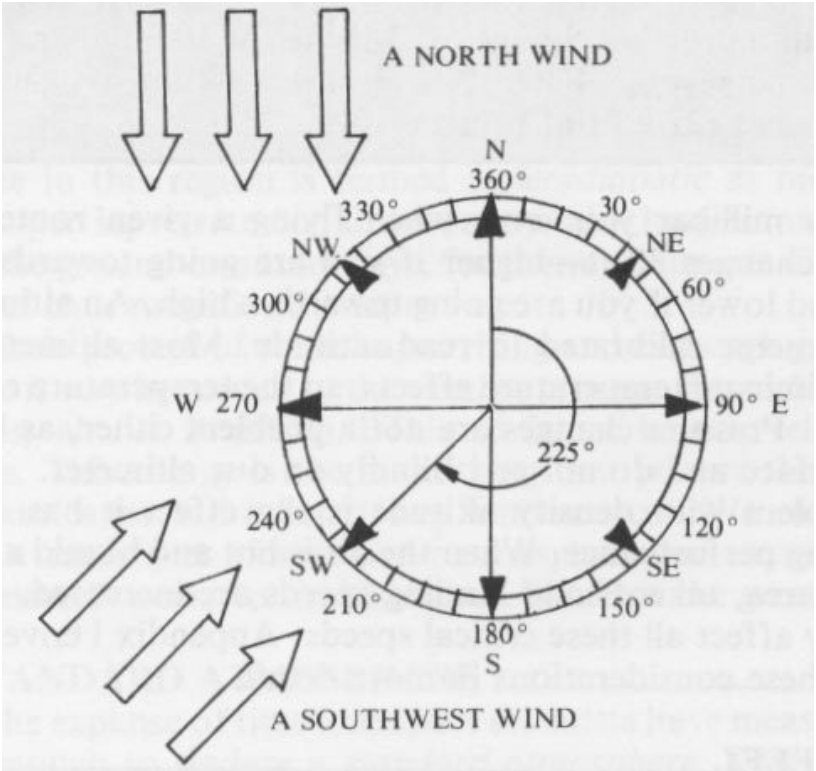


Figura 24 — Virga

Figura 24 — Virga

Virga debajo de una tormenta eléctrica.

La lluvia cae en franjas porque una gota que cae tiende a arrastrar otras por su perturbación del aire, como se muestra en la figura 25. Así como un auto de carreras experimenta menos resistencia cuando va en el rebufo cerca de otro auto, las gotas de lluvia que siguen también caen más rápido. Alcanzan a las que van adelante, se coalesce, se rompen y caen juntas en una masa que reconocemos como una franja vertical. A menudo estas franjas se secan antes de llegar al suelo. Esto no significa que el aire que cae o la corriente descendente se haya detenido. De hecho, algunas de las corrientes descendentes más severas pueden existir debajo de lluvia que se seca, ya que toda la evaporación enfría el aire enormemente y crea una cascada densa de aire que cae localmente.

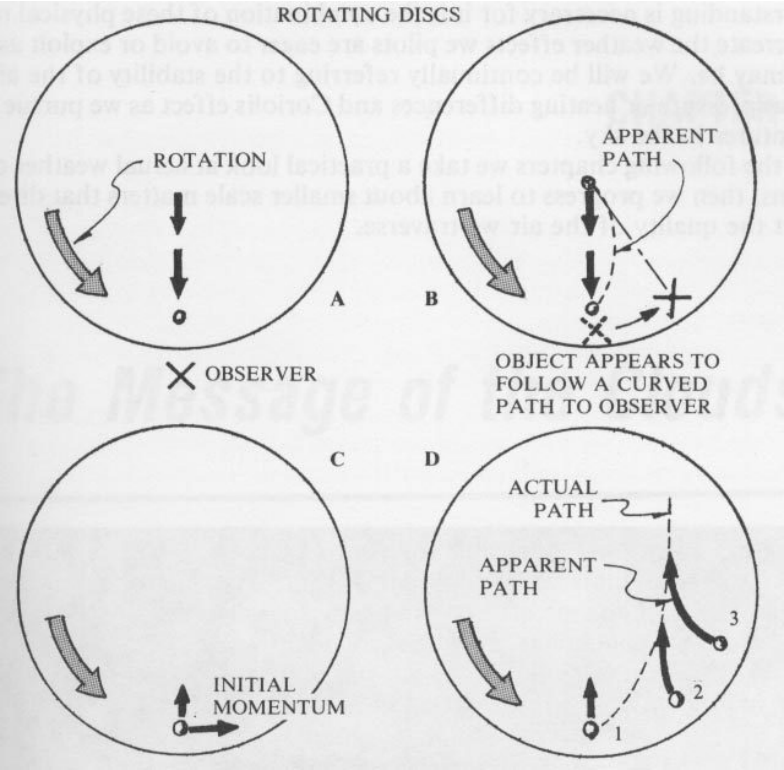


Figura 25 — Streaking of Rain

Figura 25 — Franjas de lluvia

VISIBILIDAD

La capacidad de ver hacia dónde vamos es de suma importancia para los pilotos. El clima en general y las nubes específicamente pueden alterar significativamente la visibilidad o "viz" en el lenguaje de los pilotos. La niebla ciertamente puede reducir la visibilidad a cero porque la multitud de gotas dispersa la luz muy efectivamente. De manera similar, los productos de la contaminación pueden dispersar la luz o absorber ciertas longitudes de onda de modo que el color del aire cambia de predominantemente azul a los marrones, rojos y amarillos de las longitudes de onda más largas. La contaminación puede darnos soles carmesí y puestas de sol de caleidoscopio, pero ciertamente arruina las vistas cuando estamos volando ¿y quién sabe cuánto acorta nuestra carrera como pilotos?

La bruma o humedad es un enemigo común de la visibilidad. El vapor de agua es invisible, pero en esos días calurosos y húmedos del verano en áreas que reciben abundante lluvia el aire puede estar lleno de gotas que se han formado en núcleos de condensación mucho antes de que se alcance la humedad de saturación. Tal bruma puede ser desde un desvanecimiento azul pálido hasta el espesor de la niebla de Londres. Cuando la bruma de humedad se suma a la contaminación tenemos la condición familiar conocida como smog (humo y niebla).

Una capa de inversión que limita el movimiento ascendente del aire puede reducir significativamente la "viz" al prevenir la dispersión vertical de la bruma o smog. Las

condiciones estables y los vientos ligeros en general empeoran una situación de mala visibilidad porque la producción de vapor de agua, polvo y contaminación es más o menos un proceso continuo que no se dispersa a menos que haya corrientes verticales o viento horizontal activo. La Figura 26 ilustra los efectos de una capa de inversión o estabilidad en la visibilidad.



Figura 26 — Visibility and Stability

Figura 26 — Visibilidad y Estabilidad

TIPOS DE NUBES

Cualquier persona con visión normal y un poco más de sentido común que una caja de piedras es consciente de que las nubes vienen en muchas formas, tipos y tamaños. Para el observador casual, clasificar las nubes puede parecer un desastre sin esperanza. Sin embargo, la cuestión es realmente tan simple cuando se organiza adecuadamente que puede que se sienta desilusionado con su maestro de ciencias de la escuela primaria.

Hay solo dos tipos principales de nubes. Estos son estratos y cúmulos. Las nubes estratificadas son nubes planas y en capas (piense en planas o estratificadas) causadas por el ascenso lento de áreas generalizadas de aire. Estas nubes cubren amplias áreas del cielo y hacen el día gris. A menudo se encuentran en condiciones estables y son

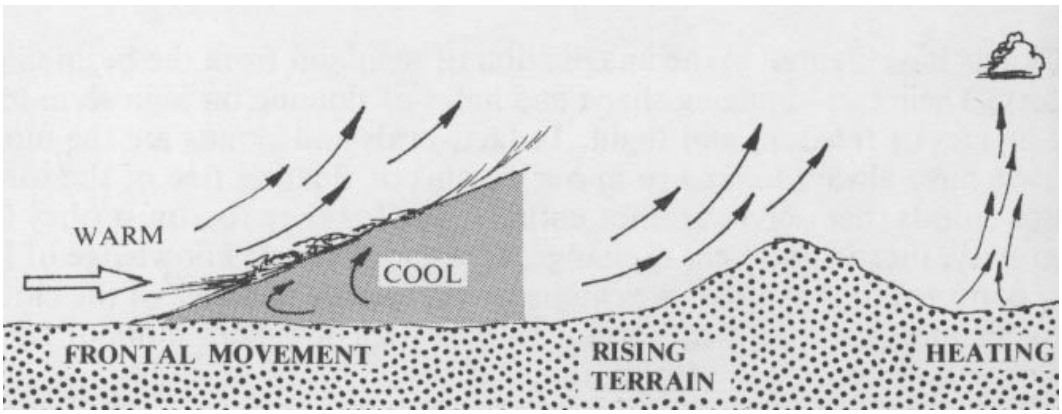


Figura 27 — The Two General Cloud Types

Figura 27 — Los Dos Tipos Generales de Nubes

42

normalmente causadas por el levantamiento frontal o el aire que sube lentamente alrededor de sistemas de baja presión grandes. Algunas nubes estratificadas de bajo nivel pueden formarse cuando la turbulencia de bajo nivel mezcla el aire y lo eleva por encima del nivel de condensación.

Las nubes de cúmulos son apiladas o revueltas (piense en acumuladas) y se parecen a gigantescos copos de algodón o flores de coliflor flotando en lo alto. Estas nubes a menudo se encuentran en buen tiempo y cuando cubren 1/4 o menos del cielo se conocen como cúmulos de buen tiempo. Las nubes de cúmulos son creadas por corrientes de aire ascendentes individuales o corrientes de convección que transportan aire húmedo hacia las alturas.

Aquí enfatizamos los dos tipos principales de nubes como se muestra en la figura 27.

Tipos Principales de Nubes

ESTRATOS - Nubes en capas generalizadas con una base bastante uniforme. A menudo aparecen grises ya que bloquean extensamente el sol.

CÚMULOS - Nubes separadas que tienen cimas apiladas o redondeadas en varios niveles. Estas nubes pueden ser muy pequeñas o de gran extensión cuando se desarrollan en tormentas.

Nubes estratificadas extendiéndose con algunos cumuliformes a la derecha.

Nubes de Cúmulo. Nótese la presencia de nubes elevadas y nubes disipándose en el primer plano superior.

43

CLASIFICACIÓN POR ALTITUD

Para proporcionar más información, clasificamos aún más las nubes por su altitud general. Las nubes Cirro (que significa rizo en latín) son las nubes más altas y consisten en volutas o capas de cristales de hielo a altitudes de 18,000 a 40,000 pies (6 a 13 km) en climas

templados. La Figura 28 muestra formas de cirro clásicas "colas de yegua" e indica cómo las partículas de hielo que caen de capas de viento de alta velocidad hacia una capa de viento de menor velocidad produce la forma vaporosa. Entender esto nos permite reconocer la dirección del viento a la altitud de la nube.

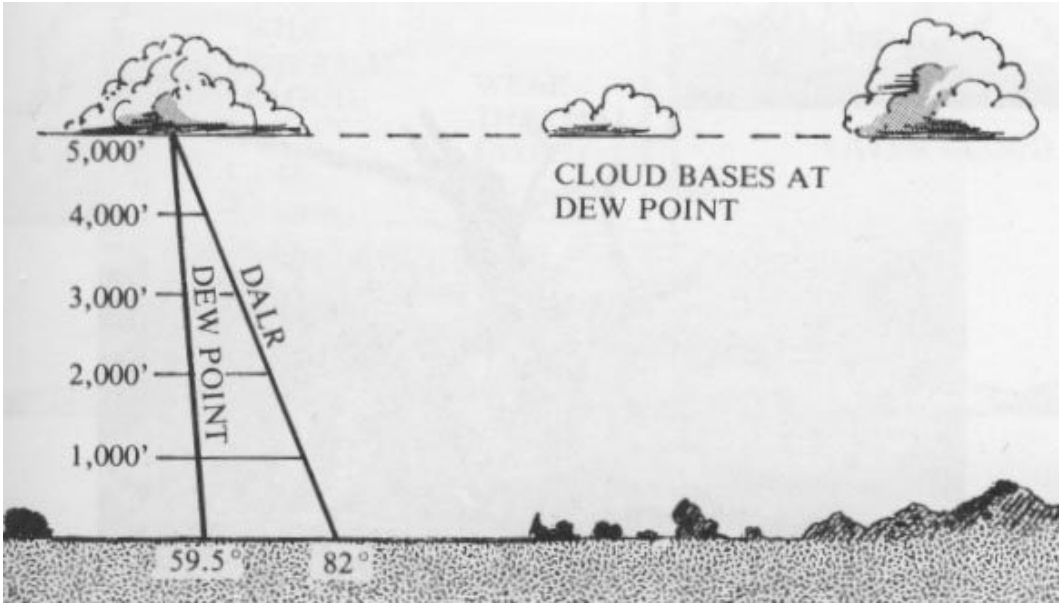


Figura 28 — Cirrus Clouds

Utilizamos el prefijo cirro- para referirnos a nubes estrato y cúmulo en la atmósfera superior también. Utilizamos el prefijo alto- (latín que significa alto como la voz cantada) para referirnos a nubes de altura media. No se utiliza prefijo cuando se habla de nubes por debajo de 7,000 pies (2 km). El cuadro a continuación proporciona la clasificación general de las nubes según el tipo y altitud en climas templados:

Figura 28 — Nubes Cirro

Altitudes de las Nubes

Cirro

40,000 ft

Nubes Altas CirroCúmulo

13 km

CirroEstrato

AltoCúmulo

18,000 ft Nubes de Altura AltoEstrato

6 km Media NimboEstrato

NimboCúmulo

Cúmulo

7,000 ft

Nubes Bajas EstratoCúmulo

2 km

Estrato

El prefijo nimbo- significa una nube de la cual está cayendo lluvia. Estas nubes pueden parecer como las otras en su clase excepto que son más oscuras. Tenga en cuenta que las nubes nimbocúmulos también se conocen comúnmente como nubes cumulonimbus. Las hemos colocado en la categoría de altura media pero en realidad pueden ser mucho más bajas y cuando se trata de una tormenta eléctrica, podemos decir que puede tener una base tan baja como 3,000 pies (1000 m) y cimas hasta 75,000 pies (25 km).

Las nubes estratocúmulos se forman a menudo cuando las nubes cúmulos creadas por corrientes térmicas alcanzan una capa de inversión que no pueden penetrar, por lo que se dispersan en capas de estratos. Esta es la situación de sobredesarrollo y estas nubes a menudo

tienen un fondo algo irregular aunque sean tipos de capas. La Figura 29 muestra los

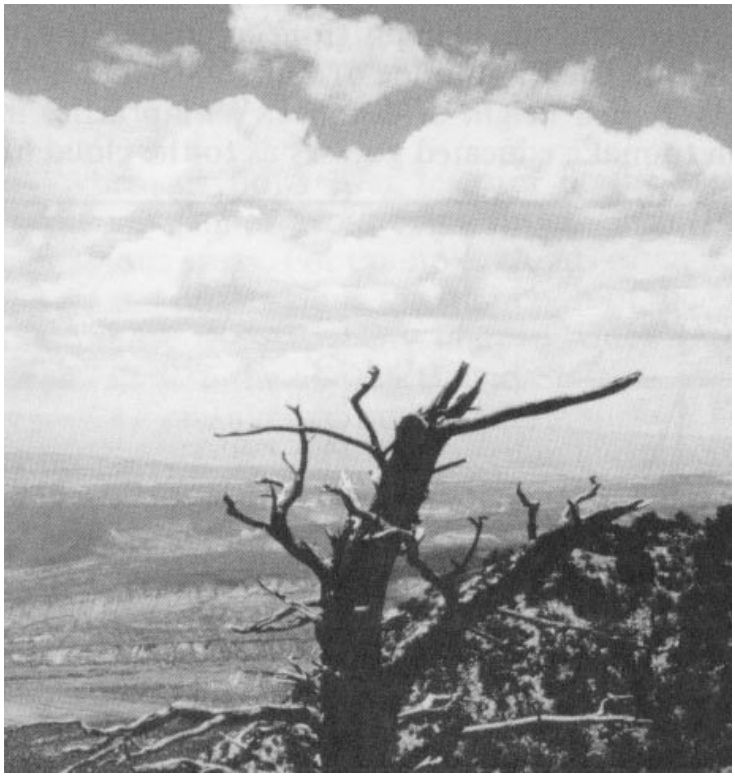


Figura 29 — Cloud Types and Altitudes

diferentes tipos de nubes y sus altitudes. La tabla en la siguiente página lista sus características así como su abreviatura y el símbolo por el cual frecuentemente aparecen en

gráficos y reportes meteorológicos.

Tipos de Nubes y Características

45

Nubes estratoalto con cúmulos a la derecha.

Figura 29 — Tipos de Nubes y Altitudes

VARIACIONES ESTACIONALES Y DE LOCALIZACIÓN

Las alturas y tipos de nubes varían según la estación y la latitud. Como ahora sabemos cómo se forman las nubes, podemos determinarlo fácilmente. Cuando el aire es más frío como en las regiones polares o en invierno, la humedad relativa es más alta y el aire está más cercano a la saturación. El aire frío invernal puede parecer más seco que el aire de verano en la casa, pero afuera el aire generalmente está mucho más cercano a su punto de saturación en invierno. Como resultado, cualquier elevación crea nubes más pronto y las bases son más bajas. Además, el calentamiento mayor de la superficie terrestre produce mucha más convección vertical causando condensación y lluvia que tienden a remover agua de la atmósfera elevando así los puntos de saturación. Como resultado, las nubes tienden a ser mucho más altas en el ecuador que en los polos y las nubes tienden a ser de tipo cúmulo en el ecuador y de tipo estratos en los polos. Asimismo, las nubes tienden a ser más altas y más de tipo cúmulo en verano y más de tipo estratos y más bajas en invierno. La Figura 30 muestra la variación de altura de nubes sobre la tierra con símbolos de nubes indicados.

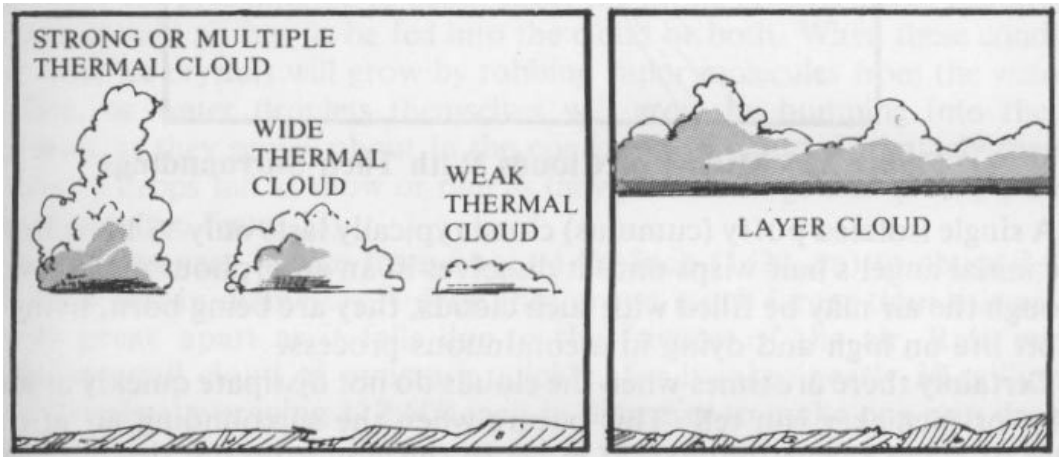


Figura 30 — Cloud Heights and Latitude

Figura 30 — Alturas de Nubes y Latitud

NUBES MENOS CONOCIDAS

La observación de nubes quizás no es tan emocionante como la observación de aves (de uno u otro tipo), pero hay suficientes formas diferentes de nubes para proporcionar interés a los pilotos, especialmente ya que pueden darnos información adicional sobre las condiciones. Enumeraremos las diversas nubes y daremos su descripción así como lo que presagian.

NIEBLA – Esta forma de nube es bien conocida y no necesita descripción. Se encuentra cuando aire cálido y húmedo del mar se desplaza sobre la tierra (niebla por advección), o cuando la tierra irradia calor durante la noche para enfriar una capa húmeda que se encuentra encima de ella (niebla por radiación). Aquí hay algunos viejos dichos que tienden a ser verdaderos sobre la niebla:

Una niebla de verano para buen tiempo, una niebla de invierno para lluvia,

Un hecho conocido en todas partes, en el valle y en la llanura.

A menudo, una niebla que se disipa por la mañana indica un buen día térmico.

Cuando la niebla sube, la lluvia ha pasado,

Cuando la niebla baja, lluverá más.

La niebla de la tarde no se quemará pronto,

La niebla de la mañana se quemará antes del mediodía.

y:

La niebla que comienza antes de la noche durará más allá de la luz de la mañana.

47

Nubes estratocúmulos en un día inestable.

NUBE DE GORRO O CRESTA – Una nube de gorro se forma sobre la cima de una montaña cuando el aire se ve empujado hacia arriba cuando un viento general golpea la montaña o cuando las brisas de ladera debido al calentamiento suben por los lados de la montaña y sobre la cima para alcanzar el nivel de condensación (ver figura 31). Una nube de gorro a menudo comienza como una delgada veta sobre la montaña a finales de la mañana y crece hasta el final de la tarde. Estas nubes pueden alcanzar fácilmente proporciones de tormenta eléctrica en aire muy inestable.

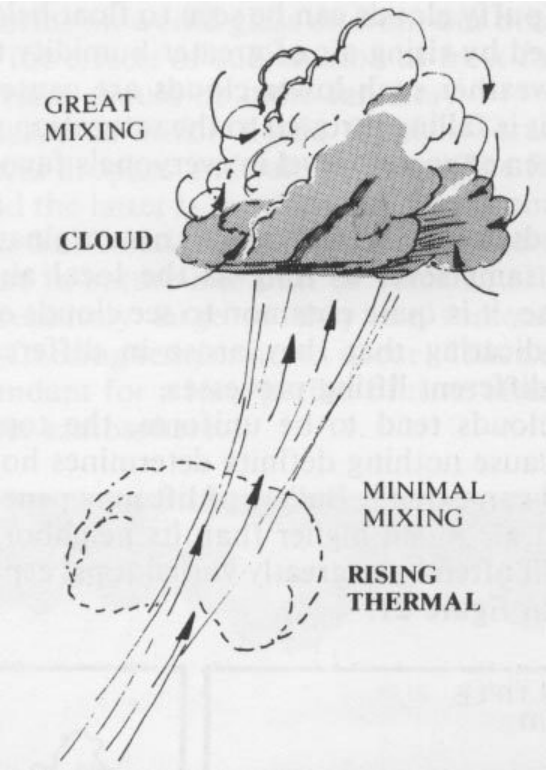


Figura 31 — Cap Cloud

Las bases de nube de las nubes de gorro a menudo bajan a medida que continúa el día (a diferencia de

Figura 31 — Nube de Gorro

nubes cúmulos creadas por corrientes térmicas cuyas bases a menudo se elevan conforme el aire húmedo cerca del suelo se seca) debido a un suministro continuo de aire húmedo, especialmente en montañas costeras. Esta base más baja puede obscurecer la montaña y desalentar el vuelo sin motor. Las islas tropicales con todo su atractivo de brisas cálidas, mares cálidos y nativos cálidos tienen una desventaja importante para los pilotos: generalmente se nublan y llueve a principios de la tarde.

Una nube de cresta se forma continuamente en su lado de barlovento y se erosiona continuamente en el lado de sotavento. Por lo tanto, se mantiene sobre la cima de la montaña y no se desplaza con el viento. Por esta razón no es un buen indicador de la velocidad del viento aunque puede inclinarse en la dirección del viento en altura. Además, observando cuidadosamente cómo se forma y se erosiona, es posible que pueda determinar la dirección del viento a la altura de la nube.

Una nube de cresta sobre el Monte Sherman en la cordillera Mosquito de Colorado.

48

NUBE BANDERA – Otro tipo de nube que se forma en la cresta de una montaña es una nube bandera como se muestra en la figura 32. Aquí el aire de rotor que sopla cuesta arriba en el lado de sotavento de la montaña, así como la nieve que se desplaza, se combinan para crear

una nube que se extiende hacia sotavento desde la cresta. Este tipo de nube generalmente pronostica vientos fuertes al nivel de la nube y debe servir como advertencia para los entusiastas de la aviación deportiva.

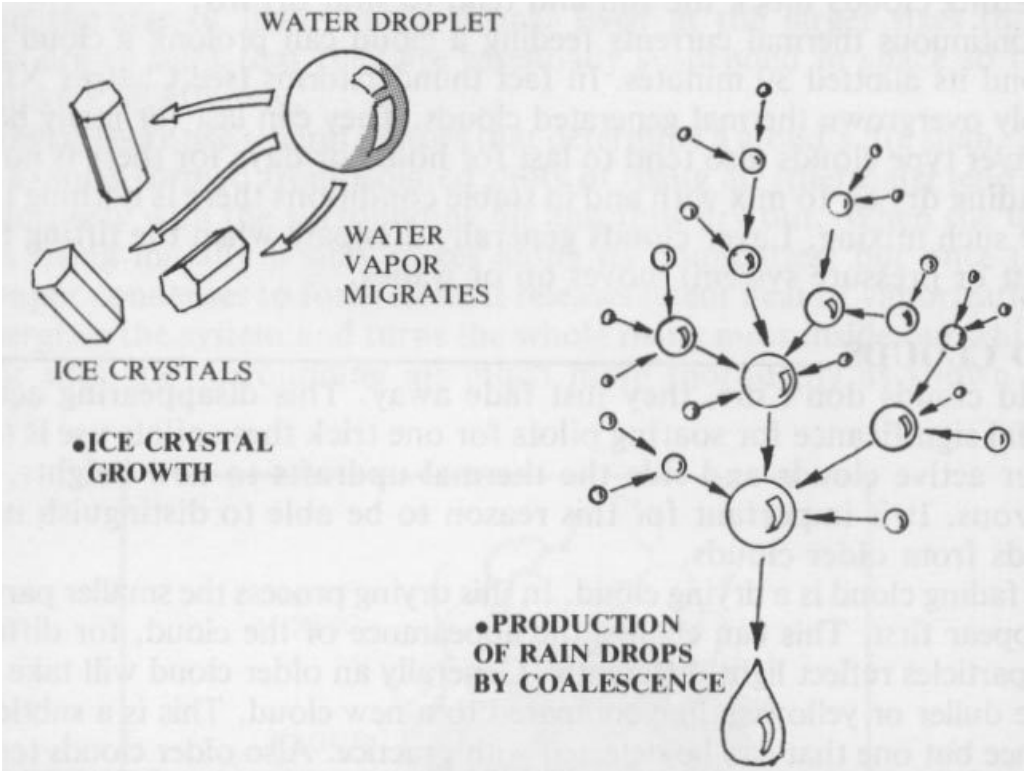


Figura 32 — Banner Cloud

NUBE DE ROTOR – Cuando los vientos soplan a través de una cordillera o cresta montañosa, pueden formar un rodillo de aire sotavento de la montaña como un tornado de lado. Esto se conoce como un rotor y a menudo se encuentra bajo ondas. Esta nube tiende a permanecer en el mismo lugar e indica turbulencia muy seria. La nube se forma en el lado ascendente del rotor y se erosiona en el lado descendente. Las nubes de rotor se muestran en la figura 33 junto con nubes ondulantes.

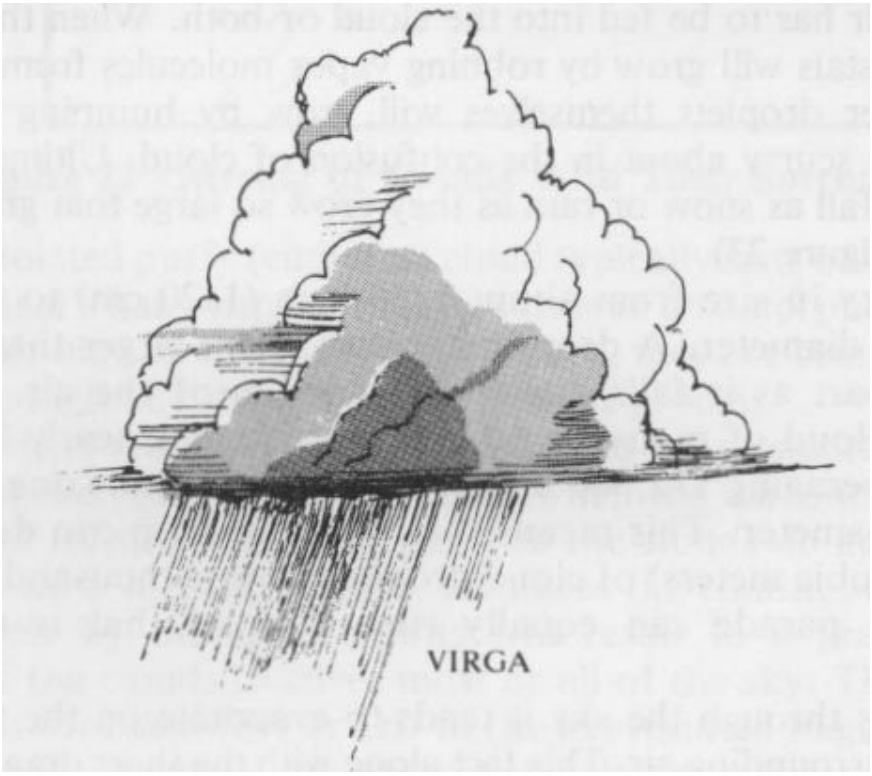


Figura 33 — Lenticular Wave Clouds

NUBES ONDULANTES O LENTICULARES – Estas nubes se conocen cariñosamente como "lennies" por su sección transversal muy similar a una lente, como se muestra en la figura 33. Se forman cuando el aire experimenta ondulaciones hacia arriba y hacia abajo (ondas)

Figura 32 — Nube Bandera

causadas por el aire que sopla sobre colinas o montañas. Las nubes ondulantes también son más o menos estacionarias ya que crecen en la porción ascendente de la onda y se erosionan en la porción descendente. Estas nubes están orientadas perpendiculares al viento pero no proporcionan mucha información sobre la velocidad del viento (ya que son estacionarias) excepto indicar al menos un viento de 15 mph (24 km/h). Tratamos las ondas en el Capítulo VIII.

NUBES DE SOTAVENTO – En condiciones muy húmedas - a menudo cuando llueve o las nubes están cerca de la cima de una montaña en capas - pequeños jirones rotos aparecerán en el lado de sotavento de la montaña. Esto es causado por la deriva de la pendiente ascendente debido al rotor contra la montaña. Las nubes de sotavento son indicadores de la dirección del viento.

NUBES ONDULANTES (BILLOW) – A veces, nubes que parecen ondas largas en el agua aparecerán alto en el cielo. Estas son nubes ondulantes y se forman cuando una capa de aire (cálida) se mueve sobre otra con suficiente velocidad para crear ondas cerradas, tal como en el agua. Lo que distingue las nubes ondulantes

Figura 33 — Nubes Lenticulares Ondulantes

Nubes ondulantes largas. Observe las capas dobles en la nube grande.

de las nubes de onda es su espaciamiento. Las nubes de onda están mucho más separadas, a menudo están apiladas una encima de otra y frecuentemente son más bajas que las nubes ondulantes. Las nubes ondulantes se mueven con el viento como se muestra en la figura 34, pero no se desplazan tan rápido como el viento en la masa de aire superior. Las nubes ondulantes a menudo presagian un cambio de tiempo ya que frecuentemente se forman por un frente cálido que se aproxima. Cuando el proceso ondulante produce rollos de nubes largos y cerrados se llaman Nubes de Rollo.



Figura 34 — Billow Clouds

50

Figura 34 — Nubes Ondulantes

NUBES MAMATUS – Estas nubes a menudo aparecen debajo de los bordes de tormentas eléctricas y parecen ubres colgando debajo de la nube. Se llaman así porque son la idea de alguien sobre mamas. Las nubes mamatus indican ligeras corrientes descendentes debajo de la nube mientras arrastran aire nublado hacia abajo antes de que pueda evaporarse.

Nubes ondulantes que se extienden desde una banda de estratos.

51

Nubes mamatus y un arcoíris frente a una tormenta eléctrica.

NUBE PILEUS – La parte superior de una tormenta eléctrica imponente a menudo empuja el aire encima de ella hacia arriba mientras sube rápidamente a altitudes elevadas. Este aire empujado hacia arriba frecuentemente forma una nube que parece un velo sobre la parte superior de la tormenta eléctrica como se muestra en la figura 35. Esta es la nube pileus y su verdadera importancia para nosotros es que indica levantamiento encima de la nube térmica.

Una nube pileus es una de las nubes más altas y como tal ha servido como nombre para varias aeronaves deportivas.

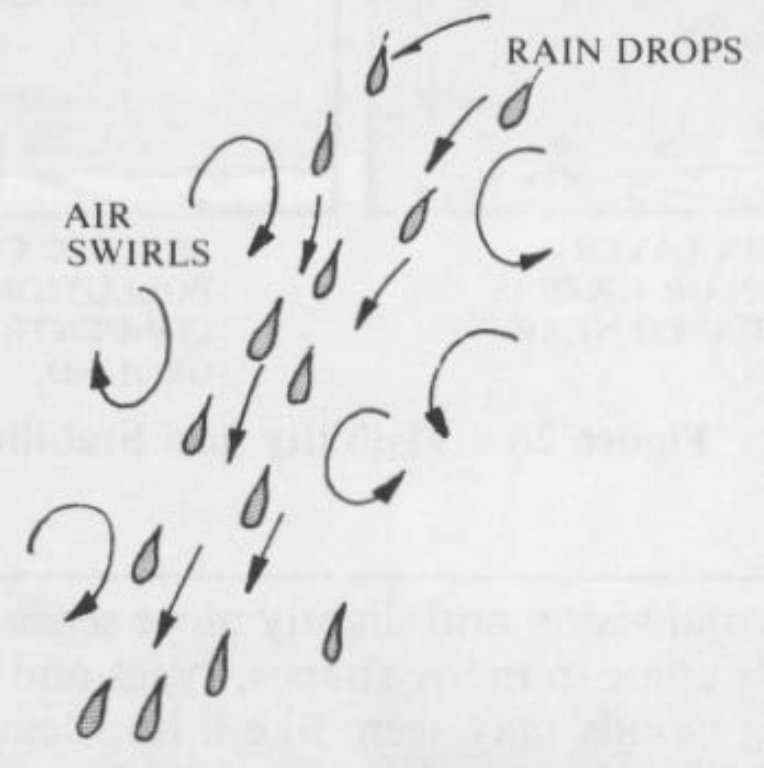


Figura 35 — Pileus Cloud

Figura 35 — Nube Pileus

Podemos también identificar algunos otros tipos de nubes basándonos en su forma peculiar. Estos son:

Altocúmulos Lenticularis que son simplemente nubes de onda alta que muestran cierta actividad cúmulo debido a la inestabilidad creada por el levantamiento de onda. Altocúmulos Castellanus son nubes tipo cúmulo conectadas en filas o grupos dispersos con estructuras tipo túnel elevadas. Estas nubes a menudo presagian tiempo tormentoso. Fractoestratos o Fractocúmulos son simplemente nubes desgarradas de un tipo general dado (estratos o cúmulo). Pueden ser fragmentadas por vientos fuertes o movimientos verticales irregulares.

Fractocúmulos en vientos fuertes. La inclinación de las nubes distantes indica la dirección del viento.

LO QUE NOS DICEN

Las nubes están allá arriba donde queremos estar. Debido a que están en el ambiente aéreo, pueden decirnos qué está haciendo el aire. De esto a menudo podemos discernir cuáles son las condiciones actuales así como qué va a suceder.

VELOCIDAD DEL VIENTO

Las nubes generalmente pueden indicarnos la velocidad del viento (rapidez y dirección) a su altura. Sin embargo, como acabamos de aprender, ciertos tipos no se desplazan con el viento (nubes lenticulares, bandera, rotores y ondulantes). Además, las nubes estratos no mostrarán ningún desplazamiento si son tan indiferenciadas o generalizadas que no podemos verlas moverse. Otro problema surge cuando las nubes tipo cúmulos crecen tan rápidamente que incluso sus bordes de barlovento parecen moverse hacia afuera. Finalmente, las nubes cúmulos formadas en térmicas que llegan a la altitud con una velocidad horizontal lenta adquirida abajo pueden realmente desplazarse más lentamente que el aire circundante debido a la inercia del aire térmico (su masa puede medir miles de toneladas).

Dados todos los excepciones anteriores, aún podemos obtener una muy buena idea de la velocidad del viento observando el desplazamiento de las nubes. La mejor manera de hacerlo es pararse junto a un edificio o árbol y comparar la posición de la nube mientras se mueve en el tiempo. La Figura 36 muestra una nube cúmulo a varias velocidades de viento. Si está volando, no hay forma de separar el desplazamiento de la nube del suyo propio, pero aún puede observar el desplazamiento de la nube y por lo tanto la velocidad del viento observando el movimiento de las sombras de las nubes en el terreno.

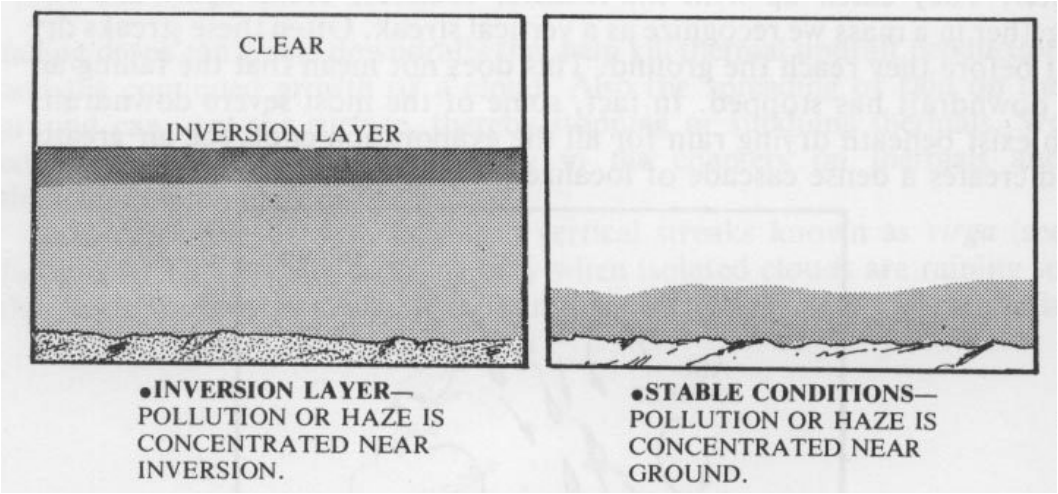


Figura 36 — Cumulus Clouds in Wind

Figura 36 — Nubes Cúmulos en Viento

Cuando existen dos o más capas de nubes, a menudo hay un problema de paralaje mediante el cual su movimiento relativo hace que las nubes altas parezcan moverse hacia atrás o desplazarse más lentamente de lo que realmente lo hacen. Esto se ilustra en la figura 37. Aquí las nubes de nivel superior parecen moverse más lentamente porque están mucho más alejadas de nosotros. La manera de superar este problema es usar un edificio o árbol para mantener su vista en un lugar, como se mencionó anteriormente.

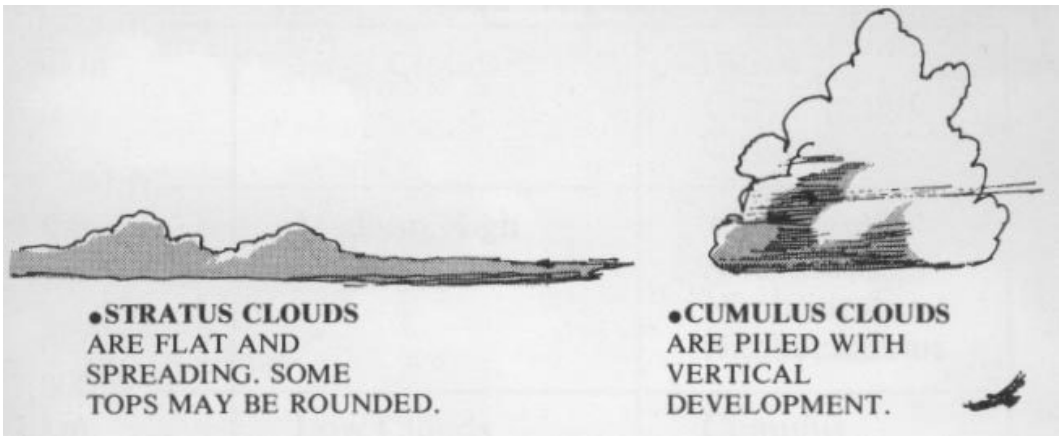


Figura 37 — Judging Wind Speed at Different Levels

Figura 37 — Determinación de la Velocidad del Viento a Diferentes Niveles

INDICACIONES METEOROLÓGICAS

Las nubes nos pueden dar una idea del clima que esperamos. Las nubes bajas nos dan pistas de lo que sucederá en varios minutos a horas en el futuro, mientras que las nubes altas pueden predecir lo que sucederá en horas o días. Cada nube tiene un mensaje de algún tipo y no siempre es sobre el viento.

Las nubes cúmulos que se aplanan en una capa indican que el aire ha dejado de ascender al alcanzar una inversión térmica (aire más cálido). Tal inversión frecuentemente está asociada con un sistema de alta presión que se aproxima. Esto indica clima despejado por delante ya que el aire desciende lentamente en un sistema de alta presión, lo que disipa todas las nubes excepto los cúmulos aislados creados por térmicas capaces de ascender a través del aire descendente.

Las bandas de nubes se ven frecuentemente en el cielo. Pueden ser desde diferentes espesores de capas de estratos hasta una línea de cúmulos desarrollados o calles de nubes. Esta última se trata en el Capítulo X. Una línea de cúmulos desarrollados frecuentemente precede a un frente frío que avanza rápidamente con todos los cambios concomitantes traídos por la masa de aire frío en avance. Se debe esperar gran turbulencia y cambio de dirección del viento.

Las bandas de nubes altas frecuentemente son buenos indicadores del clima futuro. Largas bandas de cirros asociadas con la corriente en chorro son paralelas a este río alto de viento (ver Capítulo V) y frecuentemente predicen la dirección futura del viento en superficie. Cuando las nubes de nivel superior se mueven en una dirección notablemente diferente a los vientos inferiores (digamos 90º o más), generalmente significa que el viento en la superficie va a cambiar—usualmente al del nivel superior. Si la banda de nubes en la corriente en chorro es estacionaria, el clima probablemente no cambiará en las próximas doce horas aproximadamente.

Si la nube alta se está moviendo hacia afuera y el cielo se está despejando, el sistema que creó la nube probablemente ha pasado y un mejor clima se aproxima. Por otro lado, si una

capa de nube estratocúmulo se aproxima con poco o ningún viento en superficie, la línea del avance indica la dirección del viento de nivel superior con el viento en superficie soplando debajo a aproximadamente 20º a la izquierda o en sentido contrahorario mientras descendemos (horario en el hemisferio sur).

Cuando bandas de cirros en sus varias formas son seguidas por nubes que se espesan y descienden, existe una buena oportunidad de que un frente cálido se aproxime y estará en el área dentro de 24 horas. La velocidad, intensidad y severidad concomitante del frente pueden ser predichas notando qué tan rápido aumentan las nubes y se están moviendo.

Existen otras causas de bandas de nubes en el aire tales como rollos térmicos a lo largo de una cresta o cadena montañosa así como un área larga de convergencia. En general, las bandas de nubes en movimiento son los signos importantes de cambio de clima.

e

r

I don't see any aviation text to translate. Could you please provide the English text you'd like translated to Mexican Spanish?

SEÑALES DE SUSTENTACIÓN

Los pilotos de vuelo sin motor siempre están buscando sustentación y además de otros planeadores y pájaros subiendo, así como remolinos de polvo, las nubes cúmulus son la amiga del piloto de planeador. Por supuesto, la nube cúmulus debe ser de la variedad baja o no estarán basadas en térmicas del terreno y por lo tanto no son fácilmente utilizables. Incluso cuando las nubes cúmulus están a miles de pies por encima de un piloto, a menudo vale la pena desplazarse debajo de ellas porque las térmicas tienden a alimentarse en múltiples y la extensión completa de la sustentación puede estar bastante dispersa y llegar hasta el terreno.

Las nubes basadas en sustentación de onda y sustentación de convergencia también son buenos indicadores. He presenciado a varios pilotos de competencia cruzar un valle de cinco millas para situarse debajo de una nube de convergencia plana y larga. Fueron recompensados con un vuelo en sustentación sólida que continuó durante decenas de millas.

Al extenderse uno mismo planeando largas distancias para encontrar sustentación debajo de una nube, es obviamente importante saber qué tipo de nube es y cuán activa es. En general, las nubes menos activas tienden a ser más planas aunque también tienden a tener menos hundimiento alrededor de ellas. En el Capítulo IX exploramos la naturaleza de las nubes térmicas con más detalle.

SEÑALES DE TURBULENCIA

La turbulencia es una mezcla del aire. Porque una nube es transportada por el aire a menudo puede indicar cuánta turbulencia debemos esperar. La Figura 38 muestra varias nubes en condiciones turbulentas.



Figura 38 — Cloud Signs of Turbulence

Figura 38 — Señales de Nubes de Turbulencia

Las nubes cúmulus indican turbulencia causada por térmicas. La cantidad de ebullición de nube en una cabeza cúmulus y qué tan desgarrada está ayuda a determinar cuán fuerte es la sustentación y cuán fuerte es el viento. Las condiciones fuertes generalmente se relacionan con turbulencia fuerte. Cada vez que las nubes están desgarradas debemos esperar turbulencia.

Otras nubes como nubes de rotor y tormentas cumulonimbus son signos de turbulencia extrema. Las nubes estratos en general son signos de condiciones suaves, pero cuando se forman donde dos capas diferentes de aire se están mezclando o cortando, pueden indicar turbulencia.

Capítulo III: El mensaje de las nubes

Las turbulencias causadas por la mezcla o inversión de capas deben esperarse que sean turbulentas. Observe los detalles y los bordes finos de las nubes para detectar signos de turbulencia.

SIGNOS DE LLUVIA

Las nubes pueden adquirir muchos tonos, dependiendo de cómo transmiten la luz solar. Cuando está iluminada desde abajo, una nube puede producir atardeceres impresionantes. Esto nos respalda el antiguo dicho que se sostiene con la ciencia moderna: "Cielo rojo por la noche, delight del marinero; cielo rojo por la mañana, los marineros se advierten."

La oscuridad de una nube a menudo depende de cómo está iluminada: cuando el sol está detrás de ella, absorbe la luz y parece más oscura. Sin embargo, en general podemos determinar la carga de humedad de una nube y así qué tan probable es que produzca lluvia

observando qué tan oscura es, especialmente en la base. Cuanto más oscura se vuelve una nube, más probable es que encontremos gotas del cielo.

Las Nubes Nos Dicen...

• Velocidad del viento – Observe la deriva aislada de nubes, inclinación y aspecto irregular.

• Clima – Observe los cambios en las direcciones del viento en diferentes niveles y cambios en los tipos de nubes. Las bandas de nubes a menudo indican cambios.

• Sustentación – Observe la presencia de nubes cúmulos, de onda o de convergencia.

• Turbulencia – Observe los tipos de nubes y el aspecto irregular.

• Lluvia – Observe el sombreado de las nubes y los cambios de tonalidad así como el aumento de tamaño.

VUELO EN NUBES

Este libro no es un libro sobre cómo volar. Sin embargo, ciertas características de las nubes que hemos aprendido aquí deben señalarse a todos los pilotos que contemplan entrar en sus profundidades.

Cuando se forman las nubes liberan calor latente. Esto las hace más inestables, lo que a menudo resulta en una mayor turbulencia. Realizar un vuelo en un avión pequeño demostrará la diferencia en turbulencia arriba, dentro o debajo de las nubes. Dentro de las nubes generalmente es lo más turbulento, seguido por debajo. Debemos mencionar el hecho de que la turbulencia asociada con nubes rotor y tormentas puede despedazar un avión.

Un peligro mayor que la turbulencia en las nubes es la desorientación o el vértigo. Debido a que las referencias visuales normales no están disponibles en las nubes, los ojos y el sentido del equilibrio no están de acuerdo y puede ocurrir una desorientación espacial total. La única manera en que las nubes pueden ser voladas de manera segura de forma continua es por un piloto calificado en instrumentos con un mínimo de un indicador de viraje y banco y una brújula (preferiblemente de tipo giroscópico ya que las brújulas magnéticas no son precisas en los virajes).

RESUMEN

Volar por encima de una nube con el sol a tu lado produce una extraña sombra de ti y tu aeronave en la nube rodeada por un halo brillante teñido de colores arcoíris. Los pilotos conocen este espectáculo espectacular como una "gloria". Es causado por el proceso normal de sombra y por la reflexión y refracción de la luz por la nube.

La gloria es solo una de las bellezas visuales que las nubes ofrecen de manera única a los pilotos. También hay ondulaciones y cañones para jugar, pilares de luz y orillas plateadas para llenar nuestros ojos. Todo esto y más nos es traído por las nubes en el cielo.

Las nubes también nos cuentan mucho sobre la naturaleza del cielo, pues son descendientes de la humedad que se origina a nivel del suelo y es llevada a la altura por muchos procesos. Son alteradas en carácter por el aire circundante en el que pasan su ciclo de vida. Parece que todo piloto debería tener un interés mayor que el promedio en las nubes, pues por su

naturaleza predicen cuán alegre será un vuelo y pueden alterar grandemente el tono de ese vuelo para mejor o para peor.

No podemos realmente tocar las nubes, pero podemos aprender sus lecciones y unirnos a ellas por un breve tiempo en la gran extensión del cielo.

Los vientos ligeros y variables en altura crean patrones de cirros confusos y generalmente indican buen tiempo.

57

CAPÍTULO IV

La Visión General –

Meteorología General

Cuando el público piensa en el clima, piensa en el meteorólogo de televisión, un día soleado para el fin de semana o quizás en esa tormenta invernal que predice el periódico. Ciertamente no se sienten intrigados por una corriente en chorro ondulante o un frente que se desplaza por el país, aunque su interés puede despertarse por el ocasional huracán y uno que otro tornado. Pero los pilotos necesitan más que una comprensión superficial de la meteorología general para predecir cambios en las condiciones y los patrones de ascenso esperados.

La meteorología es simplemente un nombre elegante para el clima. Podemos pensar en la meteorología general como cambios del clima que ocurren en una escala de cientos de millas (o kilómetros) y pueden tardar uno o varios días en manifestarse. En comparación, la micrometeorogía —efectos a pequeña escala— ocurre en el orden de decenas de millas o menos (80 km o menos) y dura menos de un día. Aunque la mayoría de nuestro estudio del comportamiento del aire se centra en la micrometeorogía, en este capítulo exploramos la meteorología general.

Por supuesto, se necesitan muchos libros pesados para cubrir completamente el rango del clima general, así que no pretendemos crear meteorólogos consumados con un simple capítulo. Sin embargo, podemos proporcionar fácilmente un resumen de las ideas necesarias para que un piloto pueda entender los procesos pertinentes al vuelo. Nota: en el Capítulo XII cubrimos fuentes de información meteorológica y el arte de hacer predicciones con el éxito de un meteorólogo.

MOVIMIENTO DE LA ATMÓSFERA

Desde el espacio, nuestro humilde planeta parece una gran bola de billar azul. El sol brilla sobre él desde casi 93,000,000 de millas (148,800,000 km) de distancia. Sin embargo, a través de este considerable vacío del espacio se transmite mucho calor para calentar la superficie terrestre. Las áreas ecuatoriales de la tierra captan la mayor parte de la radiación térmica del sol simplemente porque estas áreas enfrentan al sol más directamente. Las cálidas áreas tropicales calientan la atmósfera que se encuentra sobre ellas, mientras que las frías áreas polares enfrían el aire suprayacente.

Como hemos visto anteriormente, el aire relativamente cálido asciende en forma de corrientes de convección, mientras que el aire frío tiende a depositarse. Como resultado, debemos esperar una circulación general alrededor de la tierra como se muestra en la figura 39. Observe que el aire ascendente está centrado en el punto de los rayos solares más directos, que puede variar de 23.5° de latitud norte a 23.5° de latitud sur, dependiendo de la época del año.



Figura 39 — General Circulation

Figura 39 — Circulación General

En el mundo real, sin embargo, la circulación de la atmósfera no es tan simple debido al efecto Coriolis. Como aprendimos en el Capítulo II, el efecto Coriolis causa que todos los objetos que fluyen libremente o caen tiendan a girar hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Como resultado, la circulación del aire se ve interrumpida como se muestra en la figura 40.

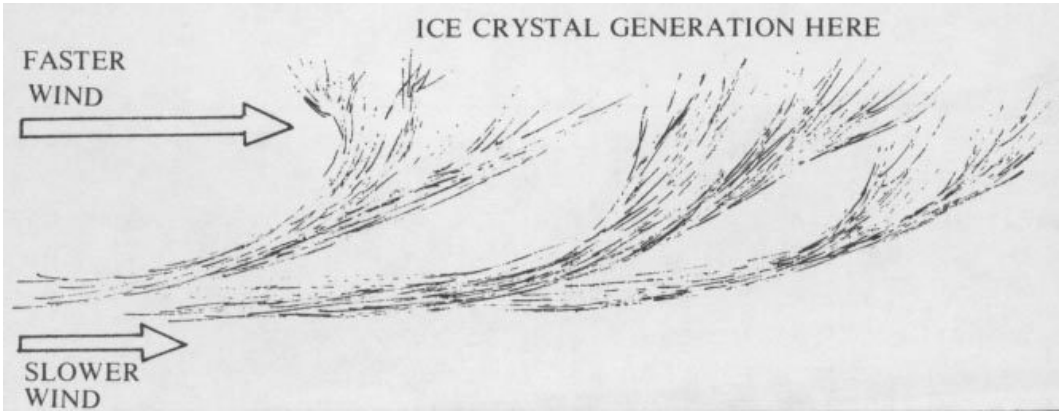


Figura 40 — The Circulation Model

Un gran volumen de aire se eleva en las regiones ecuatoriales y luego se mueve hacia el norte o el sur en altura debido a la acumulación de aire en los niveles superiores. El efecto Coriolis es cero en el ecuador y más fuerte en los polos, así que al principio no altera este aire que fluye hacia los polos, pero para cuando el aire ha recorrido aproximadamente 30º en latitud ha sido girado 90º y se acumula nuevamente en altura. Aquí parte del aire se hunde hasta la superficie para separarse y fluir hacia el norte y el sur, y parte de él reanuda su viaje hacia los polos en altura. El aire que se mueve hacia el sur en la superficie nuevamente gira hacia la derecha (en el hemisferio norte) para crear los alisios que fluyen hacia el oeste. El aire que se mueve hacia el norte también gira hacia la derecha para crear los vientos del oeste predominantes que fluyen hacia el este en las latitudes medias (ver la figura).

El aire en altura que continúa hacia el norte eventualmente pierde calor por radiación, se contrae y se hunde en las regiones polares. Este aire desciende sobre los casquetes polares enfriándose más, girando hacia la derecha para formar los alisios polares, y progresando para encontrarse con los vientos del oeste en conflicto aproximadamente en 60º de latitud. Siendo mucho más ligero, el aire cálido y a menudo húmedo en los vientos del oeste es forzado hacia arriba sobre los alisios polares fríos y ayuda a alimentar el suministro de aire en los polos.

Figura 40 — El Modelo de Circulación

La acumulación continua de aire y por lo tanto presión en los casquetes polares causa brotes repentinos y aleatorios de "ondas polares" que se desplazan hacia el sur en el hemisferio norte (y hacia el norte en el hemisferio sur) hasta los 25° de latitud en casos extremos. Este escape alivia la alta presión polar y trae aire frío bien adentro de los climas más cálidos.

Cerca de la posición de 30° de latitud no hay mucho viento moviéndose cerca de la superficie. Una banda de alta presión conocida como los anticiclones tropicales rodea el globo en este nivel en ambos hemisferios. Esta área se llama las latitudes de los caballos porque los marineros antiguos se encontraban sin viento en los trópicos y tenían que aligerar considerablemente sus cargas. Se arrojaban por la borda el lastre, efectos personales y especialmente cosas superfluas como los caballos traídos para colonizar el Nuevo Mundo. El barco aligerado respondería entonces, esperanzadamente, a las brisas suaves dejando atrás los caballos que se ahogaban para dar nombre a una región de mar tranquilo.

Cerca del ecuador existe una banda de baja presión conocida como las bajas ecuatoriales. Esta área también se llama la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Nuevamente no hay mucho viento en la superficie aquí porque se mueve principalmente en forma vertical. La ZCIT es bien conocida como la zona de calmas ecuatoriales, así llamada por marineros de hace mucho tiempo aburridos de estar sentados observando el horizonte buscando signos de viento día tras día.

Un simple vistazo a una imagen de satélite de los patrones climáticos en la tierra indica que la discusión anterior es también una simplificación. Sin embargo, este modelo sirve como un punto de partida razonable e ilustra bien la contienda continua que ocurre entre los anticiclones polares con masas de aire frío y los anticiclones tropicales con masas de aire cálido que es la causa del clima constantemente cambiante en las latitudes medias o zona templada.

MASAS DE AIRE

Cuando un cuerpo de aire –generalmente de 1,000 millas (1600 km) o más de ancho– ha adquirido una temperatura y contenido de humedad uniformes, lo llamamos masa de aire. La temperatura y humedad de una masa de aire determinan su naturaleza. Puede ser fría si se origina en las regiones polares o cálida si proviene de los trópicos. Si proviene del mar y ha captado humedad se conoce como masa de aire marítima. Si proviene de la tierra y es seca se conoce como masa de aire continental. La Figura 41 muestra los cuatro tipos de masas de aire como se listan en la tabla siguiente y sus trayectorias típicas a través de América del Norte y Europa. Observe que en Australia las masas de aire son principalmente marítimas, ya sean polares o tropicales.



Figura 41 — Air Mass Movement

Tipos de Masas de Aire

Polar Continental – Fría y seca. Originada sobre tierra.

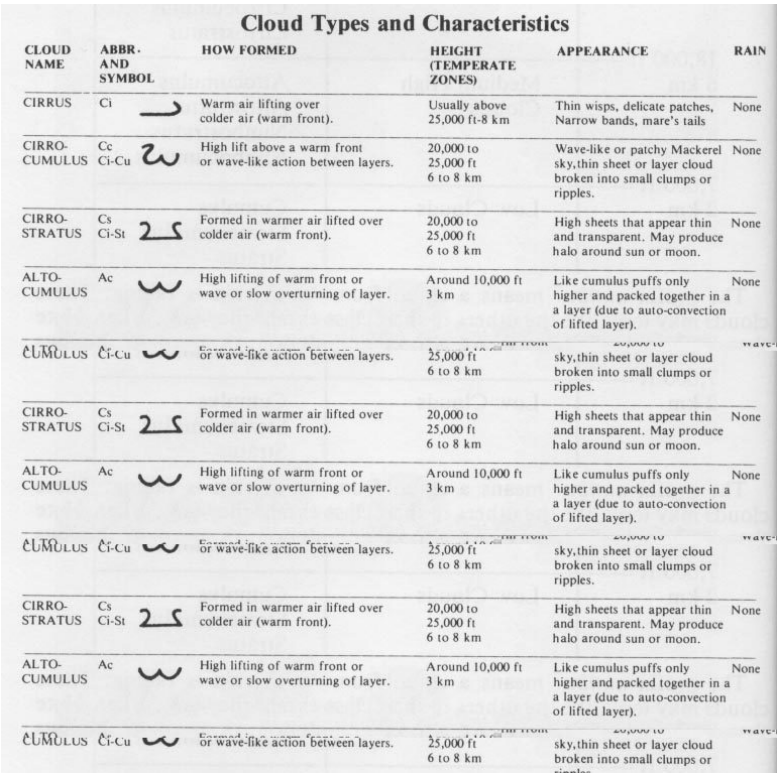
Polar Marítima – Fría y húmeda. Proveniente del mar.

Tropical Continental – Cálida y seca. Originada sobre tierra.

Tropical Marítima – Cálida y húmeda. Proveniente del mar.

Pasaremos algún tiempo discutiendo el origen de las masas de aire, ya que su antecedente afecta en gran medida el tiempo que nos traen. Por ejemplo, una masa de aire húmedo (marítimo) tiende a ser más ligera ya que el vapor de agua es más ligero que el aire seco. Una masa relativamente húmeda tenderá a pasar por encima de otra masa que encuentre de temperatura similar. Además, si una masa de aire saturado es elevada al pasar sobre una cordillera o una masa más fría, puede ocurrir enfriamiento hasta el punto donde el vapor de agua se condensa para formar nubes y posible lluvia. Este proceso de condensación libera calor latente hacia el aire y por lo tanto el aire puede calentarse considerablemente si continúa sobre las montañas siendo comprimido a altitudes más bajas (véase Apéndice III). Esta acción explica la vasta franja de territorio árido que existe al este de las cordilleras costeras de norte a sur de América así como el norte de África.

Una masa de aire frío desplomándose desde el norte generalmente pasa sobre terreno más cálido que la calienta desde abajo causando inestabilidad como se muestra en la figura 42. Por otro lado, una masa de aire cálido deslizándose hacia el norte en áreas más frías frecuentemente se vuelve más estable ya que las capas inferiores se enfrían como se muestra en la figura. Esta última afirmación no es una regla firme; en muchos casos las masas de aire cálido traen consigo y contienen tanta humedad que se vuelven inestables e incluso pueden exhibir tormentas.



Cloud Types and Characteristics

CLOUD NAME	ABBR. AND SYMBOL	HOW FORMED	HEIGHT (TEMPERATE ZONES)	APPEARANCE	RAIN
CIRRUS	Ci	Warm air lifting over colder air (warm front).	Usually above 25,000 ft-8 km	Thin wisps, delicate patches, Narrow bands, mare's tails	None
CIRRO-CUMULUS	Cc Ci-Cu	High lift above a warm front or wave-like action between layers.	20,000 to 25,000 ft 6 to 8 km	Wave-like or patchy Mackerel sky,thin sheet or layer cloud broken into small clumps or ripples.	None
CIRRO-STRATUS	Cs Ci-St	Formed in warmer air lifted over colder air (warm front).	20,000 to 25,000 ft 6 to 8 km	High sheets that appear thin and transparent. May produce halo around sun or moon.	None
ALTO-CUMULUS	Ac	High lifting of warm front or wave or slow overturning of layer.	Around 10,000 ft 3 km	Like cumulus puffs only higher and packed together in a a layer (due to auto-convection of lifted layer).	None
CUMULUS	Ci-Cu	or wave-like action between layers.	25,000 ft 6 to 8 km	sky,thin sheet or layer cloud broken into small clumps or ripples.	
CIRRO-STRATUS	Cs Ci-St	Formed in warmer air lifted over colder air (warm front).	20,000 to 25,000 ft 6 to 8 km	High sheets that appear thin and transparent. May produce halo around sun or moon.	None
ALTO-CUMULUS	Ac	High lifting of warm front or wave or slow overturning of layer.	Around 10,000 ft 3 km	Like cumulus puffs only higher and packed together in a a layer (due to auto-convection of lifted layer).	None
CUMULUS	Ci-Cu	or wave-like action between layers.	25,000 ft 6 to 8 km	sky,thin sheet or layer cloud broken into small clumps or ripples.	
CIRRO-STRATUS	Cs Ci-St	Formed in warmer air lifted over colder air (warm front).	20,000 to 25,000 ft 6 to 8 km	High sheets that appear thin and transparent. May produce halo around sun or moon.	None
ALTO-CUMULUS	Ac	High lifting of warm front or wave or slow overturning of layer.	Around 10,000 ft 3 km	Like cumulus puffs only higher and packed together in a a layer (due to auto-convection of lifted layer).	None
CUMULUS	Ci-Cu	or wave-like action between layers.	25,000 ft 6 to 8 km	sky,thin sheet or layer cloud broken into small clumps or	

Figura 42 — Air Mass Stability

En la figura 43 mostramos una vista lateral de la atmósfera desde el polo hasta el ecuador demostrando cómo el movimiento de masas de aire invade las latitudes medias tanto del norte como del sur. Esta sección transversal idealizada debe relacionarse con la figura 40. Nótese el ascenso de la tropopausa hacia el ecuador y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) donde surge mucha de la circulación. También se indican los frentes y las corrientes en chorro que fluyen de oeste a este (hacia el papel) que discutimos en el próximo capítulo.

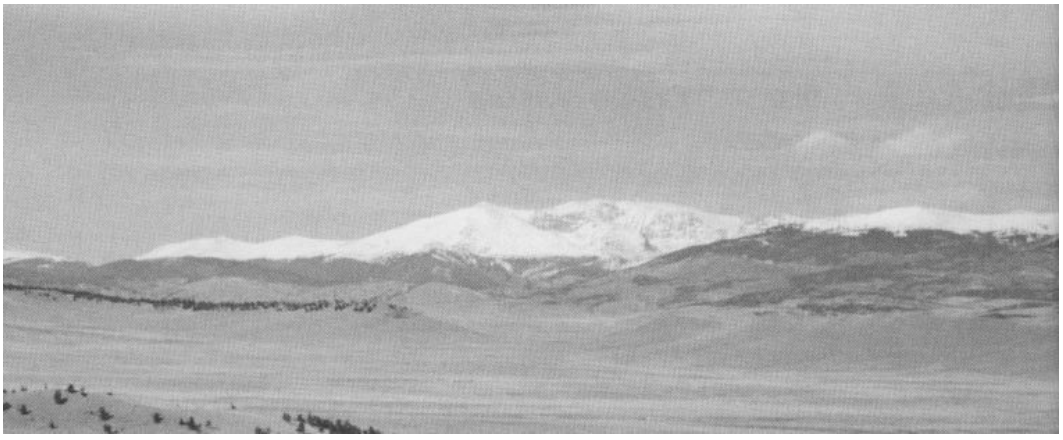


Figura 43 — The Lower Atmosphere in Cross Section

EL SIGNIFICADO DE LOS FRENTES

La mayoría de nosotros hemos visto frentes en el pronóstico del tiempo de la televisión desplazándose a través del país. Estos frentes anuncian cambios en el tiempo y generalmente van acompañados de períodos de nubes y lluvia. Nosotros los pilotos estamos muy interesados en el comportamiento de los frentes porque son indicadores importantes del buen y mal tiempo para volar.

Un frente es simplemente el límite entre una masa de aire frío y una masa de aire cálido como se muestra en la figura 44. Si el aire más frío está avanzando, el frente se conoce como frente frío. Si el aire más cálido avanza es un frente cálido. La figura 45 muestra cómo se representan los frentes en un mapa meteorológico de superficie.



Figura 44 — Warm and Cold Fronts

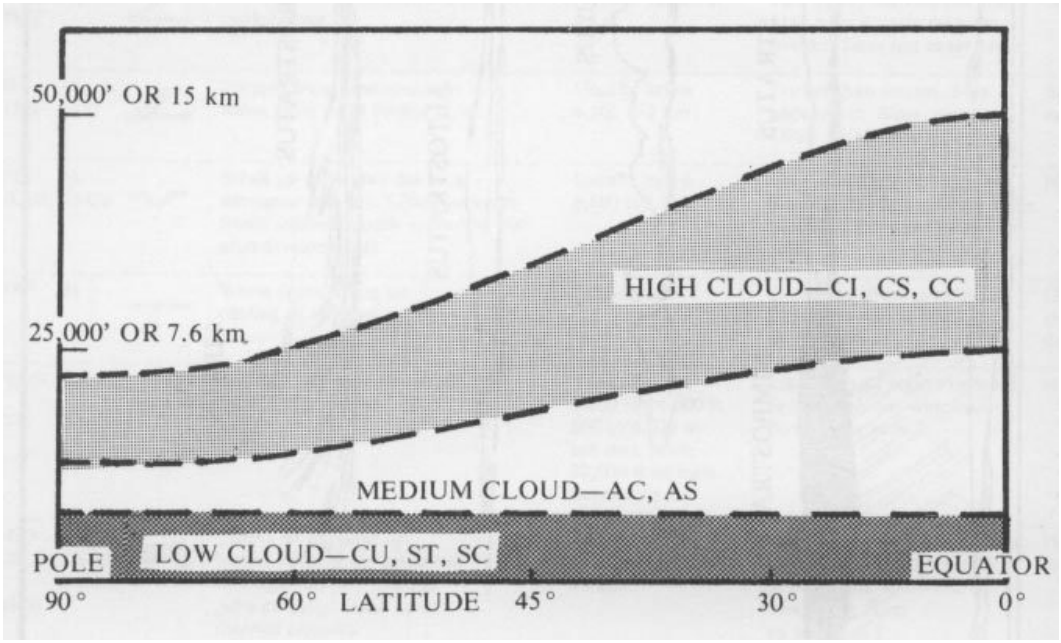


Figura 45 — Fronts on a Surface Map

A veces una masa de aire se desplaza y luego se detiene cuando la presión frente a ella aumenta. El límite frontal entonces se conoce como frente estacionario y se muestra en la figura. La diferencia más importante a través de un límite frontal que determina dónde se encuentra el frente es la densidad, que está relacionada con la temperatura (también ocurre un cambio de presión). Las masas de aire de diferentes densidades no se mezclan fácilmente de manera similar al aceite y el agua. En consecuencia, un frente estacionario puede mantener su identidad y persistir durante días.

CARACTERÍSTICAS DEL FRENTE FRÍO

Un frente frío generalmente viene del norte y se desplaza hacia el sur en el hemisferio norte o desde el sur hacia el norte en el hemisferio sur. Este frente está en el borde principal de una masa de aire frío, a menudo seco.

Una vista de sección transversal de un frente frío a través de la línea AA en la figura 45 se muestra en la figura 46. Aquí vemos dos situaciones posibles: el aire frío reemplaza ya sea aire inestable o aire estable. En la primera situación, el aire cálido inestable es levantado por el aire frío que avanza y forma nubes convectivas. A menudo



Figura 46 — Cross-Sectional View of a Cold Front

Las tormentas eléctricas o líneas de turbonada acompañan este tipo de actividad frontal. Las líneas de turbonada son tormentas eléctricas continuas que preceden a un frente hasta 50 a 300 millas y se extienden generalmente paralelas al frente. El clima extremadamente violento contenido en una línea de turbonada se cubre en el Capítulo XI. La presencia de una línea de turbonada puede extender considerablemente el período de mal tiempo asociado con el frente.

Los frentes fríos tienden a ser energéticos comparados con los frentes cálidos y pueden desplazarse a velocidades de hasta 40 mph (64 km/h), especialmente en invierno cuando el aire es más denso. Los frentes que se mueven más rápidamente exhiben clima más violento pero los vientos disminuyen más rápidamente después de su paso. La pendiente de un frente

frío es de 1/30 a 1/100, lo que crea corrientes ascendentes fuertes conforme se mueve vigorosamente hacia adelante, levantando el aire cálido. La pendiente depende del contraste de temperatura entre las masas de aire y la velocidad del viento a través del frente.

En condiciones estables, pueden formarse más nubes de tipo estratos antes y detrás de un frente frío conforme progresa. En este caso, una lluvia persistente puede lentificar el despeje del cielo después del paso frontal, pero el paso mismo va acompañado de condiciones menos violentas.

Los pilotos generalmente esperan con entusiasmo el paso de frentes fríos, especialmente en los meses más cálidos. La razón es que un frente frío generalmente trae cielos despejados o salpicados de cúmulos, excelente visibilidad, corrientes térmicas ascendentes para aquellos que vuelan sin motor y aire más denso para estimular los motores de aquellos que vuelan con potencia.

CARACTERÍSTICAS DEL FRENTE CÁLIDO

Un frente cálido es a menudo la pesadilla del piloto. Tal frente puede presentar un paquete desagradable de cielos nublados, alta humedad, neblina, calor excesivo y lluvia que dura días. Solo si la masa de aire es seca o es pleno invierno recibimos de mala gana un frente cálido.

Para ver cómo funciona un frente cálido, vea la figura 47 (Esta es una sección transversal a través de la línea BB en la Figura 45). Notará que el frente cálido asciende

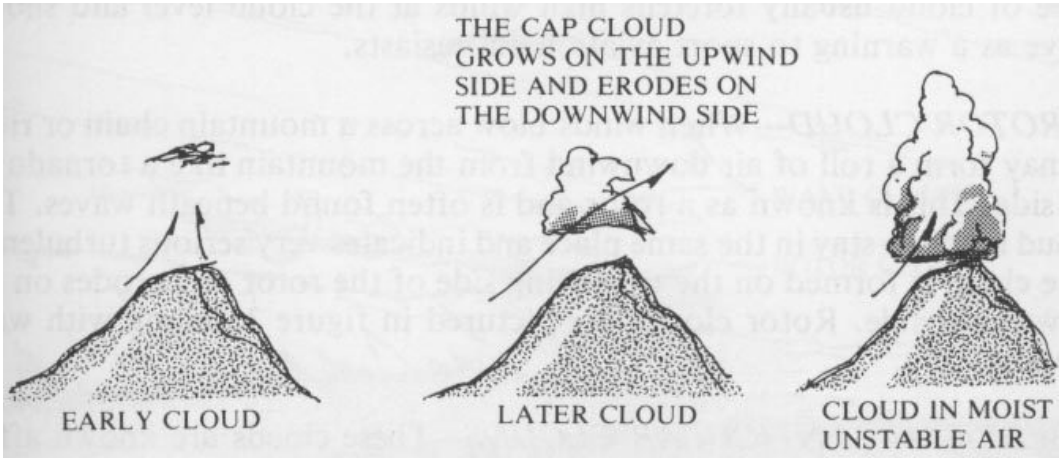


Figura 47 — Cross-Sectional View of a Warm Front

Figura 47 — Vista en Sección Transversal de un Frente Cálido

sobre el aire más frío que está reemplazando. Debido a que los frentes cálidos tienden a moverse más lentamente que los frentes fríos—15 millas por hora (24 km/h) o menos—e introducen aire menos denso, tienden a ascender sobre el aire más frío de manera gradual como se muestra en la figura. La pendiente de un frente cálido es de 1/50 a 1/400, considerablemente menor que la de un frente frío.

La pendiente suave de un frente cálido resulta en una área extensa de cobertura nubosa, a menudo extendiéndose a lo largo de una distancia de 1,500 millas (2,400 km). Además, debido a esta expansión de nubes y el avance lento del frente podemos a menudo predecir la aproximación de un frente cálido uno o dos días antes de tiempo al notar un aumento gradual y descenso de las nubes comenzando con cirros y progresando a cirrostratos o cirrocúmulos como se indica en la figura superior.

La figura muestra dos tipos de frentes cálidos: aquellos que traen aire estable o inestable. En el primer caso debemos esperar períodos largos de lluvia constante y condiciones generalmente suaves excepto quizás cerca del límite frontal. En el caso inestable debemos esperar ráfagas de lluvia fuerte intercaladas con llovizna constante así como turbulencia peligrosa asociada con tormentas eléctricas (véase Capítulo XI). En cualquier caso el tiempo durante el cual pasa un frente cálido a menudo se gasta mejor en interiores haciendo algo constructivo como leer un libro de meteorología.

Aquí hay un resumen de frentes:

Frentes Fríos – Pasan en cuestión de horas a menos que sean precedidos por una línea de turbonada o seguidos por otro frente. Generalmente traen aire seco y más frío con visibilidad excelente y condiciones inestables.

Frentes Cálidos – Pueden tardar un día o varios días en pasar con sus nubes y lluvia asociadas. Traen aire cálido, húmedo y a menudo estable detrás de ellos.

ACCIÓN FRONTAL

Podemos pensar en un frente frío como el borde de ataque de una onda de aire fresco que irrumpe desde las regiones polares. Debido a los vientos generalmente del oeste que azotan las zonas templadas donde ocurre toda esta actividad frontal, los frentes mismos tienden a derivar eventualmente hacia el este (en ambos hemisferios). La acción de intervalo de tiempo de una actividad frontal ideal se muestra en la figura 48. Utilizamos un rectángulo para representar un continente hipotético o una masa terrestre.



Figura 48 — Frontal Movement

Al principio, la figura muestra una onda de aire frío moviéndose hacia abajo sobre el continente. El frente frío en la superficie se muestra conforme progresa. Se extiende desde un sistema de baja presión indicado

66

por la L en el mapa e impulsada por un sistema de alta presión marcado H. Explicamos estos asuntos a continuación.

Conforme el frente desciende sobre la tierra es eventualmente opuesto por la alta presión en latitudes más bajas, de modo que se desliza hacia el este. La porción occidental del frente frío entonces detiene su expansión y también comienza a moverse hacia el este como un frente cálido

de retorno. El frente frío original continúa hacia el este y puede desaparecer en el mar o eventualmente perder su identidad al calentarse si se demora sobre la tierra.

Un nuevo sistema de baja presión con un nuevo frente frío se ve que sigue el mismo patrón del frente original. Así tenemos el proceso estándar de frente frío seguido por un frente cálido seguido por un frente frío y así sucesivamente, especialmente

Figura 48 — Movimiento de Frentes

para un residente en el punto A. Un ciudadano en B puede experimentar frentes fríos solo en un invierno severo, mientras que la persona afortunada en C quizás nunca vea un frente.

Una vez más hemos simplificado en gran medida los asuntos, porque irregularidades siempre ocurren en la atmósfera, pero este modelo te ayudará a entender el movimiento frontal más

complejo cuando lo veas desarrollarse o representado en mapas meteorológicos.

VARIACIONES EN LOS FRENTES

Ya hemos visto que los frentes pueden acompañar masas de aire estables o inestables y pueden desplazarse rápida o lentamente. También pueden variar su comportamiento de acuerdo al terreno o sistemas de presión que encuentren. Las cadenas montañosas elevadas pueden bloquear parcialmente un frente y complicar su patrón conforme avanza. El movimiento de los sistemas de presión puede detener un frente y mantenerlo estacionario hasta que pierda su identidad, retroceda como un frente de tipo opuesto o recobre impulso para continuar. A veces un frente frío puede estancarse y aplanarse para ubicarse cercano en dirección oeste-este, posiblemente moviéndose arriba y abajo para crear mal tiempo durante días para los habitantes cercanos que se quejan (véase figura 49).

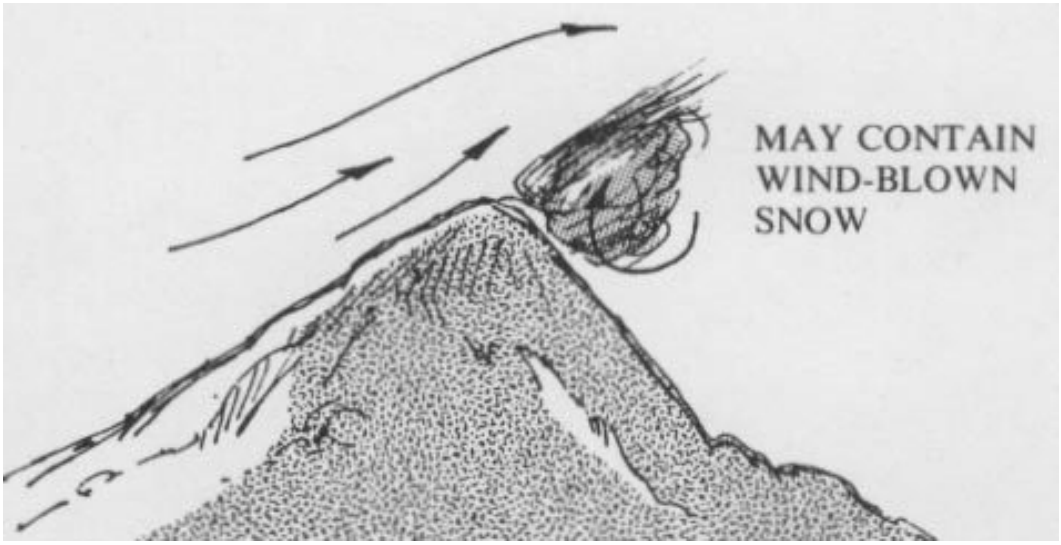


Figura 49 — Stationary Front

En otras ocasiones, la porción oriental de un frente frío puede avanzar vigorosamente hacia adelante y formar una protuberancia de modo que el frente aparece desde el oeste o incluso suroeste (en el hemisferio norte) como se muestra en la figura 50a en el punto A. Esto a veces se llama un frente de puerta trasera, aunque un verdadero frente frío de puerta trasera aparece como en 50b cuando un frente frío desciende desde el

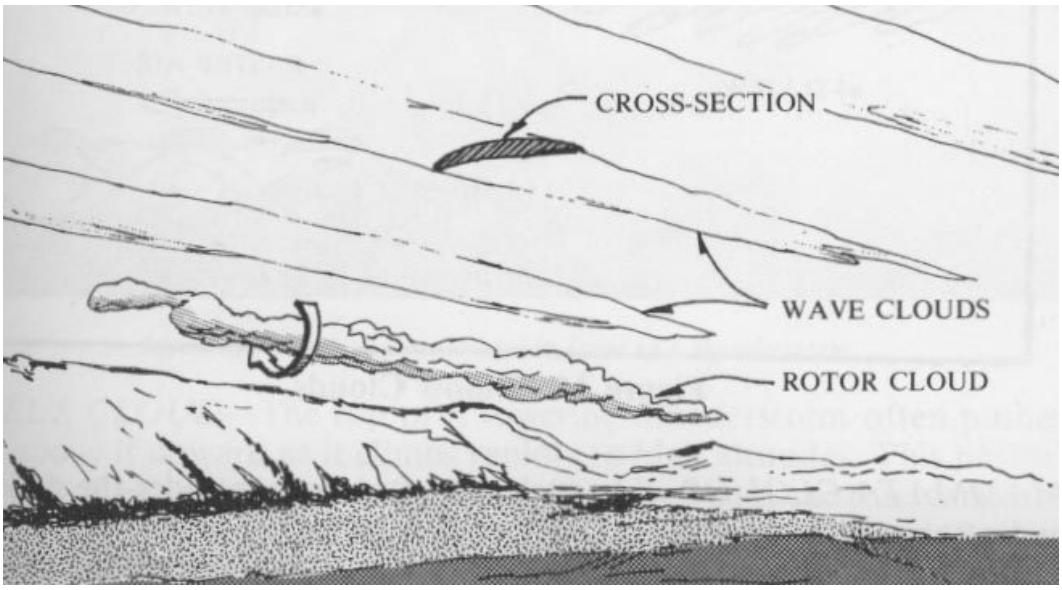


Figura 50 — Back Door Fronts

Figura 49 — Frente Estacionario

noreste (nuevamente en el hemisferio norte). Esta acción es común en las áreas del noroeste del continente norteamericano así como en Europa. Un frente de puerta trasera generalmente trae una capa relativamente superficial de aire fresco e inestable, por lo que los térmicos asociados con tal frente están limitados en altura.

Otra variación importante del frente frío es un frente de nivel superior. Esto ocurre cuando el aire fresco es levantado sobre áreas montañosas y se encuentra con aire más frío del otro lado. En este caso el aire fresco no desciende sino que produce actividad frontal en la altura como se muestra en la figura 51. Esta perturbación de nivel superior puede crear clima severo incluyendo tormentas eléctricas y tornados.



Figura 51 — Cold Front Aloft

La siguiente variación a identificar es un frente frío secundario. A menudo hay perturbaciones u oscilaciones en la vasta masa de aire frío de los polos como si fuera un gran montículo de gelatina temblando. Esto puede causar onda tras onda de

Figura 50 — Frentes de Puerta Trasera

Figura 51 — Frente Frío en la Altura

aire frío para penetrar en las latitudes más cálidas. Los frentes que siguen de cerca a un frente anterior se llaman frentes secundarios (aunque puede haber varios) y aparecen como en la figura 52. Cada onda sucesiva tiende a traer aire más frío y, innecesario es decirlo, tal marcha de frentes puede perturbar el tiempo durante días.

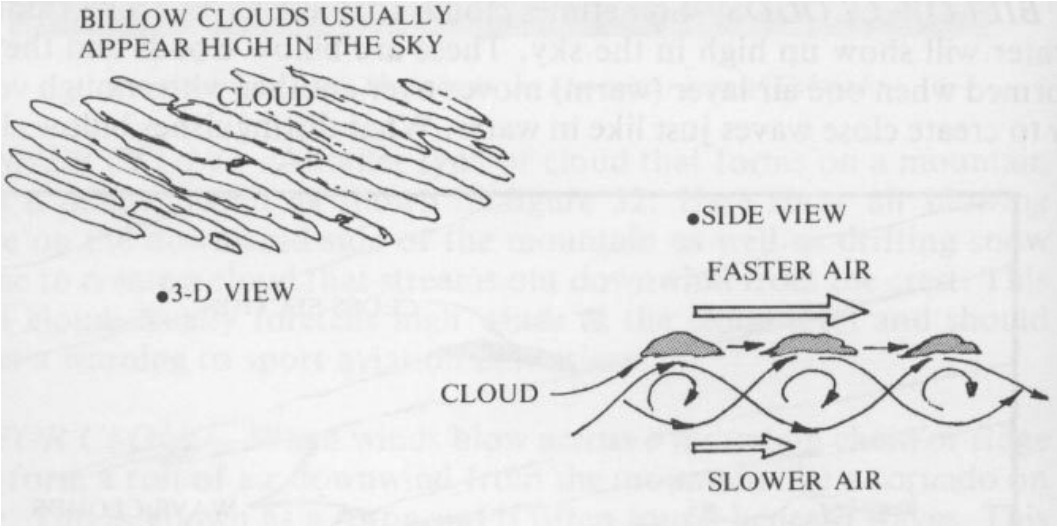


Figura 52 — Secondary Fronts

Debemos mencionar los frentes árticos que son simplemente frentes polares fuertes del norte que mantienen su identidad bien dentro de las áreas templadas. Finalmente, examinamos los frentes ocluidos.

Figura 52 — Frentes Secundarios

FRENTES OCLUIDOS

Cuando un frente frío alcanza una onda fresca que lo precedió, tenemos una situación conocida como frente ocluido. Esto se muestra en la figura 53 con el área sombreada que representa la porción ocluida. Observe las direcciones del viento como se muestran mediante las flechas y las posiciones de las tres masas de aire diferentes. Este estado de cosas se conoce como oclusión fría.

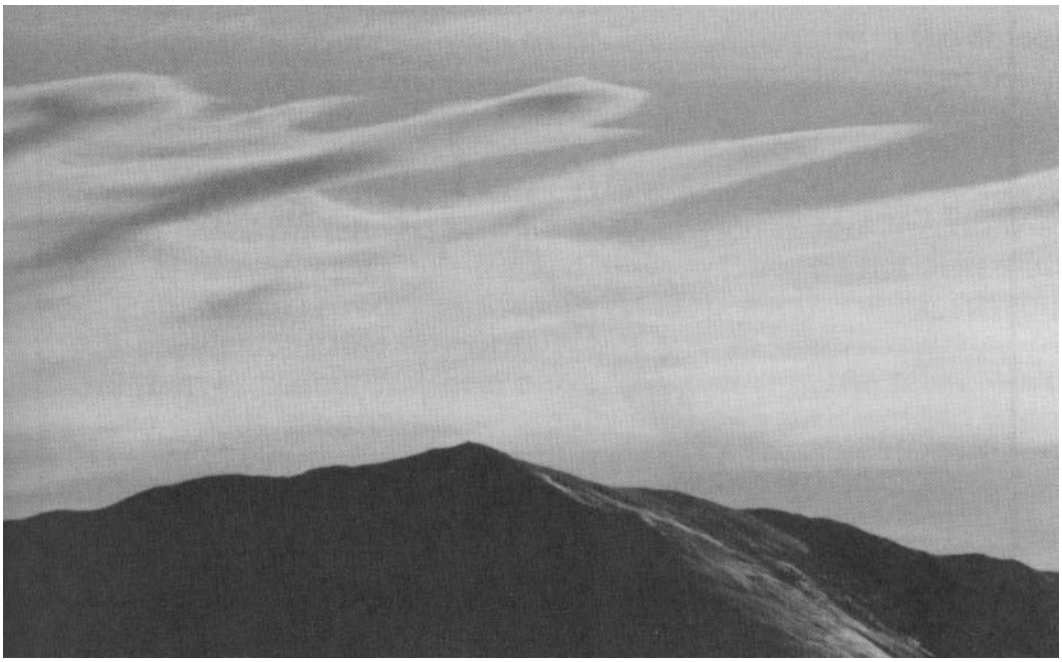


Figura 53 — Occluded Front

Figura 53 — Frente Ocluido

Una oclusión cálida puede ocurrir cuando un frente frío subsecuente no es tan frío como el frente que alcanza. Esto es común a lo largo de las costas occidentales donde una masa de aire fresca marítima se encuentra con una masa continental fría que ha socavado una masa cálida. La sección transversal de tal oclusión cálida se muestra en la figura 54.



Figura 54 — Cross Section of Warm Occlusion

Una oclusión fría exhibirá nubes y vientos en altura similares a un frente cálido cuando se aproxima, pero se comportará de manera similar a un frente frío en términos de vientos y tiempo mientras pasa. Inversamente, una oclusión cálida exhibe tiempo de frente frío en la región del frente frío de nivel superior y luego aparece como un frente cálido mientras pasa en la superficie. En cualquier caso, las oclusiones pueden cubrir una vasta área con nubes y lluvia pues generalmente ocurren cuando un sistema de tiempo ha

Figura 54 — Sección Transversal de Oclusión Cálida

se ralentizan o se estancan. A menudo tales oclusiones permanecen en un lugar llovizando y deprimiendo el ánimo de todo piloto hasta que se descomponen y pierden su identidad. Las estaciones lluviosas costeras como la del Noroeste del Pacífico en América del Norte son causadas por una sucesión de oclusiones cálidas que se introducen desde el Océano Pacífico.

CAMBIOS ESTACIONALES

Ya hemos discutido cómo la inclinación de la tierra combinada con su órbita alrededor del sol cambia la posición de máximo calentamiento en la tierra. El resultado es un cambio en el movimiento de masas de aire y los patrones frontales conforme el invierno se transforma en verano y el verano cede al invierno nuevamente en cualquier área dada.

En la figura 55 representamos los patrones generales de invierno y verano del paso de frentes fríos y cálidos en todo el mundo. Las características principales a notar son los límites generales norte y sur de los frentes en las diferentes estaciones así como las diferentes posiciones de los sistemas de presión.

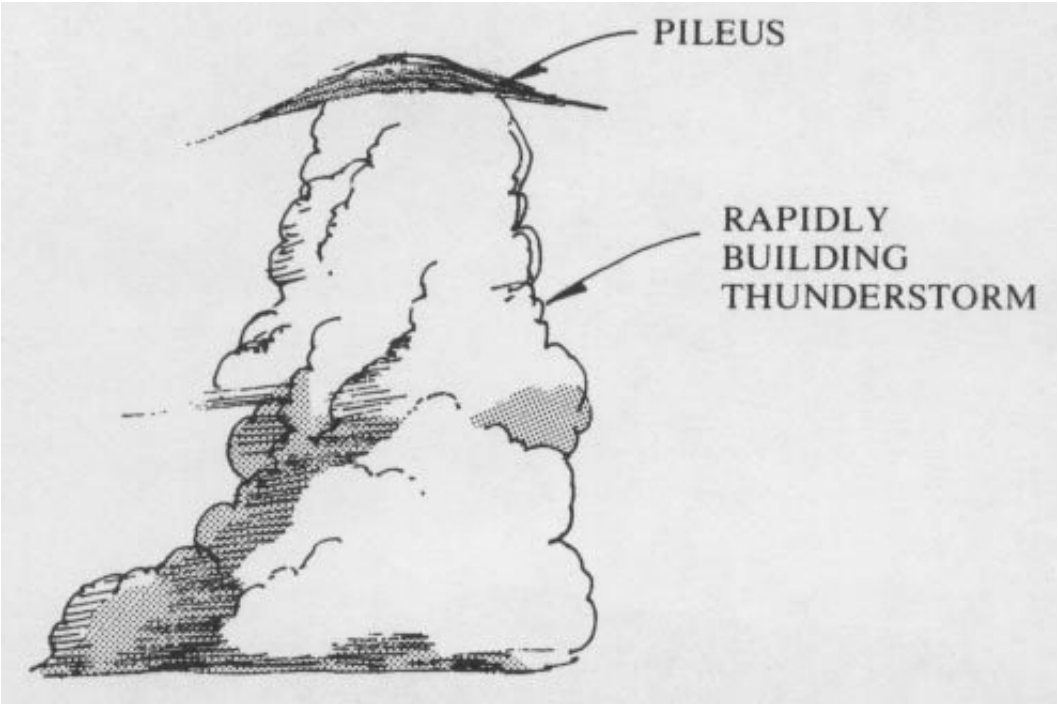


Figura 55 — Worldwide Fronts and Pressure Systems

Figura 55 — Frentes Mundiales y Sistemas de Presión

Así como las aves tienden a abandonar los climas templados en invierno y luego regresan para deleitarnos con sus cantos en primavera, solo para disminuir su actividad en el calor del verano y luego volverse activas nuevamente en otoño, también parece operar el tiempo. Tenemos humedades relativas más altas, bases de nubes más bajas, aire más frío y paso frontal más frecuente en invierno. Conforme llega la primavera, los frentes fríos y cálidos se alternan de manera más regular. A menudo existe buen tiempo de vuelo después de que estos frentes pasan. En verano los frentes cálidos con aire caliente, brumoso y a menudo estable dominan las regiones más húmedas, limitando los vuelos de planeo mientras que las áreas desérticas se vuelven muy inestables bajo la luz solar extrema. Finalmente en otoño los frentes fríos regulares regresan a las zonas templadas y el ciclo comienza de nuevo.

71

SISTEMAS DE ALTA PRESIÓN

Sabemos que la presión que detectamos en el aire a cualquier nivel depende de cuánto aire se acumula encima de nosotros. Cuanto más aire en la altura, más pesa y presiona sobre nuestros cuerpos e instrumentos. También hemos visto cómo las complejidades de la circulación atmosférica en la tierra resultan en la acumulación de aire en ciertas áreas generales. Esta acción crea un sistema de alta presión relativa en la superficie terrestre. Si nos moviéramos bajo esta alta, nuestro barómetro registraría una presión más alta que en cualquier área circundante.

La acumulación de un sistema de alta presión puede pensarse como el motor principal de las masas de aire y frentes en sus límites. Imagina esto: el aire que se mueve en la altura hacia el polo norte se asienta y se enfría sobre el terreno frío y nevado. Este aire se contrae y se vuelve más denso, acumulando más y más presión en la superficie conforme más aire se mueve en la altura. Finalmente, esta masa norteña de aire turbulento ya no puede contenerse por la presión del aire del sur, así que irrumpe en una onda súbita invadiendo el sur como un frente frío precediendo una masa de aire frío.

La Figura 56 muestra la vista de un satélite del polo norte y la masa de aire frío lista para invadir el sur. Podrías notar que los sistemas de alta presión generalmente se localizan sobre las masas terrestres arriba de 60º de latitud. Además, el aire frío se extiende más al sur sobre la tierra. Esto es porque la tierra se enfría más rápidamente que el agua, creando aire más frío sobre sí misma. Esta ilustración también muestra las rutas principales de invasión del aire frío cuando irrumpe en un frente frío en el invierno del hemisferio norte. Observa que los frentes fríos que cruzan Europa frecuentemente son frentes de puerta trasera. Se puede dibujar un mapa similar para el hemisferio sur (ver figura 57), pero la falta de masas terrestres significativas entre aproximadamente 40º y 70º de latitud resulta en una masa de aire polar más uniforme y altas y brotes frontales más espaciados regularmente.



Figura 56 — Arctic Polar Air Masses.

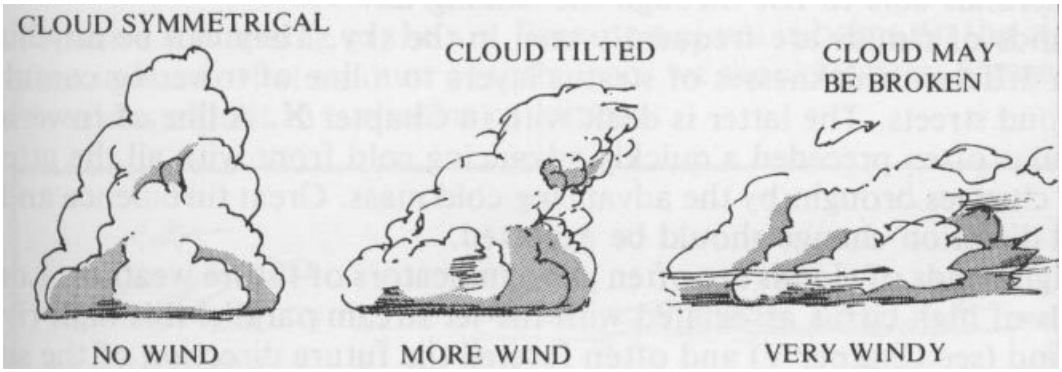


Figura 57 — Antarctic Air Masses

Una banda de sistemas de alta presión también se extiende alrededor del globo –arriba y debajo del ecuador– entre 30º y 40º de latitud. Estas altas están centradas sobre las áreas marinas que son más frías que las masas terrestres en los trópicos, especialmente en verano. Estas altas tropicales son los sistemas principales que se oponen a las altas polares e impiden que los frentes fríos lleguen a los trópicos. A su vez, envían frentes cálidos hacia las áreas templadas en verano. Las Figuras 40 y 43 pueden ayudarte a imaginar dónde deberían aparecer las altas de superficie.

Figura 56 — Masas de Aire Polar Ártico.

Figura 57 — Masas de Aire Antártico

SISTEMAS DE BAJA PRESIÓN

Mientras que podemos entender fácilmente cómo se crean las altas por una abundancia de aire en la altura, es un poco más difícil imaginar aire siendo removido de un área en la atmósfera superior para crear una baja de superficie. Pero esto es exactamente lo que sucede. Para ver esto necesitamos visualizar la circulación general a la altitud –digamos 18,000 pies (6,000 m)– como en la figura 58. Aquí hemos ilustrado el polo norte y el flujo general de viento en la altura.

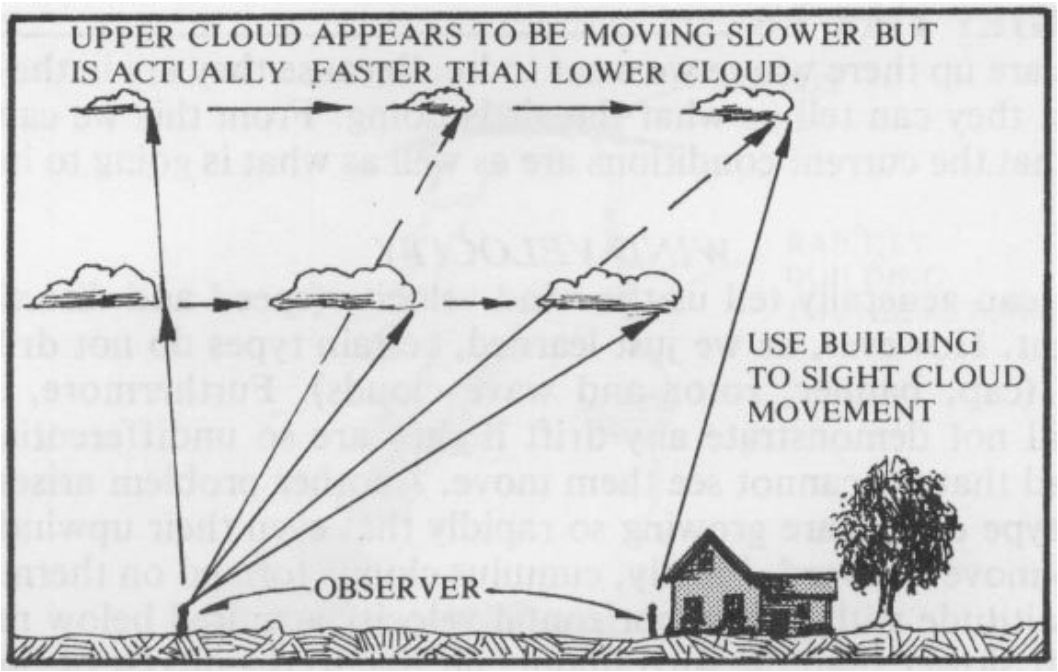


Figura 58 — Upper Level Circulation

Figura 58 — Circulación de Nivel Superior

I apologize, but you've provided only the letter "i" without any aviation context or text to translate. Could you please provide the complete aviation text you'd like translated to Mexican Spanish?

o

n

A excepción de una capa profunda de aire que fluye hacia el oeste y que se extiende hacia la troposfera en regiones ecuatoriales, el flujo de aire superior consiste en una amplia banda de viento que fluye hacia el este en ambos hemisferios, conocida como los vientos oeste circumpolares (véase más abajo para más detalles). Estos vientos del oeste no fluyen en un círculo perfecto, sino que ondean con la masa de aire norte al ritmo marcado por los sistemas de presión.

Ahora observe la figura e imagine la tierra como un disco giratorio. Cuando un objeto que gira con el disco se aleja del centro, tiende a disminuir su velocidad (los científicos llaman a esto conservación del momento angular). Cuando se mueve hacia el centro, tiende a acelerar. Puede experimentar esto usted mismo subiendo a un carrusel de parque infantil e inclinándose hacia o alejándose del centro. Experimentará una fuerza que aumenta o disminuye su velocidad de rotación respectivamente. Un patinador giratorio de manera similar cambia su velocidad de rotación distribuyendo la masa de sus brazos hacia adentro o hacia afuera. El viento se comporta de la misma manera. Cuando se mueve hacia el sur se aleja más del eje de rotación de la tierra, por lo que disminuye su velocidad. Cuando se mueve hacia el norte adquiere mayor velocidad relativa porque se acerca más al eje de rotación. Observando nuevamente la figura, comenzamos en el punto A y seguimos el flujo de aire y vemos que el aire se desacelera gradualmente hasta que llegamos al aire que se mueve más lentamente en el punto C. Continuando alrededor del camino, vemos que el aire comienza a moverse hacia el norte y acelera hasta que llegamos al aire que se mueve más rápido en E. De hecho, todos los lugares donde el flujo está más cerca de los polos contienen el aire que se mueve más rápido y viceversa.

Procediendo un paso más adelante nos preguntamos qué sucede en los puntos B y D. Piensa en esto:

si estás conduciendo en una carretera de un solo carril concurrida y un automóvil adelante de repente reduce la velocidad, te encuentras a ti mismo y a los conductores cerca de ti de repente amontonados detrás de este vehículo más lento.

Enfrente del conductor lentificado el tráfico se dispersa mientras los otros autos se alejan de él.

Lo mismo sucede con las moléculas de aire conforme siguen su trayectoria ondulante alrededor de la tierra. Cuando una porción de aire se reduce de velocidad, el aire detrás de ella tiende a amontonarse, mientras que el aire enfrente de este flujo lento se dispersa. Estudiando la figura puedes ver que el aire en B estará amontonado o comprimido mientras que el aire en D estará enrarecido.

El amontonamiento de aire en B se llama convergencia (que significa reunirse). En efecto, el aire realmente se acumula en este punto en los niveles superiores causando un aumento de presión en la superficie o una cresta de alta presión.

El enrarecimiento del aire en el punto D se conoce como divergencia (que significa separación). El efecto de este enrarecimiento es un área de baja presión en la superficie debajo de D. Así vemos que la causa real de las células de baja presión en la superficie terrestre está contenida en las peculiaridades del flujo de aire superior. Además, hemos encontrado otra fuente de áreas de alta presión en la superficie.

Los frentes fríos en la superficie tienden a irrumpir y extenderse debajo de una onda en altura. Los frentes mismos se extienden desde las bajas presiones superficiales producidas por el

mecanismo indicado arriba y exhiben una ligera vaguada de baja presión a lo largo de su extensión. Esta vaguada baja afecta el flujo de viento como veremos en el próximo capítulo y puede usarse para detectar el paso de un frente. Observando tu barómetro o altímetro puedes ver presión que cae o sube. La presión que cae significa la aproximación de un frente (tanto frío como cálido) o un sistema de baja presión, mientras que la presión que sube indica un frente que se retira. Un cambio de presión que cae a presión que sube indica el paso del frente. Los barómetros marcados con tormenta-lluvia-cambio-buen tiempo-seco utilizan el cambio de presión relacionado con frentes y sistemas de presión para dar estas predicciones basadas en lecturas de presión actual. En el Capítulo XII aprendemos cómo usar el barómetro para predecir el tiempo con más deta

I apologize, but "i" is not a complete aviation text that can be translated meaningfully. Could you please provide the full aviation text you'd like translated to Mexican Spanish?

I (letra I)

or if you meant a complete aviation text, please provide the full text you'd like translated to Mexican Spanish.

I'm ready to help translate aviation text to Mexican Spanish, but I don't see any text in your message. Could you please provide the aviation text you'd like me to translate?

MÍNIMOS LOCALES

Los sistemas de baja presión pueden ser asuntos impresionantemente enormes que cubren media continente. Pero los mínimos pueden ser mucho más pequeños y formarse a partir de un mecanismo diferente al del flujo variable en niveles superiores. Por ejemplo, un área que se calienta más que sus alrededores calentará y expandirá el aire sobre ella de modo que el aire en altura fluye hacia afuera y se forma un mínimo local. Este es un fenómeno importante que ayuda a crear las brisas marinas así como otros flujos locales y será explorado en el Capítulo VII.

En una escala ligeramente más grande, un mínimo persistente de verano conocido como el mínimo de California se crea sobre el desierto del Suroeste Americano. También una serie de mínimos a lo largo de la cara oriental de las Montañas Rocosas o a lo largo de las laderas meridionales de los Alpes Suizos se forman de la misma manera con la adición del bloqueo del viento por las montañas que impide que el mínimo se disipe al atraer aire en la superficie.

El mínimo de las Montañas Rocosas en particular crea un flujo inicial desde la cuenca del Misisipí a través de todas las llanuras de este a oeste en la superficie durante los meses de verano (véase la figura 59). Este flujo es desviado hacia el norte por el efecto de Coriolis de modo que crea los vientos del sur predominantes en las Grandes Llanuras y succiona una carga considerable de humedad desde el Golfo de México para alimentar las famosas tormentas eléctricas y tornados del Kansas de Dorothy y estados circundantes.

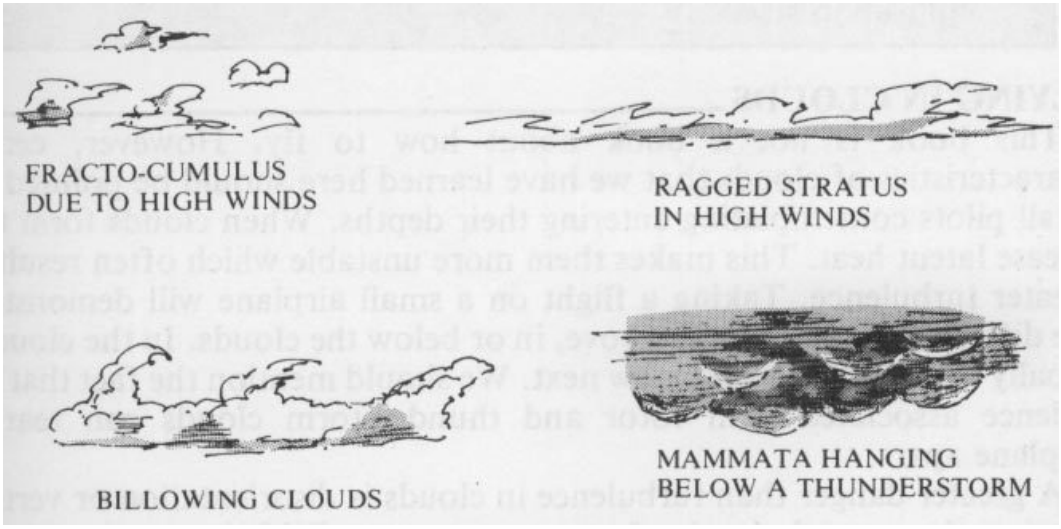


Figura 59 — Rocky Mountain Lows

Figura 59 — Mínimos de las Montañas Rocosas

De manera similar, el mínimo cerca de los Alpes atrae humedad mediterránea para dejar caer chaparrones sobre el norte de Italia. Más adelante analizaremos el clima tropical y veremos una mayor producción de mínimos locales.

ALTOS Y BAJOS JUNTOS

A estas alturas probablemente ya sabes que los altos y bajos existen lado a lado en la atmósfera e interactúan para producir vientos y clima. Veamos esto con más detalle. La Figura 60 muestra la relación general de los sistemas de presión alta y baja en términos de cómo se forman. En verano, los altos tienden a iniciarse sobre el mar más frío mientras que los bajos nacen sobre la tierra. Lo opuesto es cierto en invierno.



Figura 60 — Summer Pressure Systems

Dado que una presión alta quiere expulsar el aire debajo de ella, naturalmente esperaríamos que el aire fluya de presión alta a presión baja. Esto es exactamente lo que hace inicialmente. Podemos visualizar esto como un contorno de superficie como en la figura 61. Aquí un fluido fluye del punto más alto al punto más bajo. Sin embargo, en el aire libre Coriolis vuelve a entrar para complicar el panorama. En el hemisferio norte, el aire que fluye gira hacia la derecha, de modo que cuando se mueve hacia afuera del alto, termina circulando en el sentido de las manecillas del reloj (cuando se ve desde arriba). En el hemisferio sur, los efectos de Coriolis causan un giro hacia la izquierda, por lo que el flujo alrededor de un alto se vuelve en sentido contrario a las manecillas del reloj.

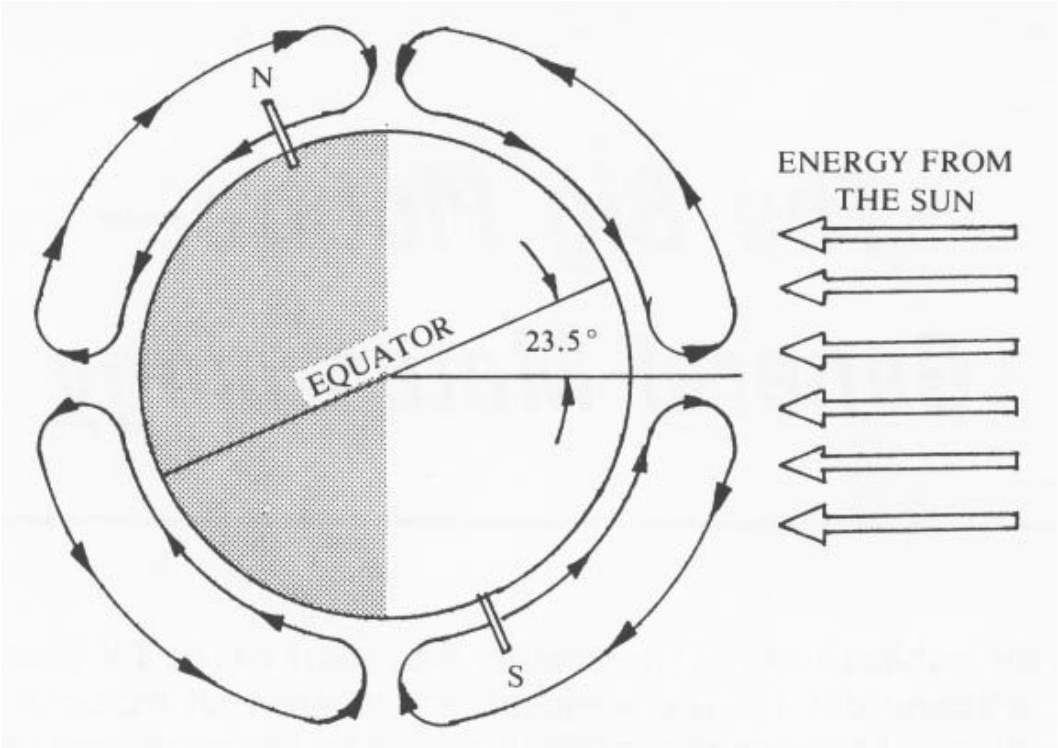


Figura 61 — Flow Around Pressure Systems

Figura 60 — Sistemas de Presión en Verano

El aire que se mueve hacia adentro en dirección a un bajo también gira hacia la derecha en el hemisferio norte. Esta acción combinada con el flujo hacia adentro resulta en un flujo en sentido contrario a las manecillas del reloj alrededor de un bajo. En el hemisferio sur, el flujo alrededor de un bajo es en el sentido de las manecillas del reloj. Resumimos estos flujos importantes a continuación:

Circulación Alrededor de Sistemas de Presión

Hemisferio Sur Hemisferio Norte

Altos En el sentido de las manecillas Sentido contrario a las manecillas

del reloj del reloj

Bajos Sentido contrario a las manecillas En el sentido de las manecillas

del reloj del reloj

Este es un concepto importante para los pilotos para deducir la dirección del viento a partir de los mapas de superficie. Para ayudarte a recordar, todo lo que necesitas saber es que

Figura 61 — Flujo Alrededor de Sistemas de Presión

el aire gira hacia la derecha en el hemisferio norte de manera que al fluir hacia afuera desde una alta se mueve en el sentido de las manecillas del reloj. A partir de esto recordamos que el flujo es opuesto alrededor de una baja y todo se invierte en el hemisferio sur.

Cuando las bajas y altas se producen por efectos de calentamiento (y no por circulación en altura) establecen un sistema de apoyo mutuo que aparece como en la figura 62. Aquí vemos una alta relativa en la superficie con aire fluyendo hacia la baja. En altura vemos una alta relativa sobre la baja que envía aire fluyendo sobre la alta para reforzarla. Este flujo continuará mientras las diferencias de calentamiento persistan.

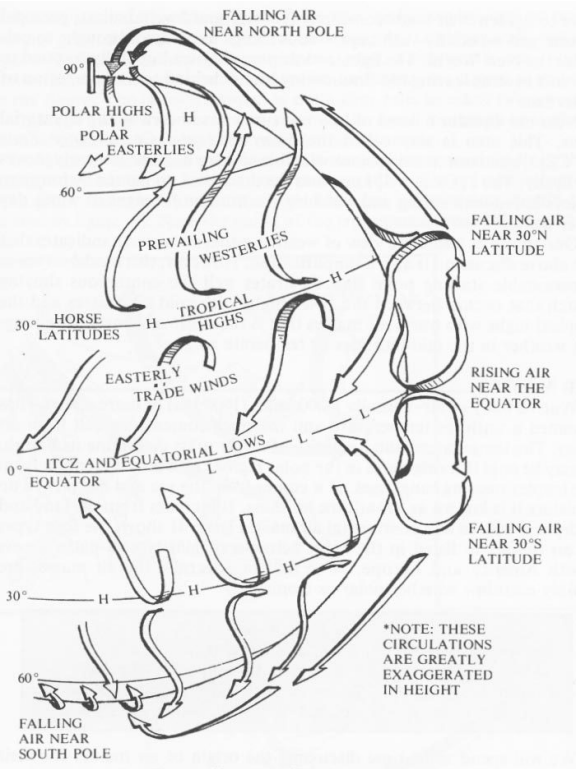


Figura 62 — Circulation in Lows and Highs

Figura 62 — Circulación en Bajas y Altas

Un punto importante a notar en la figura es que el aire está descendiendo o bajando arriba y alrededor de la alta mientras está ascendiendo sobre la baja. Este es el caso de los sistemas de presión en general, sin importar qué los cree. Esto también tiene gran importancia para los pilotos porque:

El aire alrededor de una alta presión está descendiendo lo que resulta en compresión, calentamiento, humedad relativa reducida y estabilidad aumentada.

El aire alrededor de un sistema de baja presión está ascendiendo resultando en expansión, enfriamiento, humedad relativa aumentada y estabilidad disminuida.

El aire descendente en la alta presión se mueve hacia abajo solo unos pocos centímetros (aproximadamente una pulgada) por minuto como máximo, pero esto es suficiente para producir los efectos descritos anteriormente y crear cielos despejados generalmente asociados con un sistema de alta presión. La ironía es que el aire subsidente en la alta

presión produce una masa de aire cada vez más estable y es la principal fuente de la inversión térmica que frecuentemente existe en las áreas no desérticas de la zona templada. Sin embargo, el clima dominado por altas presiones posterior a un frente frío es lo que produce la mayor inestabilidad de niveles bajos y la mayor actividad térmica en estas mismas áreas. Esta acción es resultado del aire claro y frío que permite que abundante radiación solar llegue al suelo y produzca inestabilidad de nivel bajo. No obstante, si una alta presión persiste durante días en un área, gradualmente aumenta la estabilidad de la masa de aire de modo que eventualmente se suprimen las térmicas.

El aire ascendente alrededor de una baja presión da origen a una gran cobertura nubosa y precipitación. También puede exhibir tal inestabilidad que se formen tormentas eléctricas. En general, la aproximación de una baja presión es vista con desconfianza por los pilotos en áreas húmedas, pues a nadie le gusta volar bajo la lluvia.

ISOBARAS

Es realmente difícil hablar de sistemas de presión sin hablar de las isobaras. Las isobaras son simplemente líneas que conectan puntos de igual presión en un mapa meteorológico. La palabra proviene del griego. Iso significa igual o mismo; bar se refiere a peso o presión.

Así como las líneas de contorno en colinas o valles rodean estas características en un mapa topográfico como en la figura 61, también las isobaras aparecen en un mapa. Las isobaras en la figura 63 rodean la alta y la baja y toman formas más complejas lejos de los sistemas de presión. Debido a que las isobaras delinean las altas y bajas así como las líneas topográficas lo hacen con colinas y valles, a menudo nos referimos a las áreas largas de alta presión como crestas y a las bajas como senos o depresiones. Los sistemas de baja presión también se conocen como ciclones y los de alta presión como anticiclones.

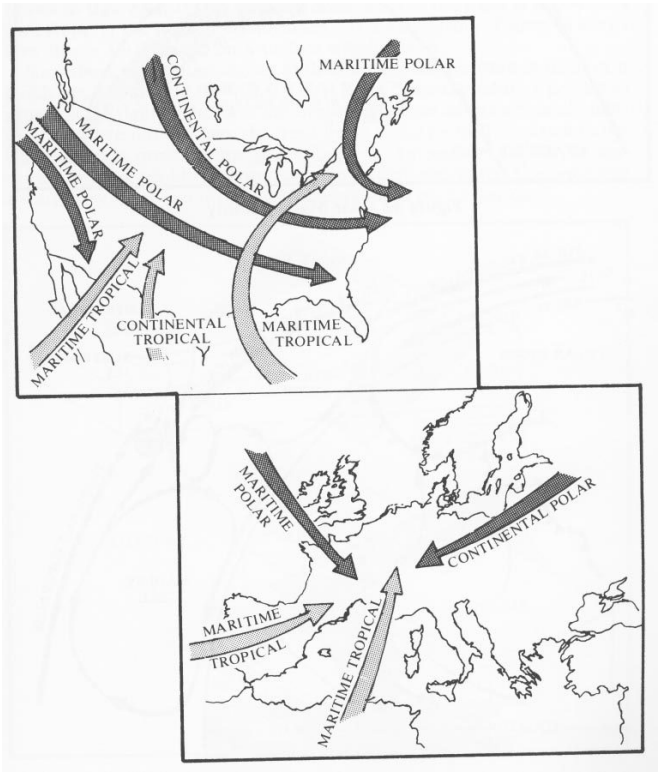


Figura 63 — Isobars Around Pressure System

Las isobaras representadas en un mapa meteorológico generalmente están en intervalos de 4 milibares (mb) o intervalos de 2 mb si el cambio de presión es débil y se necesita más detalle (véase la figura 63).

78

Figura 63 — Isobaras Alrededor del Sistema de Presión

Cuanto más cercanas estén las líneas isobáricas, mayor será la diferencia de presión en una distancia dada perpendicular a las isobaras. Así decimos que hay un gradiente de presión pronunciado (es decir, cambio con la distancia) exactamente análogo al terreno escarpado que se muestra en un mapa topográfico.

Cuanto mayor sea esta diferencia de presión, mayor será la fuerza que impulsa el viento. Por lo tanto, podemos correlacionar la velocidad del viento con el espaciamiento de las isobaras; la regla es: cuanto menor sea el espaciamiento de las isobaras, más fuerte será el viento. El siguiente gráfico proporciona una guía sobre el espaciamiento de isobaras esperado en la superficie para un viento de 15 mph (24 km/h). Observe que esto cambia con la latitud debido al efecto de Coriolis, ya que el efecto de Coriolis siempre se opone a la fuerza del gradiente de presión.

Espaciamiento de Isobaras para un Viento de 15 mph (24 km/h)

Latitud* Espaciamiento (Millas) (Km)

60 144 230

55 153 245

50 162 260

45 176 282

40 195 312

35 218 349

30 248 397

25 297 475

20 364 582

*Un espaciamiento de isobaras determinado produce vientos más fuertes en latitudes más bajas.

En terreno montañoso o escarpado, el espaciamiento de isobaras debe ser menor para un viento de superficie de 15 mph debido a los efectos de la fricción. Lo importante es conocer su área para tener una idea de cuántas isobaras en una distancia dada presentan vientos utilizables y a qué densidad de isobaras los vientos se vuelven inmanejables.

ISOBARAS Y EL VIENTO

Inicialmente podemos ver que el aire recibe un impulso de los sistemas de presión para moverse perpendicular a las isobaras. Sin embargo, como se explicó anteriormente, el efecto de Coriolis pronto desvía el viento así formado y se alinea con las isobaras. Esta alineación es causada por un equilibrio entre la fuerza del gradiente de presión, el efecto de Coriolis y la fuerza centrífuga como se explica en el Apéndice 11.

En la figura 64 vemos un mapa meteorológico de los sistemas de presión a 18,000 pies (6,000 m) sobre el continente norteamericano. Las flechas muestran la dirección del viento—en el sentido de las manecillas del reloj alrededor de las altas presiones, en dirección opuesta alrededor de las bajas presiones y siempre paralelo a las isobaras.

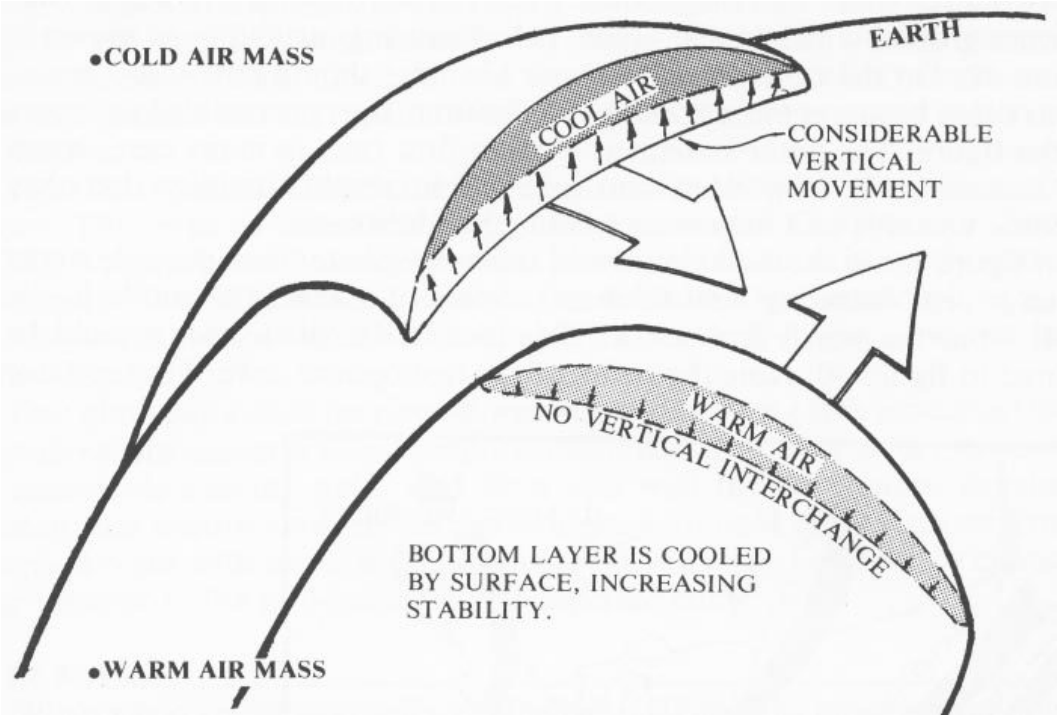


Figura 64 — Circulation at Altitude

En la superficie la historia es algo diferente. La naturaleza uniforme y buena de las altas y bajas presiones y los flujos simples en altura son más complicados en la superficie debido a efectos de calentamiento diferencial como se puede ver en el dibujo inferior. Además, la fricción del aire que fluye sobre terreno accidentado resulta en una desaceleración del aire, de modo que el efecto de Coriolis se reduce. La consecuencia es que el viento cruza las isobaras en la superficie como se mostró previamente en la figura 63. El ángulo de cruce será tan pequeño como 10º sobre el agua donde hay poca fricción, hasta 40º o 50º sobre terreno accidentado o montañoso.

Figura 64 — Circulación en Altura

Este flujo a través de las isóbaras es mayor en invierno que en verano y mayor en latitudes más cercanas a los polos, ya que el aire más frío es más denso y experimenta más fricción. Con este conocimiento podemos predecir las velocidades del viento en superficie (rapidez y dirección) dados una carta de presión en superficie.

En ambos sistemas de alta y baja presión, el viento aumenta con un gradiente de presión aumentado. Además, alrededor de una alta la fuerza centrífuga se suma a la fuerza del gradiente de presión, mientras que se resta alrededor de una baja. Por lo tanto, deberíamos esperar vientos más fuertes alrededor de una alta, pero de hecho lo opuesto es verdadero ya que las isóbaras tienden a dispersarse más en una alta mientras que tienden a contraerse en una baja debido a la circulación del aire en altura, creando un gradiente mayor (isóbaras más cerradas) y vientos más fuertes. Además, los vientos tienden a ser más débiles conforme se

mueve hacia el centro de una alta o ésta se mueve sobre usted, mientras que usualmente se hacen más fuertes hacia el centro de una baja.

CIRCULACIÓN EN ALTURA

En este punto podemos obtener una imagen más clara de la circulación general en altura. Para comenzar, debemos darse cuenta de que podemos trazar un mapa de isobaras a cualquier altitud para obtener una imagen de cómo se distribuye la presión y, por lo tanto, cómo soplan los vientos. Las estaciones meteorológicas envían instrumentos en globos para detectar la presión a diferentes altitudes, lo que permite a un procesador central trazar estos mapas.

Los mapas meteorológicos típicos fácilmente disponibles además de un mapa de superficie son los de 850 mb (aproximadamente 5,000 pies o 1,600 m), 700 mb (aproximadamente 10,000 pies o 3,300 m), 500 mb (aproximadamente 18,000 pies o 6,000 m), y 300 mb (aproximadamente 30,000 pies o 10,000 m). Estas altitudes no son exactas, pues en realidad se trata de cartas de presión constante que muestran los contornos de una presión dada en lugar de los cambios de presión. Para nuestros propósitos, esto es lo mismo.

La circulación en altura pierde los detalles de la superficie y tiende a exhibir solo los rasgos a gran escala. Las circulaciones completamente cerradas –altas y bajas– disminuyen en frecuencia con la altitud para ser reemplazadas por crestas de alta presión o vaguadas de baja presión. Una circulación típica del nivel superior con estas características se muestra en la figura 65. Observe la cresta que corre por el medio de un abultamiento hacia arriba en las isobaras causando rotación en el sentido de las agujas del reloj del aire. Las vaguadas se extienden desde sistemas de baja presión y se prolongan donde las isobaras se sumergen hacia el ecuador, creando circulación en sentido contrario a las agujas del reloj. Este modelo es para el hemisferio norte con circulación opuesta aplicándose al sur de

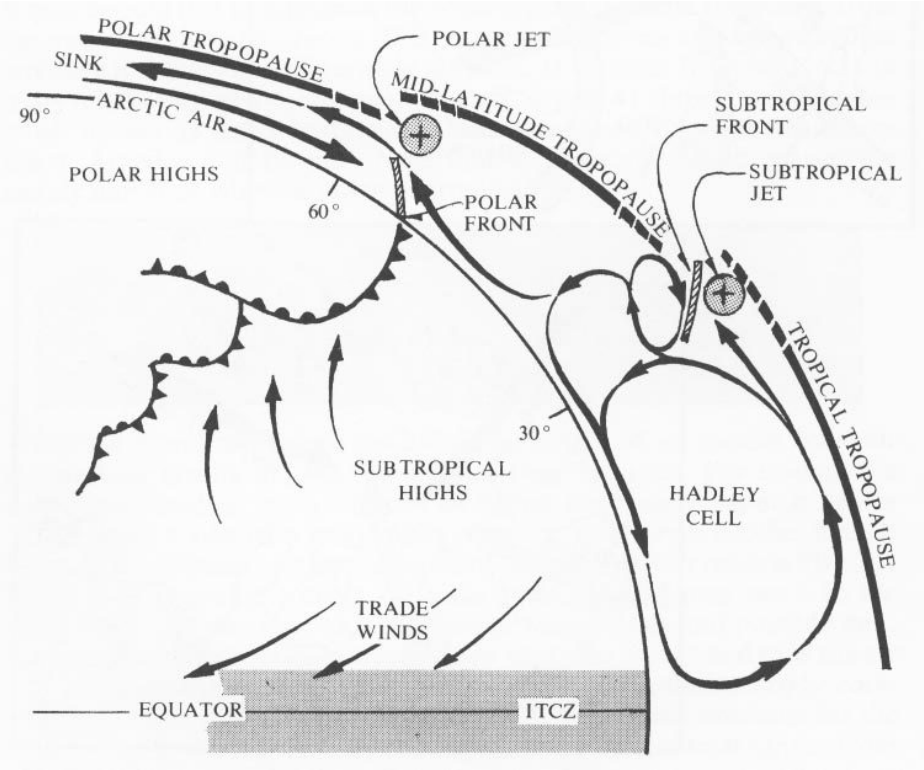


Figura 65 — Ridges and Troughs

el ecuador.

Ya hemos visto que los vientos generales del oeste que circulan en la altura descienden en crestas y vaguadas (véase la figura 58). Se conocen como ondas largas y normalmente hay de tres a siete de ellas existiendo alrededor del globo. Superpuestas a ellas hay ondas cortas que son las perturbaciones mostradas en la figura 65.

Figura 65 — Crestas y Vaguadas

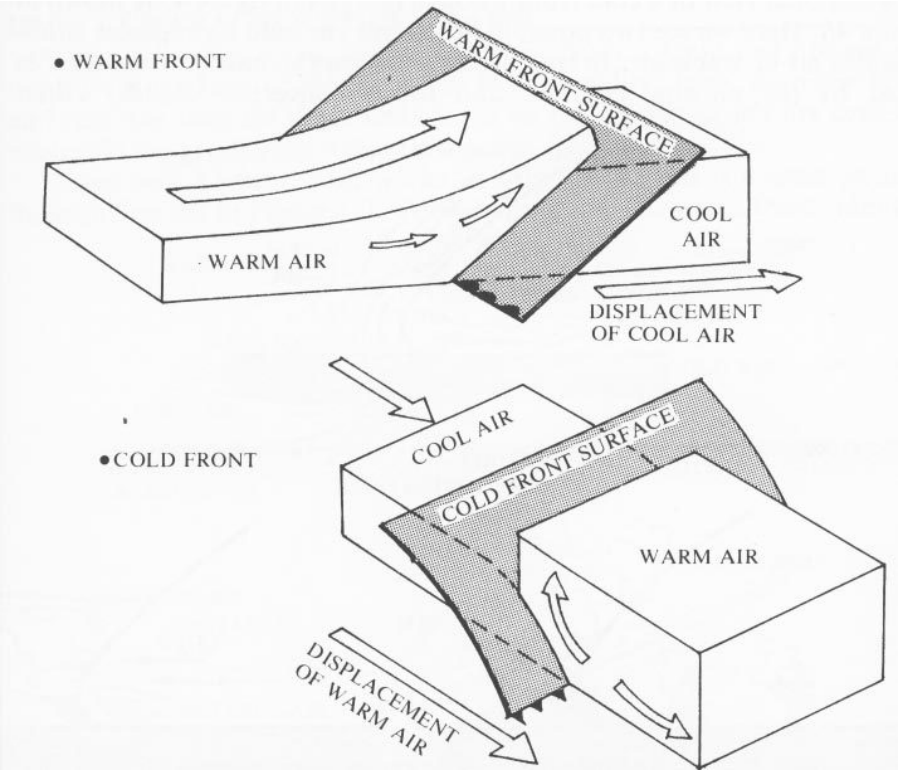


Figura 66 — Surface Waves

Figura 66 — Ondas de Superficie

Las ondas largas tienden a moverse lentamente, desplazándose hacia el este o permaneciendo estacionarias durante unos pocos días. El flujo de aire alrededor de ellas puede transportar aire tropical muy hacia el norte o aire polar muy hacia el sur. Las ondas cortas son oscilaciones de movimiento más rápido que avanzan a través del patrón de ondas largas. La situación de superficie bajo una serie de ondas cortas se muestra en la figura 66. Las ondas inducen una serie de bajas presiones en la superficie que se mueven rápidamente hacia arriba en el patrón de circulación general.

UNA VAGUADA EN ALTURA

Cuando se forma una vaguada en niveles superiores, crea nubes en el aire ascendente tal como lo hace una célula singular de baja presión. Generalmente estas nubes estarán en bandas altas y amplias a menos que la vaguada se profundice y alcance el suelo, en cuyo caso las nubes se espesan y ofrecen el dudoso regalo de precipitación típica de una baja presión en superficie. Comprender el mecanismo de las perturbaciones en niveles superiores—vaguadas—puede permitir al piloto predecir los vientos y el tiempo antes y después de su paso. En general, el levantamiento y la lluvia preceden a una vaguada en niveles superiores con vientos del suroeste en altura y vientos del oeste en superficie (noroeste en altura y oeste en superficie en el hemisferio sur). Luego ocurren vientos del noroeste en altura con vientos en superficie permaneciendo del oeste (suroeste y oeste en el

hemisferio sur) y ocurre el despeje cuando pasa la vaguada. Este proceso se muestra en la figura 67. Note que el viento gira en dirección contrahoraria con la altitud antes de la vaguada y en sentido horario con la altitud después de que pasa la vaguada (para ambos hemisferios).

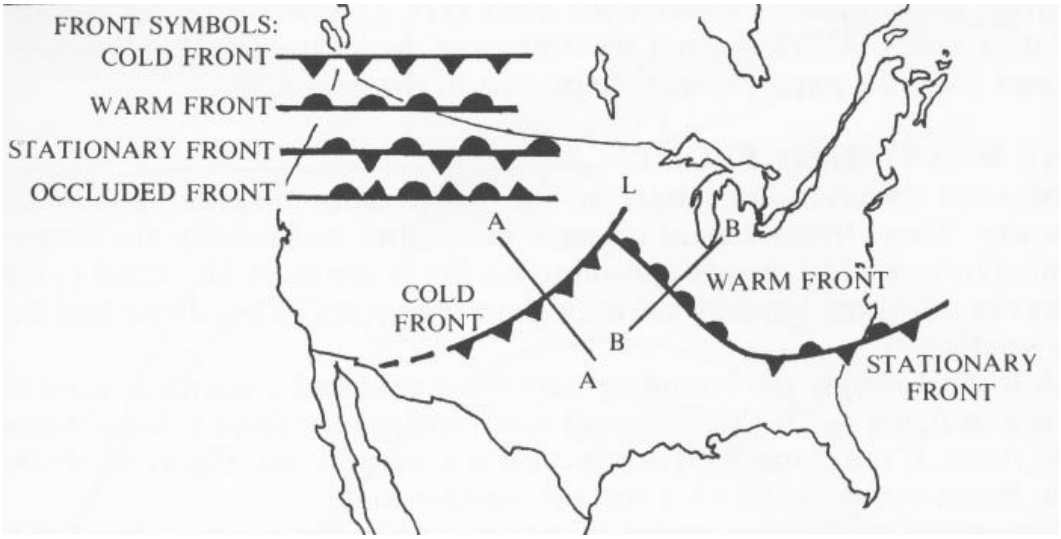


Figura 67 — Upper Level Trough

Las vaguadas en niveles superiores generalmente alcanzan la tormenta en superficie principal hacia el este y se fusionan con ella al desarrollar un patrón completamente circular por sí solas.

Figura 67 — Vaguada en Niveles Superiores

Altocúmulos con nubes ondulantes indicando mal tiempo

LA CORRIENTE EN CHORRO

En la figura 43 hemos indicado la existencia de la corriente en chorro en los límites de las masas de aire. Veremos cómo se forma en el próximo capítulo, pero aquí simplemente identificamos la corriente en chorro como un flujo de aire que se mueve rápidamente —más de 200 millas por hora o 320 km/h en algunos casos— de oeste a este. La corriente en chorro del frente polar rara vez rodea el globo terráqueo, sino que se encuentra en segmentos de 1,000 a 3,000 millas (1,600 a 4,800 km) de largo. La corriente en chorro tropical tiende a ser más débil, más alta y más corta.

La corriente en chorro polar es un buen indicador del tiempo en superficie. Cuando se extiende plana a través del país como en la figura 68, hay muy poca actividad en superficie y generalmente el buen tiempo se encuentra al sur de ella (al norte en el hemisferio sur). Cuando se inclina hacia abajo como en la segunda parte de la figura, indica que un frente frío y la formación de una baja pronto seguirán. Esta inclinación de la corriente en chorro usualmente precede al frente por varias horas a un día, aunque un frente fuerte puede alcanzar y rebasar la posición de la corriente en chorro eventualmente como se muestra.

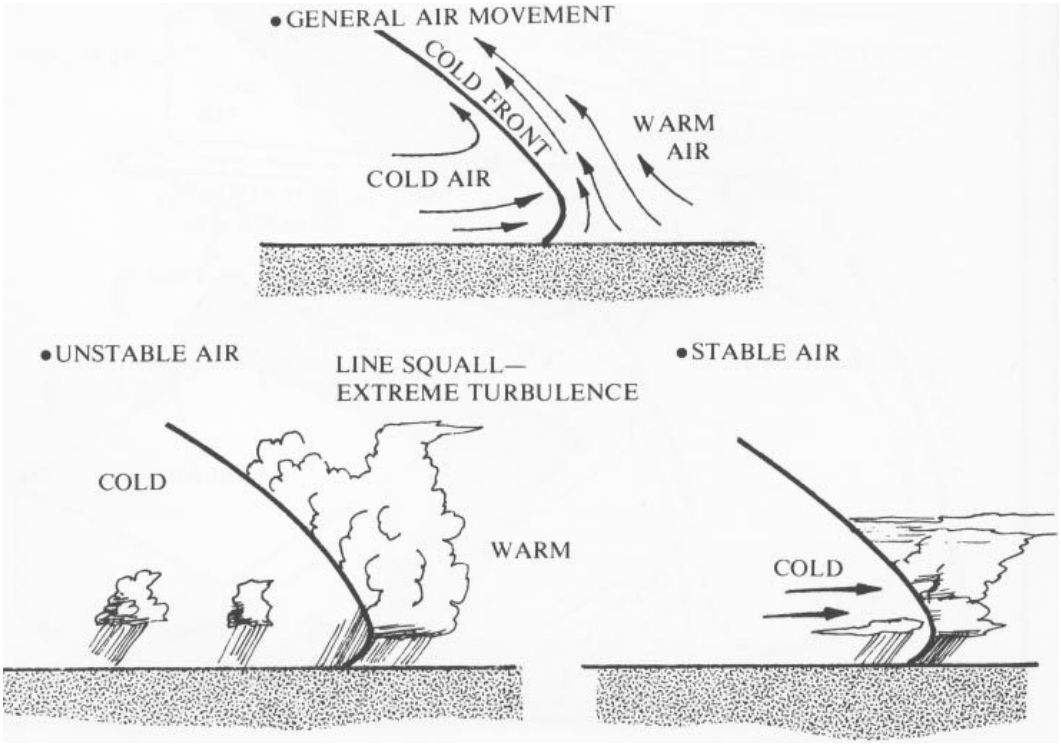


Figura 68 — Jet Stream Effect

Figura 68 — Efecto de la Corriente en Chorro

VIENTOS DIRECTORES Y PATRONES DE PRESIÓN

Aunque no exista un chorro concentrado real, los vientos superiores se conocen como vientos directores porque ayudan a dirigir el movimiento de los sistemas de presión y, por lo tanto, de los frentes. Una baja típicamente se forma debajo de la porción de flujo hacia el polo de estos vientos, como hemos visto anteriormente. Esta baja entonces se desplaza lentamente debajo de este flujo para eventualmente estancarse y disiparse en los extremos noreste de las masas terrestres en el hemisferio norte o en el sureste debajo del ecuador.

Las altas asimismo son dirigidas por los vientos directores pero se desplazan en una dirección más sureste en el hemisferio norte y noreste en el hemisferio sur. La figura 69 muestra el patrón típico del desplazamiento de sistemas de alta y baja presión en verano e invierno.

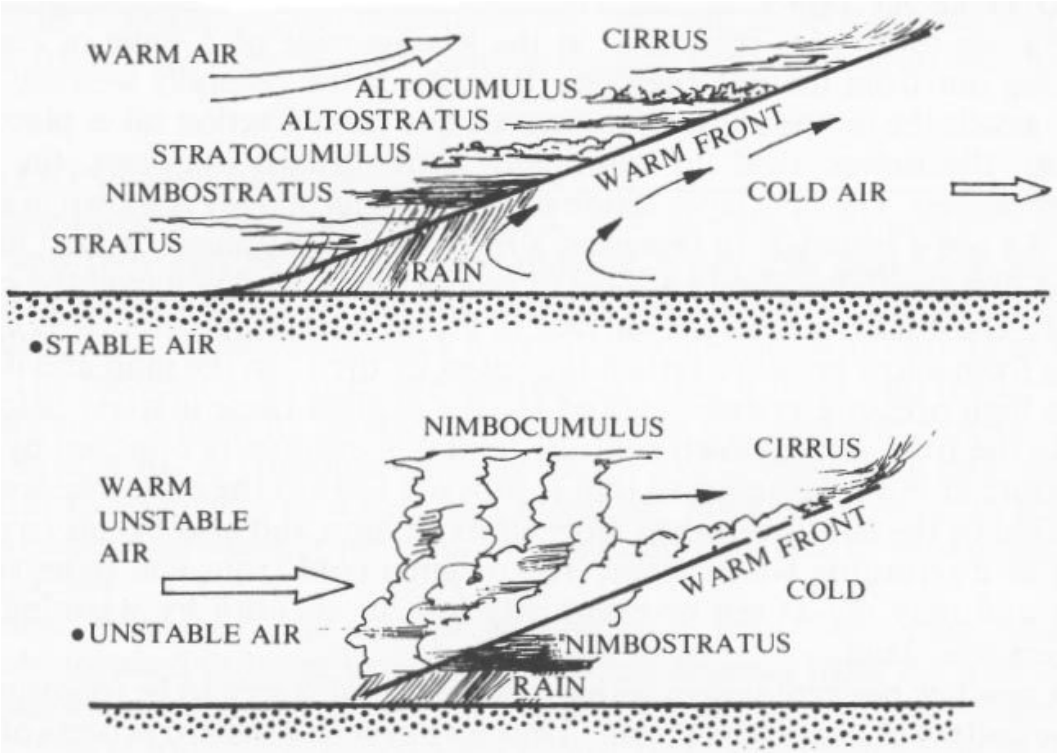


Figura 69 — Pressure System movement

Debido al cambio estacional de estos vientos directores, en ciertas épocas del año están ausentes en algunas áreas. Esto permite que los sistemas de presión dominantes

Figura 69 — Movimiento de sistemas de presión

para establecerse y persistir durante días o semanas. Por ejemplo, en verano cuando la corriente en chorro se desplaza hacia el norte en el hemisferio norte, una alta presión estacionaria frente a la costa de Florida conocida como la alta de las Bermudas bombea aire cálido y húmedo hacia el sureste de Estados Unidos. De manera similar, una alta presión estacionaria frente a la costa de Portugal conocida como la alta de las Azores mantiene a España y Europa occidental bien abastecidas con aire cálido que ayuda a llenar las famosas playas.

Además de los dos sistemas bien conocidos anteriormente mencionados, el verano del norte presenta una alta del Pacífico, una baja de California y una fuerte baja de calor del Oriente Medio. El invierno trae consigo la alta canadiense, la alta siberiana y la baja islandesa.

TIEMPO TROPICAL

Por debajo de latitudes de aproximadamente 20°, la fuerza de Coriolis se vuelve insignificante de modo que los vientos ya no son paralelos a las isóbaras sino que las cruzan en ángulos cada vez mayores, incluso en altitud. Cerca del ecuador, el aire fluye generalmente perpendicular a las isóbaras. Además, los frentes y los grandes sistemas de presión raramente visitan los trópicos, pero los efectos diurnos, los cambios estacionales, las ondas

de pequeña escala y los ciclones tropicales sí lo hacen.

86

Los efectos diurnos se refieren a cambios que ocurren diariamente, generalmente como resultado del calentamiento solar. Estos efectos pueden ser una fuente importante de actividad meteorológica y vientos ya que el sol tropical es muy intenso. Los mínimos de calor (véase figura 62) se forman sobre áreas más secas y áridas mientras que máximos relativos aparecen sobre áreas más frías (lagos y bosques). Las montañas y otras características topográficas también contribuyen a alterar el flujo de aire diario. El punto importante a comprender es que el tiempo tiende a ser repetitivo y consistente en los trópicos de un día a otro en una estación determinada.

Otro efecto diurno son las mareas atmosféricas. Al igual que los océanos de agua, el océano de atmósfera presenta una pleamar y bajamar dos veces al día. Esta oscilación afecta la presión en la superficie en un rango de 2 a 3 mb. Si consideramos el mediodía local como cuando el sol está directamente sobre nuestra longitud, entonces la hora de mayor presión debido a la acción de las mareas es a las 10:00 y 22:00 horas con mínimos que aparecen a las 4:00 y 16:00 horas. Estos mínimos y máximos se desplazan de este a oeste y alteran el flujo de vientos según avanzan.

Los cambios estacionales en los trópicos se deben a la inclinación de la tierra y están relacionados con la migración norte y sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La ZCIT está etiquetada en la figura 40 y consiste en la banda de mínimos de calor ecuatorial con vientos alisios que convergen en el área de mayor calentamiento. La figura 70 muestra la ZCIT típica en enero y julio con los patrones de vientos típicos. Observe que estos vientos son

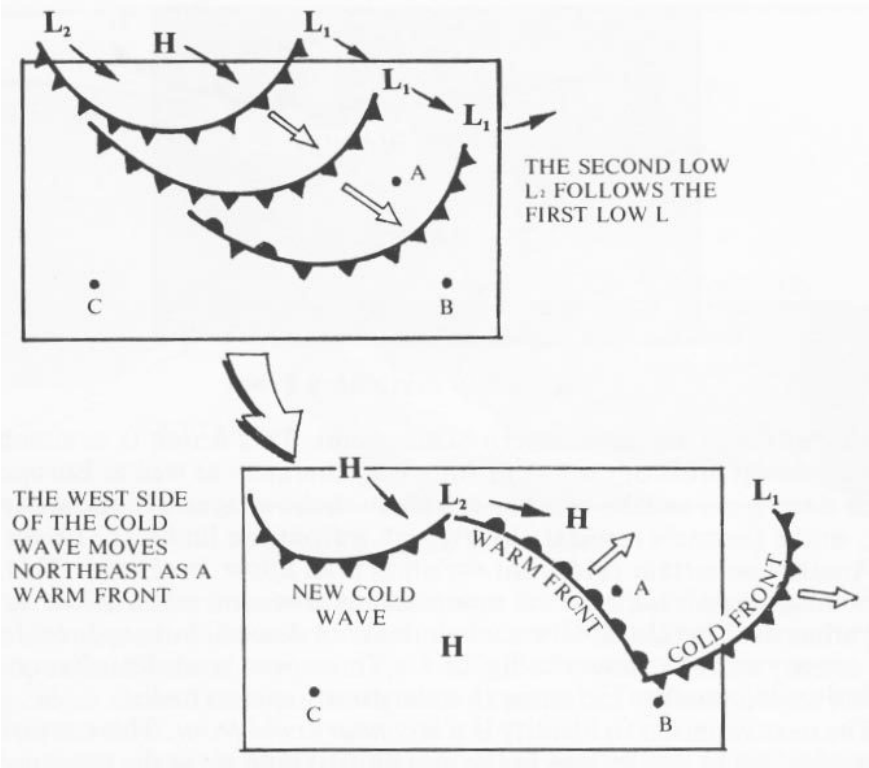


Figura 70 — Intertropical Convergence Zone Positions

e principalmente del este excepto donde la ZCIT se desplaza lejos del ecuador. Cuando estos vientos soplan desde los océanos traen lluvias estacionales a las áreas terrestres cercanas.

La banda de altas presiones tropicales que típicamente residen alrededor de los 30º de latitud frecuentemente exhiben ondas que se propagan de este a oeste. Estas se conocen como ondas del este u ondas transversales. Traen perturbaciones del tiempo en forma de nubes cúmulo towering cada cuatro a seis días a áreas tropicales en el verano e otoño locales.

Algunas de estas ondas se profundizan y se convierten en asuntos más serios. En este caso se conocen como depresiones tropicales. Si la presión continúa bajando y los vientos aumentan a más de 33 nudos (38 mph o 61 km/h) el sistema se conoce como tormenta tropical. Si la baja continúa intensificándose y la velocidad del viento alcanza 62 nudos (72 mph o 115 km/h), tenemos en nuestras manos un ciclón tropical de gran intensidad que se conoce varialmente como huracán, tifón o ciclón dependiendo de la región.

Figura 70 — Posiciones de la Zona de Convergencia Intertropical

Los ciclones tropicales son enormes sistemas que cubren cientos de millas. Se alimentan del calor latente de evaporación que existe en el aire húmedo sobre el océano y se libera cuando esta humedad se condensa en nubes. Son gigantescos motores térmicos y aparecen en corte transversal como se muestra en la figura 71. Aquí

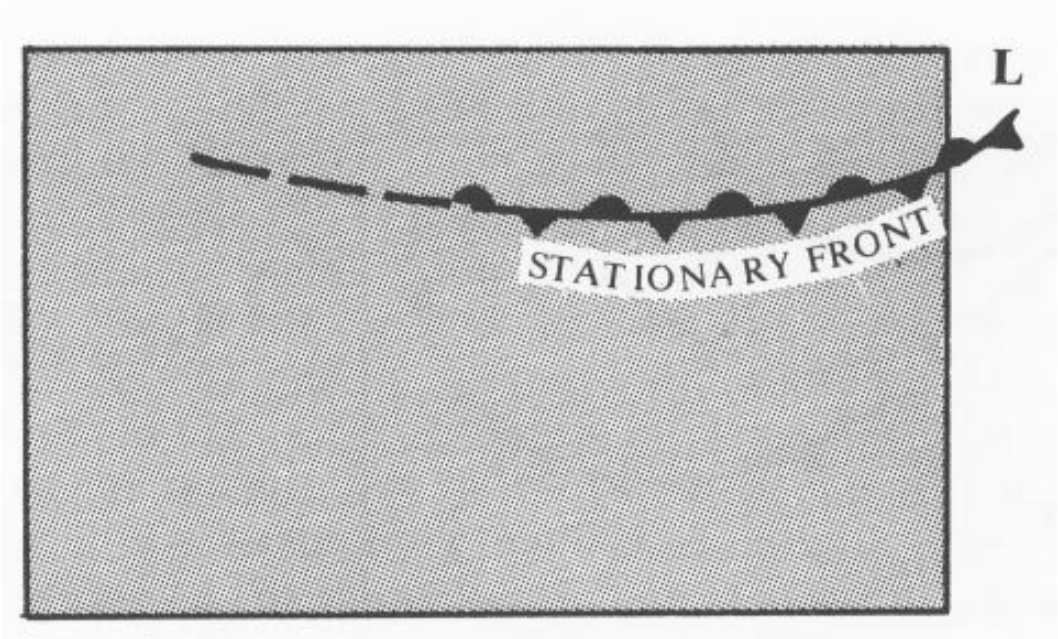


Figura 71 — Views of a Hurricane

Figura 71 — Vistas de un Huracán

el famoso "ojo del huracán" aparece como una región central tranquila mientras que el resto del ciclón gira furiosamente en un torbellino enloquecido —en sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte y en el sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio sur.

Los ciclones tropicales tienden a seguir una trayectoria hacia el oeste y luego se desvían hacia los polos al ser guiados por los vientos superiores. Pueden permanecer lejos en el mar y eventualmente convertirse en bajas presiones típicas a gran escala cuando entran en las zonas templadas. De lo contrario, se estrellan contra las áreas costeras trayendo mareas destructivas, inundaciones y vientos que pueden exceder 100 mph (160 km/h). En este caso, el ciclón muere rápidamente porque la tierra corta el suministro de aire cálido y húmedo que alimenta al monstruo rugiente. Aun así, una tormenta de esta magnitud que golpea la costa puede causar lluvia abundante y nubes sobre un tercio de un continente durante varios días después de su desaparición. No es necesario decir que los pilotos cerca de costas atractivas para los ciclones tropicales no se sienten complacidos cuando estos se acercan.

CLIMA EN LAS ISLAS

Muchos de nosotros soñamos con vivir en una isla tropical durante una temporada, pero a pesar del atractivo de las suaves brisas oceánicas, el agua azul cristalina y los nativos esbeltos, el clima para volar no siempre es ideal. Ciertamente una isla situada en los vientos alisios o en los westerlies del Pacífico como es Hawái recibe la bendición de vientos constantes, suaves y confiables que son excelentes para el vuelo sin motor. Pero la mayoría de las islas son pequeños sistemas meteorológicos por sí solos.

Ciertamente las islas no carecen de una fuente de aire húmedo —generalmente cálido— ya que están rodeadas de él. Cuando la tierra se calienta durante el día forma una baja de calor local que atrae aire desde todos lados (en ausencia de un viento general) que converge y asciende sobre la isla formando una nube. Esta nube continúa creciendo y puede alcanzar el tamaño de una tormenta eléctrica con un posterior aguacero fuerte. Una isla actúa como una montaña formando una nube tapón, pero con todo el suministro de aire húmedo la isla no necesita ser alta para formar nubes. Si la isla es montañosa crea una nube con mayor facilidad y frecuentemente está nublada ya a primera hora de la tarde. La Figura 72 muestra una isla por la tarde en condiciones de calma y con viento. Si planea visitar islas tropicales montañosas, espere hacer su vuelo temprano.

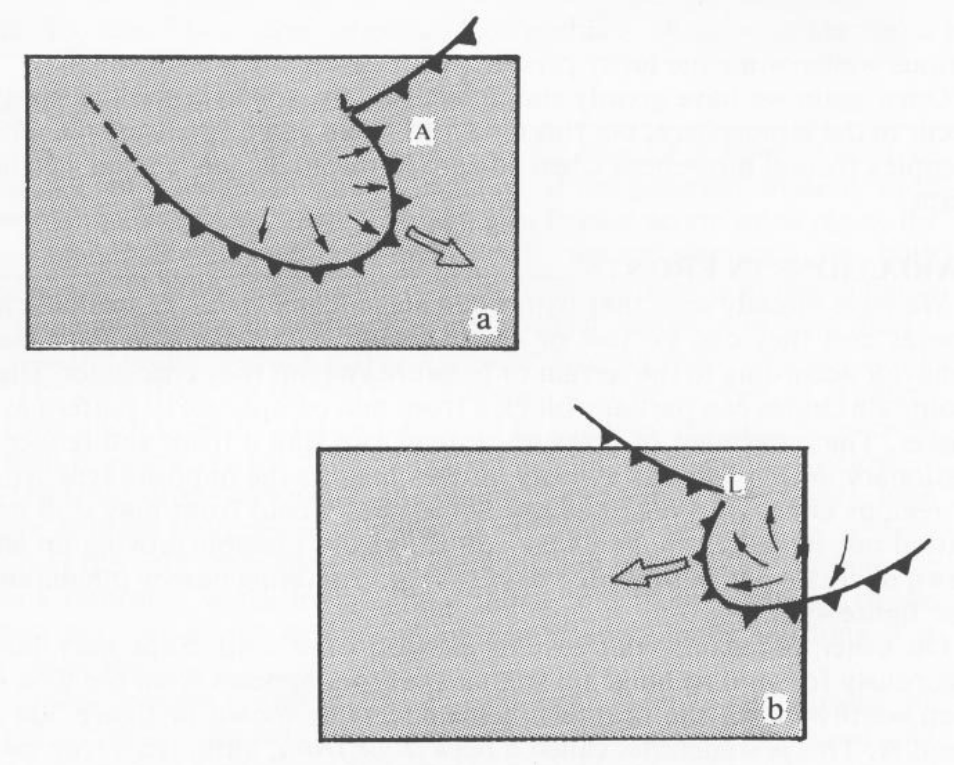


Figura 72 — Island Conditions

Otras islas grandes fuera de los trópicos como la Isla de Vancouver, Long Island, las Azores, Irlanda, Japón, y así sucesivamente exhiben efectos de brisa marina alrededor de sus costas que se combinan con otros efectos locales y el movimiento de vientos a gran escala. Mencionamos estos vientos insulares en los siguientes capítulos.

Figura 72 — Condiciones en Islas

RESUMEN

La atmósfera cambiante, móvil y agitada sobre nosotros es un fluido complejo que pulsátea al ritmo cíclico del sol y al impulso de la gravedad. Para comprender plenamente sus formas y medios debemos comenzar con la visión general, observar cada vez más detalles hasta que estemos observando efectos muy locales y luego relacionar estos nuevamente con la escala

general de las cosas. La comprensión de un meteorólogo requiere toda una vida de estudio. Solo podemos esperar comprender los puntos salientes inmediatamente, pero a medida que continuamos nuestra experiencia en el aire, nuestras observaciones personales combinadas con nuestro conocimiento elemental del comportamiento del cielo nos rinden dividendos de comprensión y excelencia práctica en el vuelo.

Los conceptos básicos son estos: El calentamiento solar crea una circulación mundial que es alterada por efectos de Coriolis y limitada por la gravedad. Esta circulación crea desequilibrios en la distribución de temperatura y presión que causan brotes u olas de aire frío desde los polos y aire cálido desde los trópicos intentando restablecer el equilibrio. Los bordes delanteros de estas olas se conocen como frentes que tienen su propia identidad y clima asociado.

Los vientos son creados e impulsados por diferencias de presión a una distancia que se conocen como gradientes de presión. En altura los patrones de presión son más grandes, menos complejos y más dispersos, lo que origina vientos generalmente más fuertes que siguen uniformemente las isóbaras de presión. En la superficie la fricción causa que el viento cruce las isóbaras en un ángulo generalmente menor a 45°. Este conocimiento ayuda a un piloto a predecir la dirección y magnitud del viento en cualquier nivel, dados los mapas meteorológicos apropiados.

Agregando a la comprensión anterior el conocimiento del movimiento de los frentes y sistemas de presión así como la posibilidad de disturbios secundarios, un piloto está bien armado para predecir lo que los próximos uno o dos días traerán en términos de condiciones de vuelo. Eso es todo lo que la estación meteorológica promedio está dispuesta a hacer con alguna certeza.

CAPÍTULO V

Patrones de Viento

Porque dependemos del aire para nuestro mismo aliento vital, hemos desarrollado una conciencia subconsciente de sus cambios. Con nuestra vista observamos nubes a la deriva en lo alto mientras que nuestros sentidos del oído y el tacto pueden detectar directamente el movimiento del aire.

Llamamos viento al aire en movimiento y describimos este movimiento de varias formas como una brisa, corriente, remolino, vendaval, ráfaga, aullido o céfiro. También tenemos nombres para vientos especiales como chinook, föhn, harmattan, jamsin, levante, mistral, Mono, Santa Ana y siroco indicando nuestra conciencia de sus causas y efectos.

Nosotros los pilotos tenemos un gran incentivo para buscar los estados benignos de los vientos. Ciertas brisas pueden permitirnos cruzar vastas extensiones del cielo mientras que fuertes rachas pueden convertir nuestros vuelos de fantasía en episodios de terror. Por esta razón es importante que comprendamos los patrones de viento.

Como hemos descubierto anteriormente, el viento puede ser creado a gran escala y soplar a largas distancias. También puede ser creado localmente y cambiar rápidamente, que es el

tema de un capítulo posterior. En este capítulo investigamos el comportamiento de los vientos a escala mayor.

I

e

I notice you've only provided a period (.) as the content to translate. There's no aviation text for me to translate to Mexican Spanish.

Please provide the aviation text you'd like translated, and I'll respond with only the translation in Mexican Spanish.

MIDIENDO EL VIENTO

Hemos descubierto que el viento es el desplazamiento del aire de un lugar a otro. Si este aire se mueve rápidamente o simplemente flota depende de la cantidad de presión que lo impulsa. Lo que sentimos como viento es el empuje de las moléculas de aire contra nuestro cuerpo. Si se mueven más rápido, se siente más fuerza porque las moléculas tienen más momento al golpearnos. De hecho, la fuerza del aire varía con el cuadrado de la velocidad del aire. De manera similar, nuestras alas experimentan una fuerza del aire que se mueve sobre ellas. El límite para un vuelo seguro llega cuando la velocidad del viento se aproxima a nuestra velocidad mínima de vuelo, de modo que ya no podemos maniobrar con respecto al terreno. Como diferentes aeronaves tienen diferentes velocidades mínimas de vuelo y controlabilidad, pueden manejar con seguridad diferentes máximos de viento.

En la superficie medimos el viento con un anemómetro (anemo significa viento en griego). La altura oficial para medir vientos en la superficie es de 10 metros o 33 pies sobre el terreno. Esto significa que la medición está por encima de parte de la fricción del terreno y la turbulencia. Varios tipos de anemómetros o indicadores de velocidad del viento, como el tipo de copa giratoria o turbina (véase la figura 73), miden la velocidad verdadera del viento porque la veleta se mueve junto con la velocidad del viento. Otros tipos, como el tubo de pitot o el tipo de bola flotante, varían su lectura según la densidad del aire (dependiendo de la temperatura del aire y la altitud) y leen la velocidad del viento relativa ya que detectan la presión dinámica del viento. Leen bajo en altitud o en condiciones calientes y húmedas. No es tan malo como suena, porque generalmente cuando nos interesa la velocidad del viento queremos conocer su efecto en nuestra aeronave y esto depende de la presión dinámica del aire. Un viento verdadero de 15 nudos a 10,000 pies tendrá menos efecto sobre nosotros que un viento verdadero de 15 nudos a nivel del mar.

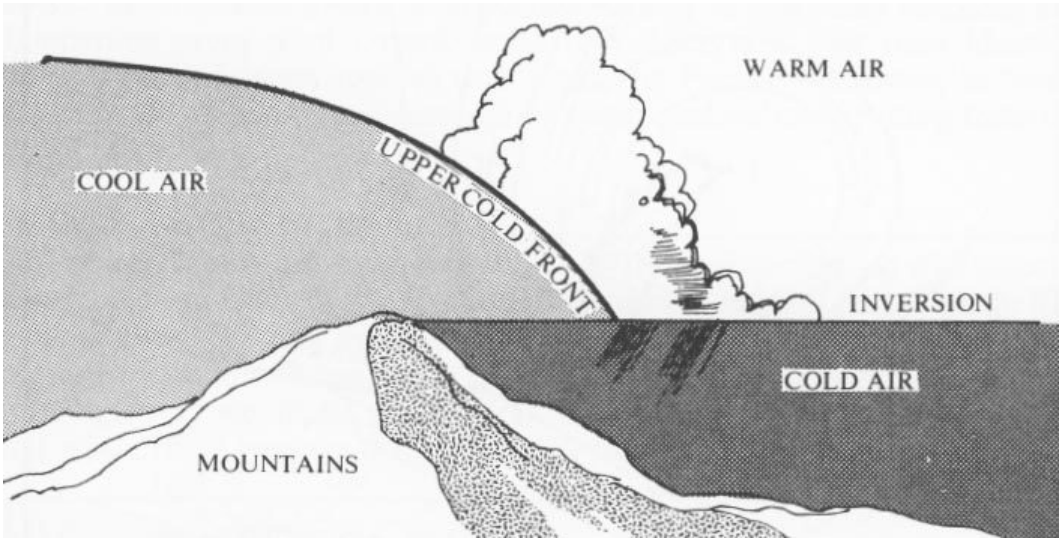


Figura 73 — Wind Speed Indicators

Puede usar su indicador de velocidad aerodinámica como anemómetro—son idénticos excepto quizá por el sistema de montaje.

Solo tenga en cuenta el tipo de sistema que tiene para saber si está leyendo velocidad del viento verdadera o relativa. (Por cierto, un indicador de velocidad aerodinámica que lee velocidad relativa no es desventajoso porque aunque lee bajo en altitud su aeronave vuela más rápido en este aire menos denso. Por lo tanto, su indicador de velocidad aerodinámica relativa siempre leerá lo mismo en la velocidad de pérdida y otras velocidades cardinales sin importar cuál sea la densidad del aire.)

Los meteorólogos y marineros han clasificado los vientos a lo largo de los años según su fuerza. La tabla a continuación es una guía para mediciones oficiales de viento y términos:

Clasificación de Velocidad del Viento

Clasificación

Meteorológica | Velocidad Nudos* Km/h | Escala Beaufort | Términos usados en Pronósticos Generales

Calma | Menos de 1 | Menos de 2 | 0 | Calma

Aire Ligero | 1-3 | 2-6 | 1 |

Brisa Ligera | 4-6 | 7-12 | 2 | Vientos Ligeros

Brisa Suave | 7-10 | 13-19 | 3 |

Brisa Moderada | 11-16 | 20-30 | 4 | Viento Moderado

Brisa Fresca | 17-21 | 31-39 | 5 | Viento Fresco

Brisa Fuerte | 22-27 | 40-52 | 6 | Bre

e

z

y

Viento Moderado 28-33 53-61 7 Viento Fuerte

Viento Fresco 34-40 62-74 8 Vendaval

Vendaval Fuerte 41-47 75-87 9

Vendaval Completo 48-55 88-102 10

Vendaval Severo

o Tormenta

Vendaval de Tormenta 56-63 103-117 11

Huracán 64-71 118-142 12

*Un nudo equivale a 1.15 millas por hora

*Un nudo equivale a 1.85 kilómetros por hora

OBSERVACIÓN DEL VIENTO

Si no tenemos un anemómetro a mano, aún podemos obtener una buena idea de las velocidades del viento observando su efecto en el entorno. La tabla útil en la página siguiente es una buena guía.

Estos efectos del viento se relacionan únicamente con la velocidad del viento. También necesitamos conocer la dirección del viento cuando estamos volando. En el aire podemos detectar el movimiento de líneas de viento en el pasto y los árboles para deducir la dirección así como la velocidad. Las banderas, el humo y la ropa en las cuerdas proporcionan información útil sobre la dirección y velocidad del viento, siendo las banderas las mejores, seguidas por el humo, luego la ropa. Las banderas se extienden en la dirección del viento de sotavento y luego ondean, ondulan lentamente, aletean y chasquean a medida que el viento aumenta (tenga cuidado de no confiar en banderas grandes y pesadas con vientos ligeros). El humo se aplana más a medida que aumenta la velocidad del viento.

Los cuerpos de agua pueden ser una fuente confiable de información del viento una vez que aprendas a leerla.

Las grandes extensiones de agua pueden mostrar ondas u olas que se mueven en la dirección del viento. Tenga cuidado de no confundir los efectos de la corriente con los efectos del viento. Dedique tiempo a observar las superficies del agua desde la orilla y note cómo reaccionan con vientos diferentes. En la costa de California, los acantilados del Pacífico ofrecen un excelente punto de observación para vigilar el viento.

Tabla de Vientos

Velocidad del Viento Efectos en el Ambiente

92

Humo recto hacia arriba. Sin movimiento

Calma

en la vegetación.

-Humo recto hacia arriba. Las hojas comienzan

0-3 mph (0-5 km/h)

a susurrar.

3-5 mph (5-8 km/h) -Humo se inclina, las ramas se mueven.

-Humo se inclina aproximadamente 45º. Las ramas

5-10 mph (16-29 km/h)

pequeñas y el pasto comienzan a moverse.

-Humo se inclina aproximadamente 30º desde

la horizontal. Las ramas completas comienzan

10-18 mph (16-29 km/h)

a moverse. El pasto ondula. La ropa se mueve

en el tendedero.

-Humo se acuesta. Las ramas grandes

18-25 mph (29-40 km/h)

ondean. El pasto ondula y la ropa ondea.

Comienzan remolinos de polvo.

-Las ramas grandes y los troncos medianos se

25-35 mph (40-56 km/h) balancean. La ropa aletea. El polvo y la nieve

vuelan fácilmente.

-Los árboles grandes se balancean, los autos se mecen.

35 y más (56 km/h)

Dificultad para caminar contra el viento.

Con frecuencia se pueden observar líneas de cizalladura –el encuentro de diferentes volúmenes de aire– en la interacción de diferentes líneas de viento sobre el agua.

Los estanques y lagos pequeños se pueden utilizar de manera completamente diferente. Debido a que están contenidos en una cuenca de tierra, siempre están más bajos que el terreno circundante. Por lo tanto, bloquean el aire en su lado barlovento. El resultado es una superficie calmada tipo espejo cerca de la orilla barlovento y una capa o corrientes de ondas más hacia sotavento como se muestra en la figura 74. Cuanto más fuerte sea el viento, más generalizada será el área perturbada. Desde algunas posiciones no se puede detectar la diferencia entre la superficie lisa y la ondulada debido al ángulo del sol, así que cambia tu posición para asegurarte de obtener una lectura verdadera si estás dependiendo de las líneas de viento. Esta habilidad debe estar en el repertorio de todo piloto ya que frecuentemente los estanques son los únicos indicadores de viento disponibles.

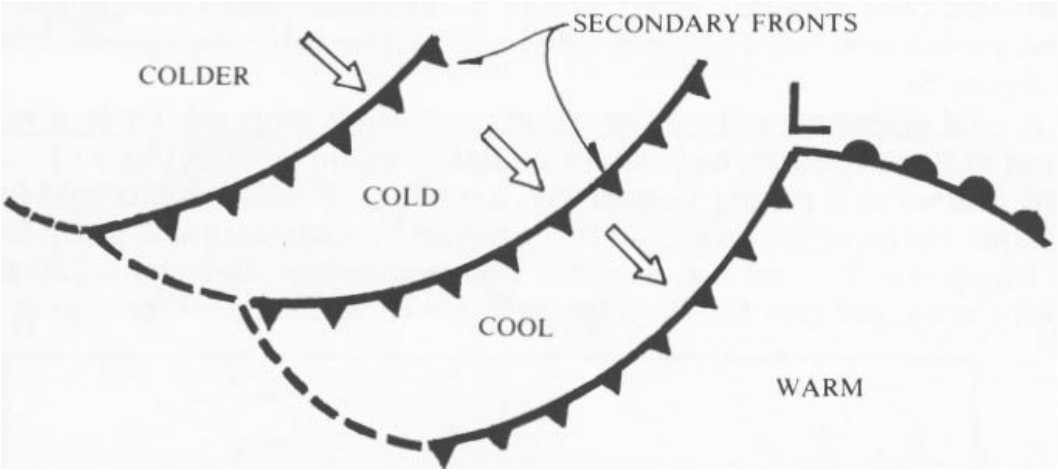


Figura 74 — Wind on Water Effects

Una característica interesante que los pilotos en áreas boscosas pueden observar es la progresión de las líneas de viento subiendo una montaña cubierta de árboles. Cuando las ráfagas de viento soplan hacia arriba de la ladera, voltean las hojas para que se muestren los lados más claros, indicando dónde existe el flujo más fuerte. Esta característica te puede permitir determinar la dirección del viento en la montaña así como la presencia de térmicas o ráfagas y qué tan lejos hacia abajo de la montaña se extienden los vientos más fuertes. Toda esta información se puede obtener en el valle para tener una idea de las perspectivas de vuelo sin motor antes de subir a la montaña. Esta es una guía importante para los pilotos en Europa y el este de los EE.UU.

VIENTOS PREDOMINANTES

Cualquier punto dado en la tierra experimenta vientos de todas direcciones, pero algunas direcciones dadas son mucho más favorecidas que otras. Durante un largo período de recopilación de datos podemos dibujar una

"Rosa de vientos" para un área que muestra la frecuencia de la dirección del viento. Una rosa de vientos como esta se muestra en la figura 75. Aquí vemos que los vientos del suroeste son los más comunes y se considerarían los vientos predominantes (el pico que representa el viento está a sotavento del centro de la rosa). El viento del sur también está bien representado. Los vientos del oeste y noroeste son frecuentes, con un poco menos de vientos del sureste y una pequeña cantidad de vientos del noreste. Los vientos del este tienden a ser los menos frecuentes.

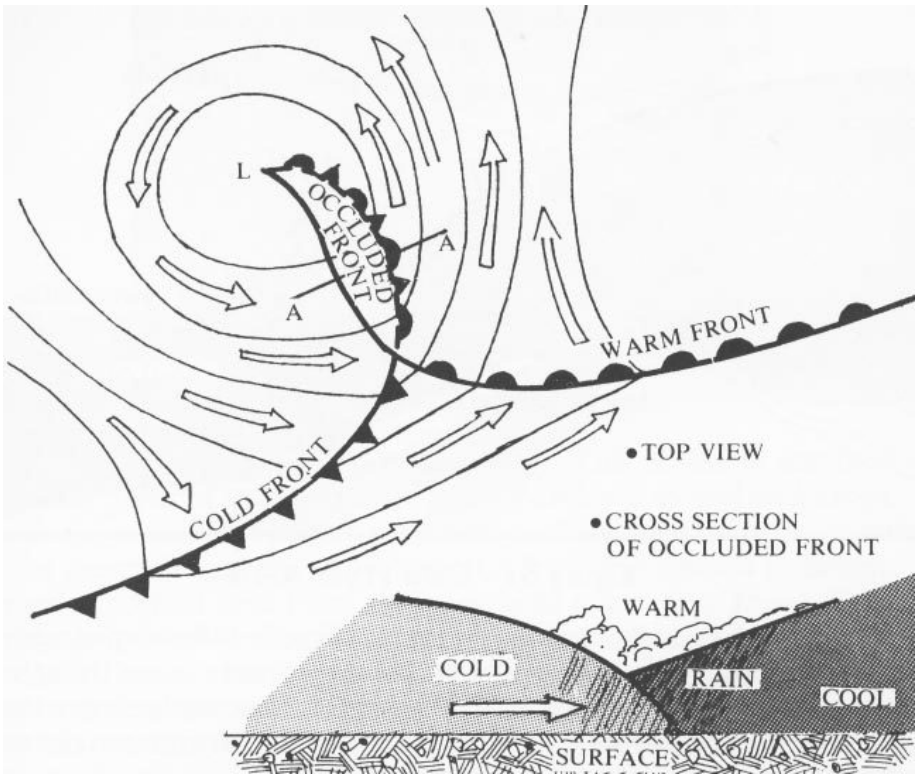


Figura 75 — Wind Rose

Figura 74 — Efectos del Viento en el Agua

Este ejemplo de rosa de vientos es en realidad bastante similar a la situación en la mitad oriental del continente norteamericano y partes de Europa Occidental. Más adelante veremos por qué surgen estos patrones de viento. Otras áreas tienen vientos predominantes y frecuencias diferentes. Lo importante es reconocer la tendencia de los vientos a soplar un gran porcentaje del tiempo en pocas direcciones preferidas. Este reconocimiento es importante para saber cómo orientar las pistas aéreas o localizar sitios de vuelo.

FLUJO DE VIENTO CERCA DE LA SUPERFICIE

En este punto sabemos por qué sopla el viento, pero necesitamos tener una imagen clara de cómo reacciona con el terreno y se comporta en los niveles inferiores donde volamos. La mejor manera de imaginar el flujo de viento y las corrientes es observar el agua en movimiento. Cuando un lecho de arroyo es liso, el agua exhibe un flujo uniforme y constante incluso a velocidades muy rápidas. Cuando el arroyo está lleno de rocas, troncos u otros obstáculos, el flujo se vuelve bastante irregular, incluso a velocidades lentas del arroyo. El agua prefiere fluir alrededor de las rocas en lugar de sobre ellas. Cuando se ve obligada a pasar entre dos rocas, se levanta y fluye más rápido. Cuando fluye sobre una roca, exhibirá ondulaciones u olas aguas abajo. Detrás de muchas rocas, se rompe en remolinos u oscilaciones.

Figura 75 — Rosa de Vientos

El flujo de aire reacciona a las irregularidades del terreno de la misma manera. Prefiere rodear una montaña aislada que pasar sobre ella. Es canalizado por los valles y forzado a fluir paralelo a las cadenas montañosas y crestas. Se eleva y se mueve más rápido cuando es forzado a través de una brecha. También exhibe remolinos turbulentos (giros) y ondas que son temas de capítulos posteriores. Lo principal que se debe aprender de este ejercicio mental es que el terreno altera considerablemente el flujo de viento cerca de la superficie, forzándolo a alterar su trayectoria para pasar alrededor de crestas, colinas, límites de árboles y montañas. Además de alterar la trayectoria del viento, todos estos obstáculos en el camino también ralentizan el viento cerca de la superficie. Esto se llama el gradiente de viento (cambio con la altura) y

se cubrirá un poco más adelante.

Además de los efectos mecánicos descritos anteriormente, los efectos de calentamiento alteran significativamente el flujo de aire en la superficie. Este tema se deja para el Capítulo VII, pero aquí es necesario entender que cerca de la superficie es donde el viento presenta la mayoría de sus irregularidades. La tabla siguiente ayuda a definir el comportamiento del aire en las capas inferiores.

Capas de Viento

Altura Aproximada Sobre la

Característica de Superficie Más Alta Naturaleza del Flujo de Aire

Atmósfera libre. Aquí la viscosidad del aire

no es significativa porque no reacciona

con objetos sólidos. El movimiento del aire

se debe únicamente al gradiente de presión

y al efecto de Coriolis.

1,500 a 3,000 pies

(500 a 1,000 m)

Región de transición. Aquí los efectos de

la fricción de superficie influyen en la

estructura del viento. Las brisas marinas

se extienden hacia esta capa. El efecto de

Coriolis y los cambios de densidad (efectos

de calentamiento) son fuerzas principales

en esta capa.

150 a 300 pies

(50 a 100 m)

Región de acción continua de corte. La estructura del viento está determinada principalmente por la naturaleza de la superficie y los cambios de temperatura con la altitud. Los vientos de valle y montaña existen dentro de esta capa.

Capa Límite de Superficie

(Parte Superior del Terreno)

Ya hemos visto en el capítulo anterior cómo los efectos de la fricción superficial ralentizan el viento y causan que el flujo cruce las isóbaras, mientras que en la atmósfera libre el viento sigue las isóbaras. Ahora echemos un vistazo más detallado a estos patrones superficiales.

VIENTOS ALREDEDOR DE FRENTES Y SISTEMAS DE PRESIÓN

Un frente frío típico y un sistema de baja presión se muestran en la figura 76. El dibujo es tridimensional y representa una baja en la superficie con un frente frío que se extiende hacia el sur (dibujo del hemisferio norte). La baja y el frente se extienden hacia arriba en la atmósfera.

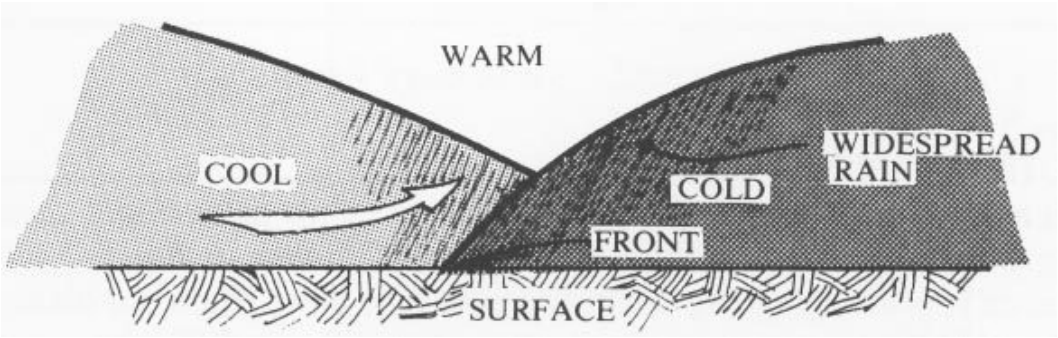


Figura 76 — Wind Flow Near a Cold Front

Los sistemas de alta presión en los sectores fríos y cálidos se muestran con líneas claras que representan las isóbaras superficiales. Las flechas sombreadas más grandes representan aire frío empujado por la alta en el norte, mientras que las flechas oscuras son el aire cálido impulsado por la alta del sector cálido. Ambos conjuntos de flechas tienden a fluir hacia la baja presión relativa a lo largo del frente.

El flujo frío se curva bajo el flujo cálido y presenta vientos del oeste a noreste una vez que el frente pasa. La acción del aire cálido es más interesante. Al llegar al frente se levanta sobre el

aire frío y gira hacia la derecha, eventualmente logrando un flujo del suroeste al noroeste en altura.

Figura 76 — Flujo de Viento Cerca de un Frente Frío

Con frecuencia, cuando un frente frío se aproxima a un área desde el noroeste en el hemisferio norte, los vientos de superficie serán del sur a sureste, mientras que en altura las nubes superiores se pueden ver desplazarse desde el noroeste. Los pilotos han experimentado ascensos térmicos en el flujo del sureste antes de un frente y se han desplazado hacia el noroeste originalmente, pero cambiando gradualmente la dirección del desplazamiento hasta que la térmica regresa hacia el sureste en el flujo del noroeste en altura. Esto puede ocurrir en algunos miles de pies (1,000 m o más) de ascenso. Los pilotos han expresado sorpresa cuando se han enfrentado a este fenómeno y preocupación por la posibilidad de esfuerzo cortante en altura. Sin embargo, las observaciones descritas son un estado normal de las condiciones prefrontales. Por supuesto, muy cerca del frente puede haber esfuerzo cortante (véase el próximo capítulo) y condiciones meteorológicas severas, pero las condiciones que describimos pueden preceder al frente frío por uno o dos días.

96

En el hemisferio sur, la inversión del efecto de Coriolis y la llegada de frentes fríos desde el sur crean una situación mostrada en la figura inferior. Vientos del norte o noreste preceden al frente, mientras que vientos del oeste a sur lo siguen en su paso.

Como hemos visto en el capítulo anterior, la extensión occidental de un frente frío detiene su progreso y frecuentemente regresa como un frente cálido. Cerca de este frente podemos trazar un patrón tridimensional similar para comprender el flujo de viento. Esto se muestra en la figura 77. Conforme el frente frío se extiende hacia el sur estará precedido por vientos del sur a suroeste, luego presenta vientos del norte a noreste en su paso (hemisferio norte). Una vez que se detiene y se dirige hacia el noreste como un frente cálido, los vientos en el sector frío giran en el sentido de las manecillas del reloj para convertirse en vientos del sureste a sur, cambiando a suroeste conforme el frente pasa. Conforme el aire cálido avanza hacia el norte fluye sobre el aire fresco y gira hacia la derecha para fluir hacia el oeste en altura.

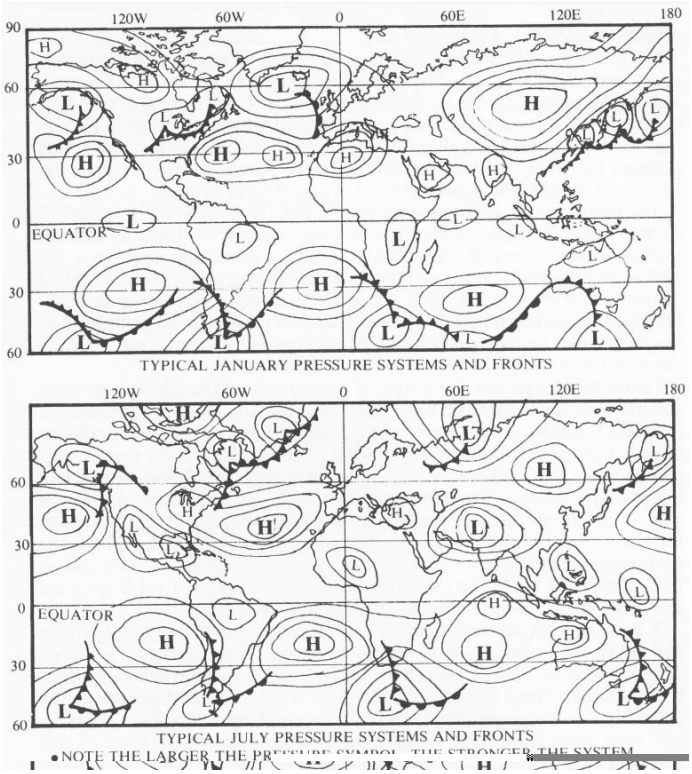


Figura 77 — Wind Flow Near a Warm Front

En el hemisferio sur la situación aparece como en la figura inferior. Aquí observamos vientos del noreste a norte precediendo al frente cálido, mientras que vientos del noroeste lo siguen.

Figura 77 — Flujo de Viento Cerca de un Frente Cálido

SISTEMAS DE TIEMPO EN MOVIMIENTO

Hemos aprendido que el tiempo generalmente se desplaza de oeste a este en las zonas templadas de ambos hemisferios. Esto nos permite visualizar algunas situaciones típicas para que podamos aprender qué tiempo y viento esperar dada una idea aproximada de la posición de los sistemas meteorológicos.

UNA CRESTA DE ALTA PRESIÓN PASA

En la figura 78 mostramos una cresta de alta presión en el hemisferio norte. Suponga que su posición inicial es en A. Cuando el sistema se desplaza hacia el este, la porción a lo largo de la línea AA' pasa por usted. Primero experimenta flujo del noroeste que gradualmente gira más hacia el oeste y disminuye. Cuando el máximo de la cresta (línea punteada) pasa sobre usted, los vientos pueden estar en calma y el cielo despejado. Luego aumentan y giran al suroeste y sur cuando la cresta se aleja hacia el este. El cielo puede nublarse nuevamente cuando se aproxima la siguiente baja presión.

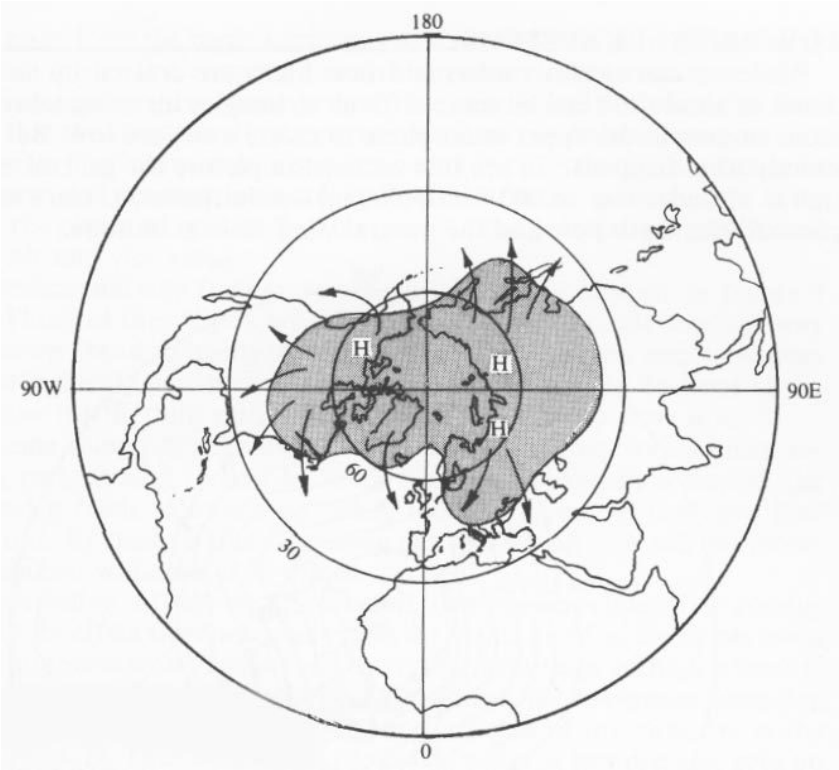


Figura 78 — Wind Flow Near a Passing Ridge of High Pressure

Figura 78 — Flujo de Viento Cerca de una Cresta de Alta Presión que Pasa

En el hemisferio sur el proceso es el mismo excepto que los vientos iniciales serán del suroeste cambiando hacia el norte o noroeste.

Ahora imagine que se encuentra ubicado en B. Cuando el sistema se desplaza hacia el este, experimenta las condiciones a lo largo de la línea BB'. En este caso, un viento inicial del noroeste gira en el sentido de las manecillas del reloj para convertirse en noreste, este, sureste y eventualmente sur. En cualquier caso, será bastante ligero o negligible en el área de presión débil por debajo de la alta. En el hemisferio sur, los vientos giran en sentido contrario a las manecillas del reloj desde su flujo inicial del suroeste en esta situación.

UN SISTEMA DE BAJA PRESIÓN PASA

En la figura 79 tenemos un sistema de baja presión y los frentes típicos que se desprenden de él en el hemisferio norte (note que el frente cálido mostrado es la porción occidental de la onda fría anterior que se está moviendo hacia el norte como frente cálido). Ahora asuma que usted está estacionado en el punto A y la baja que se desplaza hacia el noreste le trae condiciones a lo largo de la línea AA'. Primero experimenta un desplazamiento del sureste que gira en sentido contrario a las manecillas del reloj y se fortalece hacia el este, noreste y luego norte.

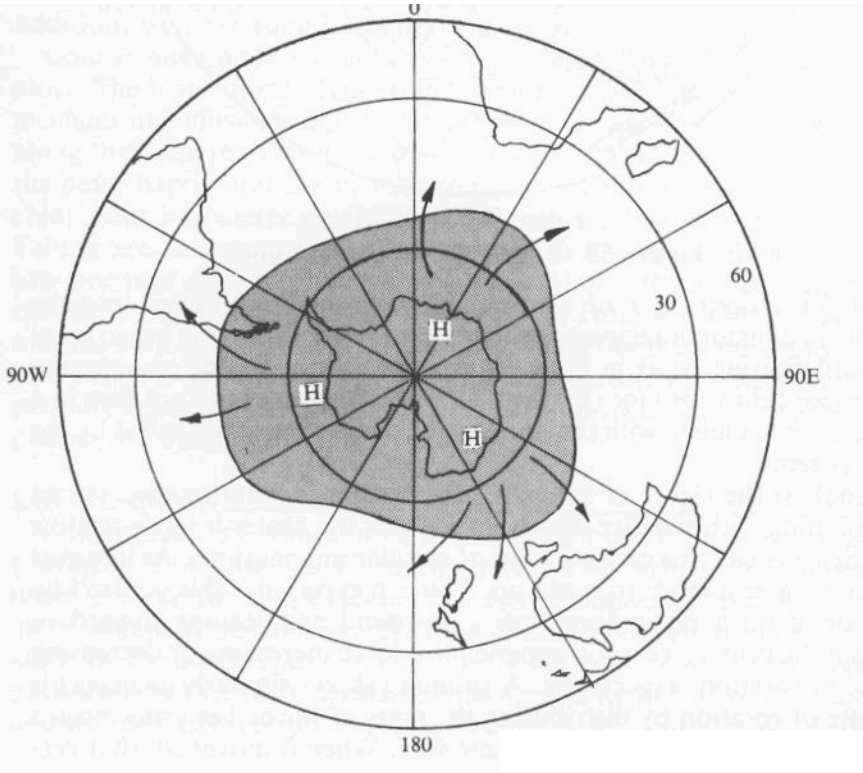


Figura 79 — Wind Flow With a Passing Low - Northern Hemisphere

Aunque usted no encuentre frentes en esta área (excepto posiblemente un frente ocluido que se ha envuelto bien alrededor de una baja madura), hay abundante lluvia y nubes que aumentan y descienden conforme el viento gira hacia el este. Este tiempo continuará hasta que los vientos giren hacia el noroeste, lo cual puede tomar doce horas o más. Si la baja pasa bien al sur de su posición (cientos de millas) usted puede perder la lluvia y solo ver nubes altas en el cielo del sur.

Si usted está posicionado en el punto B el sistema en movimiento le presentará el tiempo a lo largo de la línea BB'. En este caso un viento inicial del oeste girará en sentido contrario a las manecillas del reloj hacia el suroeste y sureste, aumentará de velocidad y luego girará un poco en el sentido de las manecillas del reloj hacia el suroeste (si no es que ya está en el suroeste) conforme pasa el frente cálido. Luego los vientos se mantienen estables hasta que pasa el frente frío y ocurre un cambio brusco hacia el noroeste. Finalmente el viento disminuye y gira más hacia el norte u oeste dependiendo de la posición de la siguiente alta.

El tiempo asociado con el evento descrito anteriormente es simplemente tiempo de frente cálido seguido de despeje entre los frentes seguido de tiempo de frente frío. El frente cálido normalmente trae nubes y lluvia por uno o varios días mientras que los frentes fríos usualmente pasan en menos de un día.

Figura 79 — Flujo de Viento Con una Baja en Paso - Hemisferio Norte

En el hemisferio sur la situación se muestra en la figura 80. Si usted está estacionado al sur de la trayectoria baja en A experimentará vientos del noreste girando más hacia el este y continuando en el sentido de las manecillas del reloj para terminar en el suroeste. El clima y la intensidad del viento serán similares a los descritos a lo largo de AA' arriba.

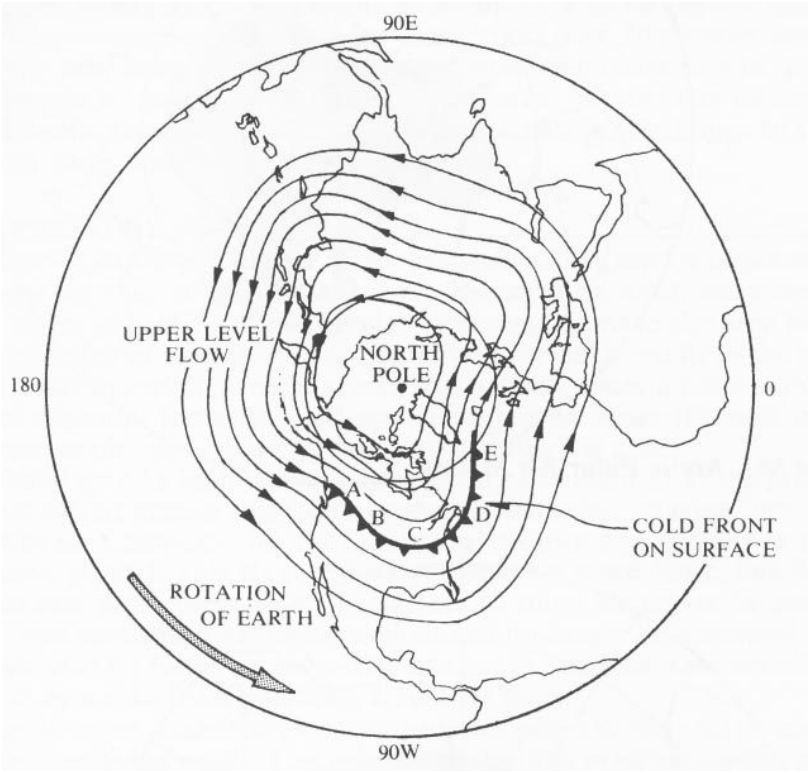


Figura 80 — Wind Flow With a Passing Low - Southern Hemisphere

Si usted está en B sus vientos originales del oeste girarán hacia el noroeste al noreste conforme se aproxima el frente cálido, luego girarán hacia el noroeste entre los frentes

Figura 80 — Flujo de Vientos Con un Sistema de Baja Presión en Paso - Hemisferio Sur

y cambiarán rápidamente hacia el suroeste conforme pasa el frente frío. Nuevamente el clima será como se describe para el hemisferio norte.

Utilice este esquema general del comportamiento del viento y el clima para entender los flujos en su área relacionados con la posición y el movimiento de los sistemas meteorológicos. Observe el viento según el mapa meteorológico actual para adquirir experiencia prediciendo el viento que desea para un vuelo excelente. Como cualquier piloto o navegante le puede decir, las predicciones basadas en los datos no siempre son correctas pero mejoramos grandemente nuestras oportunidades de buen vuelo cuando aprendemos cuándo esperarlo.

ÁREAS MÁS ALLÁ DE LOS FRENTES

Las explicaciones anteriores están bien para el público aviador que vive donde los frentes son visitantes frecuentes, pero muchos pilotos viven fuera del alcance de tales sistemas meteorológicos. Además, algunas áreas requieren modificación a nuestro modelo simple. La

figura 81 presenta mapas meteorológicos típicos a nivel del mar para los meses de enero y julio respectivamente. Se muestran los sistemas de presión más frecuentes y la actividad frontal.

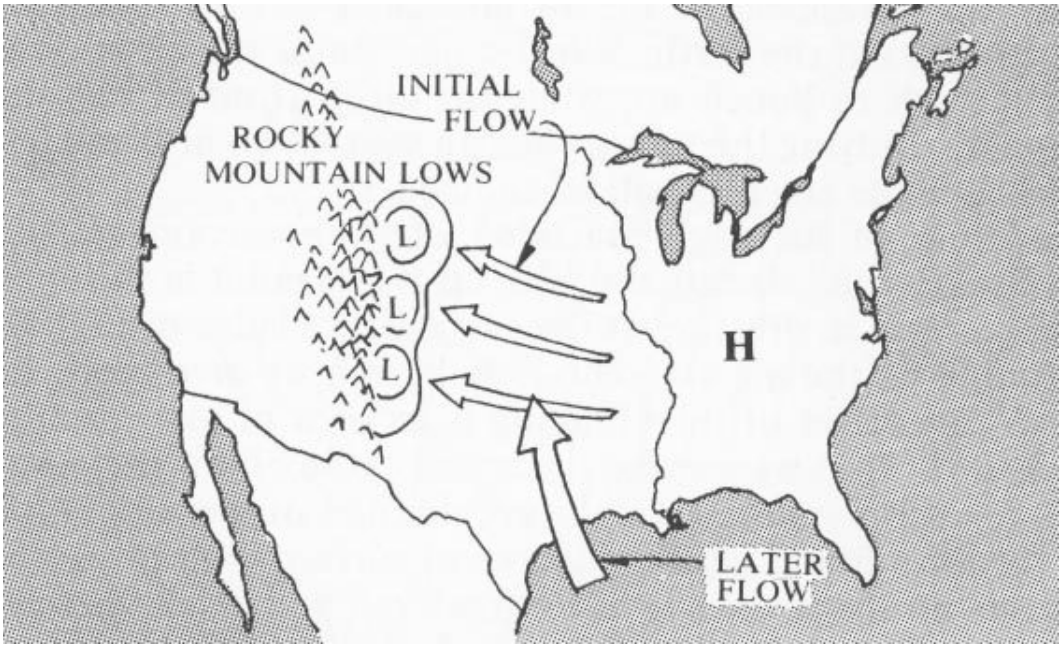


Figura 81 — General Worldwide Surface Conditions

Comenzando con el continente norteamericano vemos que nuestros frentes ideales asaltan el Norte y continúan hacia el Este. La costa noroeste desde Alaska hacia el norte de California experimenta frentes fríos húmedos del océano y los flancos posteriores de los frentes fríos continentales que frecuentemente se combinan para formar una oclusión. Los vientos experimentados en estas áreas son los explicados en relación a los frentes respectivos.

El suroeste de Estados Unidos escapa de los frentes merodeadores normalmente y está dominado por una baja térmica en verano y un anticiclón del Pacífico en invierno. Los vientos tienden a ser del noroeste en invierno y débiles u orientales en verano (del sureste al noreste dependiendo de la ubicación). En estas áreas los efectos del calentamiento local incluyendo la brisa marina a lo largo de la costa son frecuentemente los determinantes más importantes de la dirección del viento. No es raro que un piloto encuentre vientos completamente opuestos en un vuelo de solo veinte millas debido a la producción de vientos locales.

Pasando al continente europeo vemos que la influencia de la baja de Islandia tiende a jalar los sistemas frontales alrededor de ella de modo que los frentes fríos frecuentemente golpean las Islas Británicas y Europa occidental viajando del oeste u

Figura 81 — Condiciones Superficiales Generales Mundiales

suroeste. El posicionamiento de estos frentes y el hecho de que viajen sobre los efectos de calentamiento del océano Atlántico cambian su naturaleza. Tenemos que rotar nuestros

vientos esperados hasta

100

90º en sentido antihorario desde el modelo dado en la sección anterior al observar Europa occidental. Los frentes fríos a menudo no son tan severos y transportan mucha humedad que cae en los Alpes como nieve debido a su naturaleza marítima. Además, como hemos visto, Europa puede experimentar el lado posterior de un frente frío continental que ofrece aire mucho más frío al continente de manera similar a la experimentada por el noroeste estadounidense.

Australia experimenta el paso de frentes clásico en su mitad suroriental. Naturalmente, la costa este siente estos frentes más intensamente. La costa oeste de Australia es seca por falta de frentes debido al anticiclón tropical permanente que se encuentra frente a la costa oeste. El norte de Australia llega hasta los 15° de latitud y experimenta clima tropical con ciclones ocasionales y torrentes de lluvia.

Los vientos en Australia Occidental son leves del sur o dominados por efectos de calentamiento, mientras que los de la porción oriental más poblada del país son típicos de los sistemas de presión y frentes actuales.

Sudáfrica tiende a estar dominada por altas presiones en su invierno local e invierno dominado por bajas presiones en verano por efectos de calentamiento. Los frentes fríos cruzan el área en invierno y traen vientos tropicales. En otras épocas del año, los efectos de calentamiento incluyendo la brisa marina son determinantes importantes del viento como en el sur de California.

VIENTOS RETROCEDENTES Y VIENTOS GIRATORIOS

Hemos visto que los vientos cambian de dirección a lo largo de la superficie. También cambian con la altitud. Aquí introducimos dos términos que describen estos cambios de dirección (ya sea con la distancia, la altura o el tiempo) y se encuentran frecuentemente en reportes meteorológicos o fuentes de información.

Un viento retrocedente es aquel que gira o cambia de dirección en sentido contrareloj como se muestra en la figura 82. Un viento retrocedente en el hemisferio norte es más común un día o así después de que pasa un frente frío e indica eventualmente la aproximación del próximo frente, generalmente un frente cálido.

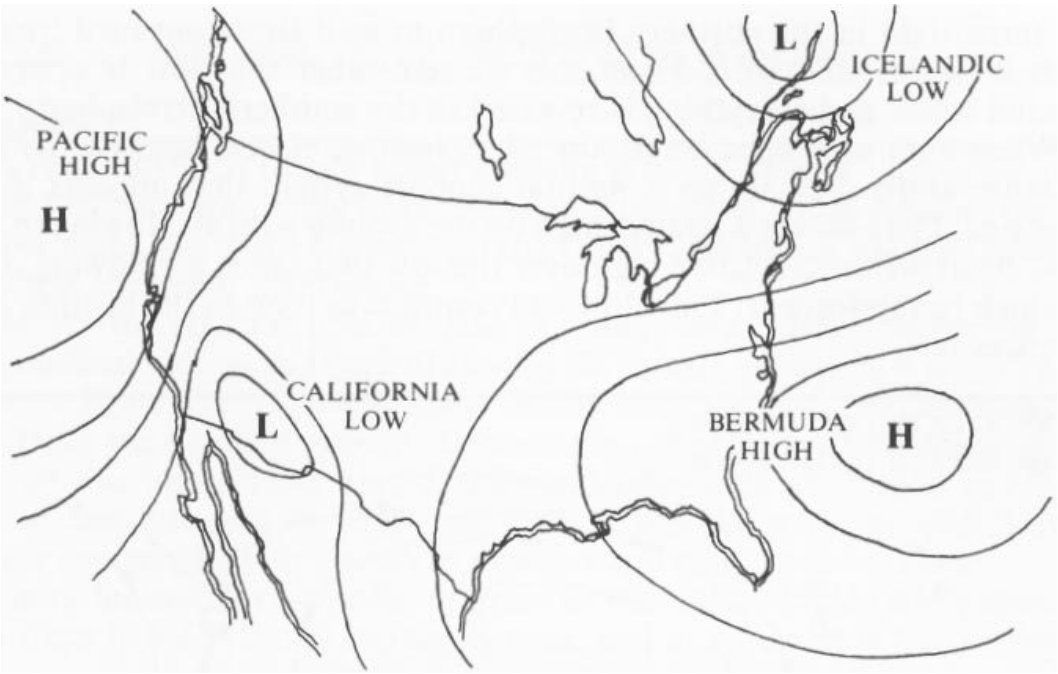


Figura 82 — Backing and Veering Winds

Un viento giratorio es aquel que gira en sentido reloj como se muestra en la figura. El viento frecuentemente gira inmediatamente después del paso del frente.

Figura 82 — Vientos Retrocedentes y Vientos Giratorios

EL GRADIENTE DE VIENTO

Hemos visto que el viento se ralentiza por la fricción superficial cuando se acerca al terreno. También hemos visto que esta desaceleración causa que el viento cruce las isóbaras en la superficie mientras que las sigue en altura. Investiguemos estos asuntos con más detalle para saber qué vientos esperar a la altitud.

El gradiente de viento (nuevamente gradiente significa cambio) cerca del terreno se puede visualizar como en la figura 83. Esta representación gráfica de la velocidad del viento con la altura se puede llamar perfil de gradiente de viento. En condiciones uniformes (sin térmicas) sobre terreno liso, el flujo es no turbulento y el mayor cambio en la velocidad del viento ocurre cerca del terreno. En terreno accidentado existe turbulencia que tiende a dispersar las diferencias de velocidad en capas adyacentes, de modo que el flujo cambia de velocidad más gradualmente con la altura como se muestra en la figura.

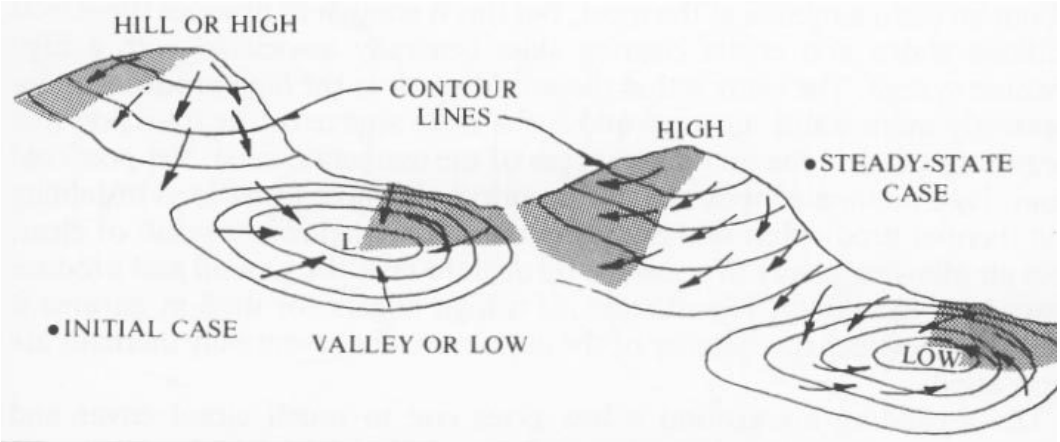


Figura 83 — Typical Wind Gradients

Los problemas relacionados con el gradiente de viento son bien conocidos en círculos aeronáuticos, ya que descender hacia tal viento puede reducir rápidamente la velocidad aerodinámica. Además, la presencia de gradiente de viento significa que los vientos en altura son más fuertes que los del terreno. Este es el asunto que investigamos a continuación.

Figura 83 — Gradientes de Viento Típicos

VIENTOS EN ALTURA

Hemos visto anteriormente en este capítulo que los vientos de 1,500 a 3,000 pies (500 a 1,000 m) por encima de la cima del terreno ya no están bajo la influencia de la fricción del terreno. Se dice que los vientos en este nivel están en la atmósfera libre y alcanzan su velocidad de flujo libre.

Lo que esto significa es que cuando alcanzamos varios miles de pies por encima de los picos de las montañas locales, encontramos un viento que sigue las isóbaras y fluye con la velocidad apropiada para el gradiente de presión en ese nivel. El viento que obedece la dirección de las isóbaras alejándose de la capa de fricción se denomina viento geostrófico.

Dado que el viento en la superficie cruza las isóbaras, podemos esperar que debe cambiar de dirección con la altitud a medida que cambia la velocidad. Este cambio de velocidad (rapidez y dirección) se muestra en la figura 84. Aquí vemos que el viento gira en el sentido de las agujas del reloj (se desvía) conforme ascendemos desde la superficie hasta el nivel del flujo libre donde es paralelo a las isóbaras. También vemos que aumenta de 10 mph a 20 mph en la misma altura.

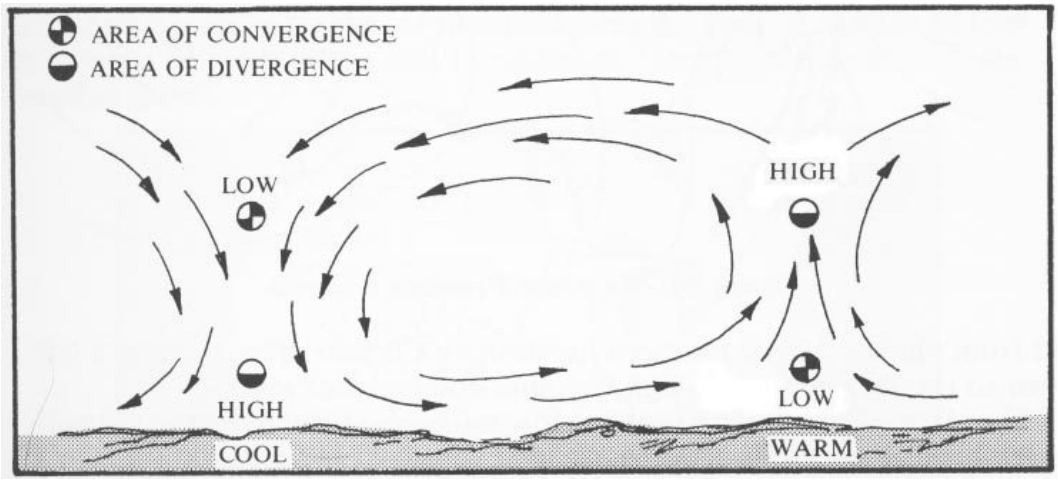


Figura 84 — Wind Velocity Changes with Altitude

También en la figura mostramos la situación sobre una superficie lisa (agua) y terreno más accidentado. En el primer caso el giro del viento es mucho menor porque no se reduce tanto en la superficie. En el segundo caso la disminución adicional resulta en un giro mayor en la superficie.

El giro del viento con la altitud es un concepto importante para los pilotos cuando se siguen las térmicas, se trazan cursos, se conserva combustible o se utilizan caras de soaring de montañas variables. Debería

Cabe señalar que las condiciones inestables con térmicas tienden a distribuir el aire hacia arriba y hacia abajo, de modo que el promedio de giro del viento es menor que en condiciones estables. También nótese que los valles largos tienden a girar el viento de superficie de manera que fluya paralelo al valle. Esta acción puede aumentar la cantidad de giro en la dirección del viento desde la superficie hacia niveles más altos.

La dirección del giro con la altitud hasta la velocidad del flujo libre es generalmente en el sentido de las manecillas del reloj (incremento de dirección) en el hemisferio norte y en sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio sur. Por encima de este nivel, el viento girará nuevamente para conformarse al flujo de los vientos superiores. En el

En climas templados, estos vientos de nivel superior generalmente son del oeste, aunque en casos raros cuando la corriente en chorro se ha desplazado muy hacia el polo, pueden ocurrir algunas ondulaciones de nivel superior.

La mejor manera de determinar la dirección del viento de nivel superior es observar la deriva de las nubes de alto nivel (utiliza un objeto fijo en tierra como referencia). Invariablemente, el viento de corriente libre girará hacia esta dirección, usualmente de manera gradual. Observar las figuras 58 y 68 en el Capítulo IV que muestran los vientos superiores en relación con los sistemas de presión y frentes te ayudará a visualizar qué vientos superiores esperar. Nota que los vientos superiores casi siempre soplan paralelos a los frentes. El cambio más grande

(hasta 180º) se encuentra en vientos que son del este en la superficie en zonas templadas. Todo este conocimiento es útil cuando se trabaja con térmicas altas que derivan con el viento.

Figura 84 — Cambios de Velocidad del Viento con la Altitud

Estela de condensación en expansión en vientos altos fuertes.

Hemos visto que el viento sobre la superficie aumenta la influencia hasta la velocidad de corriente libre. Arriba de esto, lo que sucede depende de la ubicación de los vientos de nivel superior y especialmente de la corriente en chorro. Los mapas meteorológicos de las elevaciones más altas representan estos vientos superiores, y algunos

boletines meteorológicos para consumo público también indican la trayectoria de la corriente en chorro. En ausencia de estas fuentes de información, podemos establecer la regla general de que los vientos aumentan en altura en un sector cálido de una alta presión y disminuyen en altura en un sector frío de una alta presión. Debemos notar que los sistemas de presión en altitud pueden diferir marcadamente de los de la superficie. Además, la atmósfera inferior puede estar estratificada con masas de aire conforme una se desplaza sobre o bajo otra. Las capas frecuentemente difieren en temperatura, humedad y movimiento. Así que podemos encontrar un cambio en la velocidad y dirección del viento varias veces conforme nos aventuramos en altura. Generalmente, el viento en altura indica cuál será el viento en la superficie. El viento en altura cambia primero.

CORRIENTES EN CHORRO

Hemos mencionado anteriormente la corriente en chorro varias veces porque es una parte integral del tiempo en las zonas templadas, pero lo curioso es que ni siquiera se conocía hasta que las aeronaves grandes comenzaron a volar lo suficientemente alto durante la Segunda Guerra Mundial para sentir sus efectos.

En realidad, comúnmente aparece más de una corriente en chorro. Un tipo es la corriente en chorro subtropical mostrada previamente en la figura 43. Estas corrientes en chorro son bastante altas (por encima de 40,000 pies o 14 km), ubicadas alrededor de los 30º de latitud y son más cortas y débiles que la corriente que se encuentra en la zona templada. Son de poca importancia para los pilotos deportivos.

La corriente en chorro del frente polar se localiza en el límite entre el aire cálido y frío en la zona templada como se muestra en la figura 43. Es una corriente de aire de movimiento rápido en los vientos del oeste polares y aparece como en la figura 85. En realidad, la corriente en chorro no aparece con capas distintas como se muestra, ya que hay una transición suave desde el máximo de la corriente en chorro en el centro hacia los vientos menores a lo largo de los costados.

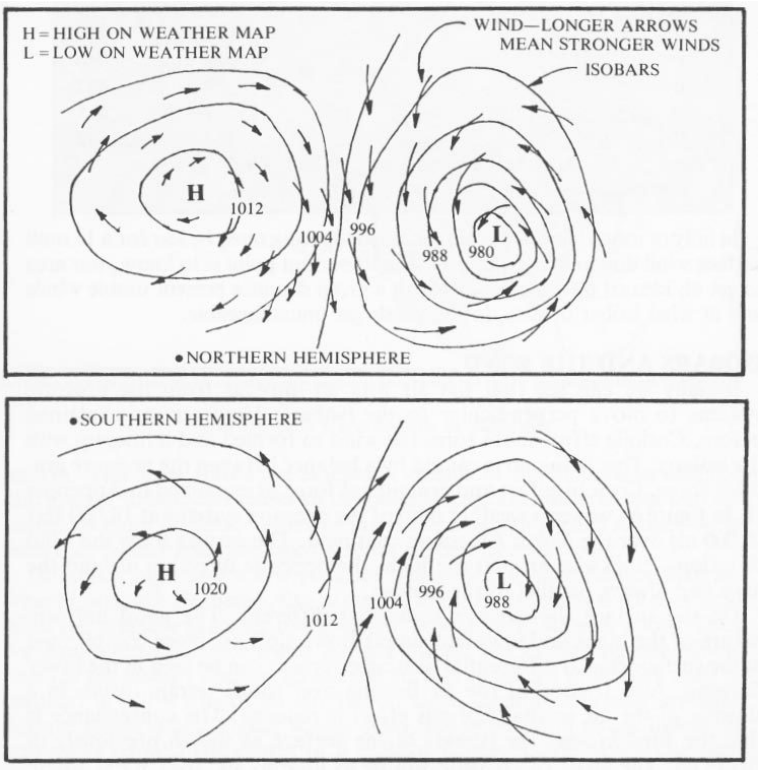


Figura 85 — The Polar Jet Stream

Los vientos más rápidos en la corriente en chorro ocurren cuando la corriente en chorro se ondula más hacia el polo, mientras que la corriente en chorro se ralentiza cuando se inclina hacia el ecuador. La razón de esto se da en la discusión que acompaña a la figura 58. La corriente en chorro polar se localiza cerca de 30,000 pies (10 km) de altura y puede alcanzar 200 nudos sobre América del Norte y Europa, y hasta 300 nudos sobre Japón y Nueva Zelanda donde las condiciones para su formación son favorables.

Las corrientes en chorro son causadas por el fuerte contraste de temperatura entre las masas de aire polar y tropical. Se pueden considerar como una combinación de una zona de convergencia y un flujo de gradiente de presión creado por la diferencia de temperatura. Este flujo se induce hacia los polos pero gira a la derecha en el hemisferio norte e izquierda en el hemisferio sur para circundar el globo de oeste a este. Las zonas de fuerte gradiente de temperatura horizontal, frentes superficiales y corrientes en chorro se encuentran típicamente juntas.

La importancia de la corriente en chorro polar para los pilotos deportivos es doble. Primero, ayuda a desplazar los frentes y sistemas de baja presión como se explicó en el capítulo anterior. Observar la corriente en chorro puede darnos una advertencia del tiempo. Segundo, naturalmente significa vientos fuertes en altura. Volar bajo una corriente en chorro no es necesariamente peligroso, pero se debe esperar que vientos más fuertes se desarrollen durante el día a medida que ocurre la mezcla. Las ráfagas superficiales pueden ser severas bajo una corriente en chorro si los bolsones de descenso de rápido movimiento llegan al suelo.

La corriente en chorro frecuentemente se puede ver en altura porque frecuentemente ostenta una larga banda de nubes de cirro. Esta banda se mueve paralela a la corriente en chorro pero también puede trasladarse lateralmente mientras la corriente en chorro serpentea hacia el norte y sur.

Figura 85 — La Corriente en Chorro Polar

I need more context to provide an accurate translation. The text "e" by itself could be:

- A letter (la letra "e")

- An abbreviation or acronym in aviation context

- Part of a larger text

Please provide the complete aviation text you'd like translated to Mexican Spanish.

a

m

VARIACIÓN DIURNA DEL VIENTO

La variación diaria o diurna del viento general debe ser bien conocida por cualquiera que haya pasado un par de décadas en este planeta. Sabemos que generalmente se intensifica durante el día y se disipa durante la noche. La Figura 86 muestra una carta típica de viento superficial de 24 horas. Nótese que el máximo ocurre a primeras horas de la tarde cuando ocurren el calentamiento máximo y el intercambio térmico. El mínimo ocurre en las primeras horas de la madrugada cuando el terreno está más frío.

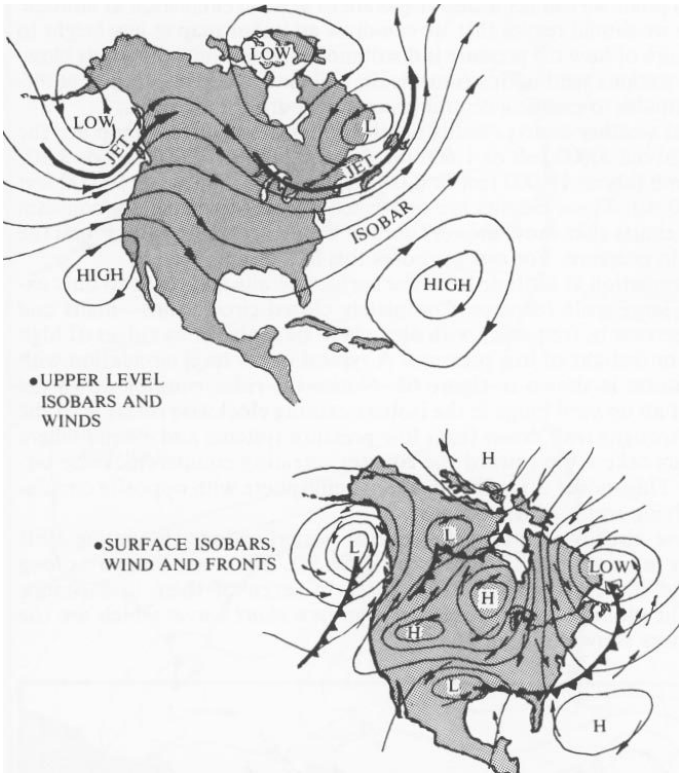


Figura 86 — Daily Wind Variation

La ocurrencia de estos máximos y mínimos nos da una pista sobre la variación del viento. Durante la noche la capa inferior del aire es estable –ocurre una inversión de temperatura en tierra– por lo que tiene lugar poco movimiento vertical. Consecuentemente hay un gran gradiente de viento resultando en poco o ningún movimiento de aire cerca de la superficie. Por otro lado, el calentamiento del sol durante el día causa un intercambio de aire hacia arriba y hacia abajo, llevando el aire de la capa superior con mayor velocidad hacia la superficie. El resultado es velocidades de viento superficial mayores cuando el calentamiento, la inestabilidad y las corrientes verticales son máximos a primeras horas de la tarde. La Figura 87 ilustra estos aspectos.

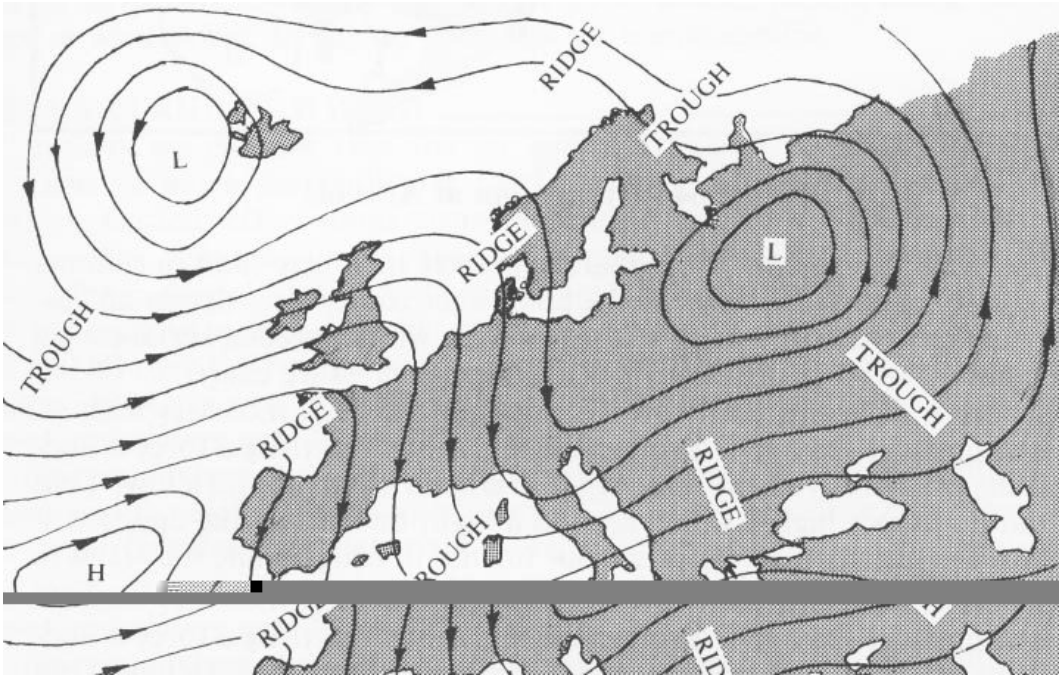


Figura 87 — Wind Brought Down From Aloft During Daytime

Banda de nubes paralela al flujo de la corriente en chorro.

Un ciclo diario típico comienza con condiciones de calma en la madrugada, seguido de un agitamiento gradual del aire conforme comienza el calentamiento solar. El flujo de aire generalmente se fortalecerá un poco y mostrará una dirección preferida conforme continúa la mañana. Una vez que la actividad térmica se profundiza a finales de la mañana, el intercambio de aire en diferentes niveles resulta en un aumento más bien rápido del viento superficial.

vientos. Estos vientos a menudo continúan aumentando conforme la actividad térmica se incrementa. Una vez que el calentamiento solar comienza a disminuir, los térmicos se debilitan y los vientos de superficie se reducen. A menudo esta reducción puede ocurrir rápidamente. Los vientos continúan disminuyendo hacia la noche y la madrugada y

usualmente persisten en las primeras horas de la mañana. Con la llegada de un nuevo día, el ciclo se repite.

Figura 86 — Variación Diaria del Viento

Puede haber excepciones al escenario anterior. Una masa de aire muy estable suprimirá los térmicos y puede presentar poco o ningún viento de superficie. Los días calurosos y sofocantes del verano en áreas húmedas son de esta naturaleza. Otra excepción ocurre cuando hay un frente en el área. En este caso, el viento de superficie puede soplar todo el día y toda la noche con muy poca reducción en la velocidad conforme cae la noche.

Figura 87 — Viento Descendente de Niveles Superiores Durante el Día

ESTRATIFICACIÓN DEL AIRE

El aire no siempre consiste en una única masa de aire uniforme desde la superficie hasta la tropopausa. La estratificación o capas de aire pueden ocurrir por varias razones. Primero, ya hemos visto cómo se crea una capa de inversión fría junto a la superficie en noches despejadas. También hemos visto cómo una masa de aire frío o cálido puede desplazarse sobre o debajo de otra. En áreas montañosas, los vientos frescos que descienden por las laderas pueden crear capas. Además, note la posibilidad de aire de niveles superiores moviéndose sobre aire más frío atrapado en los valles de terreno montañoso. Finalmente, debemos mencionar la ocurrencia común de una capa de inversión en el aire subsidente alrededor de un anticiclón.

Todas estas posibilidades de estratificación están relacionadas con discontinuidades o cambios de temperatura. Lo importante a notar es que el perfil del viento a menudo está vinculado al perfil de temperatura (gradiente de temperatura). Esto es porque el aire de diferente temperatura tiene diferente densidad y el aire de diferente densidad no se mezcla fácilmente. Como resultado, a menudo encontramos una capa cálida deslizándose junto a una capa fría, manteniendo ambas sus identidades.

La Figura 88 muestra varios perfiles de viento y perfiles de temperatura relacionados. Estos perfiles pueden cambiar de día a noche o pueden mantenerse durante días si son creados por la incursión de masas de aire. Observe que la turbulencia a menudo se asocia con el movimiento de dos capas adyacentes, como veremos en el siguiente capítulo. Esta turbulencia puede crear su propia inversión de temperatura al mezclar el aire frío de arriba hacia abajo y el aire cálido de abajo hacia arriba, creando una isoterma. En ocasiones, el aire más cálido contendrá suficiente humedad para formar una nube cuando se levanta y se forma una capa estratocúmulo. Este tipo de nube es un buen indicador de aire estratificado y turbulencia en su nivel.

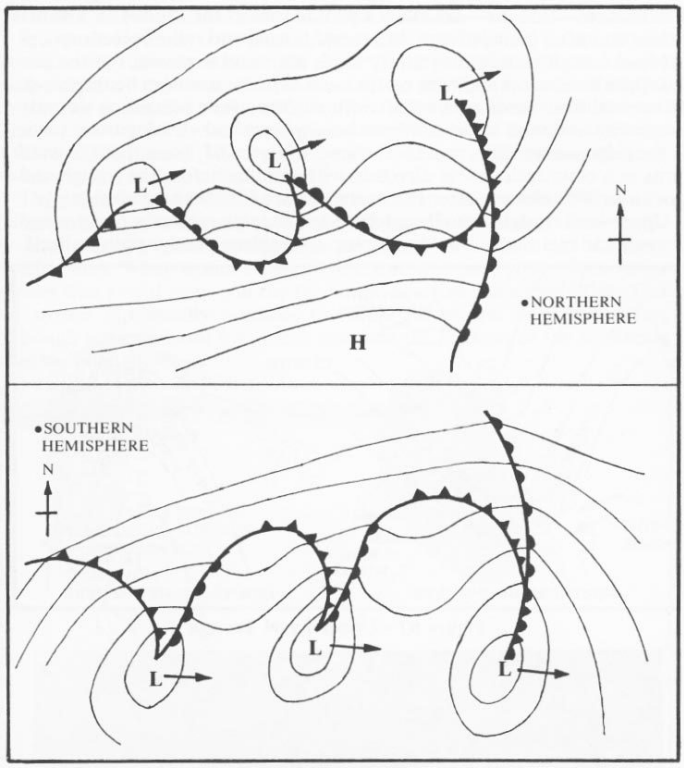


Figura 88 — Wind and Temperature Profiles

Figura 88 — Perfiles de Viento y Temperatura

Los aeronautas tradicionalmente vuelan en las primeras horas de la mañana o al atardecer para evitar vientos fuertes en tierra. Sin embargo, tan pronto como adquieren altitud, entran en vientos que proporcionan una deriva libre. Al ajustar su altura para entrar en capas de aire que se mueven en diferentes direcciones, los aeronautas pueden controlar en gran medida el destino de su vuelo. En muchas ocasiones, cuando el viento se agita alrededor de un valle debido a efectos de calentamiento local, un aeronauta puede hacer un viaje de ida y vuelta y terminar en su punto de partida al encontrar la capa de aire que se mueve en la dirección deseada.

CHORROS DE BAJO NIVEL

Las corrientes de chorro de bajo nivel no están relacionadas con los chorros polares, pero son igualmente causadas por un gradiente de temperatura. Estos chorros bajos generalmente ocurren por la noche como resultado de vientos densos y frescos que se mueven desde elevaciones más altas hacia terreno más bajo. El resultado es un gradiente de viento inverso, es decir, el viento disminuye con la altitud. En realidad, el gradiente de viento tradicional está allí con el gradiente inverso encima de él, como se muestra en la figura 89. Como se indica, estos chorros de bajo nivel pueden ser bastante intensos y pueden contener turbulencia.

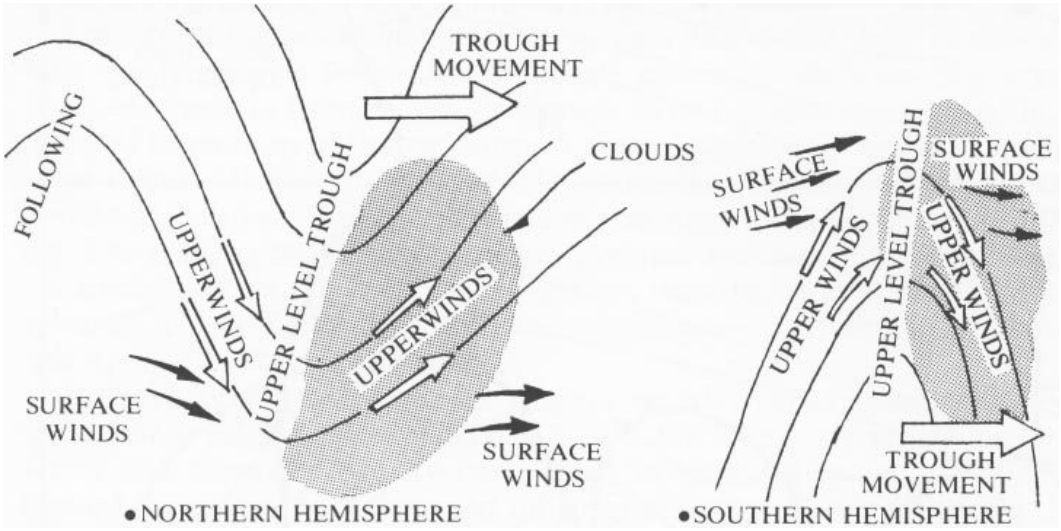


Figura 89 — Low Level Jet Wind

Figura 89 — Viento de Chorro de Bajo Nivel

Durante el día, los chorros de bajo nivel ocurren menos frecuentemente porque son "dispersados" por el movimiento ascendente y descendente del aire. Sin embargo, hemos mencionado previamente el viento que fluye a través de las Grandes Llanuras en los EE.UU. (véase figura 59). Este flujo puede ser denominado apropiadamente como un chorro de bajo nivel. Alcanza su máximo durante el calentamiento máximo del día.

VIENTOS ESPECIALES

Abrimos este capítulo con una referencia a algunos de los vientos que se han vuelto tan famosos o infames que han adquirido sus propios nombres. Muchos de estos vientos son vientos föhn, que es un término genérico que significa que el viento se seca y se calienta por compresión conforme desciende sobre una cadena montañosa a una elevación menor (véase Apéndice III). El término föhn proviene de los famosos vientos de Suiza que descienden por los valles escarpados. Un tipo de viento genérico similar se llama bora, que se refiere a un viento descendente que es más frío que el aire que reemplaza. Los vientos bora normalmente se encuentran solo en áreas polares como Alaska y Escandinavia.

En efecto, hay dos tipos de vientos föhn. El primero ocurre cuando una masa de aire frío y seco de alta presión se estanca cerca de un área montañosa restrictiva. En este caso las montañas bloquean el flujo inferior y el aire en altura se derramará sobre las cimas de las montañas si existe un área de baja presión a través de la barrera montañosa (véase figura 90). Estos vientos föhn desplazan la masa de aire anterior y comúnmente alcanzan velocidades de 40 a 60 mph (64 a 96 km/h) con un máximo de 90 mph (144 km/h) que ha sido reportado. Estos vientos pueden durar varios días con debilitamiento gradual e interrupciones ocasionales abruptas y reanudaciones. Este tipo de viento es más común en otoño, invierno y primavera cuando los sistemas de presión son más fuertes.



Figura 90 — Types of Foehn Winds

108

El segundo tipo de viento föhn consiste en una capa profunda de aire húmedo que es forzada a través de las montañas por una circulación de mayor escala. Este aire se calienta y se seca por el método explicado en el Apéndice III para descender en el lado de sotavento de las montañas en ráfagas secas fuertes.

Figura 90 — Tipos de Vientos Föhn

Los vientos föhn pueden actuar como un frente cálido y empujar el aire más frío en el lado de sotavento de las montañas si el gradiente de presión es favorable. Si esta acción no ocurre, el föhn puede solo alcanzar las elevaciones más altas o alcanzar la superficie de manera intermitente. El föhn puede llegar como un frente de gran extensión o como una corriente relativamente estrecha que corta a través del aire del lado de sotavento, dependiendo de la topografía y el patrón de presión. En cualquier caso, cuando el föhn alcanza un área, eleva la temperatura y disminuye la humedad bruscamente.

La acción de los föhns frecuentemente está relacionada con ondas (véase Capítulo VIII) en la atmósfera. Hay evidencia de que los fuertes vientos föhn que alcanzan la superficie en las laderas de sotavento siempre están relacionados con ondas. Conforme la onda cambia de longitud o amplitud, cambia el lugar donde el föhn toca tierra. El famoso hueco föhn de los Alpes es causado precisamente por este mecanismo.

Conforme el aire oscila hacia arriba y hacia abajo, la capa de estratocúmulos que frecuentemente acompaña al föhn se disuelve en las porciones de flujo descendente como se muestra en la figura 91.

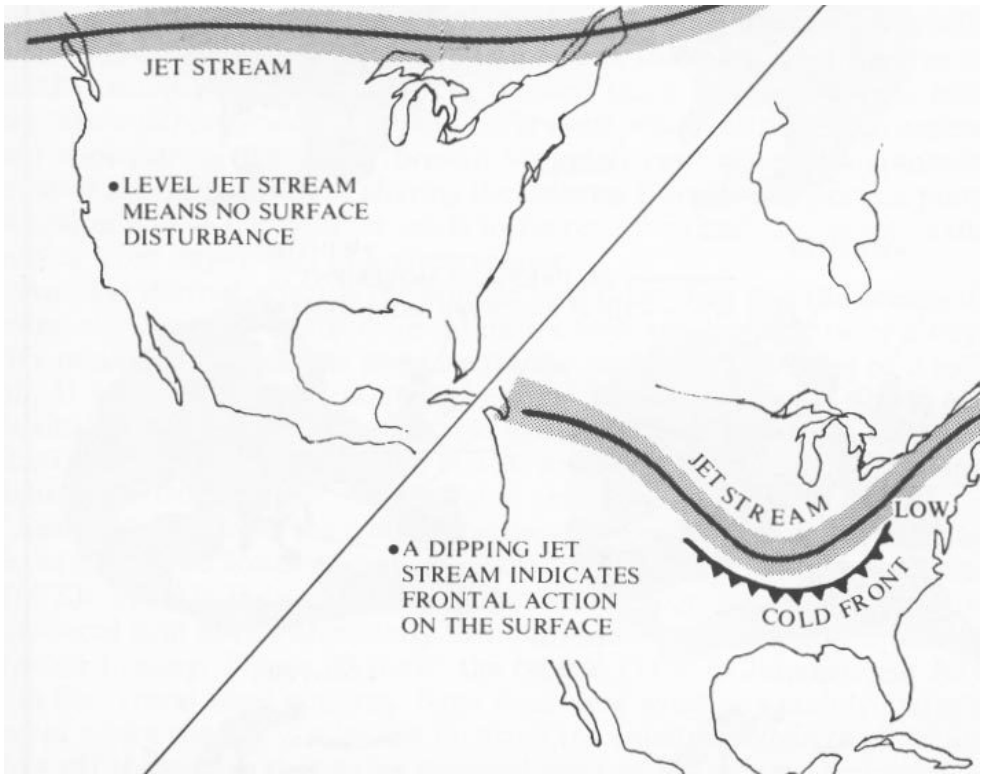


Figura 91 — The Foehn Gap

Figura 91 — El Hueco Föhn

VIENTOS DE NORTEAMÉRICA

La figura 92 muestra la mitad occidental del continente norteamericano. La mayoría de estos vientos especiales existen en el oeste porque las montañas altas son parte integral del mecanismo föhn.

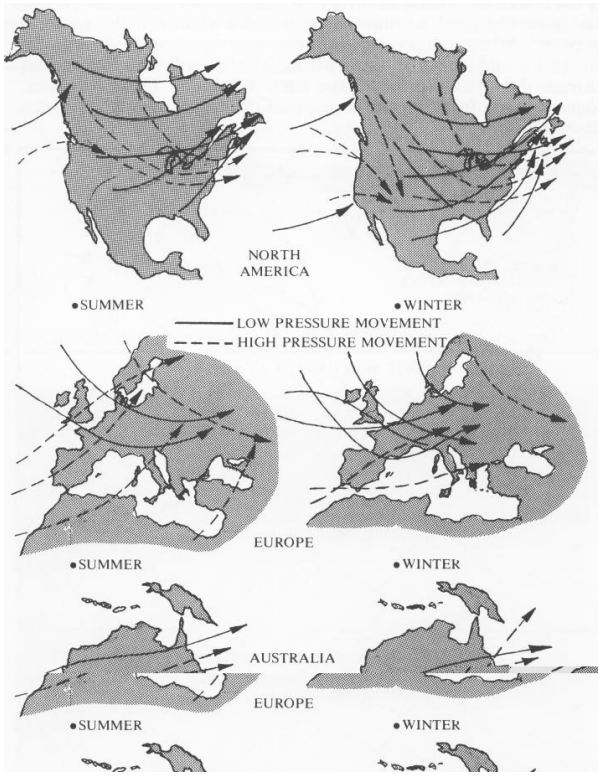


Figura 92 — North American Local Winds

Los vientos del este de las Cascadas ocurren con un anticiclón lejano al norte. Estos vientos pueden ser débiles y cabalgar sobre el aire marino frío que entra desde el oeste o a veces golpear todo el camino hasta el

Traducción al Español Mexicano

109

valles en intensidad. Los vientos norte y Mono del norte de California son causados por un anticiclón ubicado en la Gran Cuenca entre las Montañas Rocosas y las sierras costeras.

Los vientos chinook soplan en las laderas orientales de las Montañas Rocosas desde Alberta hasta Colorado. Pueden producir deshielo rápido en invierno y se sabe que han elevado la temperatura del aire de 30° a 40°F (17º a 22º C) en pocos minutos.

En el sur de California los vientos föhn se conocen como Santa Anas. Estos vientos también se desarrollan con un anticiclón en la Gran Cuenca y una baja favorable a lo largo de la costa sur. Si el Santa Ana es débil, puede afectar solo las elevaciones más altas, siendo predominantes la brisa marina y los vientos locales de ladera. El aire de la brisa marina puede ser aire Santa Ana que regresa y que ha tenido solo una trayectoria corta sobre el océano, siendo más seco que el aire marino normal. En otras ocasiones, un Santa Ana fuerte desciende a la superficie y se precipita a través de los pasos con velocidades fuertes del noreste. Un Santa Ana fuerte elimina los patrones normales diarios de brisa marina y de laderas ascendentes/descendentes, y trae turbulencia al área conforme se desplaza sobre las montañas y colinas.

Figura 92 — Vientos Locales de América del Norte

Un Santa Ana fuerte muestra relativamente poca diferencia en el flujo diurno y nocturno inicialmente. Sin embargo, conforme se debilita, la brisa marina y los vientos de ladera comienzan a reaparecer durante el día mientras los vientos Santa Ana permanecen en altura. Durante la noche, el enfriamiento de la tierra y la estabilidad subsecuente del aire permite que el Santa Ana regrese en ráfagas fuertes. El flujo puede estar relacionado con ondas, lo que causa que el Santa Ana alcance la superficie de manera dispersa. Eventualmente, el Santa Ana se debilita y se reanuda la circulación local diaria normal.

El norte azul mostrado en la figura no es un viento föhn sino que es causado por aire estable que desciende desde el norte en la parte trasera de un anticiclón siendo canalizando por las Montañas Rocosas hacia el sur conforme resiste el levantamiento. El norte azul se conoce como un viento frío, fuerte y frecuentemente turbulento.

VIENTOS DEL VIEJO MUNDO

Quizás el viento más famoso de Europa es el mistral, que sopla desde los Alpes septentrionales hacia el sur en dirección al Mediterráneo. Este viento aumenta en intensidad conforme es canalizado entre el Macizo Central y los Alpes meridionales en Francia como se muestra en la figura 93. El aumento en intensidad se debe al efecto Venturi, mediante el cual un fluido que se mueve a través de una abertura constreñida debe moverse más rápido en la parte más estrecha. Una corriente de agua puede verse que acelera cuando sus orillas se estrechan.

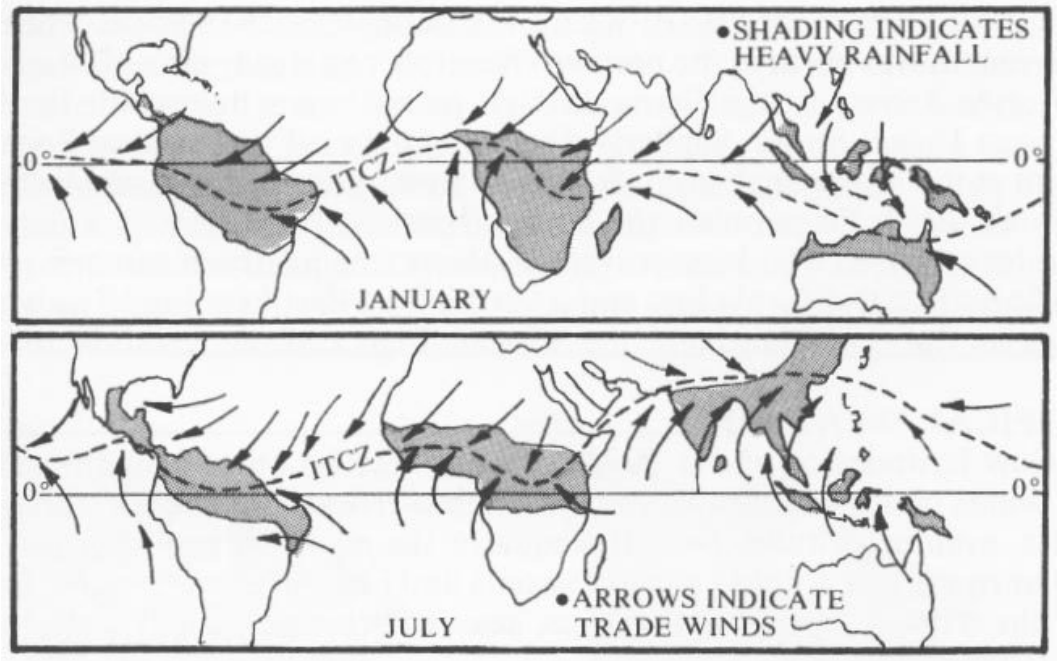


Figura 93 — European Local Winds

El mistral es causado por un sistema de alta presión en la región de las Azores y una baja presión en el Mediterráneo frente a la costa de Italia. Trae condiciones frías y fuertes al sureste de Francia y puede soplar durante varios días.

Un adyacente del mistral es el tramontano que significa "cruzar montaña". Como se aplica en el sur de Francia, sin embargo, el tramontano sopla paralelo a los Pirineos en las tierras bajas entre estas montañas y la Meseta Central. Es causado por los mismos sistemas de presión desplazados ligeramente. A veces el mistral y el tramontano soplan simultáneamente. Con un sistema de alta presión ubicado en Europa, el verdadero tramontano puede soplar a través de la columna vertebral de Italia creando efectos föhn secos para toda la costa sureste.

El föhn original en sí tiende a ser un nombre aplicado a cualquier viento catabático secador que sopla sobre los Alpes en Francia, Suiza o Austria. A menudo estos vientos van acompañados de nubes pesadas en el lado italiano de los Alpes que crean una pared de nubes cuando comienza el descenso inicial sobre la montaña conocida como pared föhn como se muestra en la figura 91. Los pasos föhn también aparecen en este caso.

Otros vientos de interés para los pilotos que viajan son: Los harmattanes que son vientos a menudo cargados de polvo que soplan a través de las montañas del Atlas hacia el atlántico. El levante que sopla de Oriente Medio hacia el Mediterráneo y el simún que sopla caliente y seco desde el sur hacia Egipto. Finalmente, debemos mencionar el siroco que se origina en el Desierto del Sahara para traer aire cargado de polvo a través del Mediterráneo hacia Sicilia e Italia.

RESUMEN

La atmósfera en movimiento nos trae viento que afecta nuestros vuelos de muchas maneras. El viento puede proporcionarnos condiciones para el vuelo sin motor o un viaje gratis corriente abajo, pero también puede traer turbulencia y cambios repentinos. Los pilotos aprendemos temprano a respetar el viento. También pronto nos damos cuenta de la necesidad de comprenderlo.

En este capítulo aprendimos algunas de las formas en que el viento interactúa con el terreno, luego vimos cómo cambia conforme nos alejamos de la superficie. La existencia de la corriente en chorro y su

el efecto sobre el clima de vuelo fue señalado. También aprendimos que la estructura del aire frecuentemente está estratificada, lo que resulta en diferentes flujos de viento a diferentes altitudes. Toda esta discusión es importante para pilotos que desean saber qué esperar cuando se aventuran al aire.

Finalmente observamos los vientos especiales que se originan principalmente en áreas montañosas. El conocimiento de estos vientos es importante porque pueden afectar las condiciones de vuelo durante días. A continuación investigamos el asunto importante de la turbulencia, y luego observamos más condiciones locales.

Los vientos fuertes en una tormenta en desarrollo crean cúmulos irregulares y turbulencia.

CAPÍTULO VI

Turbulencia –

Flujo Inestable

El aire en movimiento frecuentemente viene con sus propias sorpresas: turbulencia. Tales sorpresas pueden ser desagradables, porque una aeronave pequeña suspendida en el aire siente cada matiz y perturbación en el fluido. De las muchas facetas del clima, la turbulencia es quizás la más crítica para la seguridad del piloto. Necesitamos estudiarla bien desde lejos.

Como muchos aspectos del clima, la turbulencia no se puede ver fácilmente, pero podemos visualizar su comportamiento. Saber dónde acecha la turbulencia y cuándo esperarla es un paso importante hacia evitarla. En este capítulo, aprenderemos todo sobre la turbulencia desde la textura más leve hasta aire de rodeo.

EL SIGNIFICADO DE LA TURBULENCIA

Si pudiéramos hacer visible el aire agregando niebla o colorante en un gran volumen, podríamos realmente ver la turbulencia. Lo que veríamos serían remolinos, espirales y ondulaciones de varios tamaños girando de un lado a otro, interactuando y desintegrándose mientras se mueven con el viento. Puede presenciar fácilmente algo similar observando la acción de remolino en un arroyo que fluye rápidamente. Los remolinos o torbellinos son lo que experimentamos como ráfagas o turbulencia cuando pasan por nuestro cuerpo o alas como se muestra en la figura 94. Aquí vemos un torbellino que pasa desde una vista de pájaro. Una persona de pie en el punto A experimentaría primero una ráfaga desde la izquierda, luego un viento en contra más ligero, luego una ráfaga desde la derecha y finalmente un regreso a la dirección general del viento conforme pasa el torbellino.

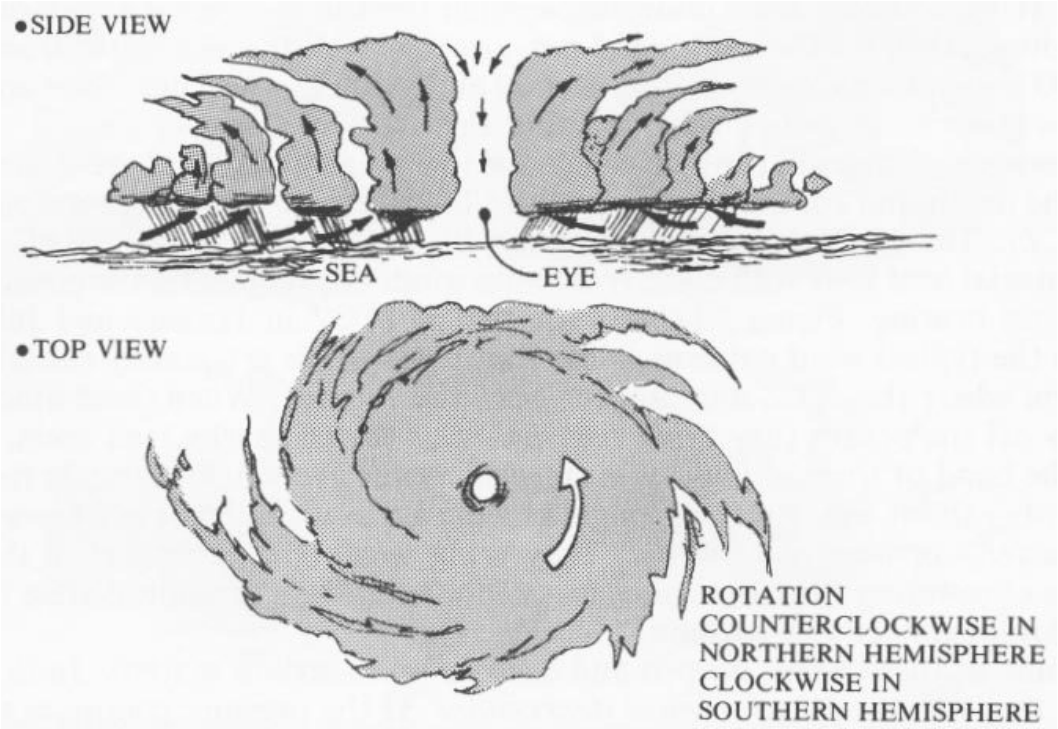


Figura 94 — The Meaning of Turbulence

Podemos así estar de acuerdo con una definición funcional de turbulencia como el remolino caótico aleatorio del aire. En verdad, algunas formas de turbulencia tales como rotores y sacudidas causadas por térmicas pueden estar algo organizadas, pero la aleatoriedad de los remolinos es lo que caracteriza la mayoría de la turbulencia.

Lo que constituye turbulencia significativa para el piloto involucrado depende de su perspectiva y la elección de su aeronave. Para el hombre en la luna, los grandes remolinos en nuestra atmósfera visible son turbulencia. En la tierra experimentamos estos remolinos meramente como cambios climáticos graduales. En el otro extremo, una mariposa puede experimentar turbulencia extrema en un remolino que nosotros sentimos como una brisa suave. Como regla general, cuanto menor sea la aeronave y más ligera sea la carga alar, más será afectada por torbellinos más pequeños.

Figura 94 — El Significado de la Turbulencia

LA NATURALEZA DE LA TURBULENCIA

En el aire, la turbulencia afecta nuestras alas de manera similar a como afectó nuestro cuerpo en la ilustración mencionada anteriormente. La velocidad y dirección del viento relativo cambiarán conforme el remolino o torbellino pasa por nuestras alas. El efecto depende de la intensidad, tamaño y orientación del remolino. Los remolinos pequeños se sentirán como golpes rápidos, muy similar a cuando una lancha rápida cruza un lago agitado. Los remolinos de varios pies hasta aproximadamente la envergadura de su aeronave de diámetro se sentirán como golpes más grandes que pueden causar problemas de control o ingravidez si

son severos. Los remolinos de diámetro mayor se experimentarán como sustentación súbita, hundimiento o impulsos de alabeo o guiñada. Finalmente, los remolinos de escala muy grande aparecerán como cambios en la velocidad o dirección del viento.

Los peligros que la turbulencia presenta para el vuelo son varios: Una ráfaga súbita puede entrar en pérdida nuestra aeronave, lo que puede tener consecuencias graves cerca del suelo. También puede ocurrir pérdida de control en turbulencia cuando un ala se levanta radicalmente o cuando ocurre una acción de cabeceo. La pérdida de control también es más peligrosa cerca del suelo. En casos severos —especialmente en rotores o térmicas fuertes— pueden ocurrir volanteos o cabeceos abruptos. La mayoría de nosotros preferimos volar de lado correcto hacia arriba. Finalmente, la turbulencia severa puede causar daños estructurales a nuestra aeronave conforme tuerce las alas y nos agita dentro de nuestra cabina. Más adelante en este capítulo veremos los procedimientos de escape a seguir cuando la turbulencia nos sorprenda con una sacudida.

El ciclo de vida de un remolino turbulento comienza cuando se forma por una de las tres causas que se discuten en la siguiente sección. Luego se mueve con el flujo general del viento y se desintegra en remolinos cada vez más pequeños pero más numerosos. Este proceso continúa viento abajo hasta que los remolinos son tan pequeños que su energía de movimiento se convierte directamente en calor debido a la viscosidad del aire (aproximadamente 0.01 pulgada o 0.25 mm de diámetro al nivel del mar). Esencialmente, lo que ocurre es un intercambio de energía del movimiento de gran escala al movimiento de dimensiones cada vez más pequeñas. Una masa de aire en movimiento perderá mucho de su impulso inicial a través de este mecanismo.

Los remolinos más pequeños no necesariamente tienen menos efecto en nuestras alas, pues pueden contener la mayor parte de la energía del remolino más grande del que se desarrollaron. Puede verlo fácilmente en agua turbulenta cuando pequeños remolinos que giran rápidamente se mueven dentro de vórtices más grandes y lentos. Solo después de tiempo y espacio es que los remolinos turbulentos normales pierden su impacto (los rotores nunca ceden como veremos).

La turbulencia, con sus silbidos y ráfagas, tiende a dispersar todas las propiedades del aire. Por ejemplo, el calor, la humedad y la contaminación se dispersan en todas direcciones por el aire en remolinos. También, las diferencias de viento se igualan por la turbulencia. Lo que esto significa para el vuelo es que los gradientes se reducen por la turbulencia pero la turbulencia misma puede presentar más problemas que el gradiente de viento.

LAS CAUSAS DE LA TURBULENCIA

Aquí vamos a separar el desarrollo de la turbulencia en tres fuentes. Son: acciones mecánicas, térmicas y de corte. Cada causa de turbulencia es distinta, así que las discutiremos por separado. Sin embargo, debemos ser conscientes de que pueden aparecer en cualquier combinación. Por ejemplo, la turbulencia mecánica y la turbulencia térmica a menudo están presentes cerca del suelo en días calurosos y ventosos.

y

I appreciate your message, but you've only provided the letter "s" to translate.

In aviation context, "s" by itself doesn't have a specific translation. Could you please provide the complete aviation text you'd like me to translate to Mexican Spanish?

I'm ready to translate aviation text to Mexican Spanish, but I don't see any text provided in your message. Please share the aviation content you'd like translated, and I'll provide only the translation.

TURBULENCIA MECÁNICA

Cuando un objeto sólido obstruye el paso del viento —sea una montaña, bosque, casa o un jugador de línea de futbol americano— el flujo de aire aguas abajo del objeto se ve interrumpido. En flujos muy ligeros la interrupción puede ser meandros suaves, pero conforme aumenta la velocidad del flujo pueden desarrollarse remolinos estacionarios que ceden paso a los remolinos caóticos aleatorios de la turbulencia completa. Puede visualizar fácilmente esta acción sumergiendo su mano en agua que fluye a velocidades variadas.

La Figura 95 ilustra la turbulencia causada por un objeto sólido en el flujo de aire. Note la diferencia a diferentes velocidades del viento. No solamente el viento más fuerte produce más turbulencia sino que es más intensa y viaja más lejos aguas abajo. También verá la presencia de remolinos estacionarios en la figura. Estos son giros más o menos estables que permanecen en un lugar y son creados por la forma del objeto sólido. En la atmósfera los llamamos rotores. Ocasionalmente, estos remolinos estacionarios o rotores pueden desprenderse y desplazarse aguas abajo para ser reemplazados por un nuevo remolino. Generalmente, sin embargo, son estables y permanecen en su lugar mientras el flujo sea constante. Una vez que el flujo aumenta por encima de cierto valor, sin embargo, se rompen y se reemplazan con turbulencia general.

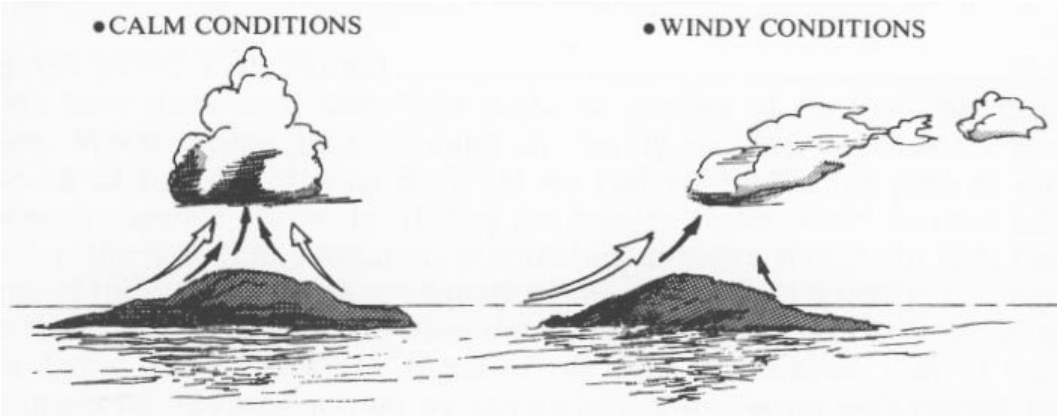


Figura 95 — Mechanical Turbulence

La fuerza que un objeto sólido imparte al aire es igual y opuesta a la fuerza que el aire imparte al objeto, como nos lo hubiera dicho Newton. Esta fuerza se puede sentir sosteniendo su mano fuera de la ventana de un automóvil en movimiento. No puede verla pero puede estar

seguro de que su mano está dejando un rastro de turbulencia. La fuerza es causada por la resistencia debido a diferencias de presión en las superficies frontal y trasera de su mano. Cualquier objeto sólido en el flujo de aire funciona de la

Figura 95 — Turbulencia Mecánica

De la misma manera. La mayor parte de la energía adquirida por el aire de las fuerzas de arrastre en tu mano en movimiento se destina directamente a la creación de turbulencia.

Además de la velocidad del viento, la forma de un objeto que interrumpe el flujo es un factor importante para determinar si el aire es turbulento o no. Si hay bordes afilados o curvas presentes en el objeto, el aire tendrá dificultades para moverse uniformemente sobre toda la superficie debido a la inercia de las moléculas de aire. La Figura 96 muestra una variedad de formas y cómo afectan el flujo de aire. El primer dibujo tiene una sección transversal que presenta la menor resistencia al viento

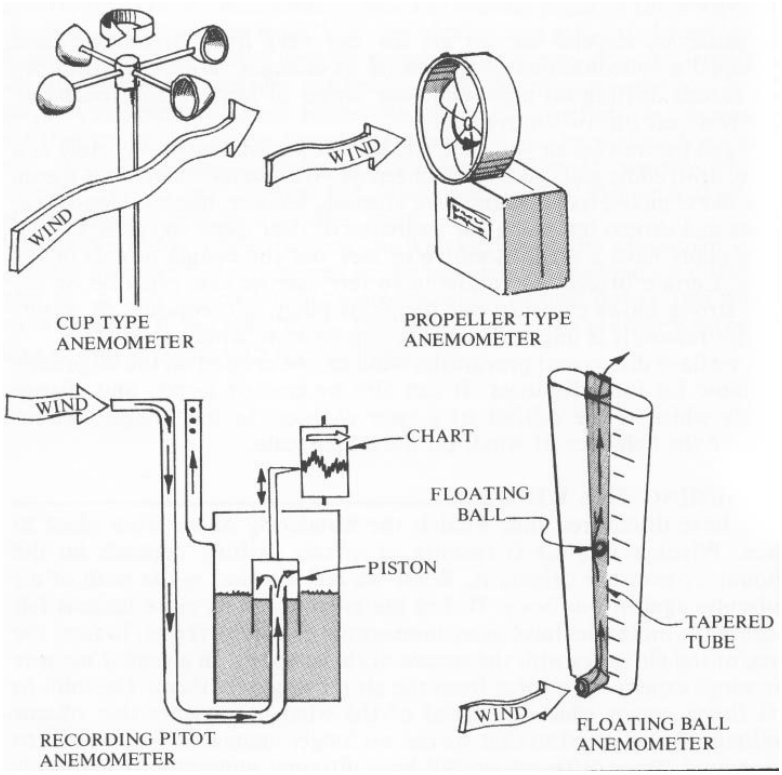


Figura 96 — The Effect of Shape on Turbulence

y por lo tanto causa la menor cantidad de turbulencia. Los estabilizadores y largueros de aviones, cascos de barcos e incluso árboles que crecen en un viento constante suelen tener esta configuración. Los otros dibujos ilustran cómo los bordes afilados o las curvas pueden iniciar turbulencia.

Ahora tenemos una idea bastante buena de cómo las irregularidades y obstrucciones del tamaño de montañas en adelante que se encuentran en el camino del viento causan

turbulencia. Como los objetos sólidos distintos de pájaros y aviones existen enteramente en la superficie terrestre, la turbulencia de esta fuente generalmente se limita a una capa por debajo de 1,500 pies (500 m) sobre el objeto más alto. Llamamos a esta capa la capa de fricción como se indica en el gráfico del capítulo anterior. En esta capa se espera cierta alteración del flujo laminar o suave.

El tamaño de los objetos que bloquean el flujo de aire se llama rugosidad de la superficie. La rugosidad determina el tamaño inicial de los remolinos turbulentos. Las obstrucciones más grandes tienden a crear remolinos más grandes, pero estos pueden dividirse rápidamente en celdas más pequeñas. Típicamente, un objeto crea un remolino inicial de 1/10 a 1/7 de su tamaño. El gráfico a continuación proporciona valores de rugosidad o diámetros de remolinos para terrenos comunes:

VALORES DE RUGOSIDAD

Ciudad o Bosque 6.6 ft 2m

Casas Suburbanas 1.6 ft 50 cm

Cultivos Agrícolas Salvia 4.0 in 10 cm

Pasto Cortado 0.4 in 1 cm

Océano, Lagos Grandes 0.012 in 0.3 mm

Una vez más, el efecto real que la rugosidad de una superficie tiene en el viento está determinado no solo por el tamaño de los obstáculos sino también por la velocidad media del viento. Con vientos ligeros puede haber poca o ninguna turbulencia. Con vientos ligeramente más fuertes pueden formarse remolinos turbulentos y la dirección del viento se vuelve bastante variable. Con vientos más fuertes (mayores a 20 mph o 32 km/h) los remolinos turbulentos pueden volverse muy intensos, más pequeños y viajar bien corriente abajo antes de desintegrarse. En este caso la variación en velocidad será grande pero los cambios de dirección sinuosos serán menores.

Figura 96 — El Efecto de la Forma en la Turbulencia

La fuerza del viento y la energía en los remolinos turbulentos aumentan con el cuadrado de la velocidad. Por lo tanto, un viento que sople con el doble de fuerza que antes ejercerá cuatro veces la fuerza. Un remolino turbulento en tal viento aumentado será similarmente más vigoroso. Este hecho lleva a la siguiente directriz:

La intensidad de la turbulencia aumenta

con el cuadrado de la velocidad del viento.

TURBULENCIA TÉRMICA

La segunda fuente de turbulencia en la atmósfera son las corrientes de convección o térmicas. Como se muestra en la figura 97, cuando una térmica penetra hacia arriba, interrumpe el aire por el que está pasando para formar remolinos turbulentos y otros cambios

de velocidad. Como veremos en los Capítulos IX y X, las térmicas en sí generalmente están organizadas con una masa de sustentación rotativa en el centro rodeada de hundimiento alrededor del perímetro. El acto de volar a través de tal masa de aire actuando en conjunto a menudo presenta hundimiento considerable seguido abruptamente por sustentación y luego otro cambio abrupto a hundimiento. Así hemos descrito el tradicional "bolsón de aire" de una época pasada.

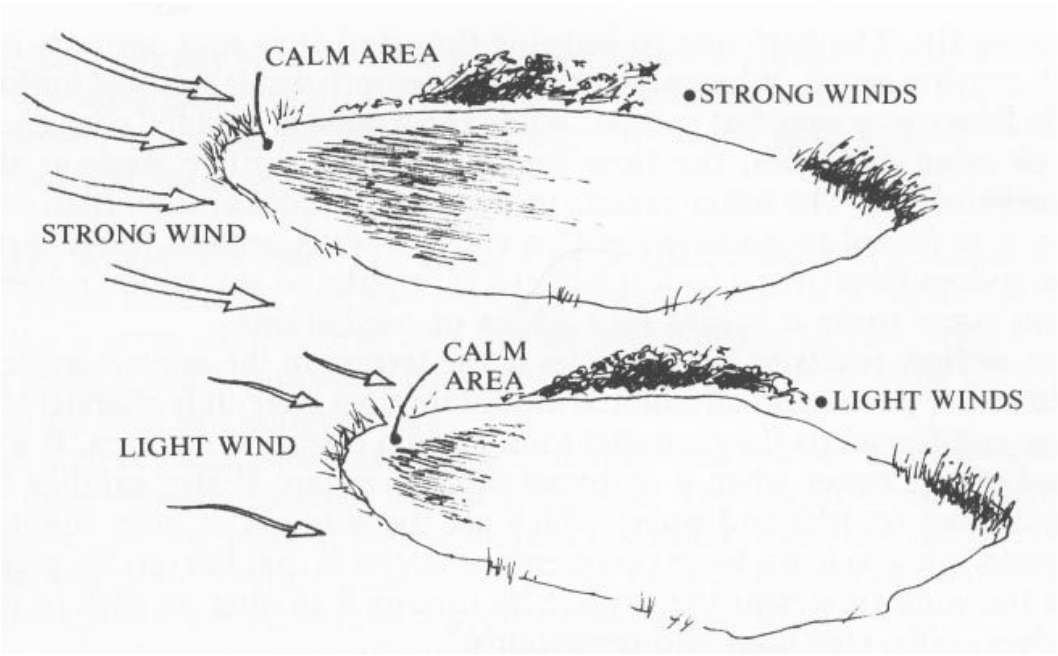


Figura 97 — Turbulence Caused by Thermals

Figura 97 — Turbulencia Causada por Térmicas

Los bordes de algunas térmicas son turbulentos según los estándares de cualquiera. Las térmicas extremadamente virulentas en áreas desérticas calientes pueden ejercer suficiente fuerza para voltear o inclinar una aeronave pequeña sobre su espalda si es atrapada con parte del ala en aire ascendente y parte en aire descendente. Afortunadamente, las térmicas con tal actitud negativa son bastante raras y los aviadores deportivos generalmente vuelan con seguridad en la mayoría de las condiciones térmicas.

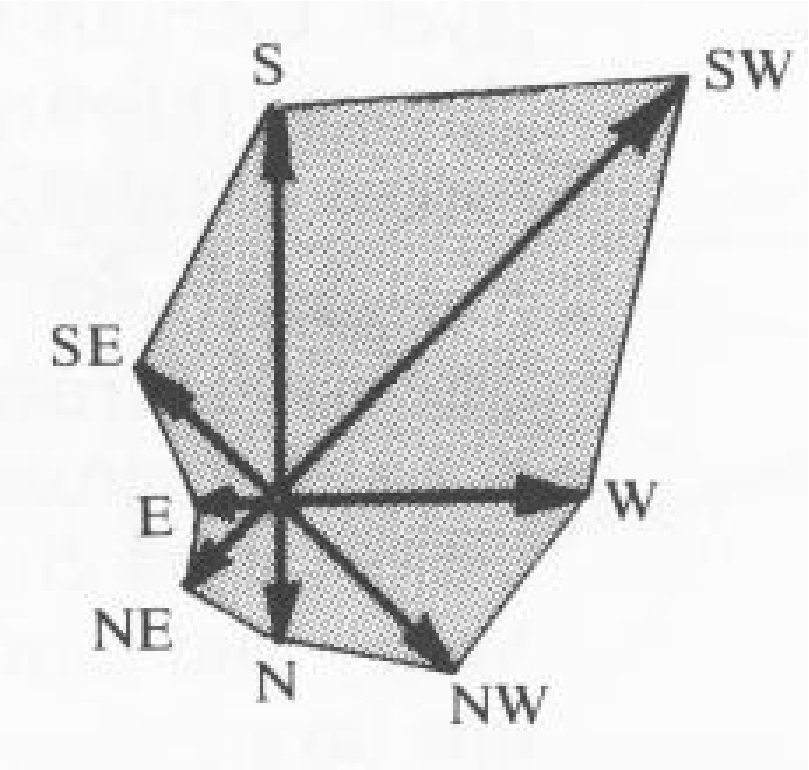


Figura 98 — Thermal Disruption of the Airflow

Figura 98 — Disrupción Térmica del Flujo de Aire

La turbulencia térmica generalmente es más fuerte en los 2,000 a 4,000 pies inferiores (600 a 1,300 m), pero puede alcanzar decenas de miles de pies en condiciones de desierto o tormentas eléctricas. Cuando la turbulencia térmica se suma a la turbulencia mecánica en un viento en movimiento, los resultados pueden ser bastante caóticos como se muestra en la figura 98. Incluso cuando el viento general es nulo, las térmicas pueden crear turbulencia en superficie al succionar aire desde todas direcciones cuando se elevan. La figura 99 ilustra el efecto de las térmicas en el movimiento del aire en superficie. Cuando las térmicas ascienden, envían aire desde la altura para ocupar su lugar. Si hay un viento soplando en altura, este aire descendente se moverá tanto horizontal como verticalmente y se sentirá como ráfagas en superficie. Esta es la fuente de las "patas de gato" en el agua y la corriente de aire que se puede ver en árboles o campos de pasto en días con viento y térmicas. En el aire, estas ráfagas y bolsas de aire frío se sienten como turbulencia moderada a fuerte.

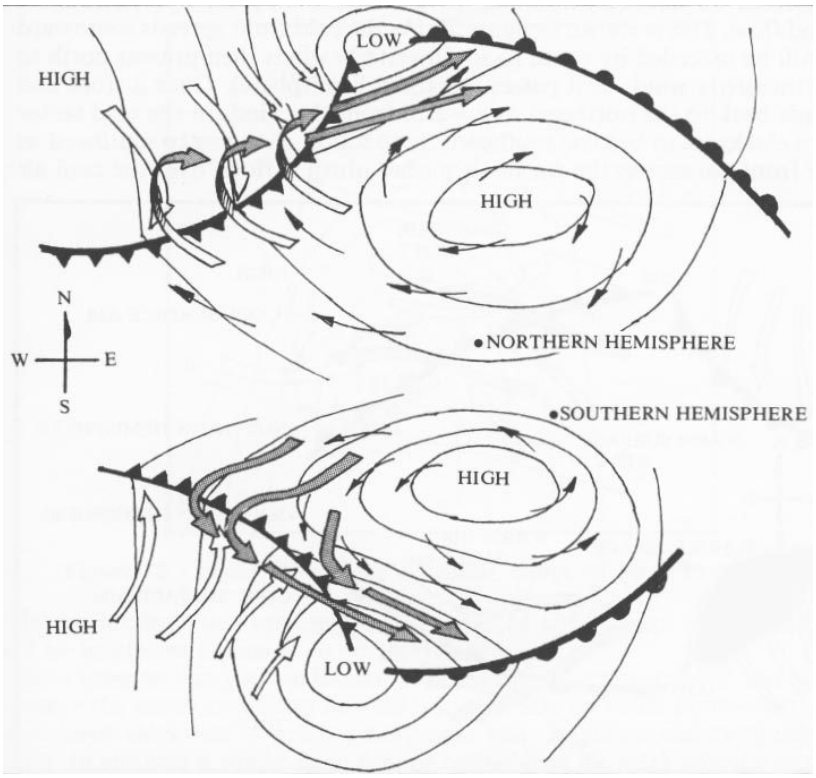


Figura 99 — Wind Velocity Variation Due To Thermals

Figura 99 — Variación de la Velocidad del Viento Debido a Térmicas

TURBULENCIA POR CIZALLADURA

La tercera y última causa de turbulencia en la naturaleza es a través del mecanismo de la cizalladura del viento. La palabra cizalladura significa un corte o desgarre y cuando dos capas de aire adyacentes se mueven con diferentes velocidades (rapidez o dirección), ocurre una acción de cizalladura. En este caso, la frontera entre las dos capas se vuelve turbulenta debido a la fricción de la acción opuesta como se muestra en la figura 100.

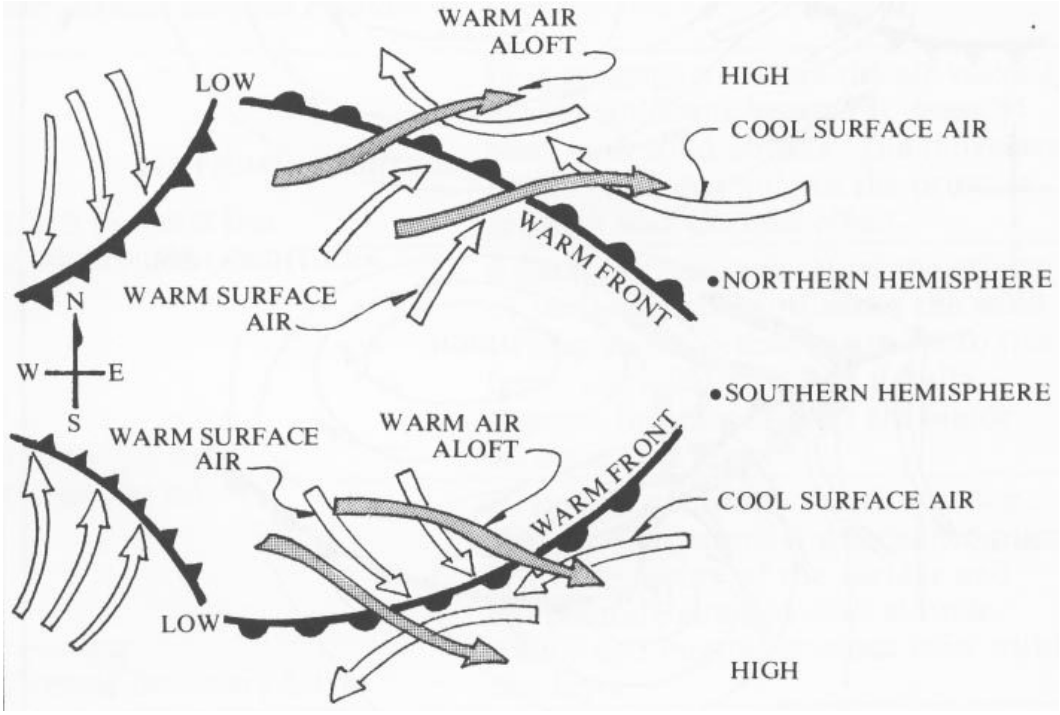


Figura 100 — Turbulence Caused by Shear

Figura 100 — Turbulencia Causada por Cizalladura

En verdad, toda turbulencia es causada por acción de corte, pues la turbulencia mecánica es creada por la aspereza del terreno que crea un gradiente de velocidad y así una acción de corte como se mostró anteriormente en la figura 83. Una térmica que penetra hacia arriba también crea una acción de corte al empujar su masa a través del aire ambiente. Sin embargo, ignoramos estos detalles y nos enfocamos en la turbulencia de corte como la producida entre dos capas o volúmenes de aire que se frotan de manera inadecuada.

Se ha dicho que es imposible separar la distribución de velocidad del aire de la distribución de temperatura. Es decir, cuando tenemos capas de aire con diferentes temperaturas también exhiben diferentes velocidades, de modo que la presencia de turbulencia de corte entre las capas debe esperarse. Hemos visto en capítulos anteriores que los efectos de calentamiento y enfriamiento así como los sistemas de alta presión crean inversiones de temperatura y chorros a varios niveles. Estos son fenómenos típicos relacionados con la turbulencia de corte.

En efecto, el lugar más probable donde encontrarás turbulencia de corte es cerca de una capa de inversión. Esta capa puede estar a miles de pies de altura como la formada por el aire descendente en un sistema de alta presión, o puede estar cerca del suelo durante la noche cuando una capa baja de aire se enfría rápidamente por el suelo que se enfría. En el primer caso, la capa de inversión puede detener el ascenso de térmicas de modo que su turbulencia general se añade a la mezcla. La figura 101 muestra varias situaciones donde las

inversiones y la turbulencia de corte son comunes. En el último dibujo vemos cómo un valle puede atrapar un depósito de aire frío y denso que se desliza por las laderas y luego se estanca en el valle mientras que los vientos más cálidos en altura continúan soplando para producir corte fuerte en la interfaz de aire cálido y frío.

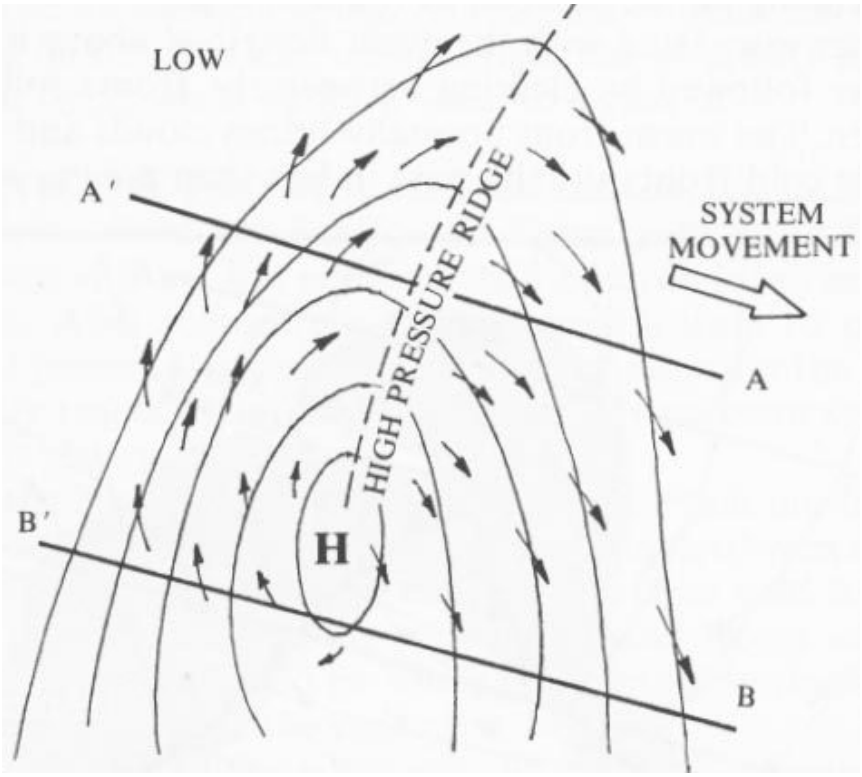


Figura 101 — Causes of Shear Layers

Figura 101 — Causas de Capas de Corte

También en áreas de alta montaña, el enfriamiento repentino de las laderas al caer la tarde puede resultar en una brisa catabática (véase el próximo capítulo para una discusión más detallada de esta acción) que se proyecta hacia la masa de aire general del valle para crear turbulencia por cizalladura fuerte (véase la figura 102). Este evento ocurre con mayor frecuencia en una ladera orientada hacia el este con cañones profundos al final de un día caluroso cuando el sol repentinamente se oculta bajo la cresta para proyectar una sombra a través de toda la cara este.

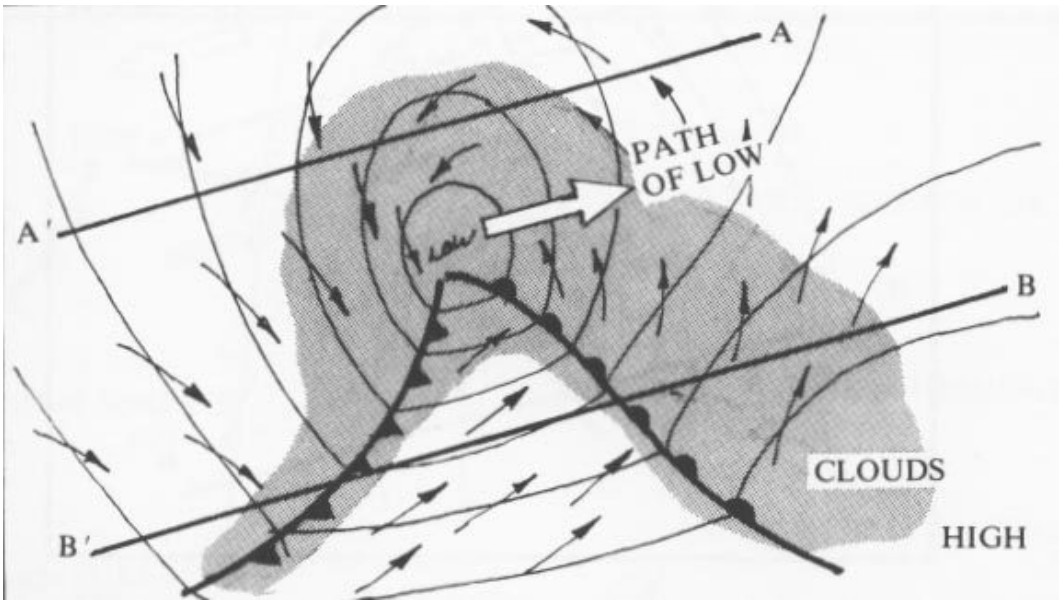


Figura 102 — Shear Caused by Downslope Winds

Otros lugares donde la turbulencia por cizalladura aparece frecuentemente son los frentes –frentes fríos, cálidos y de brisa marina (véase el próximo capítulo). Esto se ilustra en la figura 103. Observe que la intensidad de la turbulencia por cizalladura está determinada por las velocidades relativas de las dos masas de aire. Debido a que los frentes de brisa marina pueden ser bastante vigorosos, la turbulencia por cizalladura en sus proximidades es frecuentemente fuerte.

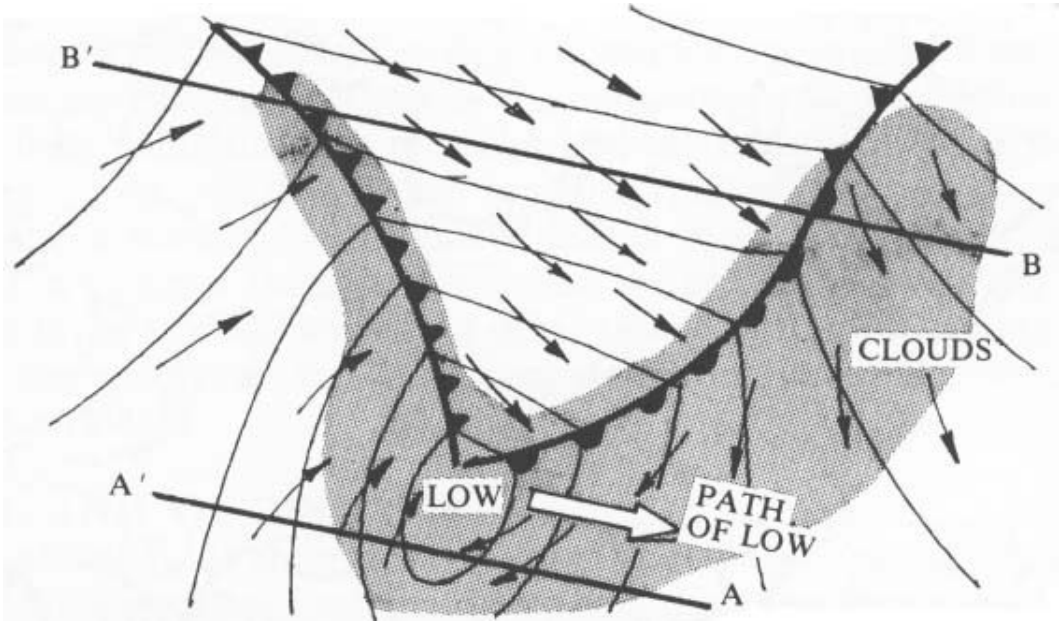


Figura 103 — Shear Turbulence at Fronts

La turbulencia por cizalladura tiende a persistir durante mucho tiempo porque las capas que la producen a menudo son estables. Ciertos frentes pueden crear capas de cizalladura que

duran días. Las capas de aire de diferentes temperaturas y por lo tanto diferentes densidades no se mezclan muy fácilmente. Son como aceite y agua. Por lo tanto, mantienen su identidad separada durante un período prolongado mientras se rozan entre sí y se mezclan en una banda estrecha.

Durante los años, la turbulencia por cizalladura no ha sido particularmente dura con la aviación deportiva. En su mayor parte es evitable si uno evita el mal tiempo o utiliza buen juicio al volar en las condiciones descritas anteriormente. La turbulencia por cizalladura puede, sin embargo, ser lo suficientemente fuerte para arrancar las plumas de un avión, pero esto generalmente solo ocurre cerca de la corriente en chorro de nivel superior que frecuenta las latitudes más altas.

121

Nubes ondulantes relacionadas con la corriente en chorro resultantes del esfuerzo cortante entre dos capas.

TURBULENCIA POR VÓRTICES

Hemos revisado las tres causas naturales de turbulencia arriba mencionadas. Existe una causa de origen humano que debemos mencionar por completitud. Se trata de los vórtices de punta alar que son remolinos poderosos que emanan de las puntas de todas las alas. Debido a que estos remolinos son tan uniformes poseen mucha energía y pueden sentirse fácilmente en el aire.

Los vórtices de otra aeronave de tamaño similar al suyo se sentirán como un par de sacudidas rápidas o una fuerza que levanta su ala dependiendo de cómo los golpee. Esto se puede tolerar. Los vórtices de aeronaves más grandes que la suya pueden causarle problemas de control más serios o incluso daño estructural. Evítelos para preservar su integridad. Cuanto más cargada, menos aerodinámica y mayor ángulo de ataque vuela una aeronave, más violentos son los vórtices y la turbulencia general de estela.

ROTORES

En ciertas condiciones alrededor de accidentes geográficos agudos pueden existir remolinos estacionarios o rotores y persistir mientras sople el viento. Veremos ejemplos de rotores en ilustraciones posteriores.

Los rotores aparecen más fácilmente en condiciones estables con viento ligero a moderado. En condiciones inestables, las térmicas tienden a romper los rotores y darles una existencia errática o eliminarlos completamente. Con vientos más fuertes los rotores usualmente se desintegran por la turbulencia general que prevalece en su área de residencia.

Los rotores deben evitarse en vuelo debido a las fuertes corrientes descendentes y problemas de control que ofrecen. El vuelo a lo largo del eje del rotor podría voltear su aeronave. Los rotores que existen debajo de ondas (véase Capítulo VIII) han destruido aeronaves.

DETECCIÓN DE TURBULENCIA

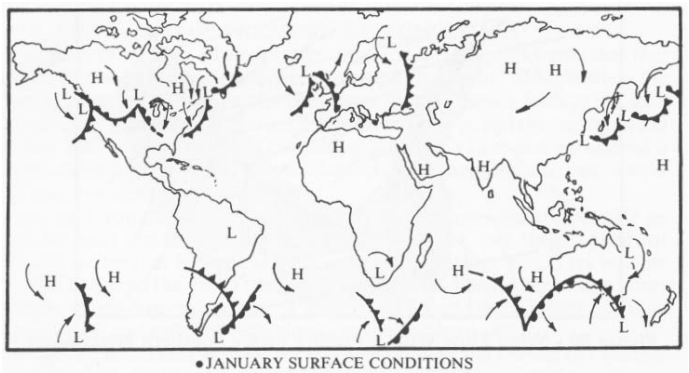
La turbulencia no es difícil de discernir en la superficie. Con certeza, cualquier cambio rápido de velocidad –de rapidez o dirección– probablemente sea causado por remolinos turbulentos o térmicas con su turbulencia inherente. Cada piloto debe tener una directriz personal para juzgar cuánta turbulencia es demasiada para su aeronave elegida y sus habilidades individuales. Por ejemplo, puede optar por limitarse a condiciones que cambien no más de 5 millas por hora y 45º en 3 segundos. Si la magnitud del cambio es mayor o el tiempo de cambio es menor, concluiría que la turbulencia es demasiada en ese momento y felizmente elegiría esperar aire más benigno que a menudo aparece en la parte posterior de t

Capítulo V: Patrones de viento

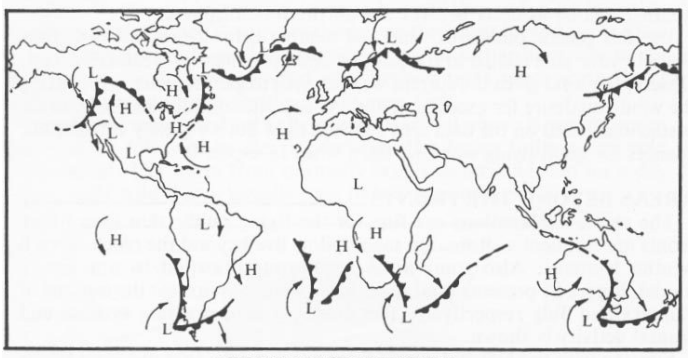
el día.

122

Cualquier objeto flexible que muestre fácilmente las ráfagas del viento, como árboles, cultivos, pastos largos, cuerpos de agua, banderas y mangas de viento, es útil para detectar turbulencia. Las banderas que cambian rápidamente y las mangas de viento que chasquean son indicadores de turbulencia particularmente confiables. El humo ascendente también es ideal ya que, como ilustra la figura 104, en condiciones turbulentas sufre ondulaciones y se dispersa rápidamente, mientras que el flujo de humo es bastante uniforme en días sin turbulencia. Estos indicadores generalmente presagian turbulencia mecánica y térmica.



•JANUARY SURFACE CONDITIONS



•JULY SURFACE CONDITIONS

Figura 104 — Smoke as a Indication of Turbulence

Figura 104 — Humo como Indicador de Turbulencia

Ciertos tipos de nubes también están relacionados con la turbulencia, como se señaló en el Capítulo III. Las nubes cúmulos se asocian más frecuentemente con corrientes térmicas y, por lo tanto, con turbulencia térmica. La intensidad de esta turbulencia se indica parcialmente por el desarrollo vertical y la velocidad de formación de las nubes, que se relacionan con la intensidad de la corriente térmica.

La turbulencia de cizalladura también está relacionada con ciertos tipos de nubes características. En niveles más bajos, las nubes estratificadas a menudo existen en capas de inversión, ya que el aire más frío cerca del límite condensa el vapor de agua en el aire más cálido conforme se mezclan. Espere encontrar turbulencia de cizalladura cerca del límite inferior de las capas estratificadas. En niveles más altos del cielo, las nubes onduladas (véase figura 34) indican la presencia de cizalladura. A menudo esta cizalladura se asocia con la aproximación de un frente cálido y generalmente ocurre por arriba del nivel del vuelo deportivo (15,000 pies-5,000 m o más) donde aparecen tales nubes.

Un tipo final de nube que puede indicar la presencia de turbulencia es una nube de onda (véase figura 33). Dado que a menudo existen rotores fuertes en conjunción con ondas, tales nubes deben servir como una advertencia a los pilotos de aeronaves ligeras. En el Capítulo VIII cubrimos las ondas en detalle y vemos cómo evitar los rotores.

CONDICIONES Y CICLOS DE TURBULENCIA

Deberíamos poder ver hasta ahora que las condiciones calientes y secas son ideales para producir una fuerte turbulencia térmica. Además, los fuertes gradientes de presión, ya sea debido al calentamiento local o a la circulación general, causan vientos vigorosos que pueden conducir a una turbulencia virulenta.

Los cambios en la estabilidad también se relacionan con el tipo de turbulencia que probablemente estará presente. El aire estable suprime las térmicas así como otras formas de movimiento vertical. Por lo tanto, la turbulencia mecánica es algo suprimida y se disipa más rápidamente en condiciones estables, al igual que la turbulencia térmica. Por otro lado, el aire estable se asocia más frecuentemente con aire en capas y la resultante turbulencia por cizalladura.

De lo anterior podemos formar una imagen general de qué tipo de turbulencia esperar en diferentes momentos. Las condiciones estables de la mañana a menudo ceden a la inestabilidad de la tarde seguida de estabilidad al atardecer y durante la noche. En una escala mayor, las condiciones estables de invierno son reemplazadas por inestabilidad de primavera seguida de una mezcla en verano (estabilidad e inestabilidad en áreas húmedas, inestabilidad en áreas secas) luego inestabilidad general en otoño a medida que los frentes fríos se desplazan hacia el sur. El gráfico a continuación aplica estas generalidades a los tipos de turbulencia esperados.

123

Turbulencia

MECÁNICA * TÉRMICA CORTANTE

Condiciones Estables X X

Condiciones Inestables X X

Mañana X

Tarde X X

Noche y Anochecer X (al final de día ventoso) X (térmicas decayendo) X

Invierno X X

Primavera y Otoño X X

X X

Verano X (especialmente en áreas secas)

(solo alrededor de

frentes)

*Se espera turbulencia mecánica solo en días ventosos.

Por supuesto, hay muchas excepciones al cuadro anterior. Por ejemplo, las térmicas pueden ocurrir en invierno después del paso de un frente frío o en el desierto en un día soleado. La turbulencia por cortante puede ocurrir durante todo el año o al mediodía cuando hay frentes o sistemas de presión en las cercanías. El aire frío y denso del invierno generalmente presenta menos turbulencia térmica y la turbulencia mecánica no se dispersa tanto. Sin embargo, más energía está contenida en aire más denso moviéndose o girando con la misma velocidad que aire más tenue.

CONDICIONES DE SUPERFICIE

Debido a que gran parte de la aviación deportiva se practica dentro de algunos cientos de pies del terreno, debemos prestar atención especial a los efectos de superficie. Como hemos visto, este nivel inferior es la capa de fricción y siempre debemos esperar encontrar turbulencia mecánica de algún grado aquí cuando el viento está soplando.

TURBULENCIA JUNTO AL MAR

Cerca del mar el flujo de aire es frecuentemente tan suave como crema batida por varias razones. Primero, el viento que se desplaza sobre el agua encuentra muy poca rugosidad hasta que llega a la orilla. Segundo, el aire sobre el agua es generalmente estable ya que se enfría desde abajo cuando el agua es más fría que el aire, como es normal. Finalmente, toda la masa de aire sobre el agua es generalmente estable ya que generalmente desciende durante el día como veremos en el próximo capítulo. Los vuelos a lo largo de la costa de un gran cuerpo de agua rivalizan con aquellos realizados en una calma de medianoche por su suavidad.

TURBULENCIA TIERRA ADENTRO

Tierra adentro el panorama es muy diferente. La turbulencia mecánica y térmica pueden combinarse como se mostró previamente en la figura 98. Por supuesto, la turbulencia mecánica existe en la dirección del viento de todos los objetos sólidos como se muestra en la figura 105. Aquí vemos cómo la turbulencia se dispersa y forma remolinos más pequeños en la dirección del viento. Esta dispersión depende de la velocidad del viento y la estabilidad. Una regla general para la aviación es mantenerse lo más alejado posible del lado de sotavento de una obstrucción, una distancia equivalente a su altura multiplicada por la velocidad del viento en millas por hora (la mitad de la velocidad para km/h).

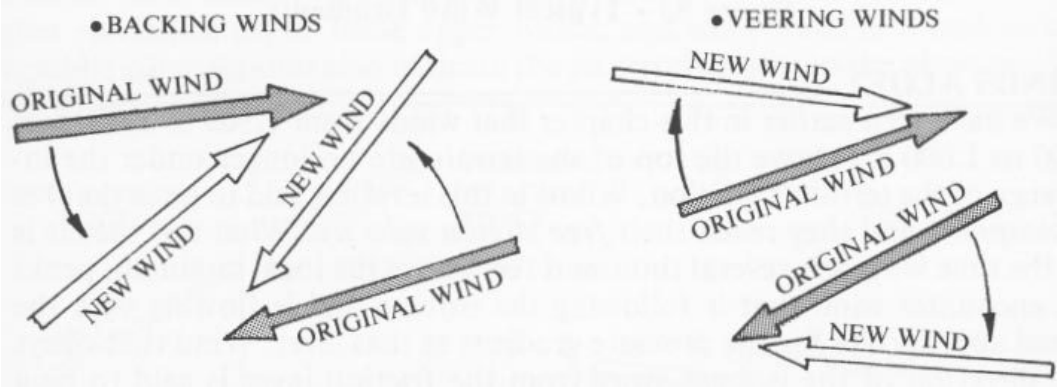


Figura 105 — Spreading and Dissipation of Turbulence

Distancia Segura de Sotavento = Altura del Objeto x Velocidad del Viento (mph)

Como ejemplo, una casa de 20 pies en un viento de 15 mph requiere 20 x 15 = 300 pies de distancia de sotavento, mientras que una montaña de 1000 pies en un viento de 10 mph requiere 10,000 pies o dos millas de distancia de separación.

Figura 105 — Dispersión y Disipación de la Turbulencia

ACANTILADOS

Observando más de cerca el terreno, podemos entender los efectos de diferentes formas. Anteriormente en la figura 95 vimos cómo los bordes afilados interrumpen el flujo del aire. Esta es la acción que debemos esperar de un edificio. También podemos aplicar esta comprensión a varias formas de colinas como se muestra en la figura 106. Aquí vemos una colina redondeada y suave, caras de acantilado más afiladas en vientos ligeros y fuertes, y finalmente un acantilado socavado. La colina suavemente redondeada exhibe poca o ninguna turbulencia incluso en vientos moderados. Tal colina puede ser utilizada para aterrizaje en la cima de aeronaves planeadoras como es el caso de numerosos promontorios herbosos en Inglaterra y Point of the Mountain en Utah.

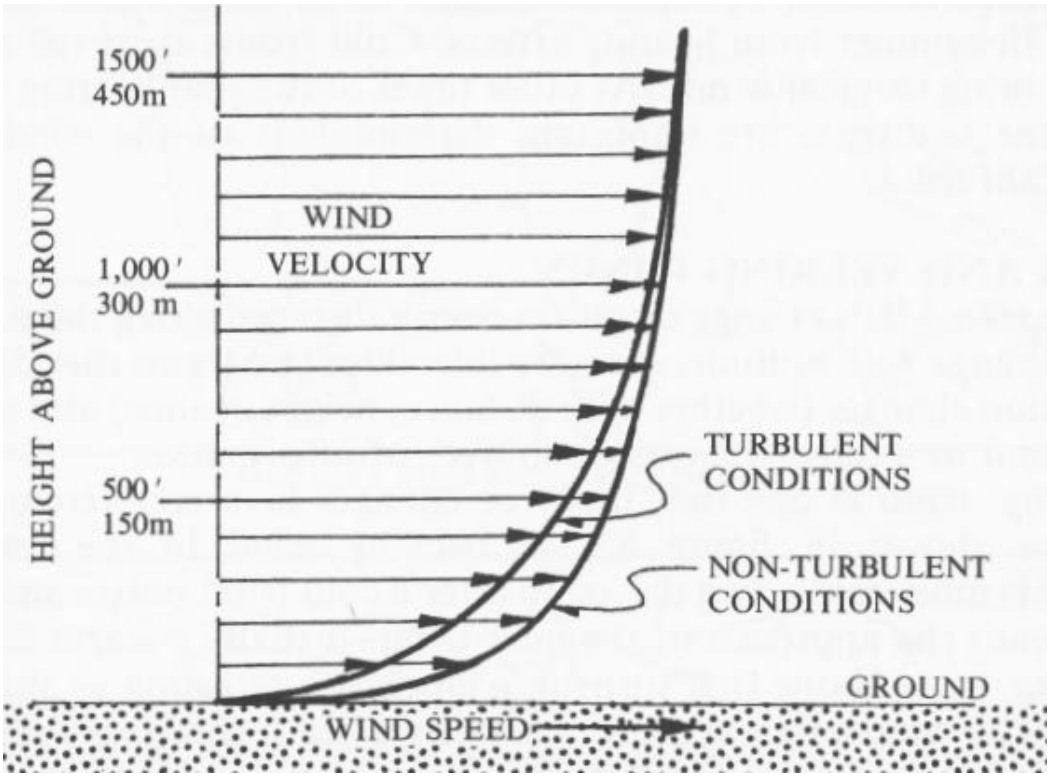


Figura 106 — Turbulence Near Hill Faces

Figura 106 — Turbulencia Cerca de Caras de Colinas

125

Los acantilados afilados mostrados en la figura pueden siempre exhibir alguna forma de turbulencia en el viento. El viento ligero puede crear remolinos estacionarios o rotores como se muestra. Los vientos más fuertes pueden producir turbulencia más caótica. El peor caso es cuando la cara del acantilado está realmente socavada, pues puede formarse turbulencia peligrosa en el borde en todos menos los vientos más ligeros.

Examinamos estas cimas de colinas y bordes de acantilados específicamente porque pilotos en algunas formas de aviación deportiva despegan desde estos puntos. Para realizar tal acto con éxito y seguridad, el piloto debe entender la naturaleza de la turbulencia probable que esté presente y cómo lidiar con ella. En general, el procedimiento estándar es usar asistencia y mantener el ala situada en el flujo de aire suave tanto como sea posible. Esto requiere moverse hacia el borde del acantilado donde el flujo de aire apenas comienza a romperse. La presencia de rotores puede requerir varios asistentes y un despegue rápido lejos del acantilado.

CIMAS DE MONTAÑAS

Una condición estrechamente relacionada con la turbulencia en acantilados es la que ocurre en la cima de sierras o montañas. Varias situaciones comunes se muestran en la figura 107. Aquí vemos colinas con una variedad de pendientes sotavento o de sotavento poco profundas. Las colinas con pendientes sotavento poco profundas solo producen turbulencia

cuando los vientos son bastante fuertes. Las colinas con un lado sotavento más pronunciado producen vórtices en vientos ligeros y turbulencia de mezcla fuerte en vientos fuertes como se muestra. Observe que un vórtice de "soporte" puede existir sobre cualquier irregularidad en la pendiente como se muestra en la figura.

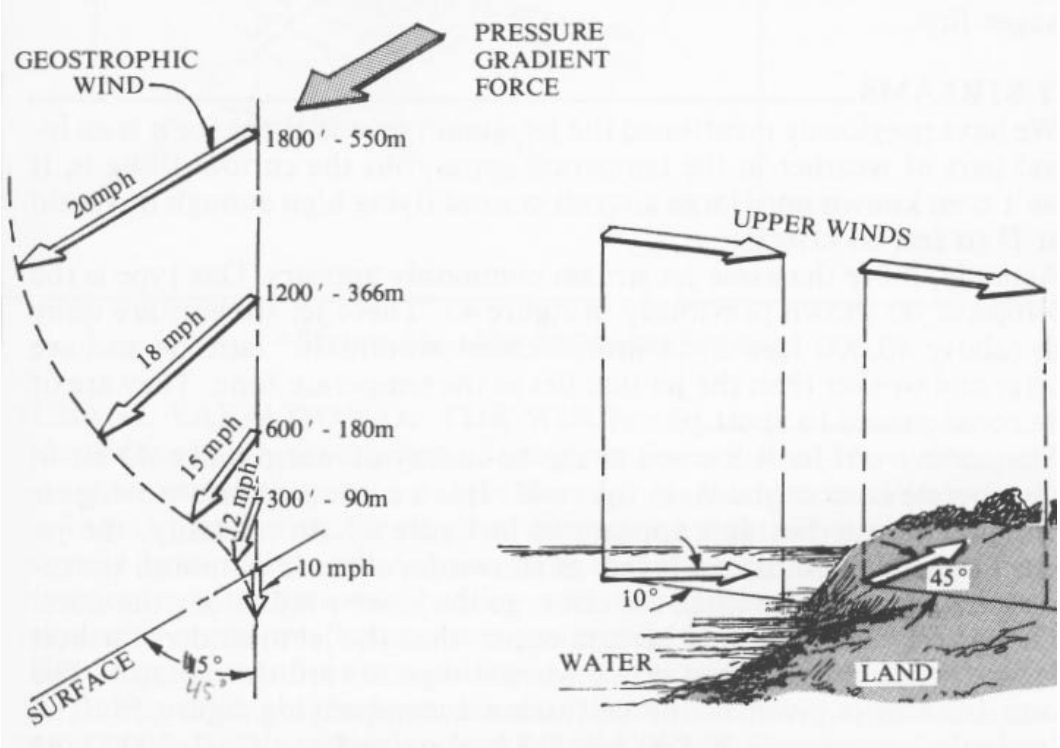


Figura 107 — Turbulence Behind Ridge Tops

Figura 107 — Turbulencia Detrás de las Cimas de Montañas

Una sierra larga, línea de árboles o una fila de casas es más efectiva para producir turbulencia que una colina aislada, grupo de árboles o casa. Como se muestra en la figura 108, el viento puede pasar alrededor de una colina de forma razonable con muy poca perturbación (en el Capítulo VIII veremos que las colinas aisladas producen menos sustentación de sierra que una sierra larga por esta razón).



Figura 108 — Broader Hills Readily Disrupt The Wind Flow

126

Es posible confundir el viento que sube por la parte trasera de una colina debido al rotor de sotavento como siendo el viento verdadero como se muestra en la figura 109. Despegar hacia este rotor produciría un vuelo errático en el mejor de los casos y lo estrelaría contra la montaña en el peor escenario. Este autor una vez observó a un piloto de ala delta cometer este error solo para ser golpeado sobre un ala, girado 180º y enviado en un picada hacia la colina. Apenas se recuperó.

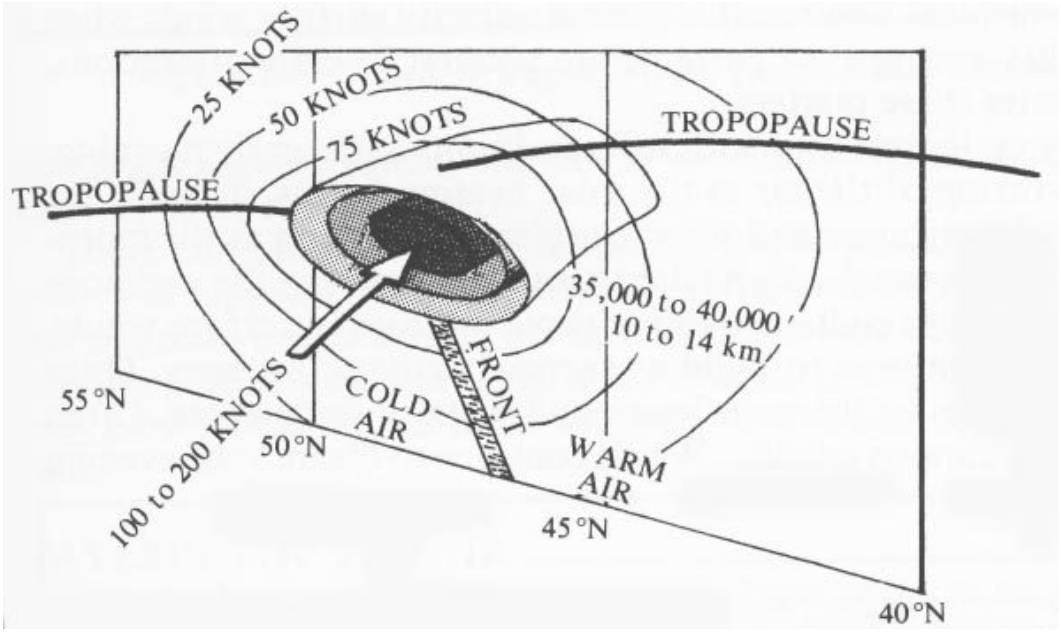


Figura 109 — Dangerous Lee Side Winds

Figura 108 — Las Colinas Más Amplias Disruptan Fácilmente el Flujo de Viento

Figura 109 — Vientos Peligrosos de Sotavento

En otra ocasión estábamos conduciendo hacia una cresta soarable orientada al oeste de 1,000 pies de altura. El camino de acceso subía por el valle en el lado este de la montaña. Las banderas en este valle a una distancia de hasta una milla de la montaña indicaban un viento del este, aunque el viento verdadero era del oeste a aproximadamente 15 mph. Existía un rotor enorme detrás de la montaña que se veía exactamente como un viento del este estable y soarable. Esto ilustra la importancia de revisar ambos lados de la montaña, los vientos en altura y el pronóstico para asegurar la dirección del viento. (Nótese que durante la aproximación de un frente frío, los vientos de nivel bajo pueden ser del sureste –noreste en el hemisferio sur– mientras que los vientos en altura frecuentemente serán del oeste. Este es un estado normal de las cosas como se muestra en la figura 76 y puede asegurarse de la seguridad de la situación verificando el pronóstico.

El lado de sotavento de una meseta, sea un acantilado o una pendiente, también produce hundimientos, rotores o turbulencia como se muestra en la figura 110. Lanzarse desde un acantilado con viento de cola puede ser muy peligroso en vientos superiores a una ligera brisa.



Figura 110 — Turbulence Downwind of a Plateau

Figura 110 — Turbulencia Sotavento de una Meseta

BRECHAS, CUENCOS, CAÑONES Y BARRANCOS

Las crestas y colinas que utilizan los pilotos de vuelo en térmica suelen ser bastante uniformes, por lo que tienen sus propios pequeños trucos turbulentos. Las brechas en una línea de cresta permiten que el aire fluya como el agua a través de una ruptura de presa. La Figura 111 muestra el flujo y la turbulencia esperada a través de una brecha abierta con viento tanto de frente como cruzado. También se deben esperar vientos superiores a la velocidad general en la brecha debido a la convergencia. En un desfiladero largo y estrecho con una constricción, el flujo aparecerá como en la Figura 112 con vientos más altos esperados en la constricción.

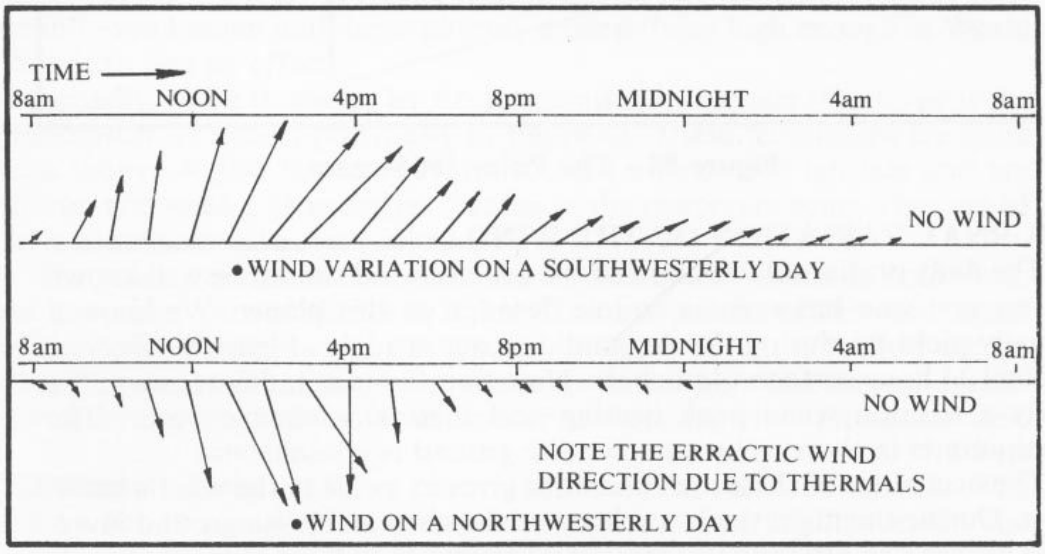


Figura 111 — Flow and Turbulence in a Gap

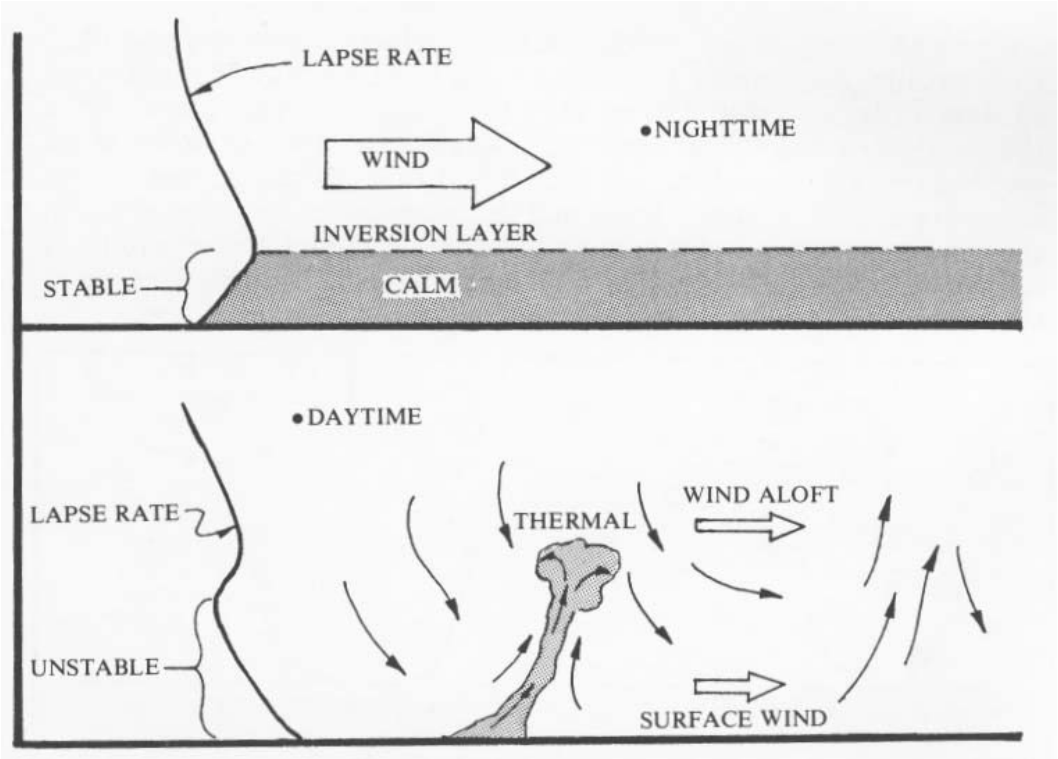


Figura 112 — Higher Winds in a Narrowing Channel

Cuando el viento fluye paralelo a un barranco o valle estrecho, el flujo es generalmente suave excepto por la perturbación de los lados y piso del valle. Sin embargo, cuando cruza una característica de terreno tan larga, existirán rotores o turbulencia con cualquier viento significativo. La Figura 113 ilustra este asunto. Los vientos más ligeros pueden producir un rotor que llene todo el valle. Sin embargo, los térmicos tienden a romper los rotores y crear turbulencia más aleatoria como en el caso de viento fuerte mostrado. Cuando los vientos cruzan estos valles, el flujo puede ser a lo largo del valle mientras se desvía por la ladera opuesta. En este caso, la turbulencia puede limitarse a la proximidad de la ladera sotavento como se muestra en la figura.

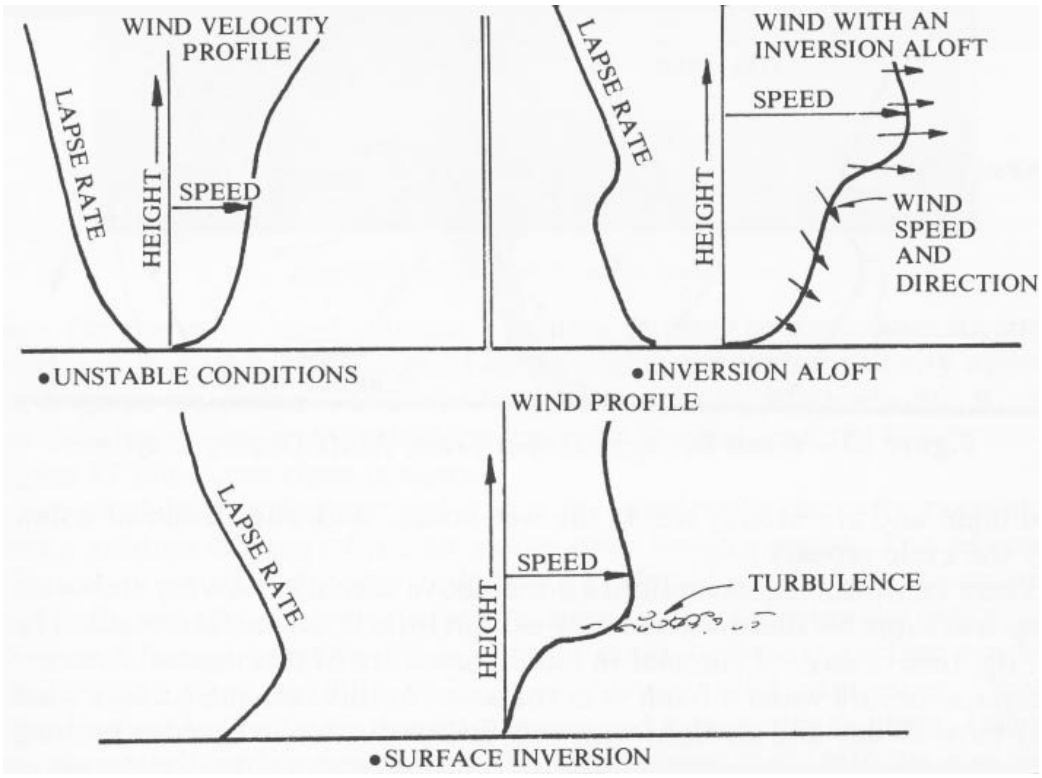


Figura 113 — Flow and Turbulence in a Valley

Los cañones en áreas de alta montaña pueden producir su propio tipo de turbulencia formidable. Los efectos del calentamiento y las térmicas a menudo se combinan para crear grandes hundimientos y turbulencia dentro de los cañones, mientras que la sustentación aparece a lo largo de las espinas de las crestas que bordean los cañones. El caso clásico de este tipo ocurre en el Valle de Owens en California, así como en los Alpes y otras montañas escarpadas. Cuando el viento cruza el eje general de estos cañones, la turbulencia y el hundimiento pueden ser aún más severos y aparecen como en la figura 114. El lado sotavento de las crestas y la profundidad del barranco deben evitarse absolutamente en cualquier condición excepto en calma. Cruzar tales cañones requiere altitud suficiente para alcanzar de espina a espina. En colinas o montañas más pequeñas, evite las protuberancias y cortes en un viento cruzado de manera similar por la turbulencia que producen, como se muestra en la figura 115. Para cruzar tales irregularidades, simplemente rodéelas contra el viento o por encima de ellas con varios cientos de pies (al menos 100 m) o más, dependiendo de su tamaño y la velocidad del viento.

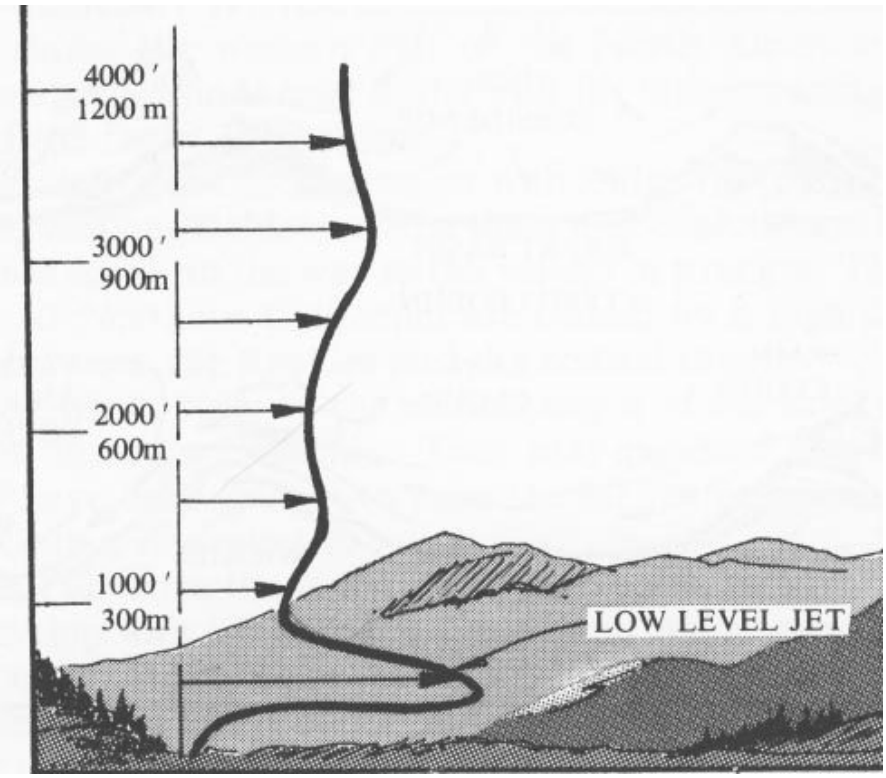


Figura 114 — High Mountain Canyon Flow

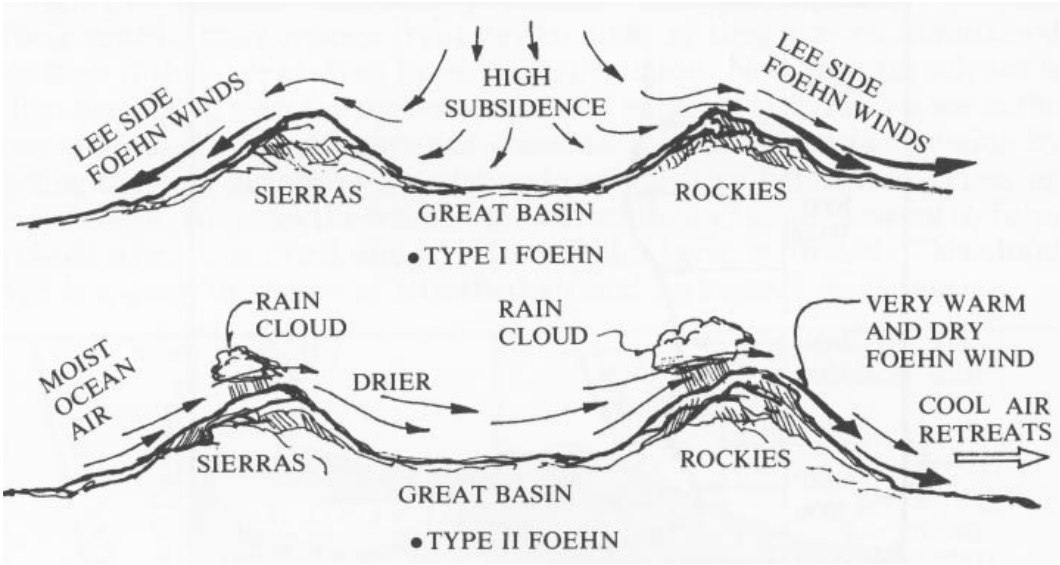


Figura 115 — Flow Irregularities on Ridges

ÁRBOLES

En muchas partes del mundo, los árboles son parte de los obstáculos cotidianos que los pilotos deben evitar. También son creadores de turbulencia. Volar sobre una colina cubierta de árboles produce vuelos mucho más turbulentos en ausencia de térmicas cuando se compara con una colina cubierta de pasto o desnuda. La diferencia debe experimentarse para

ser creída.

130

Figura 114 — Flujo en Cañones de Alta Montaña

Figura 115 — Irregularidades del Flujo en Crestas

Una fila de árboles creará naturalmente muchos remolinos caóticos y si los árboles son suficientemente densos pueden actuar como una pared sólida. A menudo un piloto puede sentir un poco de sustentación en el lado de barlovento de una línea de árboles. Se sabe que aviones pequeños han planeado con la "sustentación de línea de árboles." Cuando los árboles están sin hojas producen turbulencia menos severa pero todavía agitan considerablemente el aire. La Figura 116 ilustra la turbulencia creada por un tronco de árbol individual. Imagínese una multitud de estos árboles todos agregando su contribución a la mezcla.

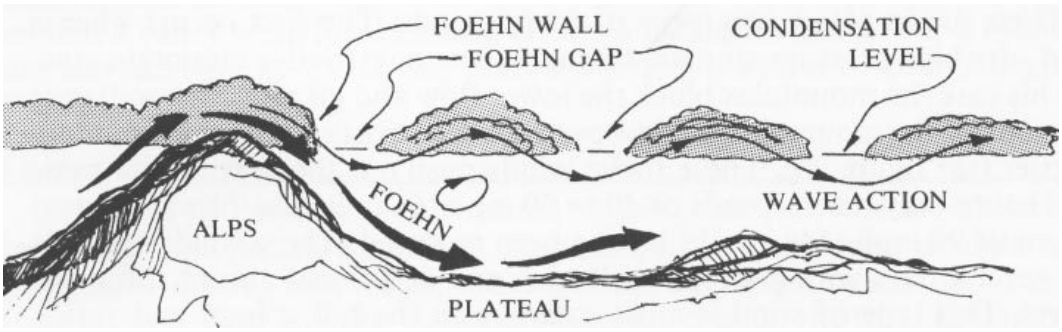


Figura 116 — Turbulence Downwind From a Tree

131

Figura 116 — Turbulencia Sotavento de un Árbol

Con hojas completas el área del tronco permitirá que el viento pase más fácilmente que el espacio de la copa (área de hojas). Así tenemos un perfil de viento como se ilustra en la figura 117. Note el cambio fuerte en la velocidad o gradiente en las copas de los árboles. Este gran cambio se llama una sombra de viento. Intentar aterrizar a lo largo de un camino o claro largo en un bosque de árboles con un viento cruzando el eje del claro es peligroso, pues la turbulencia es igual a la asociada con un valle con viento cruzado. También aterrizar o despegar de un campo rodeado de árboles debe intentarse con precaución pues a alguna velocidad del viento la turbulencia será demasiado fuerte para la seguridad.

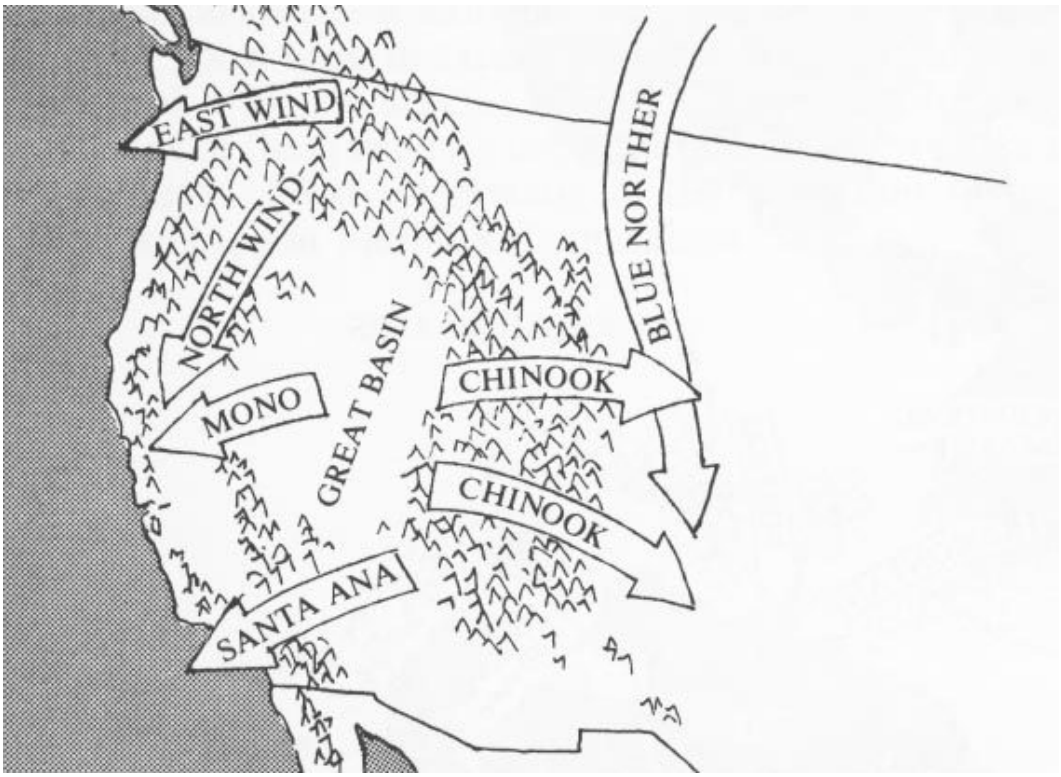


Figura 117 — Wind Shadow Due to Trees

Figura 117 — Sombra de Viento Debido a Árboles

SOMBRA DE VIENTO

El bloqueo del viento detrás de una línea de árboles, edificio o colina es una sombra de viento y puede estar asociado con ráfagas fuertes (ya que la situación no siempre es permanente) y un gradiente fuerte.

Como vimos en el Capítulo V, siempre existe un gradiente de viento cerca del terreno. Cuanto más severo sea este gradiente, más afecta nuestro vuelo. Aterrizar contra el viento y encontrar una sombra de viento tiene el mismo efecto en una aeronave que aterrizar en cualquier gradiente –puede ocurrir una pérdida de sustentación– excepto que el gradiente en una sombra de viento es más severo. En una sombra de viento fuerte puede ser difícil prevenir una pérdida de sustentación incluso cuando se anticipa. Los pilotos prudentes evitan poner a prueba sus habilidades en este asunto evitando el lado de sotavento de obstáculos en cualquier viento significativo. Si el encuentro con una sombra de viento es inevitable, es mejor pasar a través del área de gradiente extremo en dirección transversal al viento.

Una forma especial de sombra de viento ocurre cerca de la superficie en condiciones de sobrecalentamiento con una masa de aire estable. En este caso se forma una capa de aire caliente que persiste por algún tiempo antes de liberarse, especialmente si algún accidente del terreno bloquea el movimiento del aire cerca del terreno. Esta configuración es especialmente común cerca de los mares con el aire marino estable moviéndose y la playa caliente calentando el aire con dunas manteniéndolo en su lugar.

En la parte superior de la capa caliente, la velocidad del viento puede aumentar abruptamente, por lo que existe un gradiente fuerte como se muestra en la figura 118. Observe cómo el perfil del viento sigue el perfil de temperatura (tasa de cambio) como frecuentemente ocurre. Aterrizar en tales condiciones requiere velocidad extra para compensar el gradiente severo.

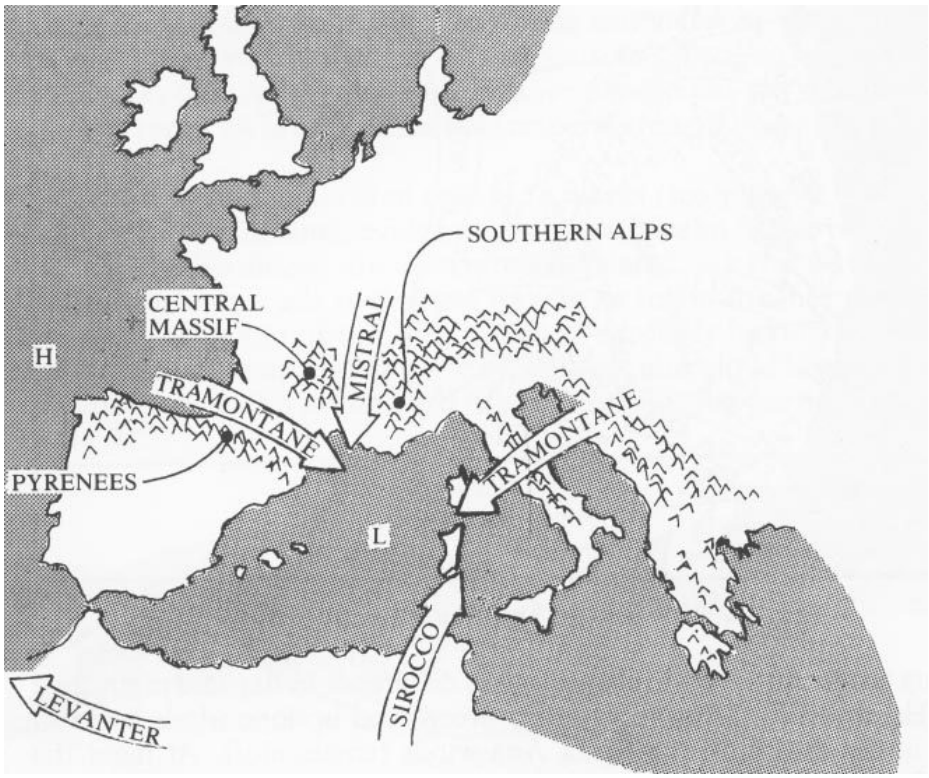


Figura 118 — Turbulence Orientation Near the Ground

Figura 118 — Orientación de la Turbulencia Cerca del Terreno

VOLAR EN TURBULENCIA

La mayoría de nosotros preferiríamos no volar en turbulencia, pero los baches son un hecho de la vida en el mundo aéreo. De hecho, los pilotos de térmica buscan ávidamente los baches que anuncian una térmica y con el tiempo un piloto aprende a disfrutar la turbulencia moderada, tal como un esquiador acuático experimentado busca las estelas para animar la acción.

La turbulencia crea dos problemas para los aviadores: pérdida de control y estrés en la aeronave. La turbulencia fuerte puede hacerla caer en picada o levantar un ala salvajemente o incluso entrarla en pérdida al cambiar rápidamente su ángulo de ataque. Cuando esto sucede cerca del suelo es desconcertante en el mejor de los casos. Tal turbulencia también puede producir cargas de ráfagas que pueden romper o plegar ciertas aeronaves. Para combatir el primer problema necesitamos acelerar para un control más rápido. Para combatir el segundo problema necesitamos reducir la velocidad para disminuir la brusquedad de las ráfagas. Es obvio que necesitamos un compromiso aquí. La regla comprobada y verdadera

en la mayoría de los círculos de aviación es volar a 1.5 veces su velocidad de pérdida en turbulencia para ayudar a prevenir una pérdida inadvertida y evitar sobrecargar sus alas.

La turbulencia mecánica existe cerca del terreno en su forma más virulenta. Puede evitarla permaneciendo por encima de ella (varios cientos de pies hacia arriba), esperando hasta que el viento disminuya o aterrizando en terreno plano y abierto. Cerca del suelo la turbulencia mecánica tiene una orientación de remolinos preferida con el eje perpendicular al viento como se muestra en la figura 118 debido a la acción rotatoria causada por el suelo. Esto es especialmente cierto en los primeros varios pies. Dentro de 60 pies (20 m) de la superficie los remolinos se orientan en todas direcciones con energía aleatoria. Lo que esto significa es que un aterrizaje contra el viento lo enfrenta directamente con turbulencia que tiende a causar cambios de cabeceo, a menos que afecte solo un ala. Una buena velocidad de control es necesaria durante un aterrizaje turbulento.

La turbulencia térmica puede estar en cualquier lugar desde el suelo hasta las nubes de base térmica. Sin embargo, será peor cerca de las capas de inversión y en vientos fuertes. A veces estos vientos solo están en ciertos niveles o en áreas específicas por lo que pueden evitarse. A pesar de la presencia normal de vientos más fuertes en altura, la turbulencia térmica es a menudo menos severa cuanto más alto subimos porque la térmica se vuelve más organizada y se amplía. En cualquier caso, la mejor manera de evitar la turbulencia térmica es esperar hasta que el calentamiento solar disminuya.

La turbulencia de corte generalmente puede escaparse descendiendo por debajo de la capa de corte. Si está acelerando y encuentra corte, simplemente reduzca la potencia. Por otro lado, si está sin potencia y desciende en corte todo lo que puede hacer es aguantar y caer por debajo de él. El corte rara vez se extiende hasta el suelo.

Evitar la turbulencia de otras aeronaves es de suma importancia, especialmente si la aeronave es más grande que la suya. Los detalles se describen en los manuales de vuelo, pero la idea principal es evitar el lado de sotavento de la trayectoria de la otra aeronave durante varios minutos. Los helicópteros crean una cantidad tremenda de turbulencia que se mantiene por debajo de su trayectoria de vuelo. Evite este aire peligroso dirigiéndose por otro

a

y

I notice you've only provided a period (.) without any aviation text to translate. Please provide the aviation text you'd like translated to Mexican Spanish, and I'll be happy to help.

RESUMEN

La turbulencia está con nosotros de manera intermitente al menos hasta que el sol se apague. Tenemos que convivir con ella, volar a través de ella y evitar sus formas más severas. Podemos hacer lo último al entender cómo se crean los diversos tipos de turbulencia y qué signos indican su presencia. El uso del agua en movimiento como modelo y un poco de imaginación nos ayudan a visualizar dónde acechan los dragones y dónde el vuelo es cómodo. Los pilotos de aviación deportiva deben usar destreza y buen juicio para atravesar el

aire con elegancia en lugar de abrirse paso a través de los lugares turbulentos.

Los pilotos de vuelo sin motor eligen volar en térmicas y una cierta cantidad de viento que naturalmente los introducen a la turbulencia. Los pilotos que no practican vuelo sin motor a menudo eligen y seleccionan sus condiciones para minimizar la turbulencia, pero aun así ocasionalmente se encuentran con aire texturizado con mayúscula T. Para sentirse cómodo en el aire, todos los pilotos necesitan probar un poco del aire turbulento y tragárselo con una sonrisa. Dejaremos los vuelos violentos de nudillos blancos a los pilotos de carreras, pero aceptaremos una cierta cantidad de sacudidas como parte del territorio aéreo.

CAPÍTULO VII

Vientos Locales

La tierra, sus cuencas de agua y su manto de aire experimentan muchos procesos abrumadores que van desde terremotos y mareas hasta tormentas tropicales. Nosotros los simples humanos no somos más que espectadores inocentes en estos grandes eventos. Incluso el paso de los sistemas meteorológicos generales nos deja como oportunistas indefensos aprovechando cualquier corriente que se cruce en nuestro camino, como un autoestopista en la carretera.

Pero existen muchos nichos más pequeños en el cielo donde los fenómenos fluyen con su propio ritmo y cadencia. Afortunadamente para los pilotos de aviación deportiva, estas circulaciones, incursiones y corrientes de pequeña escala tienen aproximadamente el tamaño correcto para proporcionar a nuestras alas ansias de sustentación suave.

Llamamos a este flujo de aire a menor escala vientos locales porque son producidos por calentamiento e desequilibrios de presión que ocurren en una distancia de aproximadamente veinte millas (30 km) o menos. Esta es la verdadera micrometeorolología.

Lo importante a notar sobre los efectos locales es que son muy accesibles para los pilotos porque ocurren de acuerdo con condiciones que pueden ser fácilmente observadas. En este capítulo nuestro objetivo es aprender las causas de los vientos locales, cómo predecirlos, evitar sus peligros y aprovechar su sustentación.

CALEFACCIÓN Y CIRCULACIÓN

El motor principal que impulsa la mayoría de los efectos locales es el calentamiento diferencial. Este término simplemente significa que un área es calentada más que un área adyacente por el sol. En el Capítulo I aprendimos cómo diferentes partes de la superficie terrestre se calientan de acuerdo con cuánta luz solar directa reciben y cuánta absorben. Ampliaremos esa idea para ver cómo funcionan las circulaciones locales. Estos asuntos son muy importantes para los pilotos de vuelo deportivo ya que afectan en gran medida las condiciones de viento y térmica.

La Figura 119 muestra qué sucede al aire por encima tanto de una superficie cálida como de una fría. Para comenzar vemos toda el área a la misma temperatura. Las líneas de presión o

isóbaras mostradas a varias alturas sobre la superficie son planas porque la presión del aire es uniforme en la dirección horizontal, al igual que la temperatura. Sin embargo, cuando comienza el calentamiento solar, el área que absorbe



Figura 119 — Effects of Heating on Pressure

Figura 119 — Efectos del Calentamiento sobre la Presión

el calor sube más fácilmente en temperatura y calienta el aire que está arriba de él como se muestra en el dibujo inferior. El aire calentado se expande y las isóbaras ya no son planas, sino inclinadas como se muestra. Recuerde que la presión sentida a cualquier altura dada depende de cuánto aire está presionando hacia abajo arriba de esa altura. Por lo tanto, cuando el aire calentado se expande en la dirección vertical, cualquier presión dada excepto la de la superficie se encuentra a un nivel más alto.

La situación mostrada en la parte inferior de la figura 119 no está en equilibrio, porque a cualquier nivel –a lo largo de la línea punteada por ejemplo– existe una presión más alta en el aire cálido que en el aire más frío. En consecuencia, comienza un flujo en la altura desde el área cálida hacia el área fría como se muestra con la flecha.

Conforme continúa este proceso, la presión en la superficie en el área cálida se reduce ya que el aire en la altura está fluyendo hacia afuera, reduciendo el peso en la superficie (ver figura 120). Al mismo tiempo, se está añadiendo más aire arriba de la superficie fría por lo que su presión aumenta. Por lo tanto, en la superficie tenemos un flujo de retorno desde el área fría hacia el área cálida. Arriba del área fría encontramos aire descendente mientras que el aire continúa elevándose arriba de la superficie calentada. El resultado es una circulación como se muestra en la parte inferior de la figura 120 que dura mientras continúe el

calentamiento solar. Puede experimentar el mismo tipo de flujo a nivel personal. Vaya al baño, cierre la puerta y tome una ducha caliente. Una vez que haya terminado, abra la puerta mientras aún esté mojado. Sentirá el aire frío fluyendo hacia adentro en sus piernas mientras que el aire cálido en el baño fluye hacia afuera en la altura.

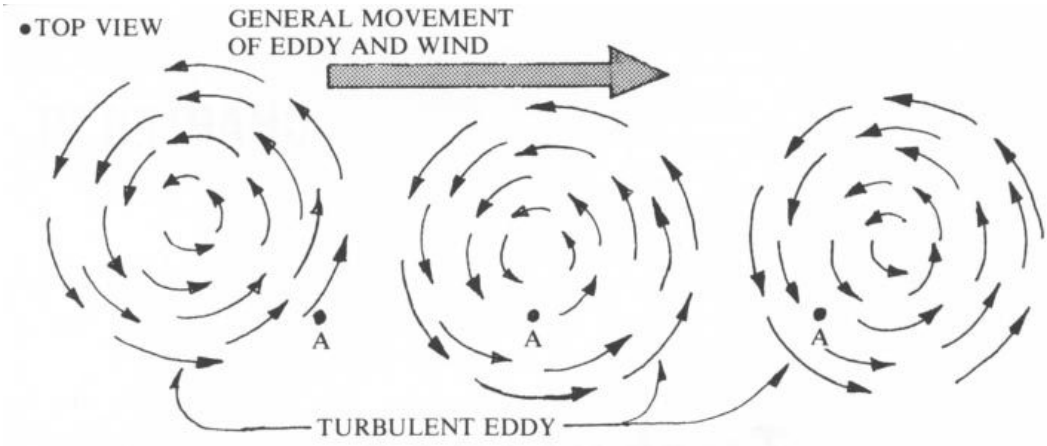


Figura 120 — Initiation of Circulation Due to Heating

Este mecanismo de circulación es responsable de las brisas marinas, vientos de ladera y otros vientos locales como veremos. Por la noche cuando ocurre el enfriamiento, ocurre un proceso similar: el viento en la superficie sopla desde el área que se enfría más rápidamente. También debemos notar que durante el día, las térmicas fuertes pueden romper la circulación regular creada por el calentamiento diferencial si no la detienen por completo.

Ahora resumimos los puntos importantes:

136

Circulación Debida al Calentamiento

El aire fluye desde áreas frías hacia áreas cálidas;

el aire cálido se eleva, el aire frío se hunde.

Figura 120 — Iniciación de la Circulación Debida al Calentamiento

LA BRISA MARINA

Uno de los lugares más obvios donde superficies cálidas y frías se encuentran una al lado de la otra es cerca de las costas. De hecho, la brisa marina y la brisa terrestre familiar a todos los habitantes de la costa es un ejemplo clásico de la circulación debido a diferencias de calentamiento local descrita anteriormente.

Como sabemos, la tierra se calienta bajo el sol ardiente en una cantidad que depende de la cobertura del terreno. En cualquier caso, siempre es más cálida que el mar durante el día (excepto quizás cuando la tierra está cubierta de nieve). El mar se calienta muy poco en la superficie porque la evaporación lo enfría, los rayos del sol penetran profundamente en el agua en lugar de detenerse en la superficie para esparcir calor y las corrientes en el agua distribuyen el calor hacia abajo. En consecuencia, el mar durante el día permanece mucho

más frío que la tierra.

Una situación típica de brisa marina se muestra en la figura 121. También se muestra la brisa terrestre de retorno que se establece por la noche. Los primeros indicios de brisa marina comienzan por la mañana tan pronto como el sol comienza a calentar la tierra. Generalmente está bien establecida a media mañana y alcanza su pico a media tarde cuando la sonrisa del sol es más cálida.

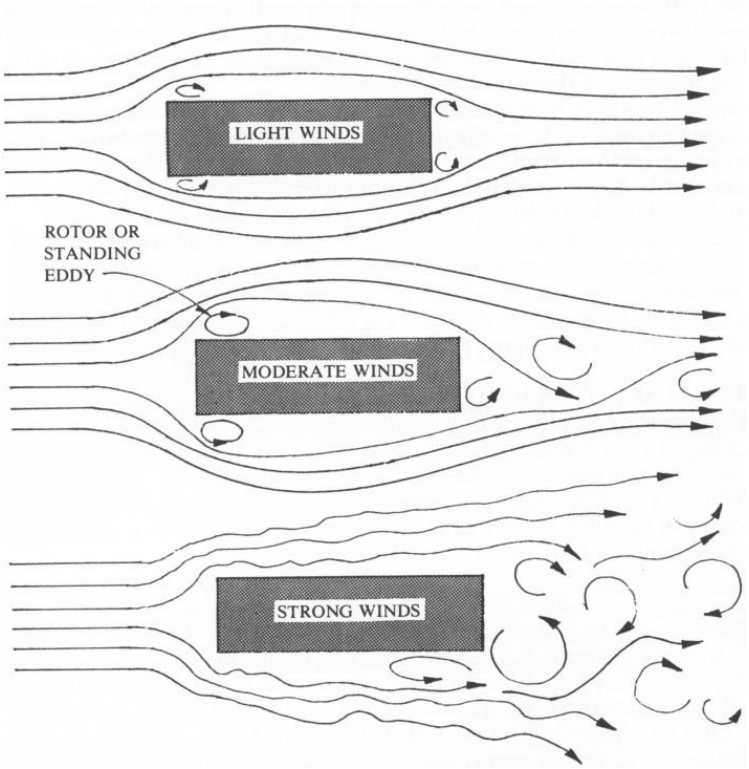


Figura 121 — Typical Sea Breeze and Land Breeze Situations

Figura 121 — Situación Típica de Brisa Marina y Brisa Terrestre

o

n

s

Durante el flujo diurno de la brisa marina, el efecto de Coriolis puede servir para alterar su dirección hacia la derecha en el hemisferio norte e izquierda en el hemisferio sur de modo que esté soplando casi paralela a la línea de costa, especialmente tierra adentro, para el momento en que disminuye al anochecer.

La Figura 122 ilustra los cambios de la brisa marina en un día típico.

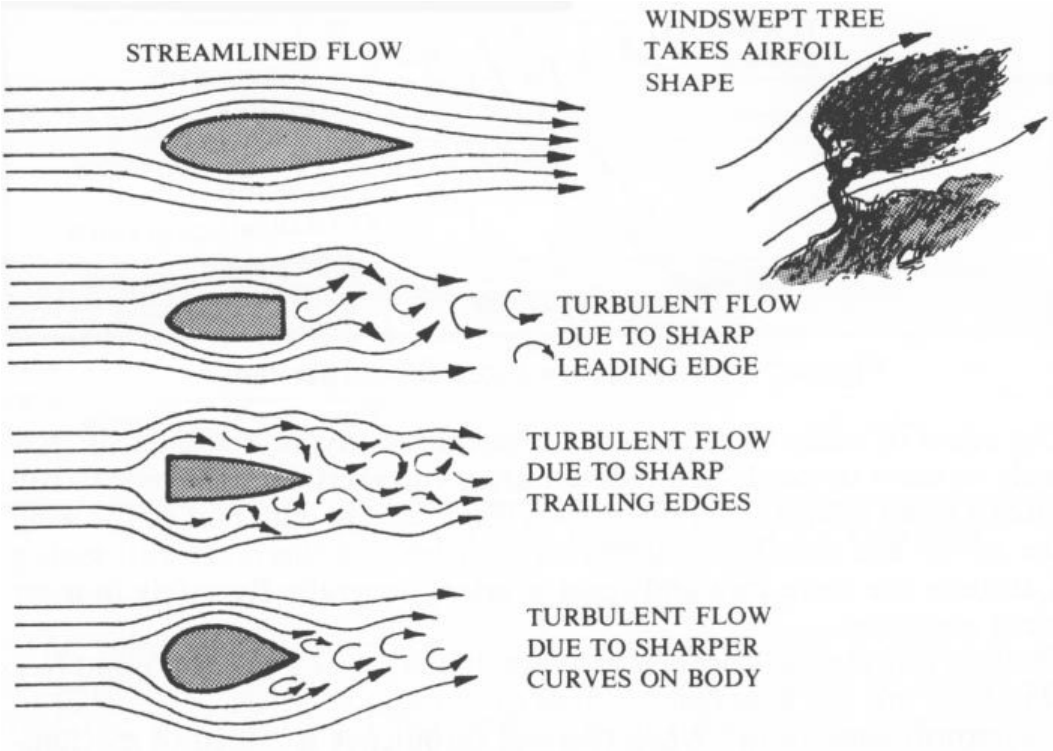


Figura 122 — Daily Sea Breeze Changes

BRISA MARINA Y VIENTO GENERAL

Una brisa marina o brisa de lago puede formarse cerca de cualquier cuerpo de agua desde el tamaño de un pequeño lago en adelante. La intensidad de la brisa marina variará según la diferencia de temperatura entre la tierra y el agua y en cierta medida según el tamaño del cuerpo de agua. Un factor muy importante en el comportamiento de la brisa marina es la naturaleza del viento general.

El viento general causado por sistemas de presión de gran escala afecta la brisa marina de maneras inesperadas. Podríamos pensar que un viento general que sopla desde la tierra hacia el mar evitaría que se forme una brisa marina, pero este no es el caso mientras el viento hacia el mar no sea demasiado fuerte (más de 15 mph o 24 km/h). Si, por ejemplo, tenemos una ligera brisa soplando hacia el mar, será detenida en la superficie por los efectos de calentamiento y las diferencias de presión así creadas, mientras que en altura asistirá en el establecimiento del flujo que inicia la circulación. Recuerde, son las diferencias de presión y la gravedad las que inducen cualquier flujo de viento y el fuerte diferencial de calentamiento cerca del mar crea su propio sistema de presión que es capaz de superar un viento opuesto.

Figura 122 — Cambios Diarios de la Brisa Marina

Si imaginamos un viento general soplando del mar hacia la costa, podemos pensar que esto asistirá la brisa marina. De hecho, tal viento previene que se forme una brisa marina porque transporta aire fresco y estable hacia el interior para frenar el calentamiento matutino e impide el flujo de retorno en altura.

Para comprender completamente cómo el viento general afecta la brisa marina de modo que podamos hacer predicciones, observe la figura 123. Aquí vemos un viento general soplando en ángulo a una línea de costa. Con la espalda al viento si la tierra está a su derecha, se establece una zona de convergencia sobre el agua en el mar adentro en el hemisferio norte. En el hemisferio sur esta convergencia ocurre cuando la tierra está a su izquierda (espalda al viento) como se muestra en la figura.

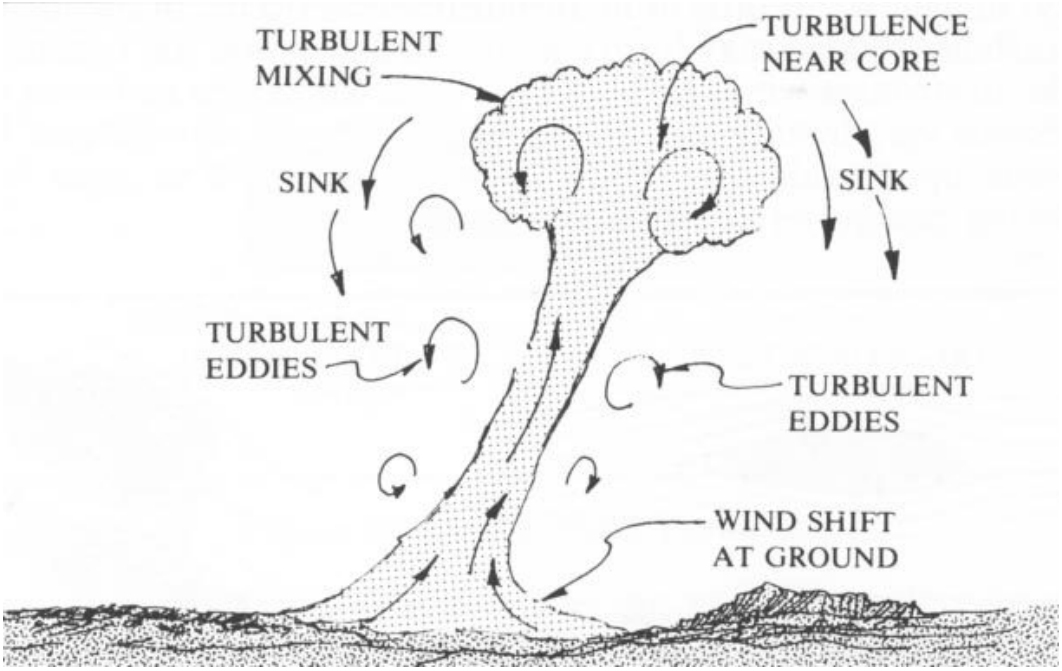


Figura 123 — Convergence Along a Shoreline

Convergencia significa "juntarse". La razón por la que el aire se junta en estas situaciones es porque cerca de la superficie sobre la tierra el aire se reduce debido a la fricción, por lo que fluye atravesando las isóbaras como se explica en el Capítulo IV. Sin embargo, sobre el agua hay mucho menos resistencia, por lo que la dirección del viento es cercana a la del viento general en altura que sigue las isóbaras. Consecuentemente, el viento en la tierra en la superficie está inclinado a la izquierda de la dirección del viento superior y el flujo de superficie sobre el agua en el hemisferio norte. En el hemisferio sur este ángulo está a la derecha. Así, el viento sobre el agua y la tierra se juntan formando una convergencia como se muestra. Además, la reducción del viento sobre la tierra crea convergencia cuando el viento que fluye más rápido sobre el mar choca con el viento más lento.

Figura 123 — Convergencia a lo Largo de una Línea de Costa

Como resultado de esta convergencia ocurren una o dos cosas (o ambas). El viento puede aumentar su velocidad para deshacerse del aire extra si las condiciones son estables. O, el aire puede ascender si es neutral o inestablemente estable, en cuyo caso se formará una banda de nubes a lo largo de la costa. En cualquier caso, la brisa marina se ve impedida de

establecerse porque la convergencia detiene el aire descendente en el mar que es necesario para la circulación de la brisa marina.

La situación opuesta se muestra en la figura 124. Aquí la brisa proviene de la tierra y cruza como se muestra para cada hemisferio. La diferencia en la dirección y velocidad del flujo sobre la tierra y sobre el agua crea una separación o divergencia del aire justo en la costa, por lo que ocurre un efecto de desaceleración o hundimiento. Esta acción tiende a favorecer la formación de brisa marina e indudablemente la brisa marina es más pronunciada cuando el viento general proviene de la tierra y cruza en la dirección mostrada.



Figura 124 — Divergence Along a Shoreline

Cuando el viento general proviene de las direcciones mostradas en los cuadrantes 2 y 3 en la figura 125, los efectos del cambio de dirección del viento y el cambio de velocidad sobre la tierra tienden a cancelarse mutuamente, por lo que no ocurre ni convergencia ni divergencia.

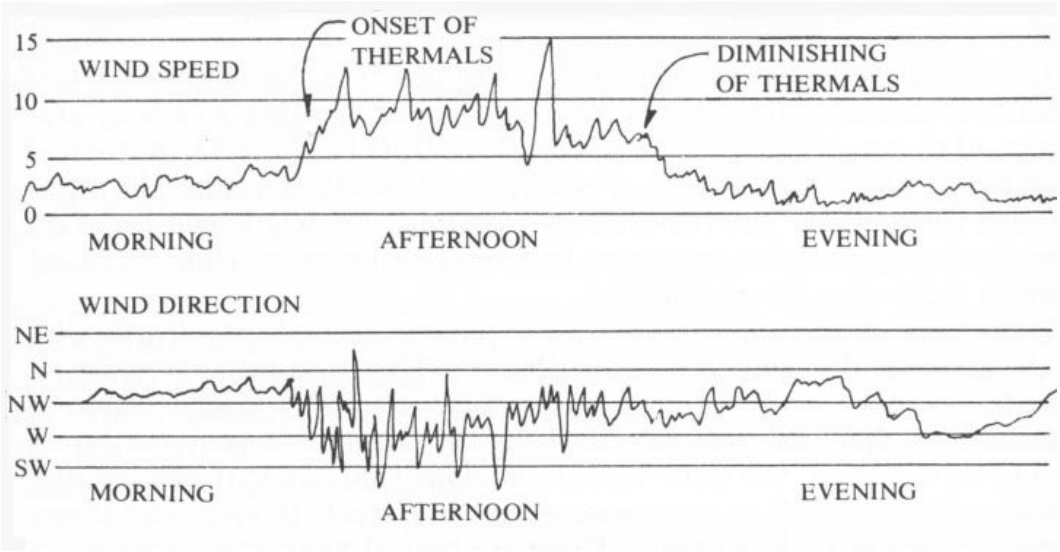


Figura 125 — Sea Breeze Quadrants

PREDICCIÓN DE LA BRISA MARINA

Debido a que muchos sitios de vuelo y pistas aéreas se ubican cerca de cuerpos de agua, es muy útil que los pilotos deportivos puedan predecir el comportamiento de la brisa marina. Como se muestra en la figura 125, la dirección del viento general (en niveles superiores) es la clave para esta predicción.

140

Figura 124 — Divergencia a lo largo de una línea de costa

A continuación se presenta un resumen de lo que sucede cuando el viento general proviene de varios cuadrantes en relación con la línea de costa:

Cuadrante I hemisferio norte; II hemisferio sur.

En este caso la divergencia alimenta la subsidencia y promueve la formación de la brisa marina. Esta es la situación que lleva la brisa marina más tierra adentro. Inicialmente el viento offshore se calmará a media mañana luego se intensificará en dirección onshore y progresará tierra adentro.

Cuadrante II hemisferio norte; I hemisferio sur.

La brisa marina bajo la influencia de este viento general es opuesta por cualquier ligera convergencia establecida offshore. Sin embargo, el flujo hacia el mar en altura ayuda a establecer la brisa marina un par de millas mar adentro, por lo que eventualmente empuja hacia tierra cuando el calentamiento aumenta al mediodía. La brisa marina en este caso no es tan fuerte como en el caso anterior.

Cuadrante III hemisferio norte; IV hemisferio sur.

Cuando el viento general sopla hacia la costa nunca tenemos una verdadera brisa marina porque el viento en altura es prevenido de regresar al mar. Sin embargo, cuando el viento proviene de este cuadrante significa que un sistema de baja presión está sobre tierra (recuerde que el viento fluye en sentido antihorario alrededor de una baja en el hemisferio norte). Así que el calentamiento de la tierra que normalmente produce una baja relativa cerca de la costa intensifica el gradiente de presión (diferencia sobre distancia) por lo que el viento general se intensifica. Este aumento puede ser de 10 o 20 nudos en áreas más cálidas tales como el suroeste de Estados Unidos o costas del Mediterráneo. Aunque una verdadera brisa marina no es evidente aquí, el aire fresco y estable que llega desde el mar puede alcanzar bien tierra adentro.

Cuadrante IV hemisferio norte; III hemisferio sur.

Nuevamente no surge una verdadera brisa marina en este viento de tierra adentro mientras sopla el viento general. Sin embargo, debido a que debe existir un sistema de alta presión sobre la tierra para que ocurra tal dirección de viento general, el calentamiento de la tierra reduce la presión y se opone a este viento general, debilitándolo. Si el sistema de alta presión y el viento general son débiles, pueden ser totalmente eliminados por el calor del día, de modo que una brisa marina puede establecerse de repente más tarde en el día. Esta brisa marina que comienza tardíamente nunca llegará tan lejos hacia el interior como las que se

describen en otros casos.

Cuando el viento es perpendicular o paralelo a la línea de costa, los efectos son una combinación de los cuadrantes más cercanos a su dirección. Por ejemplo, un viento directamente de tierra adentro combinaría los efectos del cuadrante III y IV en el hemisferio norte.

Figura 125 — Cuadrantes de Brisa Marina

FUERZA, ALCANCE Y ESTACIONES DE LA BRISA MARINA

Además del factor general del viento descrito anteriormente, la fuerza de la brisa marina se ve muy influenciada por la diferencia de temperatura entre el agua y la tierra. Cuando las áreas desérticas se encuentran cerca del mar, como en Australia, el suroeste americano y alrededor del Mediterráneo, la brisa marina puede alcanzar fácilmente 20 nudos o más (1 nudo = 1.15 mph o 1.84 km/h). En áreas más verdes, es más común de 10 a 15 nudos.

Las diferencias regionales en la brisa marina se explican por las temperaturas del agua estacional. Por ejemplo, en el este de Estados Unidos y Europa, la temperatura del agua varía de la de la tierra de manera más dramática a finales de primavera e inicio del verano, que es cuando estas regiones experimentan las brisas marinas más fuertes. Estas regiones también están más dominadas por cambios en los patrones generales del viento y las brisas marinas se alteran en consecuencia.

Las áreas desérticas reciben su calentamiento máximo a mediados de verano, por lo que las brisas marinas que asaltan tales áreas desérticas tienden a alcanzar su pico en verano hasta inicio del otoño. Australia y el suroeste estadounidense son casos dignos de mención. La costa del Pacífico de América del Norte es particularmente propensa a experimentar brisas marinas fuertes, porque las corrientes frías de surgencia del Pacífico adyacentes a las áreas desérticas cercanas generan algunas diferencias de temperatura notables.

La orientación de la línea costera no tiene efecto real en la ocurrencia de una brisa marina, pero la presencia de sistemas de presión sí la tiene por los efectos generales del viento. Una baja presión en el suroeste estadounidense proporcionará las brisas marinas más fuertes a lo largo de la costa del Pacífico.

En el este de Estados Unidos los sistemas de baja presión traen nubes y lluvia, por lo que un anticiclón de las Bermudas que trae vientos del suroeste a lo largo de la costa atlántica es la solución para la mejor brisa marina. En Australia las bajas presiones del interior hacen el trabajo, mientras que una baja presión sobre Europa o un anticiclón sobre el norte de África crea la mejor brisa marina mediterránea.

El alcance terrestre de una brisa marina depende de qué tan temprano se establece y qué tan fuerte se vuelve. No es inusual que la brisa alcance de 20 a 30 millas (32 a 48 km) tierra adentro en áreas más húmedas. En áreas desérticas, se conoce que la influencia de la brisa marina ha llegado hasta 250 millas (400 km), pero debemos esperar que esta sea una situación donde el viento general sopla tierra adentro y no se presenta una verdadera circulación de brisa marina.

El punto principal de interés aquí es que los pilotos conozcan su área local y la extensión general hasta donde llega la brisa marina. Si las montañas corren paralelas a la costa en su área, entonces espere que el progreso de la brisa marina sea bloqueado excepto donde los pasos y brechas proporcionan una válvula de escape para el empuje del aire marino frío.

EFECTOS DE LA BRISA MARINA

La brisa marina tiende a ser aire estable. Esto se debe a que en el proceso de hundimiento en el mar su tasa de cambio se vuelve más uniforme o estable (describimos este proceso de estabilidad del aire que se hunde en el Capítulo III) como se muestra en la figura 126. Por lo tanto, aunque el aire fresco del mar se mueve sobre terreno caliente y se calienta desde abajo, no produce fácilmente térmicas. Cualquier convección que se forme en esta masa de brisa marina es generalmente pequeña, de corta duración y turbulenta. Las fotos de satélite desde el espacio a veces muestran este efecto dramáticamente. Podemos observar fácilmente la península de Florida en un día soleado, por ejemplo, y ver una banda estrecha de 20 millas de aire claro y estable bordeando todo el estado, mientras que tierra adentro grandes y atractivas nubes cúmulos aparecen por todas partes. La brisa marina suprime todas las térmicas a lo largo de la costa en un día que de otra manera sería inestable.

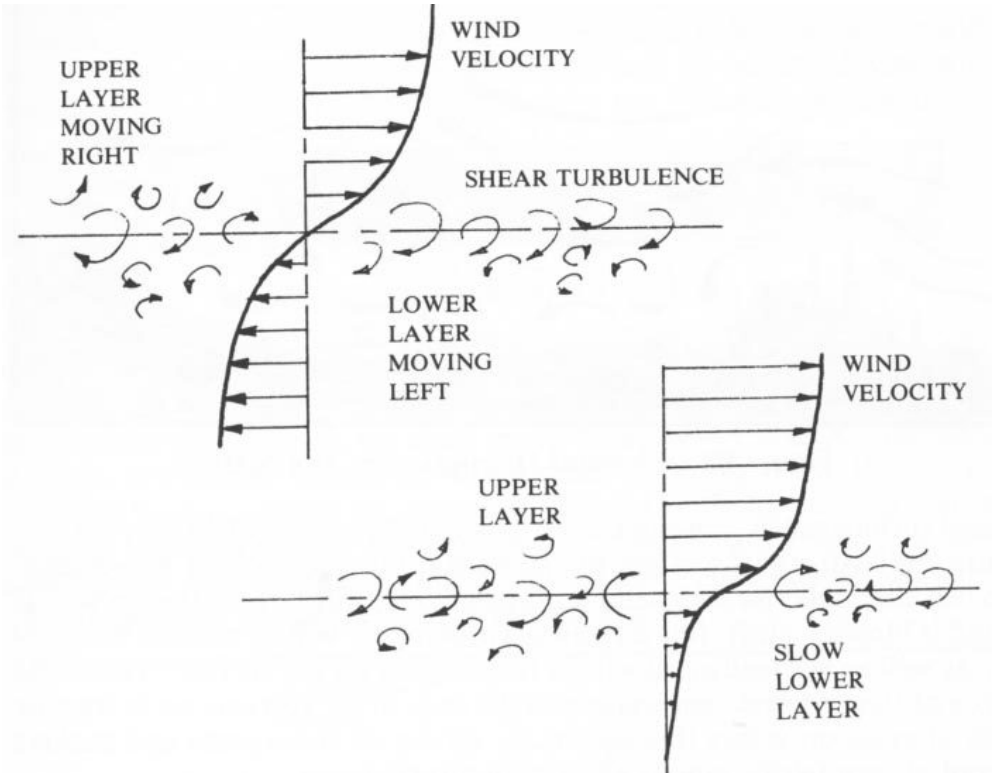


Figura 126 — The Sea Breeze Front

Dado el carácter estable de la brisa marina, uno podría pensar que los pilotos de vuelo sin motor preferirían que desapareciera. Sin embargo, este no es el caso. Para comenzar, una brisa marina constante soplando sobre un acantilado o cresta costera puede proporcionar una abundancia de sustentación relajante.

Otro beneficio importante de la brisa marina es la producción de sustentación por convergencia. Debido a que la brisa marina es estable, tiende a fluir alrededor de las montañas y a través de los pasos en lugar de sobre las cimas. Por lo tanto, a menudo se encuentra consigo misma detrás de la montaña y se eleva cuando se reúne nuevamente. Investigaremos la sustentación por convergencia en el próximo capítulo, pero aquí notaremos que tal sustentación es lo suficientemente común en las montañas costeras del noroeste del Pacífico.

Un efecto bien conocido de la brisa marina ocurre en el área de la cuenca de Los Ángeles cuando la brisa marina se canaliza alrededor de las montañas de Santa Mónica y Santa Ana como se muestra posteriormente en la figura 159. En este caso, la brisa marina se canaliza a través de las áreas de llanura para encontrarse con otros brazos de la brisa en el Valle de San Fernando y el área del Lago Elsinore. Las zonas de convergencia creadas se conocen como la Zona de Convergencia de San Fernando (SFCZ) y la Línea de Cizalladura de Elsinore (ESL) respectivamente. Las zonas de convergencia a veces se llaman líneas de cizalladura ya que las dos masas de aire no siempre se encuentran en armonía y puede ocurrir algo de cizalladura. Sin embargo, el nombre línea de cizalladura realmente no transmite el proceso de elevación que está teniendo lugar.

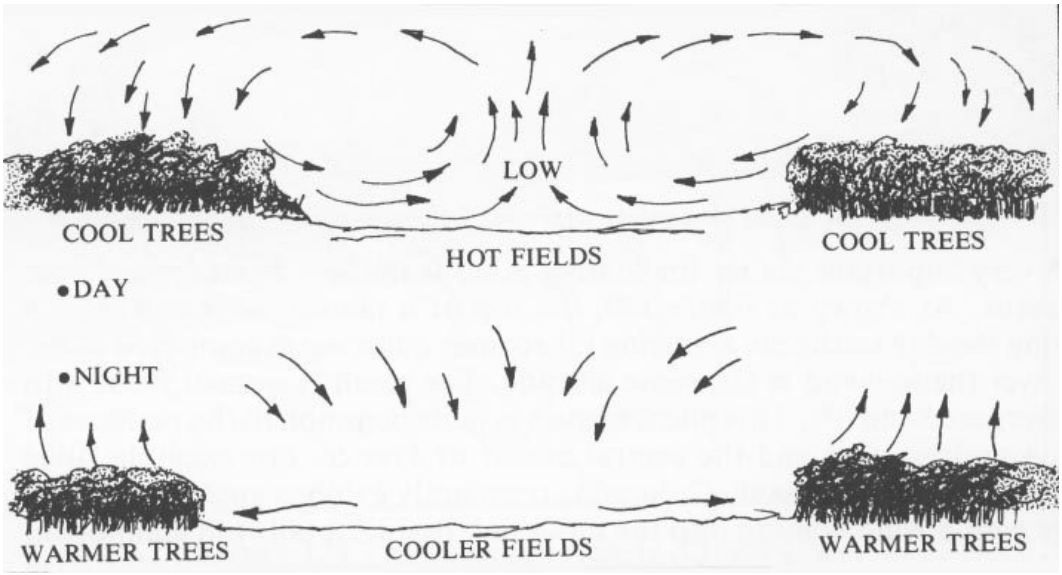


Figura 159 — Convergence on Complex Terrain Near the Sea

Una tercera fuente de sustentación que presenta la brisa marina es la del frente de brisa marina. Cubrimos este asunto importante en la próxima sección.

o

I need more context to provide an accurate translation. The single letter "n" could refer to different things in aviation. Could you provide the complete aviation text you'd like translated to Mexican Spanish?

t

FRENTES DE BRISA MAR

Cuando una verdadera brisa marina se adentra en tierra, está constantemente empujando contra la brisa terrestre. El aire marino fresco se abre paso bajo el flujo terrestre, lo que proporciona la brisa de retorno en altura. Como resultado, el borde delantero de la brisa marina actúa como un frente frío en miniatura y de ahí el nombre de frente de brisa marina.

En la figura 126 podemos ver algunas características importantes del frente de brisa marina. Primero, note el área de ascenso en el aire cálido justo en frente del borde delantero del frente. Este ascenso puede ser bastante fuerte, pero generalmente se encuentra en una banda muy estrecha—a pocos cientos de pies (100 metros) o menos. Los demonios de polvo pueden acompañar este ascenso y a menudo existe una fuerte subsidencia en el aire cálido justo más allá del ascenso como se muestra.

Las nubes cúmulos térmicas son frecuentes en la masa de aire cálido suprayacente a la tierra, mientras que las únicas nubes en la masa de aire marino son cúmulos residuales que se desvanecen lentamente mientras el frente avanza. Generalmente hay poco ascenso utilizable en la propia masa de aire de brisa marina.

Justo encima del ascenso pueden formarse cúmulos grandes si la masa de aire terrestre posee suficiente humedad. Se sabe que tal nube ha llegado a desarrollarse en una tormenta eléctrica en ocasiones. Si el aire es relativamente seco, solo puede ser evidente una nube delgada y desgarrada o ninguna nube en absoluto. A veces parte del aire marino puede ser incorporado al aire cálido ascendente para formar una nube velo como se muestra en la figura.

Localizar un frente de brisa marina y encontrar el ascenso es principalmente un proceso de observar las posiciones de las nubes y mantenerse en el aire cálido junto al frente. El autor pudo seguir un frente de brisa marina durante millas en la costa oeste de Francia navegando junto a las nubes frontales. A menudo el aire marino llevará consigo polvo, smog y neblina que se dispersa lentamente debido a la estabilidad en esta masa de aire. Como resultado, el borde delantero del frente es fácilmente identificable como el comienzo del aire contaminado. El frente de brisa marina que se extiende más allá de Los Ángeles lleva la evidencia de los excesos de esa ciudad y es conocido como el frente de smog.

Otras veces el aire marino puede ser bastante claro y la única forma de identificar la posición del frente es por la turbulencia repentina y saludable cuando se entra en el aire marino. Generalmente el frente de brisa marina se desplaza hacia tierra a una velocidad de menos de 5 nudos y debe ser seguido para aprovechar su ascenso. A veces se mueve más rápido—hasta 15 nudos o más—y avanza a impulsos en saltos rápidos. Estos impulsos probablemente se deben a perturbaciones en el flujo de viento general que hace que el aire marino estable oscile como gelatina.

La altura del frente de brisa marina y, por lo tanto, la altura del ascenso utilizable varía mucho, pero típicamente es alrededor de 3,000 pies (1,000 m). En la parte superior de la brisa marina está el aire que retorna de la tierra y a menudo es la altura de la convección en este aire la

que determina la altura del efecto de brisa marina. De hecho, podemos usar este factor para predecir la presencia y fortaleza de la brisa marina.

En general, con un nivel de convección tierra adentro por debajo de 3,000 pies (1,000 m), la brisa marina será débil en el mejor de los casos. Con un nivel de convección de 3,000 a 6,000 pies (1,000 a 2,000 m), las condiciones son ideales para la producción del frente de brisa marina con bastante ascenso y una penetración tierra adentro profunda. Un nivel de convección por encima de 6,000 pies (2,000 m) también apoyará un frente de brisa marina fuerte, pero pueden desarrollarse tormentas eléctricas debido al ascenso extenso ubicado en un área.

Los frentes de brisa marina solo se desarrollan cuando una verdadera brisa marina se adentra en tierra. Una vez más, esto ocurre solo cuando el viento proviene de los cuadrantes I y II en la figura 125 (ambos hemisferios).

I need more text to translate. The letter "s" alone is not a complete aviation text. Please provide the full aviation text you'd like translated to Mexican Spanish.

I don't have any text to translate. You've only provided an empty parenthesis ")".

Please provide the aviation text you'd like translated to Mexican Spanish.

I'm ready to translate aviation text to Mexican Spanish, but I don't see any text to translate in your message. Please provide the aviation text you'd like translated.

LÍNEAS COSTERAS COMPLICADAS

Las masas terrestres de nuestro planeta raramente tienen los contornos suave que mostramos en nuestros dibujos idealizados. Ondulaciones, penínsulas, bahías, ensenadas e islas cercanas son el orden usual de las cosas a lo largo de las costas del mundo. Estas formas variadas tienen sus propios efectos en la brisa marina.

Inicialmente, la brisa marina tenderá a establecerse perpendicular a la costa como se muestra en la figura 127. Sin embargo, con el tiempo el flujo general de la brisa marina anulará las pequeñas variaciones y producirá un flujo como se muestra.

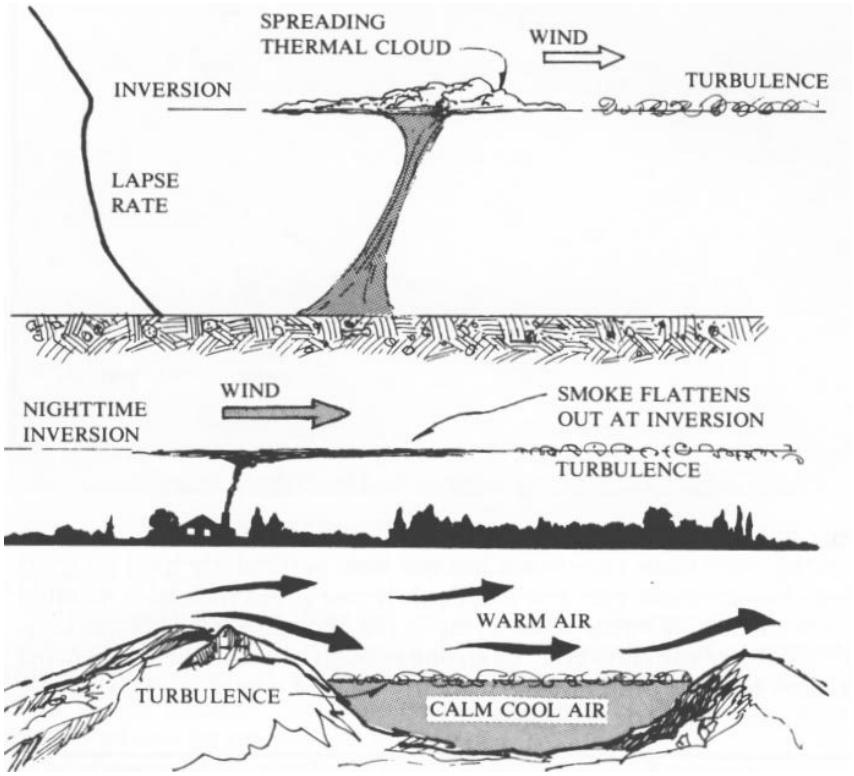


Figura 127 — Sea Breeze on a Complicated Coastline

Las protuberancias de tierra así como las lengüetas largas como las que bordean la costa atlántica de los EE.UU. pueden tener una brisa marina que viene de ambos lados que se encuentran y se elevan hacia arriba con elevación por convergencia sobre la tierra. Las bahías tienden a producir brisas marinas muy ligeras alrededor de su perímetro que eventualmente son superadas por el flujo general con la mayor velocidad normalmente sentida en el lado derecho de la bahía.

La brisa marina que fluye hacia una bahía puede abrirse paso hacia un estrecho y así aumentar en velocidad así como producir algo de elevación por convergencia. Un ejemplo de este asunto es la entrada a la Bahía de San Francisco.

Figura 127 — Brisa Marina en una Línea Costera Complicada

EFECTOS DE LAS ISLAS

Las islas que se encuentran justo frente a una gran masa de tierra, como Long Island, Nueva York, la Isla de Vancouver frente a la Columbia Británica y la Isla de Wight al sur de Inglaterra, generan una brisa marina que sopla desde todas direcciones. Sin embargo, la brisa marina general que sopla hacia la masa de tierra más grande pronto domina el clima de la isla y lo ajusta al flujo general.

Una isla aislada intentará establecer una brisa marina alrededor de todo su perímetro, pero será rápidamente enfriada por el aire marino si es demasiado pequeña. En este caso, los períodos de brisa marina serán seguidos por períodos de calma. Una isla más grande, especialmente una con montañas, sostendrá una brisa marina combinada con vientos de

ladera que construyen las típicas nubes de cúmulo en la cima que eventualmente ralentizan los efectos del calentamiento y, por lo tanto, la brisa marina.

Las islas típicamente alteran los patrones de viento cerca de sus costas como se muestra en la figura 128. Aquí vemos cómo el aumento de la fricción en la isla comparado con el mar ralentiza el viento y lo hace fluir a través de las isóbaras. Este cambio en la dirección y velocidad del viento se encuentra con el viento en el mar a lo largo de la costa izquierda cuando se está de espaldas al viento (en el hemisferio norte) en una zona de convergencia. Esta convergencia causa vientos más fuertes a lo largo de esta costa como se muestra.

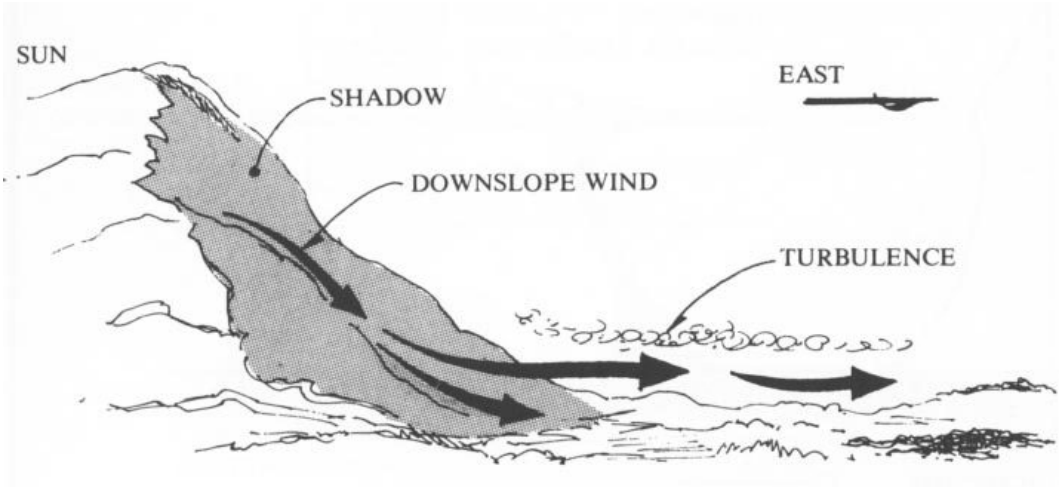


Figura 128 — Island Effects on a Wind

Figura 128 — Efectos de la Isla en el Viento

BRISAS TERRESTRES

Las brisas terrestres, como se mencionó anteriormente, son lo opuesto a las brisas marinas. Generalmente la tierra se ha enfriado a una temperatura inferior a la del mar un par de horas después de la puesta de sol, momento en el cual la brisa terrestre comienza a desplazarse hacia el mar. La brisa terrestre es suave –generalmente de 3 a 5 mph (5-8 km/h)– y superficial ya que no hay calentamiento y por lo tanto no hay movimiento vertical.

En general, las superficies que se calientan más fácilmente durante el día son también las que se enfrían más rápidamente. Por lo tanto, las brisas terrestres y otras formas de flujo de retorno siguen aproximadamente la misma trayectoria que la circulación diurna pero en dirección opuesta.

Los pilotos no tienen mucho uso de la brisa terrestre ya que ocurre de noche, pero debemos ser conscientes de que una brisa terrestre puede comenzar repentinamente antes de lo normal cuando existen montañas cerca del mar, ya que sus vientos catabáticos de última hora de la tarde ayudan a la brisa terrestre a iniciarse. Además, una brisa terrestre tiende a deslizarse bajo un viento general hacia la costa. Por lo tanto, debemos esperar turbulencia por cizalladura en los primeros cientos de pies (100 m) cuando volamos por la tarde cerca de un mar con un viento general hacia la costa.

FRENTES DE CALOR

Las brisas marinas y los frentes de brisa marina no son los únicos asuntos importantes relacionados con el calentamiento local. En cualquier lugar donde la superficie se calienta o enfría más que un área adyacente existe una posibilidad probable de circulación. Por ejemplo, un banco de nubes o un área de smog que reduce considerablemente el calentamiento solar hará que la superficie fresca subyacente actúe como un mar y produzca un flujo de aire superficial desde el área fresca hacia la caliente. Si el viento general es ligero y se opone a este flujo obtenemos un verdadero frente de calor como se muestra en la figura 129. Las condiciones de elevación térmica en este frente son similares a las que se encuentran en un frente de brisa marina debido a la convergencia presente.

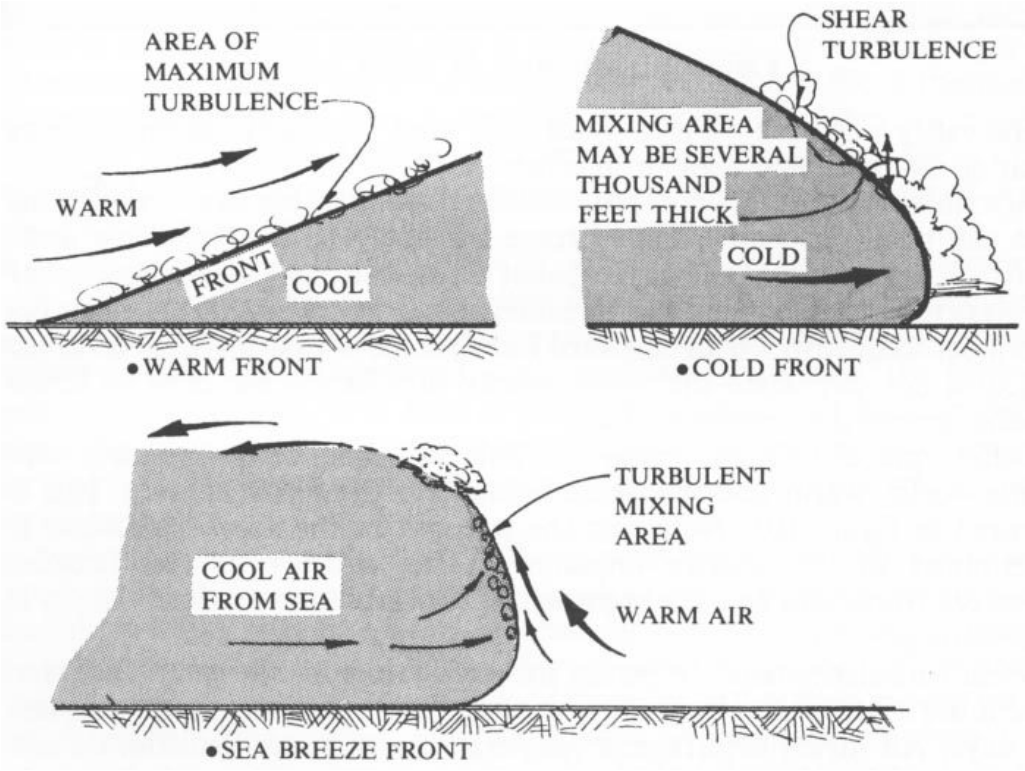


Figura 129 — Heat Front Due to Cloud Cover

Figura 129 — Frente de Calor Debido a Cobertura Nubosa

La contaminación que habita la cuenca de Los Ángeles es transportada hacia el interior junto con la brisa marina y aumenta la intensidad del frente de brisa marina al enfriar el área cubierta por la capa marina. El frente de calor en este caso se conoce localmente como el "frente de contaminación" aunque generalmente es idéntico al frente de brisa marina. Otros frentes de contaminación pueden existir dondequiera que la contaminación industrial bloquee una gran área de luz solar.

Los frentes y vientos en general asociados con vastas áreas de nubes y contaminación cambiarán de posición conforme la nube o contaminación se mueve con los vientos superiores. A menudo tales coberturas de enfriamiento se desplazan lo suficientemente rápido sobre terreno nuevo que no establecen circulación fuerte ni frentes, pero sí anuncian un cambio en la dirección o intensidad del viento como se indica en el Capítulo V.

El agua misma a menudo presenta diferencias marcadas en su temperatura superficial debido a corrientes de surgencia o afluencia de fuentes terrestres. Estas diferencias de temperatura pueden crear varios vientos locales basados en nuestro principio de circulación. Un buen ejemplo de esto son los esfuerzos cortantes y la convergencia creados cerca de la costa de San Francisco por el flujo de agua de bahía relativamente cálida hacia el frío Océano Pacífico.

Banco de nubes bloqueando el sol sobre una gran área.

147

Un asunto muy importante para los pilotos de vuelo sin motor es el frente de calor formado cerca de mesetas. Como se muestra en la figura 130, la parte superior de una meseta se calienta fácilmente durante el día, por lo que el aire que la sobrevuela se vuelve bastante cálido comparado con el aire sobre las tierras bajas a la misma altitud. El resultado es un pequeño frente con convergencia y sustentación. Este fenómeno es bastante común en las mesetas del oeste estadounidense y la meseta central de Francia. Por ejemplo, Blue Mountain cerca de Dinosaur, Colorado, comúnmente exhibe tal sustentación cerca de su borde con un viento entrando a la montaña a pesar de una componente de viento de cola del viento general. Este tipo de zona de convergencia frontal también se ha observado a lo largo de los escarpes del Valle de Sequachie cerca de Chattanooga, Tennessee.



Figura 130 — Heat Front Near a Plateau

Figura 130 — Frente de Calor Cerca de una Meseta

Con el tiempo, estas zonas frontales tienden a retroceder desde el borde de la meseta y pueden ser más difíciles de alcanzar. Sin embargo, una fila de cúmulos a menudo indica su presencia y son atractivos para el piloto de vuelo sin motor. Debemos notar que las brisas generales de ascenso por ladera y los térmicos pueden agregarse a los efectos del frente de calor y pueden ser difíciles de distinguir del viento y la sustentación del frente.

DEL BOSQUE AL CAMPO

Grandes áreas de bosque permanecen considerablemente más frías que los campos circundantes durante el día, como cualquier mapache con abrigo de piel puede decirle. La razón de esto es la evaporación de humedad de los árboles y la superficie mucho mayor de las hojas para absorber y distribuir el calentamiento del sol. Como resultado, se establece una circulación diurna desde el bosque frío hacia el campo cálido de la manera que se muestra en la figura 131.

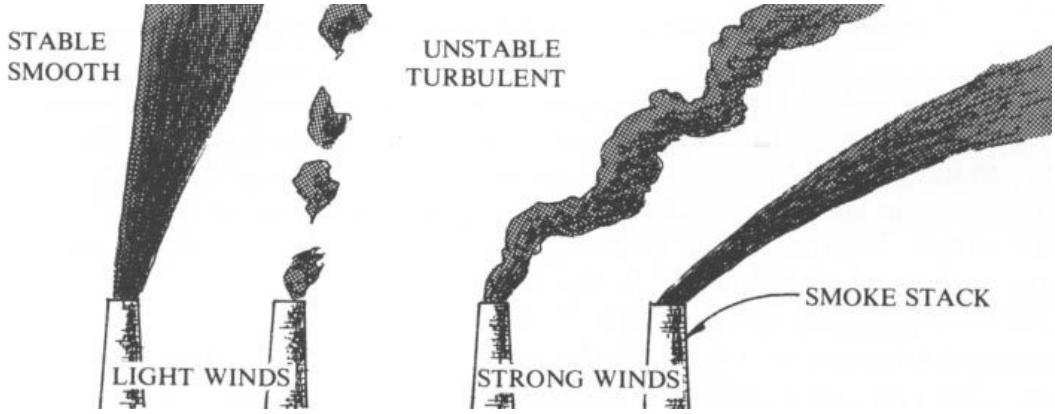


Figura 131 — Field to Forest Circulation

Figura 131 — Circulación de Campo a Bosque

Debemos esperar algo de sustentación sobre los campos, especialmente si están rodeados por bosques y ocurre convergencia como se muestra. Esta situación de circulación normalmente no produce frentes, sin embargo, porque la circulación es débil, a menudo demasiado débil para

Capítulo VI: Turbulencia – Flujo inestable

mantener el vuelo ascendente.

Por la tarde las áreas boscosas retienen el calor más tiempo que los campos abiertos, por lo que el flujo se invierte como se muestra. A veces los bosques pueden liberar suficiente aire caliente ascendente para mantener una aeronave ligera en el aire al final de un día caluroso.

VIENTOS DE LADERA ASCENDENTE

Todo turista que ha estado de pie en una montaña admirando la vista ha sentido una brisa de ladera ascendente.

Estas brisas que son tan familiares para los pilotos de vuelo sin motor soplan hacia arriba en cualquier pendiente durante el día siempre que no sean superadas por el viento general.

La creación de una brisa de ladera ascendente depende del calor del sol que calienta la pendiente y así calienta el aire suprayacente. Conforme el aire se expande, se crea una diferencia de presión similar a la producción de la brisa marina como se muestra en la figura 132. El viento de ladera generalmente comienza en la parte superior de la pendiente a primera hora de la mañana con algunas ráfagas y desciende. Las pendientes orientadas hacia el sol matutino naturalmente inician su flujo más temprano. Las pendientes orientadas hacia el oeste y el norte pueden no exhibir una brisa de ladera ascendente hasta media mañana.

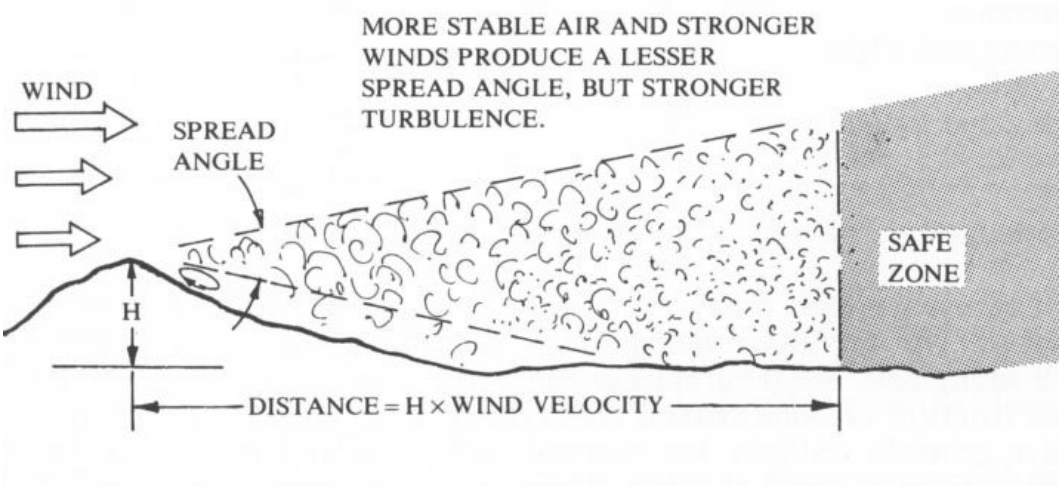


Figura 132 — Upslope Breezes

La brisa de ladera ascendente más fuerte ocurre no en el momento de mayor insolación solar, sino cuando la pendiente misma está recibiendo la radiación solar más directa. Esto será antes del mediodía para pendientes orientadas al este y después del pico de radiación solar para pendientes orientadas al oeste. Las pendientes cóncavas recogerán más calor que las pendientes convexas y por lo tanto exhibirán una brisa de ladera ascendente más fuerte. Los cuencos son buenos productores de flujo de ladera ascendente.

La intensidad máxima de una brisa de ladera es generalmente no más de 15 nudos pero puede ser mucho más fuerte en montañas altas y calurosas. La brisa de ladera es más fuerte y más espesa en la cima de la montaña. Típicamente el espesor de una brisa de ladera es de 300 pies (90 m) o menos – a veces mucho menos. Incluso las brisas de ladera ligeras son a menudo aprovechables ya que contienen aire boyante que sube directamente en la cima de la montaña (a menos que sea desviado por el empuje del viento general) y a menudo se mezcla con térmicas.

De hecho, el viento de ladera puede promover la producción de térmicas. Una montaña que temprano produce un buen flujo de ladera generalmente produce las primeras térmicas y nubes cúmulos por encima de ella. Este establecimiento temprano de sustentación puede establecer el patrón para el día ya que tal montaña continúa bombeando sustentación mientras que las áreas alrededor tienen sus térmicas suprimidas por el aire descendente alrededor de la sustentación de la montaña que produce temprano. Black Mountain en el Valle de Owens en California parece operar de esta manera.

Tiende a haber un flujo de retorno al valle frente a las laderas como se muestra en la figura. También, el aire descendente ocurre en el valle a medida que el aire de la superficie se mueve hacia afuera y hacia arriba. Este aire descendente se vuelve más estable a medida que desciende y enfría la superficie, suprimiendo así la producción térmica a una distancia frente a la ladera.

No es difícil predecir la existencia de una brisa de ladera, ya que cualquier día con buen sol y no demasiada componente de viento de cola mostrará algún flujo de ladera. La inestabilidad no es necesaria y la liberación múltiple de térmicas perturbará la naturaleza constante de una brisa de ladera y puede incluso invertir su dirección temporalmente. Otros nombres para la brisa de ladera son vientos de valle o vientos anabáticos.

Figura 132 — Brisas de Ladera

VIENTOS DE LADERA DESCENDENTE

Lo que sube generalmente baja – eventualmente. Las brisas en las montañas no son excepción. En la tarde cuando las laderas comienzan a enfriarse, enfrían el aire sobre ellas que luego se desliza por la ladera hacia el valle inferior. Este viento de ladera descendente – también conocido como viento de montaña o viento catabático – comienza en la base de la ladera y se abre camino hacia la cima.

La Figura 133 muestra cómo un flujo descendente puede iniciarse aun cuando el viento de ladera ascendente aún sopla más arriba. No es raro que vientos de ladera ascendente aprovechables soplen en la cima de una montaña mientras vientos descendentes existen en la base de la montaña en la tarde. Esto es especialmente verdadero si cañones, barrancos, gargantas o grietas se abren en la base de la montaña, ya que estos cortes en el terreno drenan el aire en enfriamiento más efectivamente.

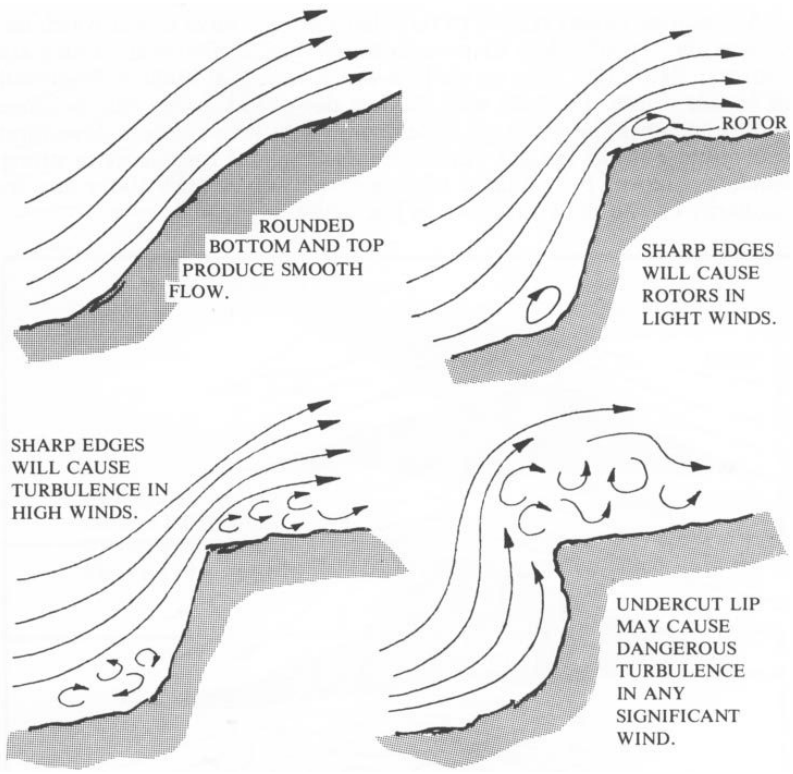


Figura 133 — Downslope Breezes

Figura 133 — Brisas de Ladera Descendente

El mecanismo principal que sostiene el flujo descendente es la gravedad, así que podemos imaginar el flujo como si fuera agua—el aire frío denso buscará el punto más bajo y fluirá fácilmente por las pendientes más pronunciadas. El flujo descendente es estable y se confina a una capa somera en la pendiente a menos que sea obstruido por un obstáculo como una cresta secundaria.

En días despejados el calentamiento es máximo y el enfriamiento más rápido ya que el calor se irradia hacia un cielo despejado. En este caso el flujo descendente puede ser repentino y fuerte. Ocasionalmente los pilotos se sorprenden por un cambio rápido del viento y turbulencia cortante en el valle frente a una montaña que acaba de desprender una capa de aire que se enfría rápidamente. Este aire descendente puede venir en ráfagas o ciclos conforme comienza a establecerse y los flujos de varias pendientes se unen. Eventualmente, sin embargo, el viento descendente se convierte en una brisa fresca y constante que dura toda la noche y solo desaparece con el sol matutino cuando la brisa ascendente toma control.

El aire frío que se desliza de las montañas puede suprimir repentinamente las térmicas y eliminar las perspectivas de vuelo en térmica. La ocurrencia temprana y repentina de la brisa descendente es más común en pendientes orientadas hacia el este ya que el sol desaparece de estas pendientes muy rápidamente mientras que las pendientes orientadas hacia el oeste disfrutan de luz solar hasta bien entrada la tarde y la sombra del horizonte se desplaza

gradualmente hacia arriba por la montaña.

VIENTOS DE GRAVEDAD

Un viento de gravedad es un tipo especial de brisa catabática y frecuentemente se conoce como Bora. Los vientos de gravedad usualmente se originan en elevaciones altas sobre áreas permanentemente frías como glaciares o campos de nieve. Estos vientos están compuestos de aire muy denso y fluyen hacia abajo y sobre el terreno de manera similar a como la neblina desprendida del hielo seco se asiente en el lugar más bajo disponible.

Los vientos de gravedad pueden alcanzar velocidades altas cuando fluyen a través de pasos montañosos y deben considerarse turbulentos y dignos de precaución. Estos vientos se encuentran más frecuentemente en los bordes de campos de nieve, bocas de cuevas y glaciares. La Figura 134 muestra cómo la brisa de ladera es alterada por un viento de gravedad. El mistral en los Alpes puede considerarse en parte un viento de gravedad.

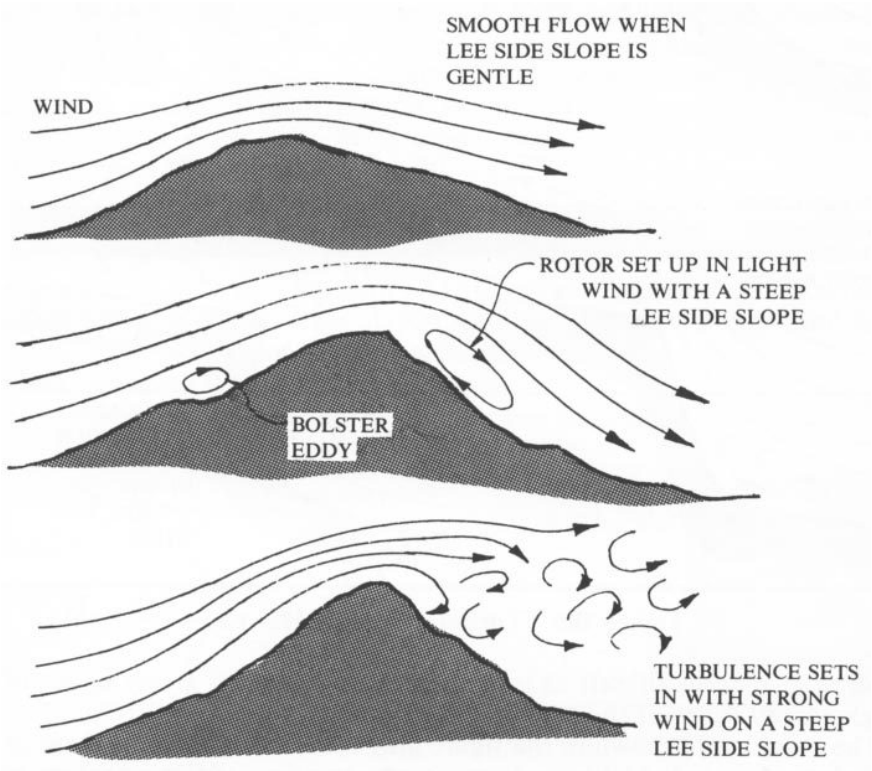


Figura 134 — Gravity Wind and Upslope Breeze

Figura 134 — Viento de Gravedad y Brisa de Ladera

AIRE MÁGICO Y VIENTOS MARAVILLOSOS

A veces por la tarde se establecen corrientes de sustentación notablemente suave y abundante a lo largo de una montaña. Los pilotos de vuelo sin motor han denominado aptamente estas condiciones "vientos maravillosos". El mecanismo que parece estar en acción se muestra en la figura 135. Aquí vemos una sección transversal de un valle cuyo lado

oriental acaba de pasar a la sombra y ha comenzado a producir un flujo descendente. Este aire frío deslizándose hacia el valle empuja bajo el aire que ha sido calentado durante todo el día, elevándolo y enviándolo hacia el otro lado del valle para unirse a la brisa de ladera ascendente aún en progreso en la ladera expuesta al sol. El aire que sube del valle es boyante y se vuelve aún menos estable a medida que asciende para proporcionar una sustentación excelente.

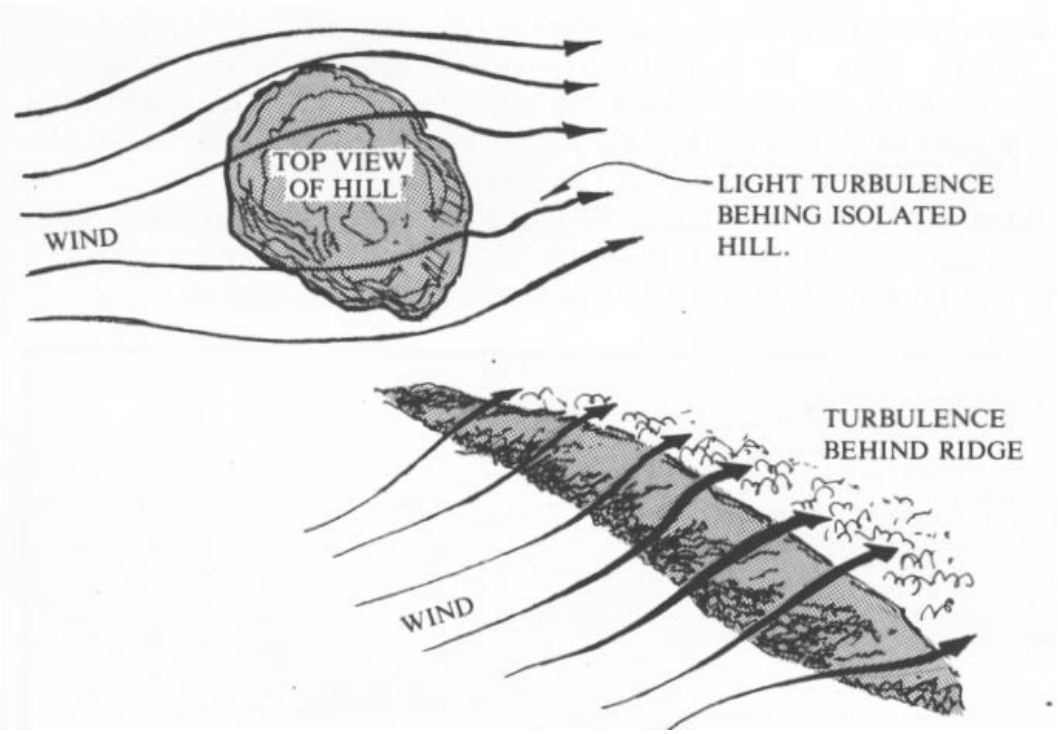


Figura 135 — Magic Air and Wonder Winds

Los vientos maravillosos ocurren más frecuentemente a lo largo de crestas largas (más que montañas aisladas) con valles angostos, digamos de 3 a 5 millas (5 a 8 km) de ancho, o un ancho de valle de 10 a 20 veces la altura de la montaña en montañas más altas. Las crestas que forman la columna vertebral del este de Estados Unidos y el estrecho valle del Ródano a través de los Alpes son dos formaciones primarias conducentes a vientos maravillosos.

Estos vientos tienen más probabilidad de establecerse al final de un día soleado con térmicas relativamente débiles y vientos ligeros. Las térmicas fuertes tienden a vaciar el valle del calor y los vientos fuertes también proporcionan más mezcla y reducen el pozo de aire cálido en el valle. A menudo ocurre actividad de onda al atardecer de un día convectivo (como veremos en el próximo capítulo) y este fenómeno debe esperarse que aumente los vientos maravillosos a veces, pero muchos días sin viento o con vientos ligeros que no pueden sostener ondas terminarán con vientos maravillosos.

"Aire mágico" es el nombre aplicado a la sustentación más generalizada que se extiende bien hacia el interior del valle. Estas condiciones pueden existir cuando el viento es muy ligero así como en viento moderado. La explicación para esta cornucopia de sustentación se muestra

en la parte inferior de la figura 135. Aquí vemos más elevación del pozo de aire cálido del valle a medida que las brisas de ladera descendente en ambos lados del valle socavan el aire cálido. A medida que este aire se eleva, se vuelve menos estable hasta que se autoconvecta y continúa elevándose. El aire mágico proporciona sustentación sobre un área amplia del valle. A menudo exhibe bolsas de mayor sustentación a medida que asciende en grandes células térmicas no confinadas por fuentes terrestres. A veces es suave en una zona amplia en cuyo caso debemos esperar que la actividad de onda sea un factor en la producción de la sustentación.

Los vientos maravillosos y el aire mágico son difíciles de predecir con alguna seguridad; deben aprovecharse conforme lleguen. Si la sustentación en la cima de la montaña está disminuyendo por la tarde, sin embargo, es razonable intentar encontrar sustentación sobre el valle donde la combinación de liberaciones térmicas tardías del pavimento calentado y bosques junto con la producción de aire mágico puede resultar en prolongar un vuelo maravilloso.

Figura 135 — Aire Mágico y Vientos Maravillosos

VIENTOS DE VALLE ASCENDENTE Y DESCENDENTE

Los valles largos con pendiente gradual exhibirán un ciclo diario como las laderas más pronunciadas. El viento tenderá a fluir hacia arriba en estos valles durante el día y hacia abajo por la noche. Este flujo de valle se combina con el flujo de ladera hacia arriba y hacia abajo de la manera que se muestra en la figura 136.

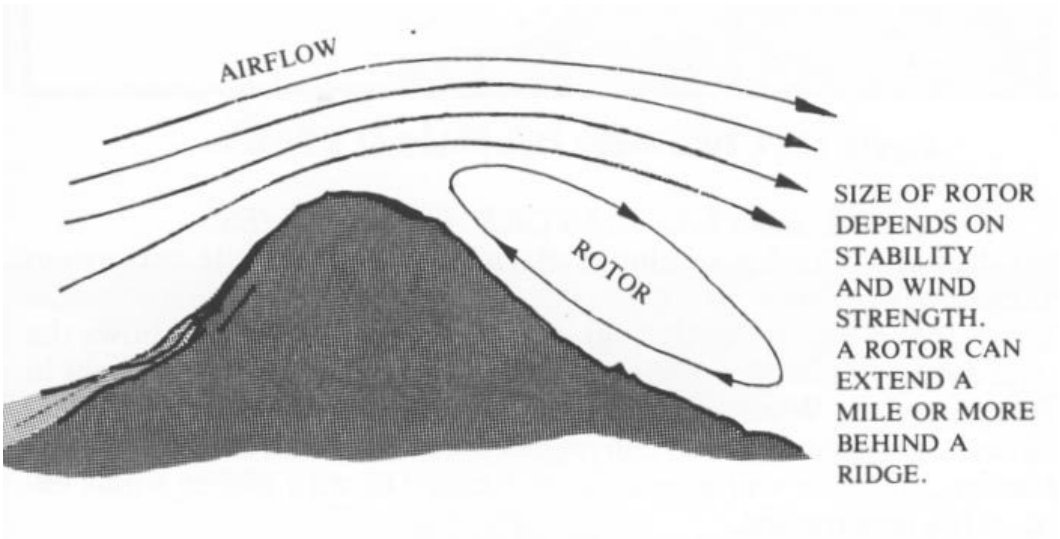


Figura 136 — Daily Variations in Valley and Upslope Flow

Figura 136 — Variaciones Diarias en Flujo de Valle y Ladera Ascendente

l

o

w

Para comenzar, el sol de la madrugada inicia las brisas de ladera ascendente mientras que el viento de valle descendente continúa drenando los cañones y las laderas sombreadas. Pronto el viento de valle descendente se detiene y comienza a invertirse hacia el mediodía. Por la tarde avanzada el viento de valle ascendente es poderoso e incluso altera el viento de ladera ascendente en las laderas de la montaña. Hacia la tarde noche los vientos de ladera descendente comienzan mientras que el viento de valle ascendente continúa. Nótese el aire convergente en el medio del valle. En un par de horas el viento de valle ascendente se ha detenido y girado para convertirse en un viento de valle descendente. Este viento se fortalece durante la noche para alterar incluso el viento de ladera descendente. Por la mañana el ciclo comienza de nuevo.

La presencia de terreno desigual, constricciones de valle y viento general altera el plan ordenado descrito anteriormente. Un viento general a menudo puede prevenir el flujo hacia arriba en una ladera o incluso canalizar el viento durante días en una dirección a lo largo del valle. Sin embargo, entender cómo funciona el ciclo diario nos ayuda a predecir el comportamiento del viento, ya que el viento local se sumará o restará del viento general. Un viento general que sube por el valle aumentará durante el día y disminuirá durante la noche.

Hay algunos puntos adicionales a recordar acerca de los vientos de valle. Primero, se ven afectados por el efecto de Coriolis, por lo que tienden a girar hacia la derecha en el hemisferio norte e izquierda al sur del ecuador. Esto los hace querer trepar por el lado derecho del valle mientras suben por él (en el hemisferio norte) y se debe esperar más sustentación en este lado si todos los demás factores son iguales. Un tiempo de tránsito a lo largo del valle de solo unas pocas horas es todo lo que se necesita para girar el viento del valle.

Además, observamos que los vientos de valle pueden ser bastante fuertes ya que se alimentan continuamente de aire descendente. De hecho, puede ocurrir un gradiente inverso por el cual el viento en el valle puede ser más fuerte que el viento a unos cientos de pies (100 m) de altura o superior. El viento de valle por la tarde noche puede existir como un río de aire frío bajo una capa de inversión cálida y por lo tanto exhibir una turbulencia de cizalladura considerable. Los pilotos que aterricen u operen en valles largos de este tipo deben tener cuidado con tal turbulencia y estar vigilantes ante un cambio repentino en la dirección y velocidad del viento por la tarde noche.

n

g

I'm ready to translate aviation text to Mexican Spanish, but I don't see any text in your message. Please provide the aviation text you'd like me to translate.

SISTEMAS COMPLICADOS

Cerraremos este capítulo sobre condiciones locales señalando que algunas áreas poseen un clima alterado por todas las condiciones mencionadas anteriormente. Por ejemplo, el Mt. St. Pierre en Quebec y St. Andre en los Alpes del sur, así como muchas otras áreas con

montañas altas, mares o lagos y mesetas combinan los efectos de brisa marina, frentes de calor, vientos de ladera y valle, convergencia y desviación del viento general para proporcionar patrones muy complicados de viento, sustentación y hundimiento. Muchas veces en estas áreas los indicadores de viento cambiarán de dirección frecuentemente o varios indicadores en un campo apuntarán a direcciones de viento completamente diferentes durante períodos prolongados.

La clave para comprender tales microsistemas difíciles es entender todos los elementos que hemos cubierto y combinarlos con la observación. Saber que los patrones de circulación a nivel local se establecen de acuerdo con las condiciones de calentamiento actuales y que estas condiciones cambian moviendo así los patrones es una clave importante para el misterio de la multitud de efectos que podemos encontrar. Para indicar cuán dramática puede ser la combinación de efectos locales y sistemas de presión grandes, citamos el ejemplo que ocurrió en Mohave, California el 18 de noviembre de 1991. A las 6:00 am el viento era de 100 mph (160 km/h) debido a un fuerte viento gravitacional auxiliado por un sistema de presión en movimiento. Una hora después, después de algún calentamiento del valle, el viento estaba en calma.

RESUMEN

En este capítulo enfocamos nuestra atención en efectos de menor escala. Estas son condiciones que ocurren a nivel local y son impulsadas por la radiación solar diaria. Tienen una naturaleza cíclica.

No nos conformamos solamente con nombrar las diversas circulaciones brisa marina, frentes de calor o brisa de ladera, ya que podemos mejorar enormemente nuestro disfrute del vuelo si aprendemos a utilizar estos efectos locales. La manera de entender los cambios de humor a corto plazo de la atmósfera es comprender la importancia del calentamiento diferencial o desequilibrado. Hemos presenciado los efectos de tal calentamiento durante toda nuestra vida: la ligera corriente de aire por una ventana fría en invierno, el destello del aire cálido subiendo por un poste telefónico, la corriente de aire frío alrededor de una fogata (¡observe que su cuerpo bloquea este aire por lo que el humo siempre parece soplar hacia usted!).

Ahora tenemos un sólido conocimiento sobre los porqués y dóndes del viento y el tiempo en nuestra atmósfera. Hemos visto el panorama general hasta la pantalla pequeña. Para completar nuestra integración con nuestro ambiente elegido en las alturas, ahora dirigimos nuestra atención a la creación y utilización del viento vertical.

Las nubes lenticulares apiladas indican sustentación de onda.

CAPÍTULO VIII

Condiciones de Planeo

Aire de Sustentación

Desafiar la gravedad utilizando corrientes de aire ascendentes favorables es el objetivo en gran parte de la aviación deportiva. Incluso en disciplinas de vuelo motorizado, los pilotos que conocen los secretos del aire con sustentación pueden a menudo extender su desempeño o mejorar su seguridad. Sentirse a gusto en el aire significa volar en armonía con el flujo y reflujo de las mareas y corrientes del cielo. Para hacer esto debemos entender el comportamiento del aire tanto en la dimensión vertical como horizontal.

En este capítulo observamos el cielo no tanto en función de qué evitar, sino de qué buscar. Lo que queremos encontrar es aire con sustentación. Hay varios mecanismos que causan tal sustentación y los investigaremos uno por uno. El resultado esperamos que sea una mayor comprensión del mundo azul que elegimos visitar y una oportunidad de rivalizar con los halcones en las alturas, aunque sea solo por breves pero maravillosos períodos de tiempo.

REMONTAR EL VUELO

La palabra remontar proviene del latín ex aura que significa "tomar aire". Para los pilotos, remontar el vuelo no solo significa despegar, como en ponerse en vuelo, sino estar lo suficientemente familiarizado con el aire como para utilizar la sustentación y prolongar un vuelo. Remontar el vuelo es mantenerse en el aire utilizando control, habilidad y el conocimiento de dónde posicionarse en el cielo en evolución.

El requisito para remontar el vuelo puede enunciarse simplemente: debemos encontrar aire ascendente con una componente vertical igual o mayor que la velocidad de descenso mínimo de nuestra aeronave. Existen varias causas de aire ascendente que se encuentran en la naturaleza. Estas son deflexión del viento, ondas, convergencia, movimiento frontal y térmicas. La última es tan importante que la tratamos por separado en los próximos dos capítulos.

SUSTENTACIÓN POR LADERA

El viento que golpea una montaña, cresta o colina se deflecta de la misma manera que el agua se abomba sobre rocas y troncos sumergidos. Si la obstrucción del terreno es lo suficientemente amplia en la dirección perpendicular al viento, fluirá sobre la obstrucción, creando así sustentación como se muestra en la figura 137. Llamamos a tal sustentación sustentación por ladera, sustentación de pendiente, sustentación dinámica o sustentación orográfica. Los términos significan lo mismo y se utilizan indistintamente.

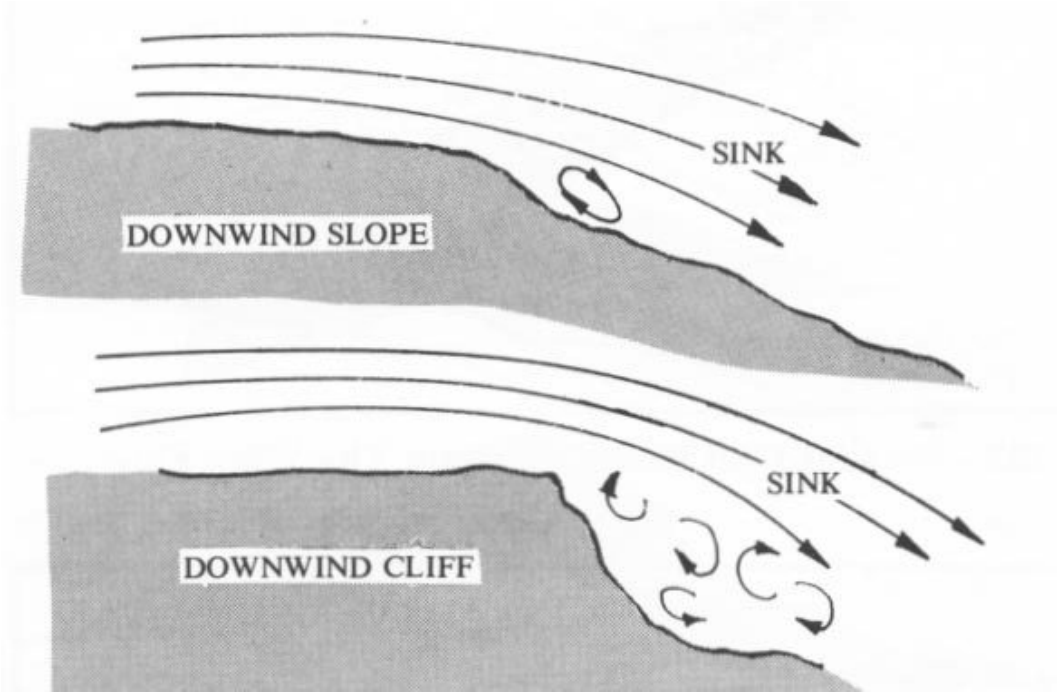


Figura 137 — The Creation of Ridge Lift

Figura 137 — La Creación de Sustentación por Ladera

Varias formas de terreno desvan el aire en cantidades diferentes. En general, cuanto más empinada sea la pendiente, mayor será la componente vertical del aire para la misma velocidad del viento. Esto se muestra por las líneas de corriente del viento en la figura 138. La gráfica en la figura 139 muestra la sustentación máxima en diferentes pendientes con diferentes vientos. Por ejemplo, en una pendiente de 40° un viento de 15 mph tiene una componente vertical máxima de 780 pies por minuto (13 ft/s o 4 m/s). En una cresta o montaña con varias pendientes esperamos encontrar la mejor sustentación sobre el terreno más empinado asumiendo un viento perpendicular hacia las caras de todas las pendientes.

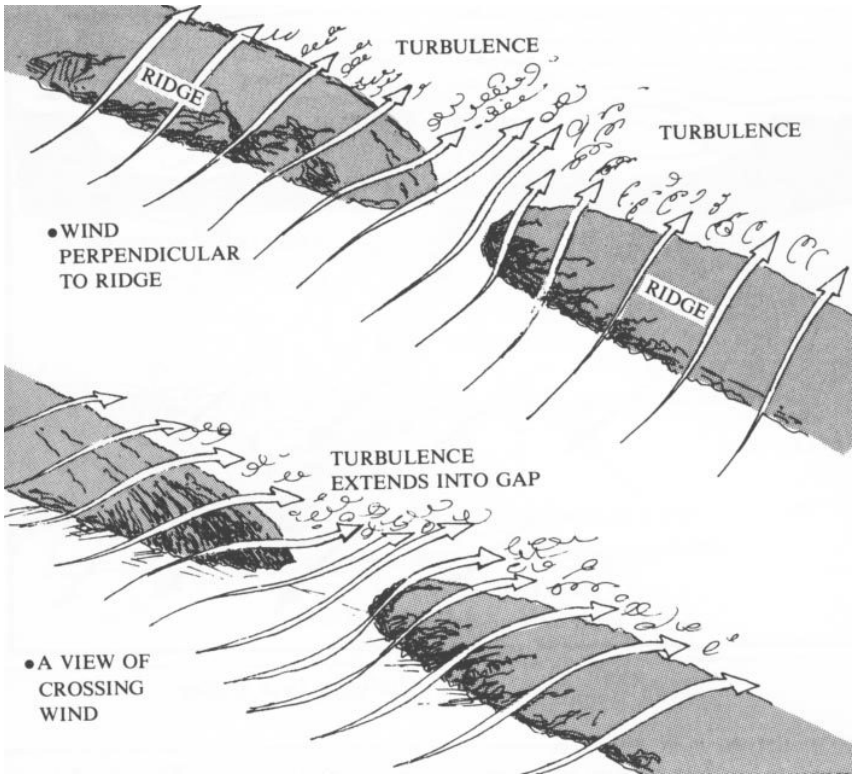


Figura 138 — Variations in Ridge Lift

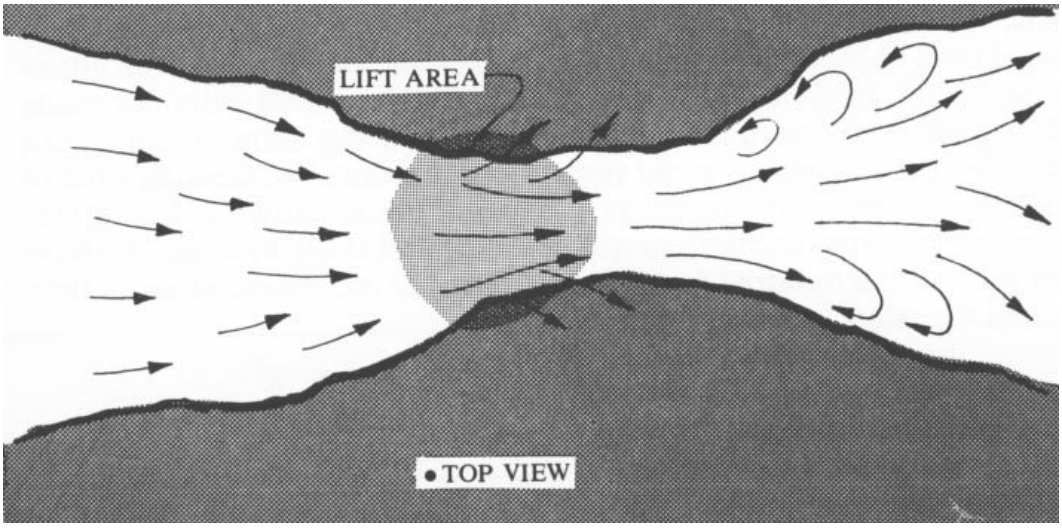


Figura 139 — Maximum Lift as Slope Angle and Wind Speed Changes

Dado que todas las aeronaves sin motor (excepto globos), pájaros y mariposas descienden con respecto al aire, solo pueden mantenerse en vuelo en parte del aire ascendente sobre una montaña. El área de vuelo sostenido se conoce como la envolvente practicable y aparece en perfil para diferentes formas de colina y velocidades del viento como se muestra en la figura 140. Nótese que las pendientes más empinadas tienen una envolvente practicable más alta. También la línea de sustentación máxima A-B está inclinada ligeramente hacia adelante. En condiciones más estables la envolvente practicable se mueve hacia adelante pero no es

tan alta. Finalmente nótese el retroceso de la envolvente y la sustentación máxima conforme aumenta el viento. La forma ideal para la sustentación en cresta parece ser la forma cóncava que se vuelve gradualmente más empinada.

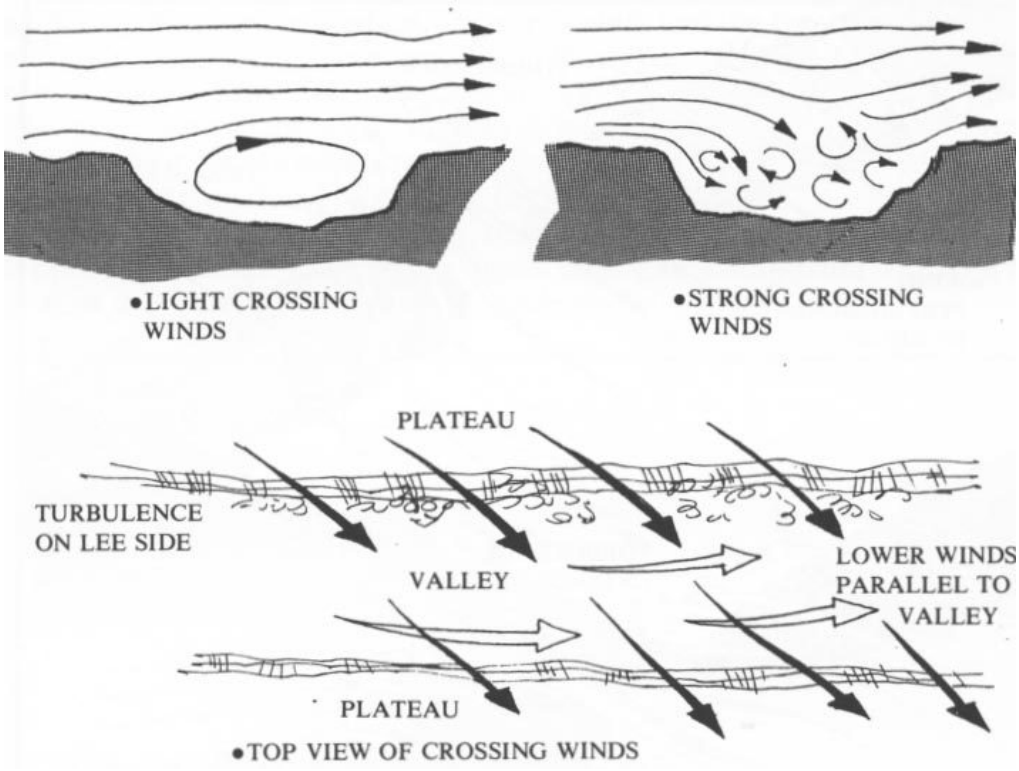


Figura 140 — Variations in the Soarable Envelope

FORMAS COMPLEJAS

En el mundo real el viento no siempre sopla directamente hacia las formas de colina idealizadas como se muestra en las figuras anteriores. Los contornos y vientos cruzados sirven para complicar las cosas. La mejor forma para recolectar y aumentar la sustentación en cresta es un cuenco como se muestra en la figura 141. Aquí el aire sube por todas partes. La forma opuesta también mostrada es una protuberancia. Si el viento sopla directamente hacia esta protuberancia puede ser desviado y producir sustentación reducida.

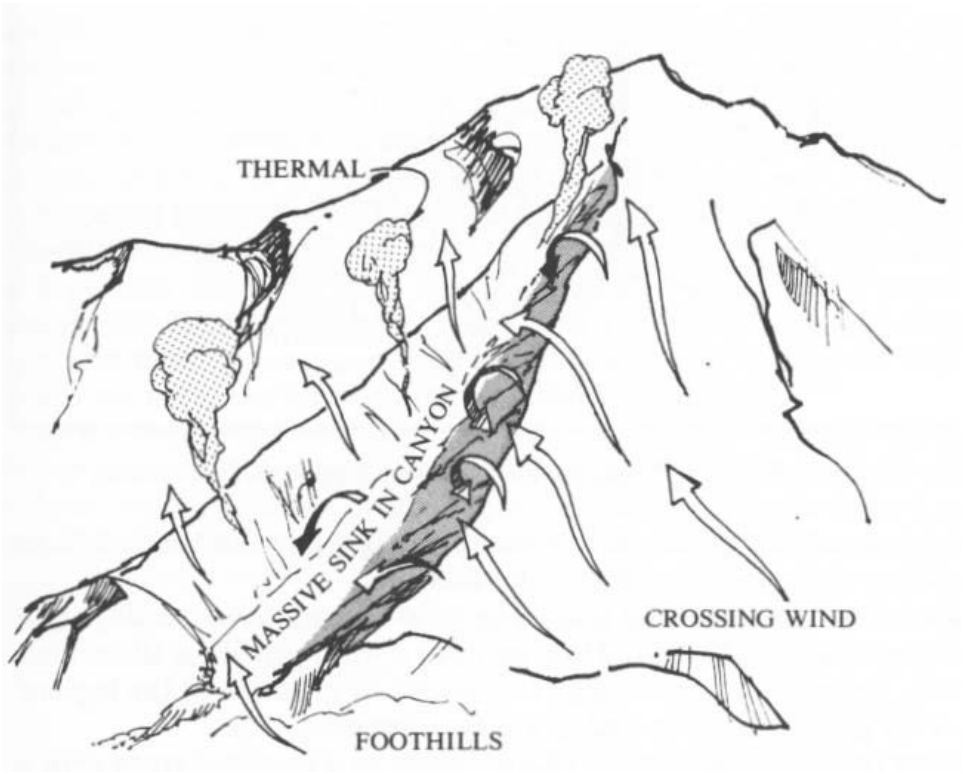


Figura 141 — Effects of Ridge Shape Variations

157

Figura 138 — Variaciones en la Sustentación en Cresta

Figura 139 — Sustentación Máxima conforme Cambia el Ángulo de Pendiente y la Velocidad del Viento

158

Figura 140 — Variaciones en la Envolvente Practicable

Cuando el viento cruza la cara de una montaña se produce menos sustentación porque es parcialmente desviado hacia los lados además de hacia arriba. De hecho, cuanto más empinada es la pendiente, mayor es la desviación. La sustentación en una cara de acantilado vertical es más sensible a la dirección del viento que en una pendiente más suave. La gráfica en la figura 142 indica cómo cambia la sustentación máxima en diferentes ángulos de pendientes conforme el ángulo del viento respecto a la pendiente varía. Por ejemplo, un acantilado vertical (ángulo de pendiente = 90°) perderá la mitad de su sustentación si el ángulo del viento cambia solo 30° de la perpendicular. Por otra parte, una pendiente de 15° no perderá la mitad de su sustentación hasta que el ángulo del viento sea de 60°. Sin embargo, incluso en el valor de la mitad, la sustentación sobre un acantilado es todavía mayor que la de una pendiente de 15° a valor completo con el mismo viento.

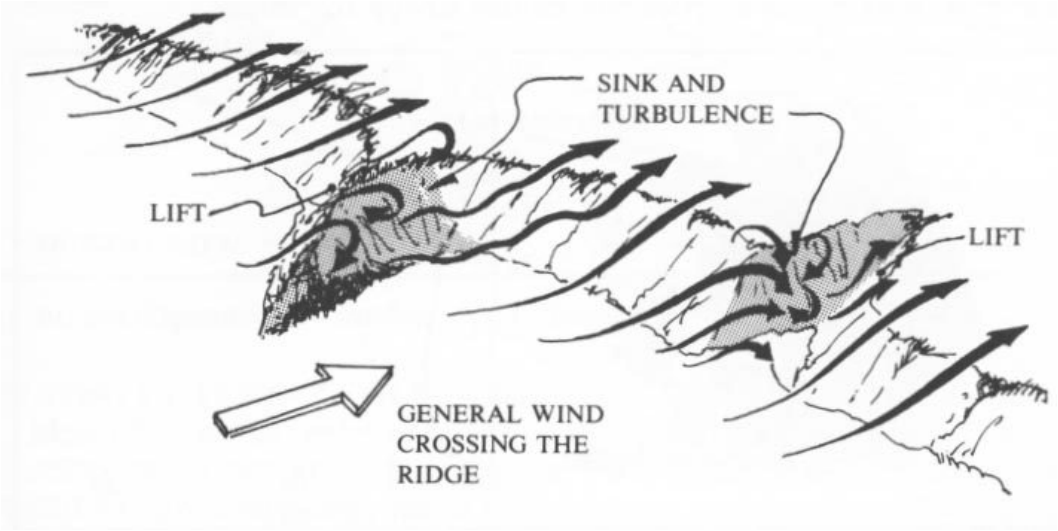


Figura 142 — Variations in Lift on Different Slope in Different Crosswinds

La ilustración anterior señala el beneficio de ubicarse en caras, afloramientos o laderas de una cuenca que enfrenten el viento tanto como sea posible. La figura 143 ilustra una montaña compleja y cómo un afloramiento produce buena sustentación mientras que el resto de la montaña presenta hundimiento y turbulencia o poca sustentación. Este dibujo es una aproximación de lo que se encontró en un vuelo real en Mont Revard en los Alpes franceses. El viento cruzado eliminó la mayor parte de la sustentación, pero fue posible navegar en el afloramiento y en la garganta donde se indica la sustentación.

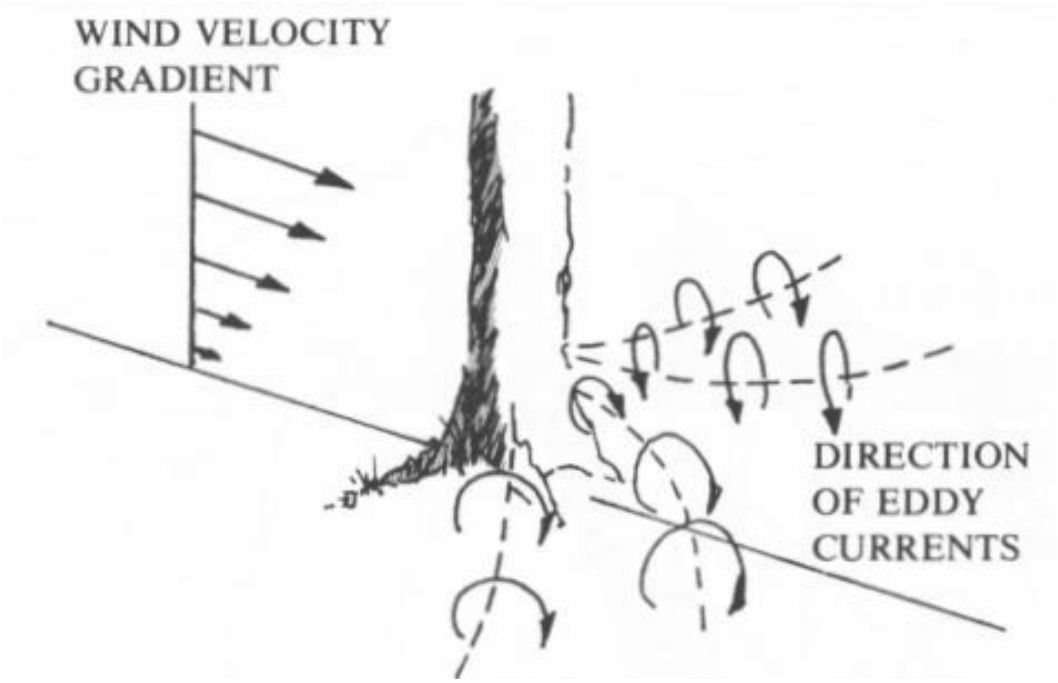


Figura 143 — Localization of Lift in a Crossing Wind

Figura 141 — Efectos de variaciones en la forma de la cresta

Figura 142 — Variaciones en la sustentación en diferentes pendientes con vientos cruzados diferentes

Figura 143 — Localización de la sustentación en un viento cruzado

CAÑONES Y BRECHAS

Hemos tratado previamente con los cañones y sus patrones de ascenso y descenso (véase Capítulo VI). Aquí simplemente notamos que a menudo producen buen ascenso en sus cimas si el viento es de frente, así como ascenso en el lado que enfrenta un viento cruzado. Cuidado con su lado de sotavento o lado de sombra de viento por turbulencia y note que hundimientos masivos pueden acechar a una altura sorprendente sobre esta cara de sotavento.

Las brechas son típicamente aberturas en una sierra que permiten que el aire pase directamente a través. Con un viento de frente la situación aparece como en la figura 144. Aquí vemos el viento escapando a través de la brecha, alterando el flujo cerca de la brecha, produciendo convergencia y una aceleración del flujo en la brecha. También se espera turbulencia a sotavento de la brecha como se ilustró previamente en la figura 111.

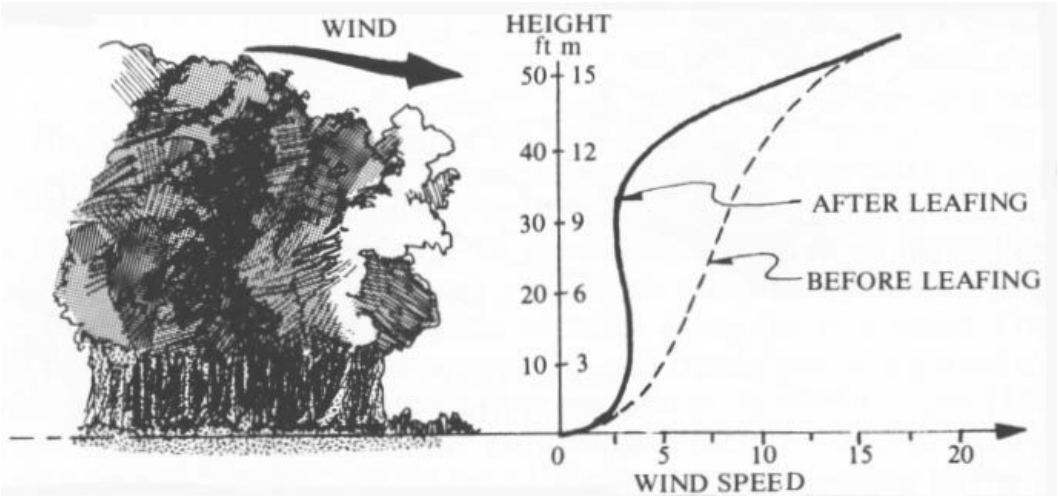


Figura 144 — Wind Flow in a Gap

Debido al flujo acelerado en la brecha puede ser inseguro intentar explotar el ascenso de convergencia. No arriesgue ser expulsado a través de la brecha con vientos fuertes.

Las brechas que no atraviesan la montaña pueden servir como cuencos y realmente colectar el ascenso si no son profundas. Las brechas más profundas crean ascenso más atrás que puede estar fuera del alcance de aeronaves más lentas.

Ambos tipos de brechas requieren que evite el lado de sotavento y apunte hacia el lado de barlovento para maximizar la altitud como se muestra en la figura. En general, cuanto más bajo esté, más lejos adelante debe hacer una trayectoria arqueada a través de una brecha para evitar el viento fuerte en la boca de la brecha. Cruzar con un componente de viento de cola ligero es más fácil que con un viento de frente. Un componente de viento de cara es más

difícil especialmente a medida que la velocidad del viento aumenta.

PROBLEMAS DE VUELO EN MONTAÑA

Una de las realidades del vuelo en montaña es el hecho de que la turbulencia producida por el arrastre de la ladera existe en las capas más bajas. Por lo tanto, se requiere mayor velocidad de control cuando se vuela bajo en la montaña, y esto aumenta tu velocidad de descenso. Existe una diferencia notable en la cantidad de turbulencia producida en una ladera cubierta de árboles y una ladera cubierta de pasto. Los remolinos menos potentes permanecen sobre la superficie más lisa del terreno.

Existe un gradiente en la velocidad del viento conforme asciende por una ladera como se muestra en la figura 145. Esto puede tener la tendencia de levantar el ala exterior y girarte hacia la ladera. Debes combatir esta tendencia manteniendo cierta velocidad de maniobra cuando rasguñas la cara de una montaña.

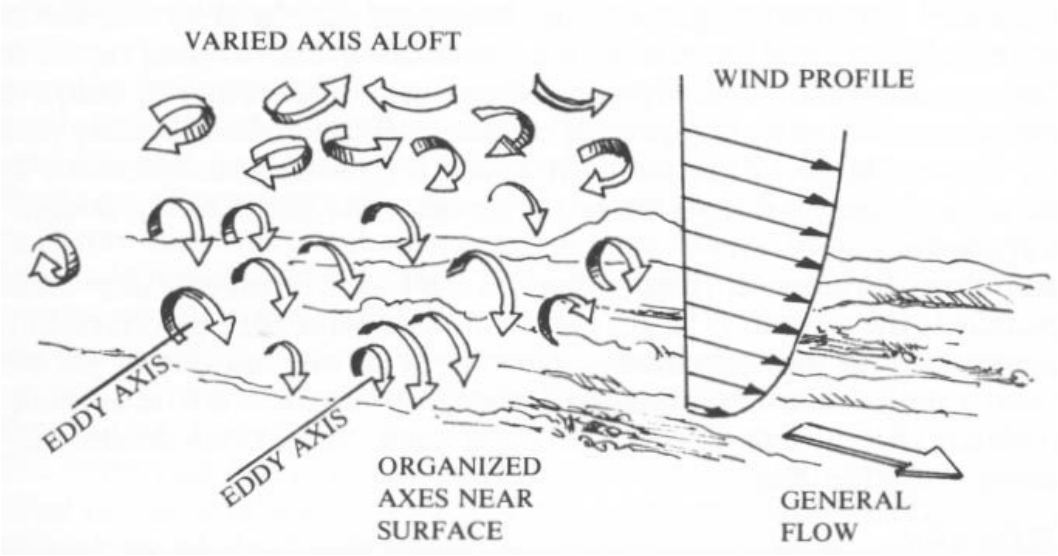


Figura 145 — Wind Gradient up a Ridge Face

Figura 145 — Gradiente de Viento en la Cara de una Montaña

Sobre la cima de una montaña puede haber una capa de viento acelerado conocida como efecto venturi. El proceso es similar al del carburador de tu automóvil, donde una constricción de la abertura hace que el aire fluya más rápido (lo mismo ocurre en una brecha). Como podemos ver en la figura 146, el flujo más rápido se limita a menos de la altura de la montaña. Sin embargo, es muy real en las capas bajas, y muchos pilotos inexpertos han sido sorprendidos desprevenidos en el efecto venturi sobre una montaña. Generalmente, se requieren vientos de al menos 12 mph (20 km/h) y una montaña para crear un efecto venturi significativo. Las montañas aisladas normalmente no producen efectos venturi.

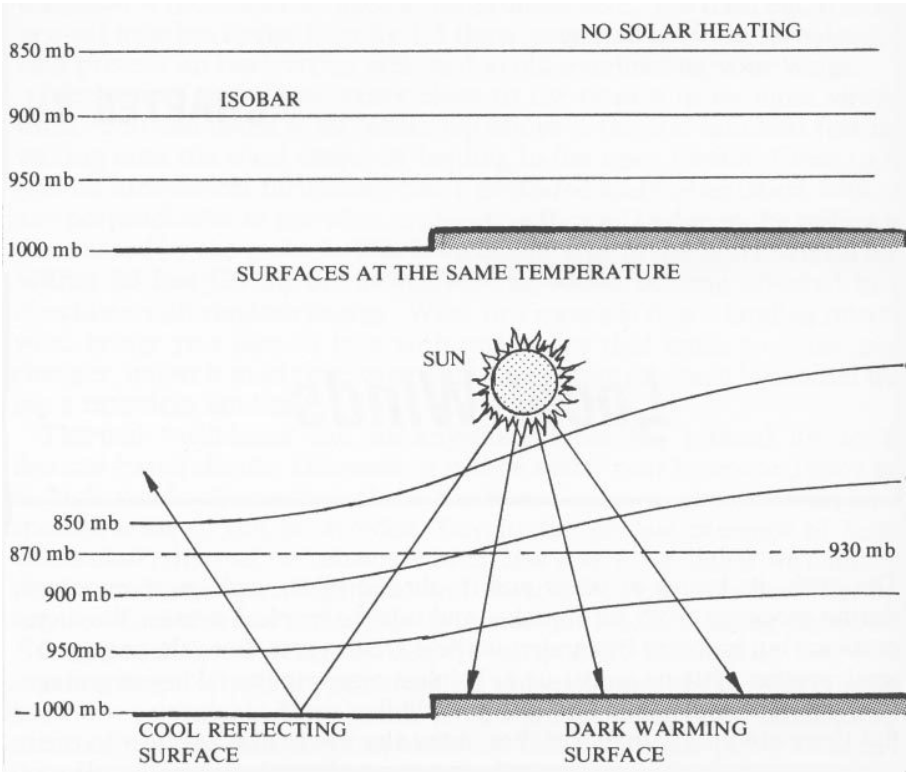


Figura 146 — The Venturi Above a Ridge

Debido a que el aire busca la trayectoria de menor resistencia, frecuentemente se encuentran vientos más fuertes sobre la parte baja de una montaña larga si esa parte baja es de pequeña extensión. Por lo tanto, en condiciones más ligeras, la mejor sustentación puede estar realmente en la porción inferior de la montaña siempre que no sean factor las térmicas y los vientos ascendentes.

Figura 146 — El Efecto Venturi Sobre una Montaña

SUSTENTACIÓN VARIABLE

La sustentación de ladera parecería ser una fuente bastante confiable de aire ascendente, siempre y cuando sople el viento. En efecto lo es, en algunos días, pero en otras ocasiones la misma velocidad y dirección del viento pueden proporcionar poca o ninguna sustentación. Este estado de cosas puede resultar muy confuso, sin mencionar frustrante.

La respuesta a este misterio es la realización de que otras formas de sustentación se combinan con la sustentación de ladera para producir los patrones generales de sustentación. Los térm icos, especialmente, tienen un efecto profundo en la sustentación de ladera. Típicamente los térmicos se ven reforzados por la sustentación de ladera (excepto cuando el viento es tan fuerte que los dispersa). Sin embargo, el hundimiento entre térmicos puede reducir considerablemente la sustentación de ladera. Según mi experiencia como autor, muchas veces al volar a lo largo de las laderas en el este de Estados Unidos hay grandes espacios sin sustentación. Aunque los árboles muestren una considerable actividad del viento, la sustentación no está presente.

Los térmicos frecuentemente se alinean en calles (véase Capítulo X). Entre estas calles hay un hundimiento vigoroso. Cuando las calles cruzan una ladera, el hundimiento entre ellas es suficiente para eliminar toda la sustentación de ladera y llevarte al suelo. Incluso en días sin nubes pueden ocurrir calles, por lo que tales extensas áreas de hundimiento deben esperarse siempre que se encuentren térmicos saludables en una ladera. El mejor plan cuando se viaja a lo largo de una ladera en estas condiciones es detenerse y ganar altura en los térmicos para planear sobre el área de hundimiento.

Por supuesto, tales calles no siempre ocurren y raramente se encuentran en el vuelo de ladera de final de tarde y noche. Además, tales consideraciones solo son importantes en laderas largas, pues colinas más aisladas son generadores de térmicos. Debes ser consciente de que detenerse para trabajar los térmicos al máximo en una carrera de ladera te ralentizará considerablemente, así que debes estar atento para decidir qué condiciones existen. Tus primeros intentos tentadores a lo largo de la ladera en un día determinado te darán una idea de si la sustentación es continua o localizada.

Como mencionamos, las brisas de ascenso de ladera se suman al efecto de la sustentación de ladera. En consecuencia, las nubes sobre cierta área pueden reducir la sustentación de ladera en esa área si las brisas de ascenso disminuyen. El flujo descendente de ladera al atardecer también puede tener un efecto perjudicial en la sustentación de ladera, pero generalmente comienza bajo en la ladera y simplemente reduce gradualmente la velocidad del viento entrante conforme cae la tarde.

Las brisas de ascenso en general se sienten como sustentación de ladera (flujo desviado) excepto que tienen menos componente horizontal. Además, la verdadera sustentación de ladera generalmente requiere mayor velocidad para permitir el vuelo a vela porque no es tan boyante ya que no necesariamente está calentada. En cualquier caso, en un día soleado no podemos separar el flujo de ascenso de la sustentación de ladera—trabajan juntos.

Sin embargo, en días volables sin viento en altura estamos navegando aire de ascenso (frecuentemente salpicado de térmicos) y cuando el sol está oculto por una capa de nubes podemos estar seguros de que nuestra alfombra mágica es sustentación de ladera.

f

l

.

163

ELEVACIÓN POR ONDA

El aire es un fluido ligero y como todos los fluidos puede experimentar ondas. De hecho, si desea ver una demostración práctica de ondas atmosféricas, vaya a la corriente más cercana y observe qué sucede aguas abajo de una roca o tronco sumergido. Verá elevación frente al objeto sumergido que corresponde a elevación por cresta, mientras que detrás verá una serie de ondulaciones u ondas. Estas ondas pueden ser bastante grandes en una corriente rápida y profunda.

Las ondas en la atmósfera se producen por una perturbación similar. Simplemente reemplace la roca o el tronco con una montaña o cresta y tendrá la configuración requerida. Sin embargo, solo ciertas condiciones atmosféricas producen ondas. Si observamos la figura 147 vemos el efecto del viento que sopla sobre una cresta en condiciones inestables, neutrales y estables. Observe que solo la situación estable tiende a crear un patrón ondulante. Esto es porque una capa estable elevada tiende a regresar a su nivel original una vez que pasa la montaña. Sin embargo, su impulso descendente hace que sobrepase su nivel preferido, por lo que su estabilidad la devuelve hacia arriba. Nuevamente sobrepasa y continúa este proceso sotavento oscilando hacia arriba y hacia abajo como si estuviera sobre un resorte grande y suave. Así tenemos nuestro primer requisito: una capa estable.

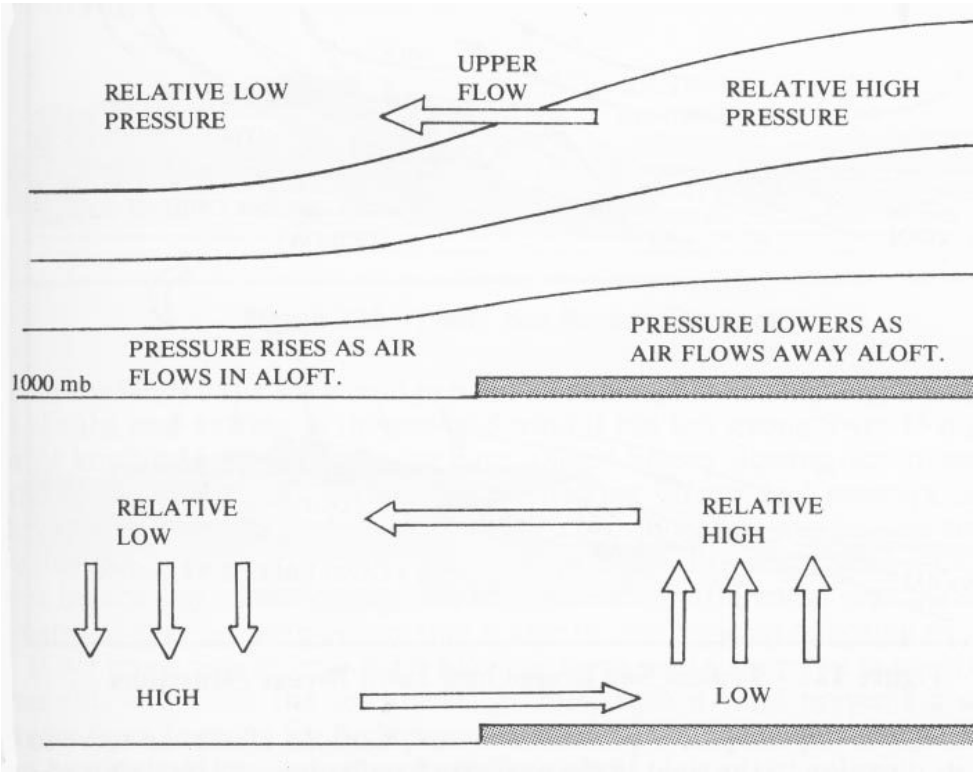


Figura 147 — Airflow Over a Mountain as Stability Varies

Lo siguiente que necesitamos es viento abundante. Encontramos que generalmente las ondas requieren una velocidad promedio de viento de al menos 15 nudos (26 km/h) en la cima de la montaña. Además, el viento debe ser bastante perpendicular a la cresta, no cambiar de dirección con la altitud y debe mostrar un aumento general desde la superficie hasta la tropopausa. Estos requisitos se resumen en la figura 148. Observe que la tasa de cambio de temperatura indica una capa de aire estable sobre la montaña. Este es el caso ideal, pues una capa inestable debajo y arriba de la capa estable crea lo que puede describirse como un trampolín para que la capa estable rebote una vez que la montaña comienza la oscilación.

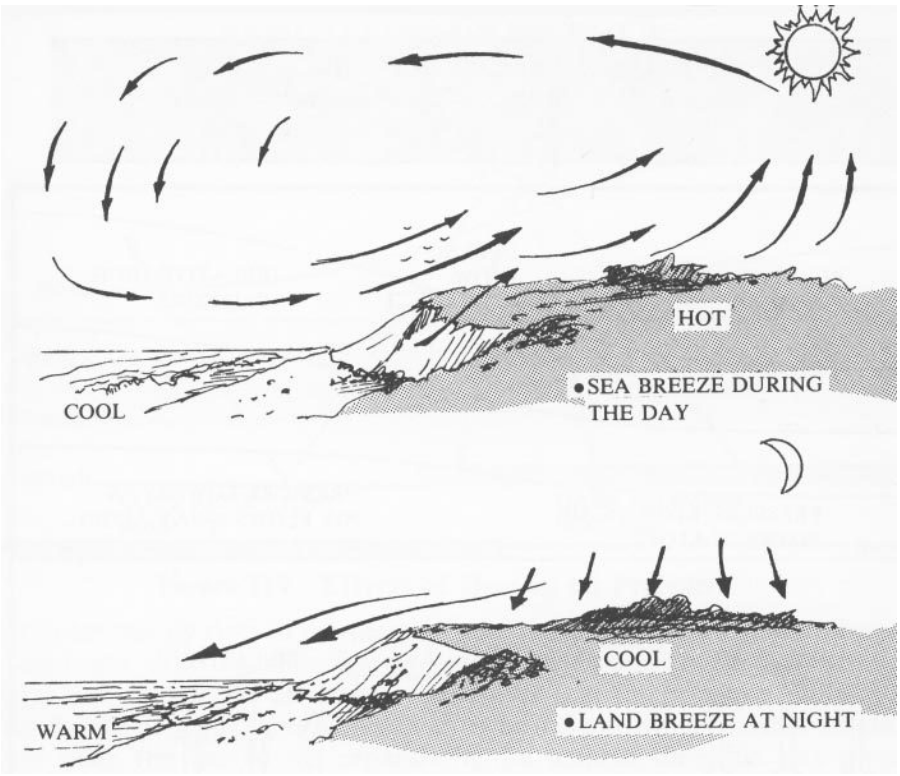


Figura 148 — Wave Requirements

Figura 147 — Flujo de Aire Sobre una Montaña Conforme Varía la Estabilidad

La forma de la montaña que produce ondas es un factor en la intensidad de la onda. La montaña ideal se muestra en la figura. Básicamente, el lado barlovento es cóncavo, la espalda es pronunciada y el tamaño de la montaña es aproximadamente el de la primera onda.

Una cresta o montaña larga es el mejor productor de ondas. Las crestas y colinas cortas permiten que el aire fluya alrededor de sus lados e interfieran con la formación de ondas. La longitud de una cresta para una formación óptima debe ser un mínimo de una longitud de onda. Las ondas pueden ser producidas detrás de colinas aisladas como se muestra en la figura 149. Sin embargo, la onda será pequeña y se desvanecerá rápidamente sotavento.

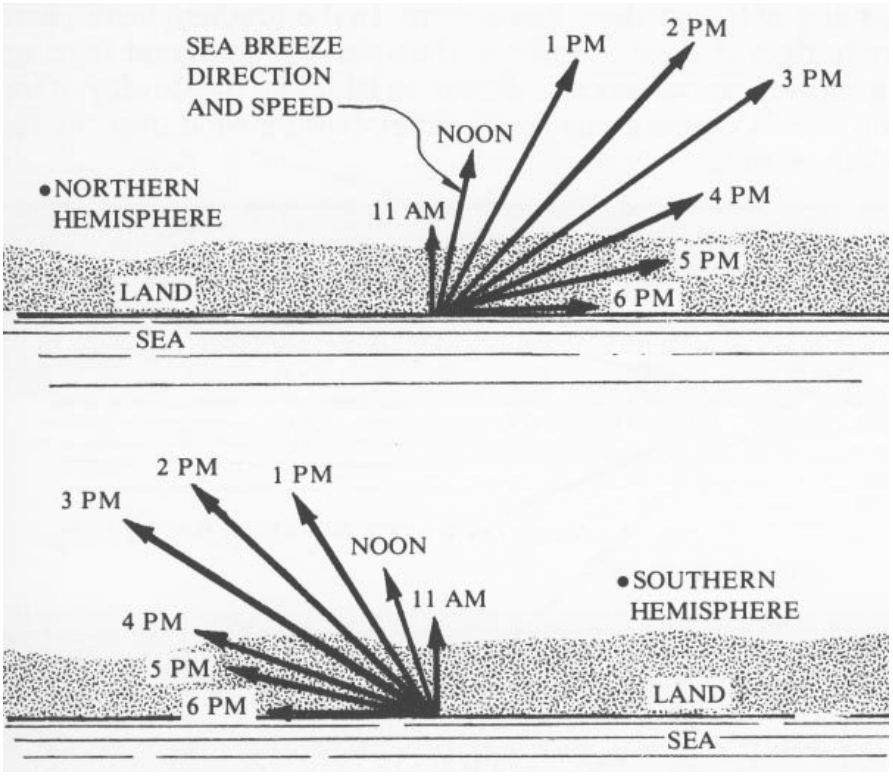


Figura 149 — Wave Action Behind an Isolated Hill

164

Un generador de ondas perfecto puede producir una serie de ondas que se extienden por cientos de millas sotavento.

Figura 148 — Requisitos de Onda

Figura 149 — Acción de Onda Detrás de una Colina Aislada

La caída repentina de una meseta puede producir una onda como se muestra en la figura 150. Las ondas formadas de esta manera a menudo aparecen sotavento de la meseta de Allegheny conforme desciende hacia las crestas de los Apalaches a lo largo de todo el este de Estados Unidos. Debido a efectos de enfriamiento, tal onda es propensa a desplazarse barlovento porque la longitud de onda se acorta conforme el aire se vuelve más denso.

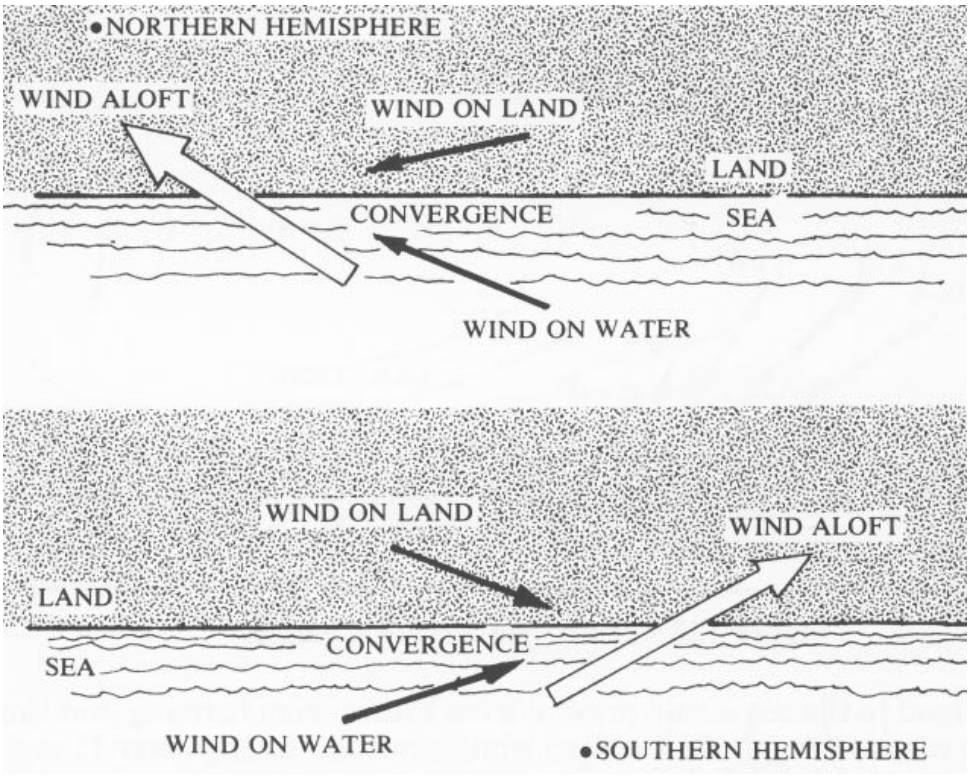


Figura 150 — Waves Downwind from a Plateau

Las ondas pueden ser producidas realmente por cualquier objeto en la trayectoria del viento.

165

Figura 150 — Ondas Sotavento de una Meseta

Ondas en las Montañas Rocosas.

Los pilotos de planeadores en escala se han conocido por elevar sus pequeñas aeronaves en ondas producidas por edificios, cercas, pequeños desniveles y caídas en el terreno. El proceso en tal escala pequeña parece tomar lugar en vientos más ligeros que los requeridos para ondas más grandes.

e

s

I'm ready to translate aviation text to Mexican Spanish, but I don't see any text in your message. Please provide the aviation text you'd like me to translate.

PROPIEDADES DE LAS ONDAS

Dos propiedades importantes de las ondas son la amplitud y la longitud de onda. Estas se etiquetan en la figura 148. La amplitud se puede entender mejor como la distancia hacia arriba o hacia abajo que viaja una partícula de aire al pasar a través de una onda. La longitud de onda es la distancia de cresta a cresta.

La amplitud de una onda depende mucho del perfil de la tasa de inversión térmica del aire y del perfil del viento, como se mencionó anteriormente. Además, el aire húmedo es

conducente a ondas de gran amplitud. Cuanto más baja sea la montaña, más importante es el tipo de cobertura del terreno. Las montañas bajas (por debajo de 1,000 pies - 300 m) cubiertas de árboles o afloramientos rocosos tienen menos probabilidad de producir ondas que las montañas con pendientes suaves (cubiertas de pasto, tierra o nieve).

La longitud de onda de las ondas atmosféricas depende de la tasa de inversión térmica y de la velocidad del viento. El espaciamiento entre crestas puede ser de aproximadamente una milla a veinte millas (2 a 32 km). Un espaciamiento de seis millas (10 km) es común. Como regla general, la longitud de onda en millas es 1/5 de la velocidad del viento (en mph).

La longitud de onda es de gran importancia cuando existen múltiples montañas o crestas. La razón de esto se puede ver en la figura 151. Aquí tenemos una montaña sotavento de la montaña productora de ondas que está en fase con la onda. Es decir, el empuje ascendente de la segunda montaña está justo donde potencia la onda. Esto se llama interferencia constructiva. El dibujo inferior muestra el mismo terreno con una longitud de onda ligeramente más larga. Aquí vemos que la montaña sotavento levanta el aire en el momento incorrecto, de manera que la onda se elimina. Esta acción se llama interferencia destructiva. Cuando existe una multitud de colinas en un área, la interferencia constructiva y destructiva parcial pueden complicar enormemente el patrón de ondas.

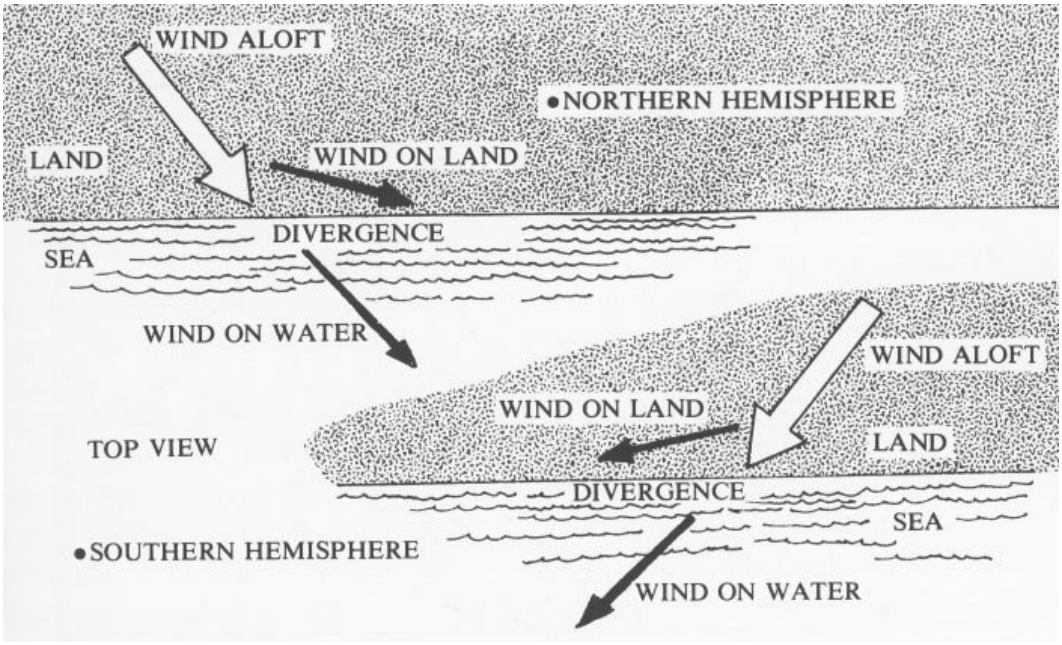


Figura 151 — Constructive and Destructive Interference in Waves

Aquí hay un resumen de los requisitos para una buena producción de ondas utilizables:

Requisitos de Onda

• VIENTO – Mínimo de 15 mph (24 km/h), perpendicular a la cresta, sin cambios de dirección en altura e incrementando velocidad con la altitud.

• ESTABILIDAD – La razón de cambio de temperatura debe mostrar inestabilidad por debajo de una capa estable e inestabilidad por encima. Cuanto más estable y estrecha sea esta capa, mayor será la amplitud de la onda.

• MONTAÑA – La forma que mejor produce una onda tiene una sección transversal idéntica a la onda. La altura debe ser de 500 pies (170 m) o más para aeronaves tripuladas. Las irregularidades múltiples a sotavento deben estar en fase con la onda.

Figura 151 — Interferencia Constructiva y Destructiva en Ondas

NUBES DE ONDA

Las ondas pueden existir en aire perfectamente despejado, pero frecuentemente el levantamiento puede producir una forma de nube específica de las ondas. Estas son las lenticulares como se describen en el Capítulo III. Las lenticulares o "lennies" como se les dice brevemente se forman en las crestas de las ondas como se muestra en la sección transversal en la figura 152. Son estacionarias sobre el terreno porque se forman en su borde de avance en la corriente ascendente y se disuelven en su borde sotavento en el aire descendente. En tres dimensiones las lennies se ven como bandas largas, planas y pálidas o platillos voladores en ondas más estrechas.

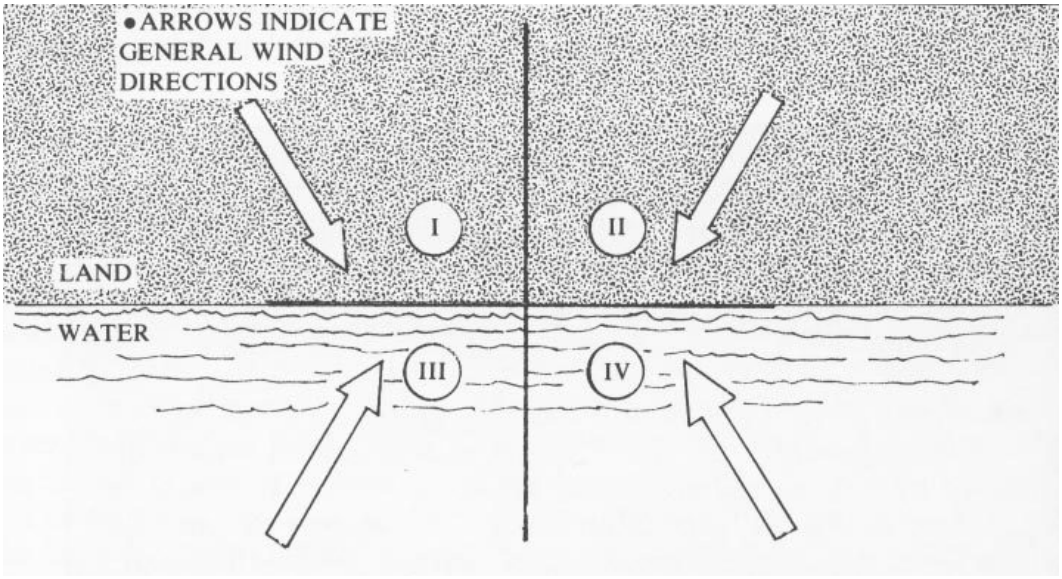


Figura 152 — Lenticular and Roll Clouds Associated with Waves

Ocasionalmente las nubes de onda pueden estar apiladas una sobre otra lo que simplemente refleja capas de humedad vertical en la atmósfera. La presencia o ausencia de nubes no parece afectar las ondas, pero tenga en cuenta que el aire húmedo es propenso a las ondas. En condiciones especialmente húmedas pueden estar presentes nubes de tipo estratificado en la capa estable. Cualquier acción de onda se mostrará como un hueco o ranura en esta capa. Un hueco en las nubes detrás de la montaña se conoce como brecha de föhn ya que ocurre frecuentemente durante condiciones de föhn en los Alpes. Si la base de nube es baja, la capa puede tener una base uniforme y solo la brecha de föhn indica la presencia de una

onda (ver figura 153).

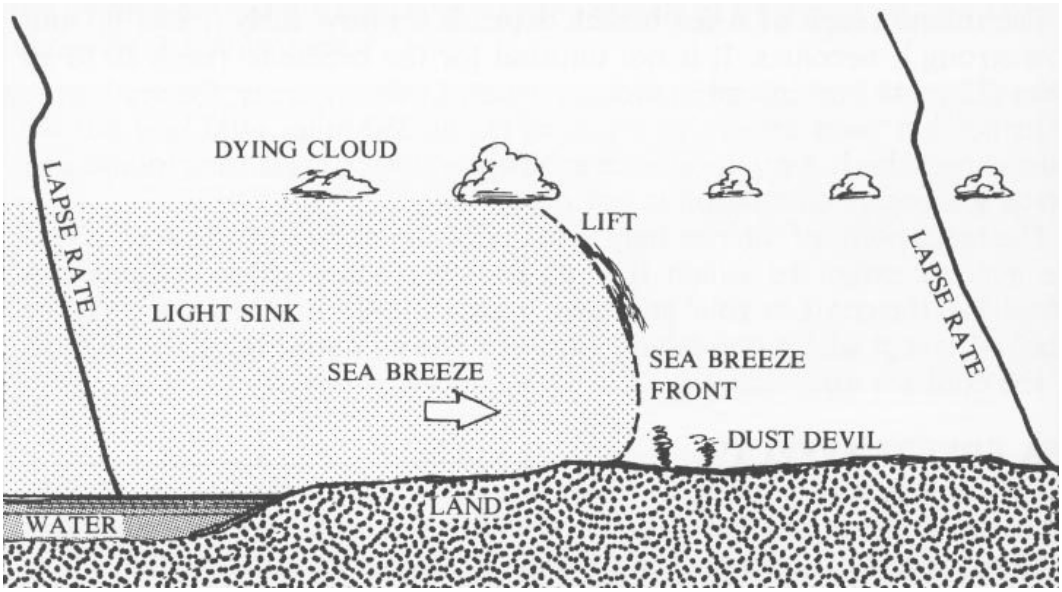


Figura 153 — Foehn Gap as Evidence of Wave Production

Debajo de las crestas de la onda puede aparecer una nube de rodillo como se muestra en la figura 152.

Figura 152 — Nubes Lenticulares y de Rodillo Asociadas con Ondas

La naturaleza de esta nube de rodillo tiende a ser desgreñada, frecuentemente oscura y girando como su nombre lo indica. Se forma por el aire ascendente del rotor que frecuentemente existe debajo de las crestas de una onda. Las nubes de rotor no están necesariamente presentes cuando tal rotor está activo.

Figura 153 — Brecha de Föhn como Evidencia de Producción de Onda

PELIGROS DE LAS ONDAS

Antes de ver cómo aprovechar las ondas, debemos tener una apreciación de sus peligros para no salir precipitadamente a hacer surfeo aéreo sin precaución. Por mucho, el peligro más grande en una onda es el rotor y la turbulencia severa que representa. No solamente es a menudo un remolino abrumador, sino que puede estar compuesto de cortantes fuertes y ráfagas aleatorias. Los efectos pueden ser bastante violentos.

Los rotores pueden alcanzar el suelo y pueden ser encontrados inadvertidamente por pilotos que no piensan en perspectivas de ondas. La observación es la clave para evitar rotores. Cuando rotores y ondas en general están presentes, bandas de vientos alternados calmos y fuertes pueden aparecer en la superficie debajo de las crestas y depresiones, respectivamente. Un rotor se mostrará como un viento errático y violento en el suelo.

Si estás en una onda, la mejor manera de evitar un rotor en el descenso es descender frente a la montaña que produce o refuerza la onda. Si estás muy lejos detrás de esta montaña y tienes suficiente altura, vuela lo más posible a favor del viento para descender ya que los

rotores son menos probables y menos poderosos varios rotores detrás de la montaña. Si ninguna de estas estrategias es posible, desciende en el aire ascendente y avanza mientras desciendes para evitar el rotor cerca del suelo. Si no puedes descender – una posibilidad clara en una onda buena – simplemente vuela contra el viento o a favor del viento hacia la próxima área de hundimiento y desciende progresivamente a favor del viento para evitar el rotor.

Ondas multicapas en Nuevo México. Note la naturaleza de cúmulos de algunas de estas ondas.

El siguiente peligro más serio relacionado con el vuelo en onda es la posibilidad de una sustentación demasiado fuerte que te lleve a altitudes excesivas y a vientos excesivos. La sustentación en una onda puede llevarte por encima de las capacidades de tu oxígeno si estás equipado para ello y hacia aire que congelará tus huesos. Los planeadores han ascendido a más de 49,000 pies (15 km) en una onda y aún seguía subiendo. Si tu aeronave es lenta, no podrás penetrar contra el viento mientras asciendes hacia aire que se mueve más rápidamente. Tendrás que escapar la onda hacia sotavento. Esperemos que tengas opciones de aterrizaje en esta dirección.

Otros problemas con las ondas incluyen la sumergencia masiva en el sotavento detrás de la montaña primaria y el llenado repentino o cambio de nubes cuando las condiciones se alteran ligeramente. Observar cuidadosamente las nubes de onda revela que a veces cambian su forma, quizás cuando perturbaciones o una masa de aire variable se desplazan a través.

Las ondas más poderosas existen en los vientos más fuertes y en las montañas más altas. Las montañas de Sierra Nevada en California son particularmente conocidas por ondas de tamaño máximo que se forman sobre el Valle de Owens. La "onda de Sierra" ha proporcionado vuelos que batieron récords y rotores que rompieron aeronaves.

VOLANDO EN ONDAS

Las ondas tienden a aparecer con mayor frecuencia por la mañana, al final de la tarde y por la noche al terminar un buen día de vuelo sin motor. La capa inestable inferior puede producir térmicas durante todo el día y luego ceder paso a la acción de ondas. Quizás la razón por la que las ondas no existen durante el día en estas condiciones es que las térmicas fuertes interrumpen el flujo laminar constante necesario para las ondas.

Cuando se reduce la altura térmica, se forma la onda. Esta es precisamente la situación experimentada por una docena de pilotos termalizando a lo largo de la Montaña Bald Eagle cerca de Lock Haven, Pennsylvania el 31 de agosto de 1991. Los pilotos típicamente alcanzaban varios miles de pies sobre la montaña en térmicas hasta que la onda se formó alrededor de las 5:00 PM. Volando una milla o más adelante de la montaña, ascendieron en la onda a más de 7,000 pies (2,300 m) para alcanzar la base de la nube de onda.

En otra ocasión, este autor y dos pilotos más estábamos en una competencia en el Valle de Sequachie en Tennessee. Estábamos volando en la ladera a las 2:00 PM tratando de ganar altura para cruzar el valle. Aproximadamente a tres mil pies sobre la cima de la montaña se

formó una onda y comenzamos

ascenso sin giros. La sustentación fue suave, constante y generalizada. Ascendimos a más de

9,000 ft (3,000 m), momento en el cual el viento más fuerte en altura nos hizo acelerar tanto

que nuestra velocidad de ascenso disminuyó. El aire seguía subiendo cuando nos nivelamos.

Podemos aprender un par de cosas de los incidentes anteriores. Primero, debemos reconocer

que las ondas son algo elusivas y a menudo llegan como una sorpresa. Lo importante es estar

conscientes de su posibilidad en todo momento y aprovecharlas cuando se detecten. En segundo

lugar, está claro que las ondas pueden surgir en cualquier momento del día y nuestra regla

práctica sobre cuándo aparecen más frecuentemente es solo una pauta, no algo absoluto. Las

ondas son en realidad más comunes de lo que la mayoría de los pilotos creen – simplemente

que a menudo están fuera del alcance o formándose de noche o en invierno cuando la actividad

de vuelo es limitada. Un investigador ha estimado que las ondas existen dos terceras partes del

tiempo en áreas montañosas.

La velocidad vertical que puede alcanzar en una onda depende de la inclinación de la onda y

la velocidad del viento a través de la onda. Las longitudes de onda más cortas tienden a

asociarse con ondas más pronunciadas. La velocidad vertical máxima se encuentra en una capa

entre 5,000 y 10,000 pies (1,800 a 3,000 m) en la mayoría de los lugares y considerablemente

más alta en las Rocosas, Sierras y Alpes. Esta velocidad puede ser superior a 2,000 pies por

minuto (10 m/seg) pero generalmente es menor a 400 pies por minuto (2 m/seg). Se han

registrado ondas de hasta 100,000 pies (30 km) pero típicamente pierden impulso mucho más

abajo que eso.

Utilizar la sustentación en ondas requiere que vuele en trayectorias largas paralelas a la onda

misma mientras permanece en el aire ascendente. Esto es algo similar al vuelo de ladera ya que

la onda es generalmente estacionaria. La Figura 154 muestra las áreas de sustentación y

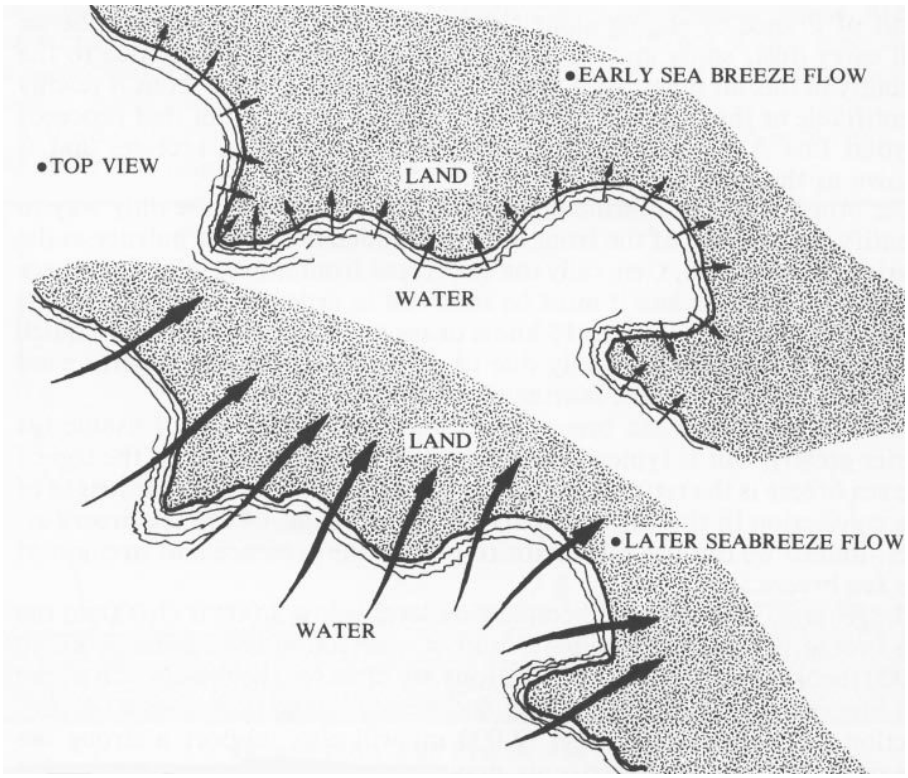


Figura 154 — Lift and Sink Areas in a Wave

hundimiento en corte transversal. Observe que la acción de la onda en la montaña que la instigó no se extiende muy alto comparado con la sustentación en las crestas sucesivas a sotavento. Por supuesto, si está volando en soaring una montaña en fase con la onda, a sotavento de la montaña primaria, puede estar en las bandas de sustentación más altas.

Volar de una cresta a otra también es posible para proporcionar vuelos de travesía, pero las aeronaves lentas tendrán que proceder en direcciones a sotavento para captar ondas sucesivas.

Volar en soaring a lo largo de la onda es usualmente más productivo.

Una paranoia común expresada por pilotos en una onda es que "no pueden descender." De hecho, todos lo han hecho, pero a menudo requirió cierto esfuerzo si no maniobras extremas.

La regla general para salir del cielo en una onda es simple:

Para Abandonar la Sustentación de Onda

Vuele hacia barlovento o sotavento hasta encontrar aire descendente. Permanezca en este aire descendente volando perpendicular al viento. Conforme descienda muévase un poco hacia sotavento para evitar cualquier posible rotor.

Dado que las ondas a menudo ocurren hacia el atardecer, el problema real es quedar atrapado

en altura después del anochecer. Inicie su procedimiento de escape con bastante tiempo permitido para el descenso lento.

170

Figura 154 — Áreas de Sustentación y Hundimiento en una O

a

v

e

ENCONTRANDO ONDAS

A menudo una onda se anuncia presentando un ascenso suave y generalizado después de que ha estado luchando en ascenso térmico. Si se encuentra ascendiendo más y más lejos del terreno sin el límite de tamaño o variabilidad de una térmica, es muy probable que esté en una onda. Otras veces puede tropezar accidentalmente con un área de rotor con su turbulencia repentina. Sospeche una onda cuando existan bandas de viento o turbulencia cerca de la superficie. Generalmente se puede distinguir de la turbulencia térmica por su mayor extensión y naturaleza más aleatoria fuera del remolino rotatorio actual. Las nubes lenticulares son la mejor manera de identificar ondas además de descubrirlas en vuelo. Las capas generalizadas de nubes con huecos son otros buenos indicadores. También esté atento a los momentos óptimos para la producción de ondas y las condiciones ideales para encontrarlas.

Las situaciones meteorológicas generales más conducentes a la formación de ondas deben ser entendidas por los pilotos de vuelo sin motor. El acercamiento de un frente cálido a menudo produce ondas porque el aire cálido en altura representa una capa estable sobre la masa de aire inferior normalmente inestable. De hecho, a menudo podemos ver nubes de onda altas y aplanadas durante el acercamiento de un frente cálido. Sin embargo, estas ondas generalmente están fuera del alcance de los aviadores deportivos. De 10 a 20 horas antes del paso frontal, sin embargo, la capa cálida es mucho más baja y el vuelo en onda puede ser logrado. Desafortunadamente, en climas templados húmedos, un frente de este tipo generalmente va acompañado de nubes estratos espesas que pueden enmascarar la presencia de las ondas. Además, las perspectivas de vuelo en cresta y térmico no son muy buenas en estas condiciones, por lo que muchas ondas probablemente se pierdan cuando los pilotos se dedican a sus tareas descuidadas en días nublados.

La condición más frecuente para encontrar una onda es cuando un sistema de alta presión se mueve sobre el área. Tal alta tiene aire que desciende suavemente, lo que crea una inversión de temperatura ideal para la producción de ondas. Desafortunadamente, el viento en la superficie en el centro de una alta es muy ligero, por lo que debemos tener la suerte de estar en la periferia del sistema de alta presión para encontrar ondas. Cuando se encuentra bajo la influencia benigna de una alta con vientos en superficie de 10 nudos o más viento en altura, mantenga los ojos bien abiertos para buscar ondas.

La predicción de ondas es posible una vez que está familiarizado con su causa. Los dos momentos más comunes para encontrar ondas son inmediatamente antes de la llegada de un frente cálido como se mencionó o inmediatamente después del paso de un frente frío. Cuanto más vigorosos sean estos frentes, más probables serán de producir ondas debido a vientos más fuertes. Cada área de vuelo tiene una dirección y velocidad de viento preferida para maximizar la producción de ondas. Es muy útil observar las nubes de onda y determinar qué condiciones las produjeron para poder predecir ondas en el futuro. Anotando el pronóstico meteorológico del día de su aparición puede ayudarle a convertirse en un pronósticador de ondas.

I need more context to provide an accurate translation. The letter "e" alone could mean several things in Spanish depending on the aviation context. Could you please provide the complete aviation text you'd like translated?

I need more text to translate. You've only provided "r". Please provide the aviation text you'd like translated to Mexican Spanish.

.

171

OTRAS FUENTES DE ONDAS

Ya hemos mencionado las ondas de cizalladura y las nubes de onda en el Capítulo VI. Aquí ampliaremos el concepto para indicar que las ondas de cizalladura a veces existen en las zonas de transición de los frentes. Los frentes fríos en particular ocasionalmente producen ondas que los pilotos han aprovechado. Las brisas marinas y el flujo descendente también producen tales ondas a veces cuando avanzan bajo aire más cálido, pero estos vórtices normalmente son demasiado pequeños para sostener el vuelo sin motor.

Las nubes térmicas con su enorme masa pueden actuar como una barrera convectiva. La razón de esto es que las térmicas se originan desde el suelo con una velocidad aerodinámica más lenta que el aire más rápido en el cual están ascendiendo. Aunque pensamos en las nubes como masas etéreas, el aire contenido en ellas pesa toneladas y su inercia impide que se muevan junto con el viento mientras ascienden. En consecuencia, el aire fluye alrededor y sobre ellas. Una línea de tales nubes puede actuar como una barrera para producir ondas así como una montaña o cordillera. Como se muestra en la figura 155, líneas de nubes cúmulos conocidas como "callejones" pueden producir ondas sobre sus cimas cuando el viento gira para cruzar el callejón a nivel de nube. Estas ondas térmicas como se conocen pueden alcanzarse ocasionalmente volando sin motor subiendo por el lado de barlovento del callejón de nubes. Tales nubes penetrantes a menudo producen sustentación de ladera como una montaña cuando se elevan en vientos crecientes. Usar tal sustentación de "ladera" u onda requiere volar sin motor a lo largo de la línea de nubes para mantenerse en la sustentación.

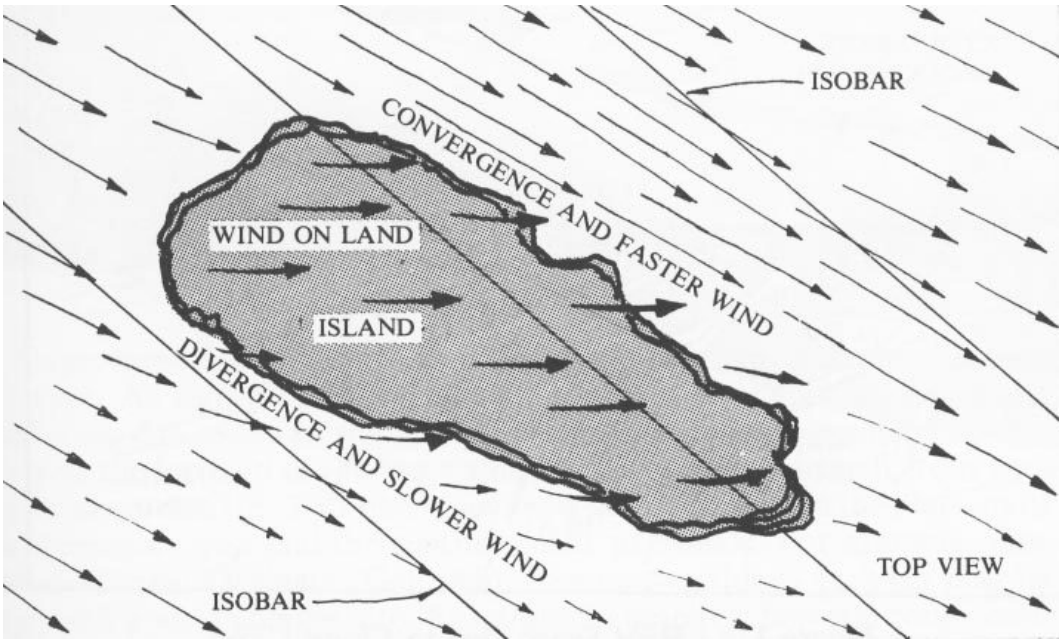


Figura 155 — Thermal Wave Production

SUSTENTACIÓN POR CONVERGENCIA

Como aprendimos anteriormente, convergencia significa reunirse o converger. Cuando el aire converge, si no puede desplazarse lateralmente, asciende. Eso es lo que queremos. Veamos las muchas formas en que esto puede ocurrir en la naturaleza.

Figura 155 — Producción de Ondas Térmicas

Hemos visto previamente cómo la convergencia ocurre en sistemas de baja presión grandes. El aire ascendente que resulta puede promover producción térmica, pero es demasiado débil para proporcionar vuelo sin motor por sí solo. También hemos visto la convergencia producida cuando el viento pasa a través de un estrecho (figura 112) o una brecha (figura 144). Estas formas de sustentación por convergencia solo son utilizables cuando los vientos son bastante ligeros debido a problemas de turbulencia y penetración. Los cuencos, los extremos de cañones o valles largos cuyo final está bloqueado no solo producen sustentación característica de crestas sino también algo de sustentación por convergencia que frecuentemente ocurre bien lejos de la cresta del cuenco como se muestra en la figura 156.

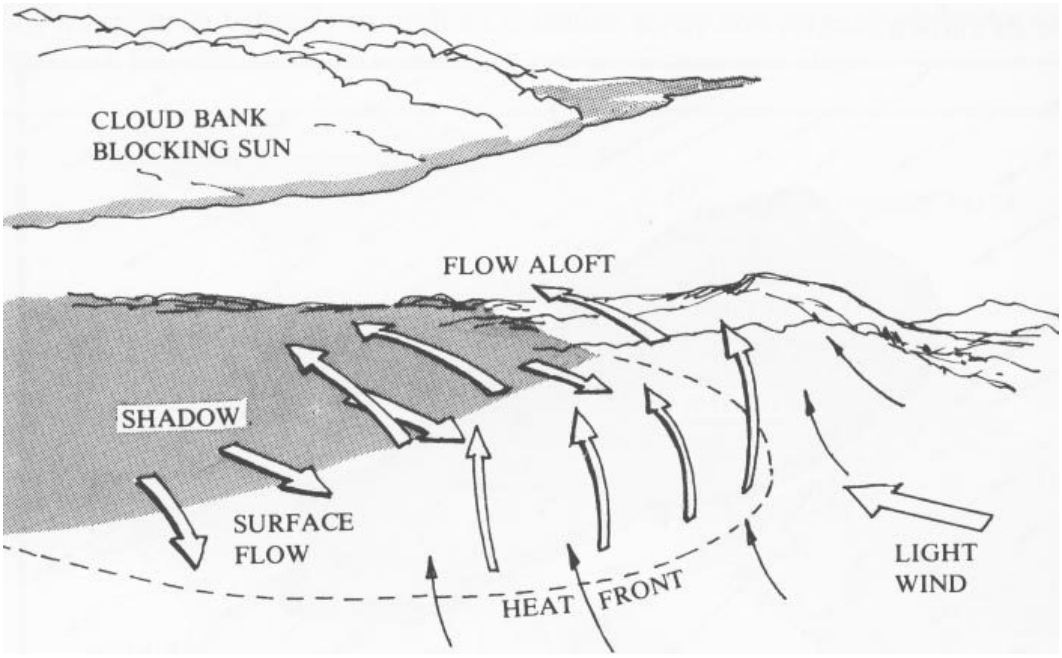


Figura 156 — Convergence Lift in a Bowl

Figura 156 — Sustentación por Convergencia en un Cuenco

A veces, un cambio abrupto en la dirección del viento puede crear una zona de convergencia, especialmente si el viento recién llegado tiene mayor velocidad. Una situación como esta ocurrió en la primavera de 1991 en una competencia en Tennessee. El viento era ligero del sureste hacia la montaña y los pilotos estaban volando sin motor bajo en térmicas débiles. Una capa de nubes estratos generalizada se aproximaba desde el sur trayendo vientos más fuertes del sur. El cambio de vientos del sureste al sur progresó hacia el norte por el valle y fue acompañado por una zona de convergencia que llevó a algunos pilotos afortunados a 5,000 pies (1,600 m) sobre la montaña y 25 millas (40 km) hacia arriba en la cresta. Esta zona de convergencia particular fue anunciada por la capa de nubes que se aproximaba y fue abrupta, lo cual explicó su producción de sustentación. Cada vez que se predice que la dirección del viento cambiará como en este caso, debemos estar pendientes de una zona de convergencia.

Áreas de nubes mostrando zonas de convergencia en Río de Janeiro.

Las nubes cúmulo ligeras marcaban la convergencia en el caso anterior, y esto puede ser la única pista que tengamos de tal convergencia de ascenso elusiva. En esta situación el ascenso se mueve con la dirección del viento recién establecido. En realidad, esta situación descrita aquí tiene todas las características de un frente de calor y probablemente fue exactamente eso. Sin embargo, los servicios de información meteorológica no mencionan tales cosas, así que las pistas a buscar son un cambio de viento predicho y efectos de nubes.



Figura 157 — Convergence Lift Near Water

Figura 157 — Ascenso de Convergencia Cerca del Agua

Otro lugar donde ocurre un cambio de viento con convergencia es en la interfaz del agua hacia la tierra. Esta acción no está necesariamente conectada a la brisa marina. Para ver cómo funciona esto, observe la figura 157. Aquí vemos un viento soplando a través de la tierra y luego a través de un gran lago y regresando a tierra. Debido a la fricción en la tierra, el viento se ralentiza cerca de la superficie y por lo tanto cruza las isóbaras de presión como aprendimos en el Capítulo IV. Sobre el agua, menos fricción significa que el viento se acelera y sigue las isóbaras más de cerca. Como resultado, el viento se separa o diverge en el lado de barlovento del agua y se junta o converge en el lado de sotavento como se muestra. La convergencia es más fuerte cuanto más inestable es el aire. El cambio en la dirección del viento en las costas es de 20 a 40 grados y en sentido contrario a las manecillas del reloj en la costa de sotavento en el hemisferio norte (en sentido horario en el hemisferio sur).

Hemos visto previamente que las ondas pueden producirse detrás de una colina. Incluso cuando no surge un rastro de ondas, la convergencia puede ocurrir para producir ascenso detrás de una colina aislada como se ve en la figura 158. Aquí el aire que se llena detrás de la colina crea ascenso de convergencia.

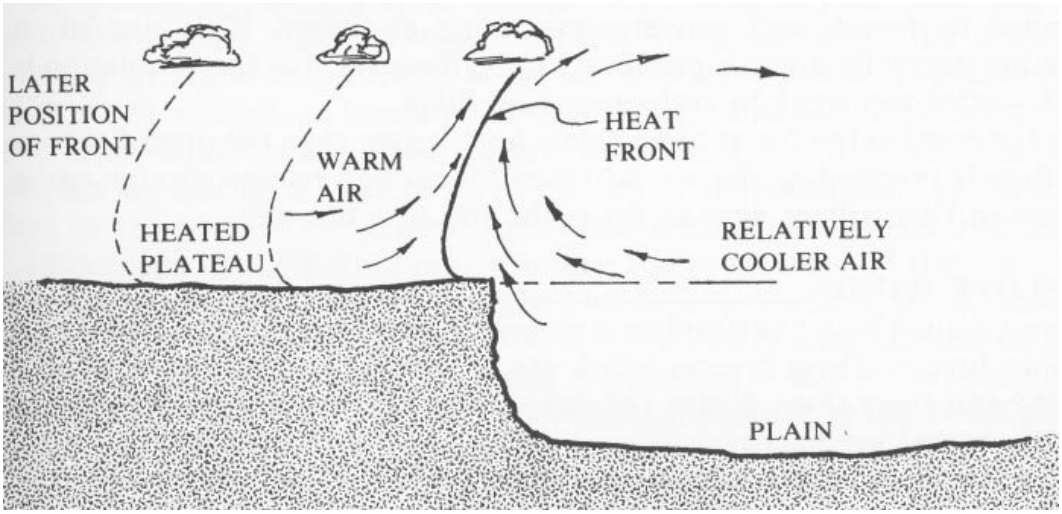


Figura 158 — Lift and Sink Around a Isolated Hill

Figura 158 — Ascenso y Hundimiento Alrededor de una Colina Aislada

Una situación común donde ocurre convergencia es cuando una brisa marina sopla tierra adentro en áreas montañosas. Si el aire marino estable se encuentra con una colina aislada, se separa y fluye alrededor de la colina más fácilmente que pasar sobre ella. Cuando la brisa se encuentra a sí misma detrás de la colina, se eleva en convergencia como se muestra en la figura 159. Los sistemas montañosos complejos como se muestran pueden crear patrones de convergencia en muchas áreas incluso lejos de la brisa marina. Al explorar la sustentación por convergencia de este tipo, es importante recordar los peligros de los rotores de sotavento, corrientes descendentes y turbulencia (ver figura 110).

Figura 159 — Convergencia en Terreno Complejo Cerca del Mar

Hemos aprendido sobre circulaciones locales en el Capítulo VII y la convergencia que puede ocurrir cuando una fuente de calor como un campo está rodeado de árboles (ver figura 131). También investigamos la convergencia que ocurre en el medio de un valle cuando ambos lados del valle producen vientos catabáticos en la tarde. Esto se muestra en la figura 160 y en la condición de tarde de la figura 136. Esta sustentación es generalmente débil y extendid

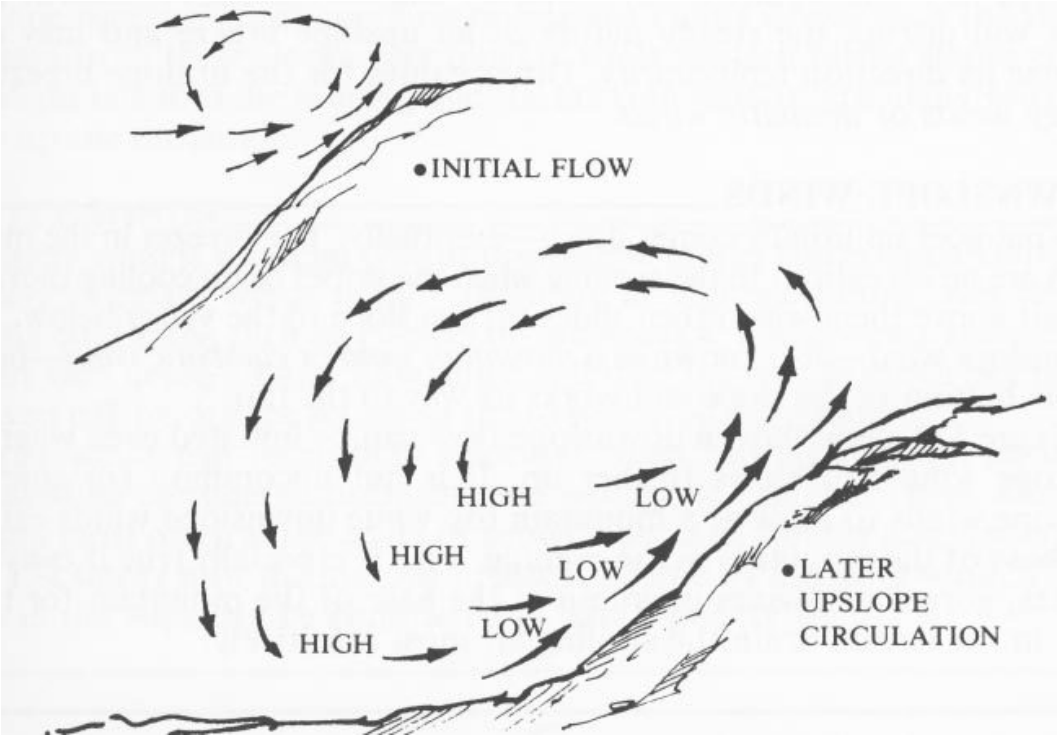


Figura 160 — Evening Convergence in a Valley

Capítulo VII: Vientos locales

Lea y se merece su

nombre: aire mágico.

Figura 160 — Convergencia Vespertina en un Valle

Una situación especial de convergencia ocurre cuando un viento de valle ascendente se encuentra con un viento de valle descendente.

Esto puede ocurrir cuando un viento general orientado hacia abajo del valle entra en conflicto con el viento de valle ascendente que intenta establecerse debido a diferencias de calentamiento. El viento de valle ascendente puede fluir en la mañana hasta que la mezcla de la atmósfera inferior traiga los vientos generales para oponerse al flujo de valle ascendente. Otra forma en que puede ocurrir un flujo de valle descendente durante el día es si particulares

175

el enfriamiento ocurre en la cabecera del valle. Un ejemplo de estos principios ocurre en el valle superior del Ródano en Suiza. En este caso, el viento que sube por el valle hacia el noreste se encuentra por la tarde con un flujo fuerte que desciende desde el glaciar frío y los bosques que adornan la cabecera del valle. Este viento que desciende por el valle es la bien conocida "serpiente del Grimsel" que converge y genera cizalladura con el viento que sube

por el valle. Esta convergencia puede desplazarse hacia arriba y hacia abajo del valle y cambiar abruptamente la dirección del viento en superficie.

Quizás la forma más útil de convergencia ocurre en la cima de una colina o montaña cuando los vientos de ladera que suben desde ambos lados se encuentran en la cima, como se muestra en la figura 161. El flujo que sube por un lado solamente puede no ser lo suficientemente fuerte para sostener el vuelo, mientras que las corrientes casi verticales sobre la colina proporcionan abundante sustentación. En este caso, se necesitará un poco de térmica o sustentación de ladera para pasar sobre la montaña. Si el flujo que sube por un lado de la colina es más fuerte (quizás porque está orientado más directamente hacia el sol), una acción de cizalladura puede ocurrir sobre la montaña como se muestra. Si un viento general está soplando, el aire que asciende sobre la montaña la envoltura aprovechable se inclinará como se muestra en la figura. Demasiado viento cambiará una situación de convergencia a una situación donde ocurre sustentación de ladera en un lado de la montaña con un rotor de sotavento en el otro.

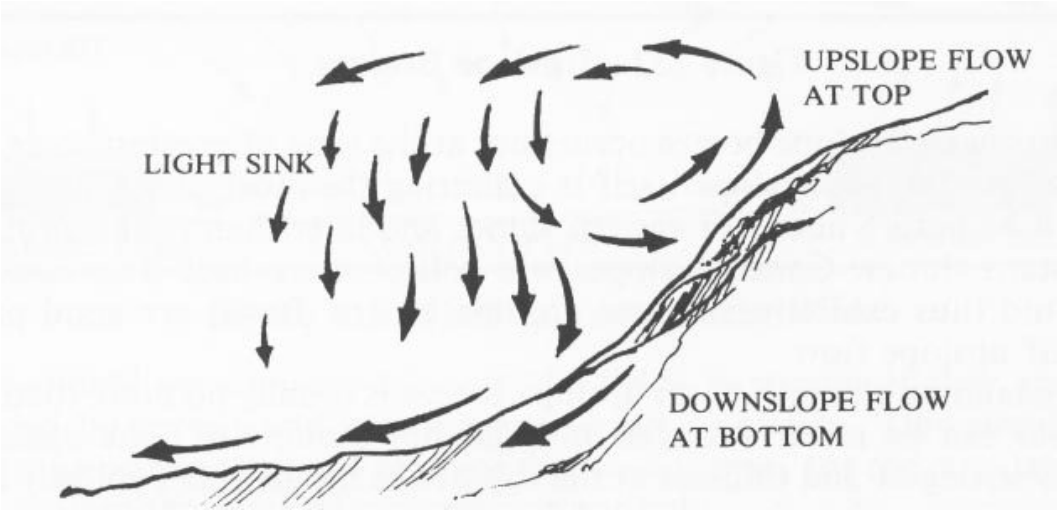


Figura 161 — Convergence at the top of a Hill

Figura 161 — Convergencia en la cima de una Colina

VOLANDO EN CONVERGENCIA

La sustentación en una zona de convergencia es frecuentemente como una alfombra de aire suave y flotante, extendida sobre un área amplia. Esto se debe a que el flujo de convergencia a menudo se mueve directamente hacia arriba y se necesita menos de 3 millas por hora (5 km/h) de flujo vertical para sostener una aeronave de vuelo sin motor moderna, sea un parapente, ala delta o planeador.

Se requiere aún menos para un modelo de radio control. Con un flujo tan ligero, la turbulencia puede ser inexistente. Además, después de pasar tiempo en los confines de la sustentación térmica o estar limitado a una zona estrecha de sustentación de ladera, el área más amplia de sustentación de convergencia es realmente liberadora.

Este estado de cosas benigno no siempre es el caso, sin embargo. Los térmicos frecuentemente son ayudados y estimulados por convergencia y ascienden a través del flujo con su naturaleza áspera. Además, cualquier acción de cizalladura añadirá su cuota de aire rotatorio. Si el cizallamiento vertical es demasiado grande debido a que un lado del flujo vertical asciende más rápido que el otro, es mejor mantenerse en un lado – el que tiene la sustentación más fuerte, que es el izquierdo en la figura 161.

A menudo las nubes acompañan la sustentación de convergencia. Estas nubes pueden ser hileras de cúmulos densos sobre una ladera o una nube de tapa sobre una montaña aislada. Otras veces pequeños cúmulos pueden formarse a lo largo de la línea de convergencia. Si las condiciones son secas, solo los más ligeros velos de nubes pueden aparecer para identificar el área de convergencia. Ocasionalmente estos velos están orientados verticalmente como una banda estrecha de aire convergente que asciende. Finalmente, nubes estratificadas de extensión limitada pueden ocurrir sobre una zona de convergencia uniforme que asciende lentamente. Estas diversas nubes se muestran en la figura 162. Por supuesto,

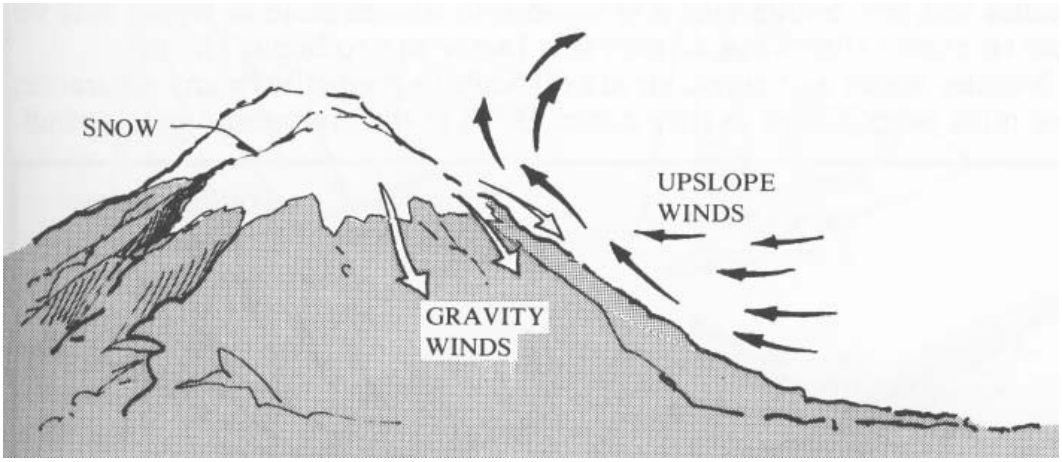


Figura 162 — Convergence Related Clouds

convergencia que no sube a grandes alturas, como la que se presenta en el centro de un valle por la tarde, no formará nubes en absoluto ya que el aire no se enfría hasta el punto de condensación a menos que sea muy húmedo.

Figura 162 — Nubes Relacionadas con Convergencia

Sobre las cimas y cadenas montañosas es muy común ver nubes con dos altitudes de base diferentes. Esta es una señal segura de convergencia sobre las cimas porque las nubes de diferente nivel se forman en aire que asciende por los lados opuestos de la montaña como se muestra en la figura 163. El aire del lado con la base de nube más baja contiene más humedad

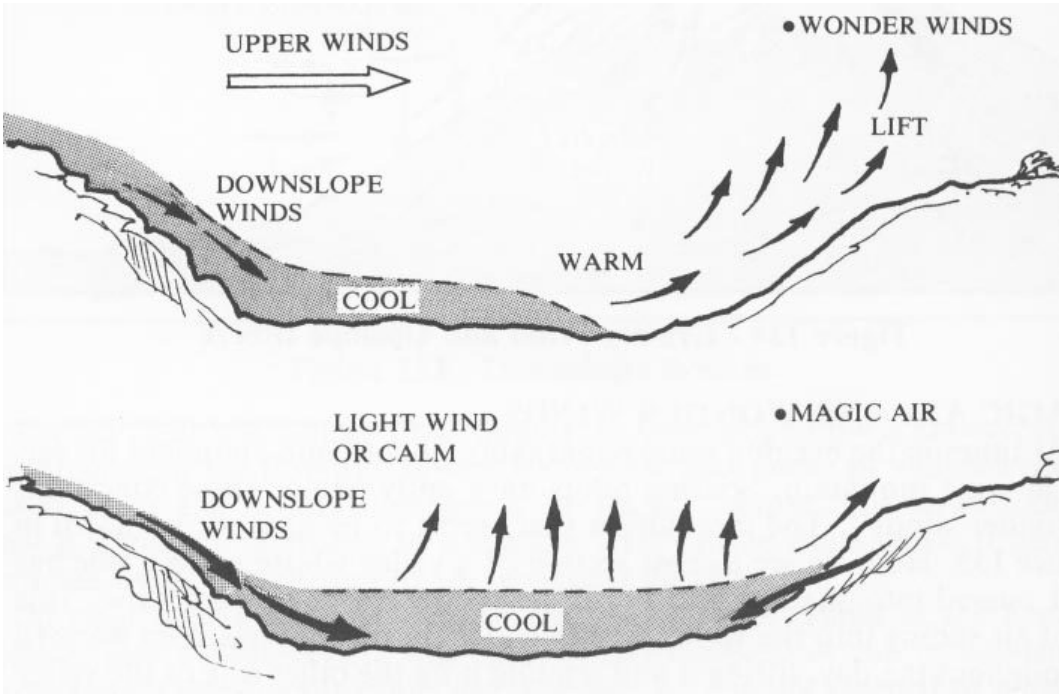


Figura 163 — Clouds with Different Bases Indicating Convergence

y alcanza la saturación en un nivel más bajo. Esta situación es más frecuente cuando uno de los lados de la montaña enfrenta un mar cercano o un lago grande.

Figura 163 — Nubes con Bases Diferentes Indicando Convergencia

Volar en sustentación de convergencia frecuentemente requiere que reconozcas lo que está ocurriendo para que puedas mantenerte en el área de convergencia. Las térmicas pueden estar

marcadas por nubes y se desplazan con el viento general; la sustentación de ladera es un residente semipermente sobre la cresta, pero la convergencia puede ser efímera y difícil de detectar. La zona de sustentación entre dos flujos convergentes puede moverse hacia adelante

y hacia atrás o desaparecer completamente solo para reaparecer un poco después en una nueva

ubicación conforme oleadas se mueven a través de los flujos. Puede que tengas que hacer pasadas largas para mantenerte en una zona estrecha de convergencia o hacer círculos en un

solo lugar si el área de sustentación es pequeña.

Generalmente la sustentación de convergencia es débil y requiere paciencia para lograr mucha

altitud. Sin embargo, puede ocurrir convergencia fuerte sobre cimas montañosas. El punto más importante respecto a volar en convergencia es esperarla en cualquier momento – especialmente en la última parte del día, sobre colinas y en condiciones cambiantes – reconocerla rápidamente y determinar su extensión para aprovecharla al máximo.

LEVANTAMIENTO FRONTAL

En realidad, el levantamiento en frentes es simplemente una forma especial de convergencia, ya que hay una aproximación del aire cuando una masa de aire se desplaza hacia otra. Lo separamos aquí porque el levantamiento frontal tiene sus propios problemas y comportamiento únicos. Generalmente nos preocupa el aire frío que se desplaza hacia aire más cálido y levanta la masa de aire cálido. El caso opuesto (avance del aire cálido) no proporciona mucho levantamiento debido a la ligera pendiente involucrada.

Anteriormente hemos discutido el uso de frentes de brisa marina en detalle (Capítulo VII). Este es un tipo de frente frío y es quizás el más útil para aviadores deportivos. Otros frentes cálidos cubiertos en el mismo capítulo también son muy beneficiosos para los aficionados a la altitud, pero estos pueden ser más difíciles de diagnosticar ya que generalmente no están marcados por un frente de aire húmedo.

Los frentes fríos sinópticos (a gran escala) a veces tienen sus momentos como productores de levantamiento explotable. Que un frente frío en movimiento represente levantamiento abundante se puede determinar por la acumulación masiva de nubes que a menudo anuncia estos frentes. De hecho, el verdadero problema al utilizar tal levantamiento es la presencia de tormentas eléctricas (ver Capítulo XI) que frecuentemente preceden al frente. Sin embargo, hay muchos frentes fríos secos y débiles que pasan, algunos con la cantidad correcta de levantamiento para proporcionar buenas térmicas y desarrollo leve de nubes.

La técnica para usar el levantamiento frontal es permanecer en el sector de aire cálido cerca del límite frontal como se muestra en la figura 164. Para hacer esto, debe volar paralelo al frente. Se pueden cubrir largas distancias de esta manera, pero si el frente es seco puede ser difícil determinar exactamente dónde se encuentra. Recuerde que un frente se mueve a lo largo del suelo (a menos que se estanque), por lo que las condiciones de levantamiento deben monitorearse cuidadosamente para mantenerse con el frente. Los frentes débiles a menudo se mueven a menos de 15 millas por hora (24 km/h), por lo que permanecer en el frente mientras viaja a favor del viento es una forma lenta de hacer progreso.

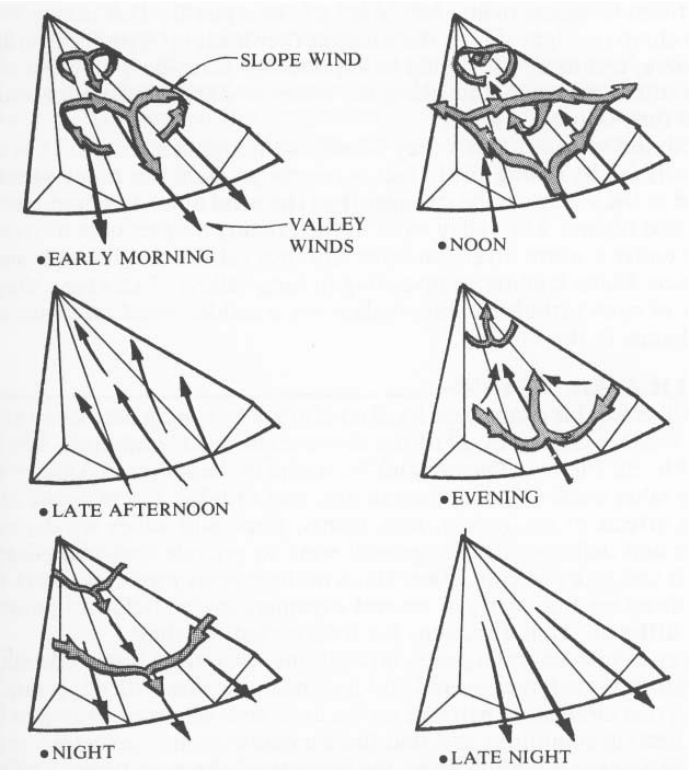


Figura 164 — Frontal Lift

Los frentes con más humedad serán más fáciles de determinar y explotar. En este caso, debe permanecer en el borde delantero de la nube, ya que esa es a menudo el área de mejor levantamiento y es el mejor lugar para idear una escapatoria si el levantamiento se vuelve demasiado fuerte o la nube amenaza con desarrollarse a proporciones de tormenta.

Tenga cuidado con la naturaleza impredecible de los frentes que contienen humedad. Cuando encuentran aire de mayor humedad, la base de la nube puede descender rápidamente. A veces, las ondas de presión preceden a un frente que desarrolla líneas de turbonada con tormentas eléctricas mortales. Los frentes fríos graves no son lugar para aviadores deportivos, ya que tales frentes pueden producir las tormentas más terribles que azotan nuestra atmósfera.

I need more text to translate. You've only provided the letter "r".

Please provide the complete aviation text you'd like translated to Mexican Spanish.

e

I notice you've only provided a period (.) as the text to translate. There is no aviation content to translate.

If you have an actual aviation text that needs translation to Mexican Spanish, please provide it and I'll be happy to help.

INDICADORES DE SUSTENTACIÓN

Para utilizar la sustentación debemos saber dónde se encuentra y cuándo está ocurriendo. Solo podemos observar los signos secundarios de la sustentación, ya que las pequeñas flechas en nuestros dibujos desafortunadamente no son evidentes en el cielo. Las nubes son signos obvios de aire ascendente. Hemos discutido los diferentes tipos que acompañan a las diversas formas de sustentación que encontramos en nuestra búsqueda aérea. Otros signos son variaciones del viento en la superficie, movimiento de árboles, humo y pájaros.

El viento cambiante en el suelo acompaña la producción térmica como veremos en el próximo capítulo, pero vientos de diferentes direcciones que soplan constantemente en dos ubicaciones cercanas es un buen signo de convergencia. Los árboles que bordean una ladera son excelentes indicadores de vientos de planeo. Indican velocidad y dirección por la vigorosidad y la forma en que se doblan. En aire vertical ligero susurran frente a una ladera o montaña aunque no se sienta viento en la cima de la montaña.

El humo muestra las características del aire que está contaminando. Además de la velocidad del viento y la turbulencia (ver figura 104) el humo puede indicar estabilidad y la presencia de sustentación. La figura 165 muestra cómo el humo derivará junto con los vientos de tierra hasta que encuentre un área de sustentación. El humo pulsante es usualmente un indicador de buen aire ascendente. Debemos mencionar que el humo de incendios o grandes chimeneas es una térmica artificial que ciertamente genera sustentación. Si consideramos cuánto puede calentarse este aire por encima del aire circundante podemos imaginar una sustentación bastante fuerte. De hecho, además del problema respiratorio que presenta el humo, la posibilidad de turbulencia excesivamente fuerte descarta el humo de incendios forestales, escombros ardientes o chimeneas industriales como de ningún interés para todos excepto los pilotos más desesperados.



Figura 165 — Smoke Indicating Lift

Figura 165 — Humo Indicando Sustentación

Los pájaros con tendencia al vuelo sin motor son más útiles para los pilotos como indicadores de sustentación. Los gavilanes generalmente marcan térmilos en altitudes bajas y son muy útiles porque su desempeño es similar al de las aeronaves deportivas. Los zopilotes negros también son ideales por esta razón. Los zopilotes cabecirrojos se encuentran casi en todas partes y vuelan sin motor casi exclusivamente cuando están en el aire. Se encuentran más frecuentemente a mayor altitud cubriendo más territorio que los gavilanes, ya que los zopilotes viajan largas distancias en busca de comida olorosa mientras que los gavilanes son más territoriales. El problema con los zopilotes cabecirrojos es que generalmente pueden volar sin motor en sustentación más débil y más cerrada de lo que es posible para una aeronave deportiva. Además, pueden soportar vientos muy fuertes con turbulencia severa y tienen el hábito desagradable de volar en rotores del lado de sotavento. Sin embargo, tomando estas cualidades en consideración, podemos aprender fácilmente a leer las condiciones de sustentación así como el comportamiento del viento observando cuidadosamente los zopilotes cabecirrojos. Otra especie de pájaro que deberíamos mencionar son las golondrinas. Aunque estos pájaros no vuelan sin motor técnicamente, se alimentan de insectos que son llevados hacia arriba por corrientes ascendentes. Generalmente, si las golondrinas están atravesando un área a gran velocidad, significa que el aire tiene suficiente sustentación para soportar nuestras alas que llevan humanos.

RESUMEN

La sustentación en la atmósfera es una característica que cambia constantemente porque la atmósfera misma es tan móvil. A veces podemos encontrar aire ascendente por nuestra destreza y conocimiento de las condiciones. Otras veces simplemente nos topamos con él. En cualquier caso, cuanto más sepamos sobre el comportamiento del cielo, mejor podremos practicar nuestra táctica de retrasar lo inevitable: el regreso a tierra.

Las muchas formas de sustentación que hemos recibido aquí pueden ocurrir en cualquier combinación. Cuando añadimos térmicas a la mezcla podemos tener una situación confusa a menos que entendamos cómo se comporta cada fuente de sustentación. Estudiar los principios involucrados, experimentarlos en el aire y reflexionar sobre lo que experimentaste es la clave para esta comprensión. La recompensa es hacer una predicción de dónde debería haber sustentación, luego planar y realmente encontrarla. Cuando haces esto regularmente te has convertido verdaderamente en una criatura del aire. Las térmicas son una parte particularmente importante de este proceso porque son tan generalizadas y variables. Nos dirigimos a esta importante fuente de sustentación a continuación.

180

CAPÍTULO IX

Inestabilidad y Térmicas

Uno de los orígenes más comunes y buscados de sustentación en nuestro universo aéreo son las térmicas.

Estas burbujas y columnas de sustentación pueden extenderse a grandes altitudes y formar escalones a través del cielo fluido. Pueden ser evasivas en condiciones de calentamiento débil o pueden ser tan abundantes como semillas de diente de león en un prado cuando el sol y la tierra conspiran para percolar la atmósfera.

Debido a que las térmicas son tan importantes para la mayoría de la aviación deportiva, dedicamos tiempo en este capítulo a entender cómo se crean, qué condiciones las favorecen y dónde encontrarlas. En el próximo capítulo investigamos el comportamiento de las térmicas en el cielo.

Previamente hemos introducido el concepto de inestabilidad y gradiente de temperatura (véase Capítulo II). Sería una buena idea revisar ese material en este momento. Nos basaremos en las ideas básicas y obtendremos mayor comprensión del funcionamiento de nuestro entorno de vuelo mientras aprendemos el historial de sustentación de las térmicas.

EL NACIMIENTO DE UNA TÉRMICA

Una térmica es una colección de aire que asciende a través de la masa de aire general porque es más ligera que sus alrededores. Las térmicas vienen en una amplia variedad de formas, tamaños e intensidades. Si queremos ser más efectivos al aprovechar estos ascensores gratuitos, debemos comenzar nuestro estudio con su nacimiento.

El sol calienta la superficie terrestre casi diariamente. Este calor se transmite directamente al aire sobre la superficie como descubrimos en el Capítulo I. Si el calentamiento es lento, el aire

cálido puede ascender en una pluma ligera y continua. En un proceso de calentamiento más rápido, se puede formar una burbuja que permanece en el suelo por un período de tiempo antes de liberarse en una ráfaga repentina. Como ilustración de cómo funciona esto, observa una olla de agua hirviendo. Primero, se calienta el fondo del agua y verás que comienzan a formarse corrientes de convección – plumas – que ascienden. Luego, conforme el calentamiento se intensifica, comienzan a formarse burbujas en el fondo, desprendiéndose para ascender rápidamente hacia la superficie. Conforme continúa el calentamiento, se forman burbujas más grandes en las áreas más calientes. Algunos otros detalles a notar en nuestro modelo son la presencia de corrientes descendentes en el proceso de calentamiento inicial, la forma general esférica de las burbujas y la mezcla general del agua. Estas características también ocurren en el aire.

La Figura 166 muestra los efectos del calentamiento de la superficie. En el primer caso, un calentamiento ligero causa una circulación de pluma lenta. Esto puede ocurrir en la mañana, cuando una capa de nubes obscurece parcialmente el sol o en la tarde cuando la cubierta terrestre cálida libera lentamente el calor almacenado.

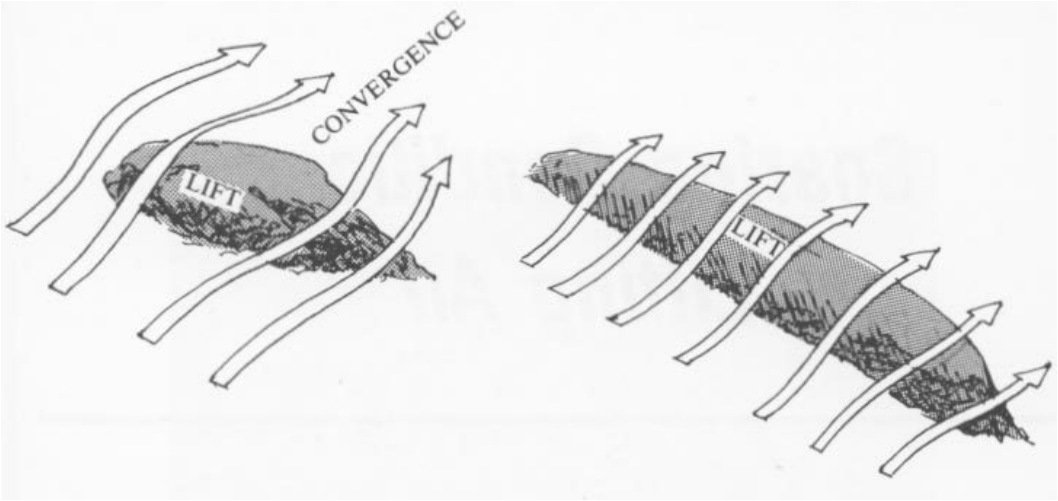


Figura 166 — Variations in Surface Conditions

Figura 166 — Variaciones en las Condiciones de la Superficie

El segundo caso muestra una cúpula cálida desarrollándose en la superficie. Una cúpula como la ilustrada tendrá una extensión limitada en terreno donde el tamaño del área calentada está determinado por el tamaño de un campo u otra superficie. Los árboles y otra cobertura terrestre más fría a menudo determinan qué tan grande puede ser una cúpula calentada.

Cuando esta cúpula crece a una velocidad rápida se expande para desplazar el aire por encima de ella como se muestra en la figura. Esta expansión bastante rápida y la inercia del aire calentado sirven para mantenerlo en el suelo hasta que alguna perturbación lo desprenda. Cuando la cúpula calentada se libera se consolida en una burbuja como veremos

abajo. Este proceso de burbuja es el método más eficiente que la naturaleza ha ideado para transportar calor hacia arriba para aliviar el desequilibrio del exceso de calor en la superficie.

El área limitada de aire calentado mostrada en el caso II ocurre más a menudo en áreas más verdes como Europa y la porción oriental de América del Norte. En áreas desérticas extensos tramos de calor superficial indiferenciado se calientan sobre una base igual formando una capa amplia de aire caliente. Este potencial térmico se elevará en puntos de disparo distintos y continuamente alimentará una columna alta de aire ascendente. Este es el caso III en nuestra ilustración.

ACTIVACIÓN TÉRMICA

Una térmica potencial puede permanecer en el suelo durante varios minutos mientras se está formando. Aunque esta es una situación inestable, el aire cálido debe empujar hacia arriba a través del aire más frío y debe comenzar un flujo bajo la térmica. Si el aire cálido se está expandiendo, puede permanecer en el suelo hasta que una ráfaga lo despegue o se vuelva tan grande que la expansión se ralentice y el aire más frío presione desde los lados. La liberación repentina de una térmica se llama activación.

Ciertas irregularidades del viento pueden servir como activadores térmicos. Por ejemplo, una corriente descendente de una térmica previamente liberada o una ráfaga de un automóvil que pasa puede causar la liberación de una térmica. Muchos pilotos han logrado un salvamento bajo cuando su equipo de tierra pasó corriendo en un automóvil para liberar una térmica. Un sitio en Pensilvania tiene un tren que sube por el valle y libera térmicas según lo programado. Se sabe que pilotos de planeadores se han lanzado hacia el suelo para causar la liberación térmica y luego acelerar hacia arriba para subir en la térmica. Esto es casi como levantarse a uno mismo por los cordones de los zapatos.

Un viento superficial general sirve para liberar térmicas mientras se remolina alrededor de obstáculos del terreno. Este viento a menudo limita el tamaño de las térmicas porque las activa con mayor frecuencia. En terreno abierto, el viento empujará el aire calentado hasta que encuentre una colina u otra elevación que inicie el movimiento vertical y sirva como activador, como se muestra en la figura 167.

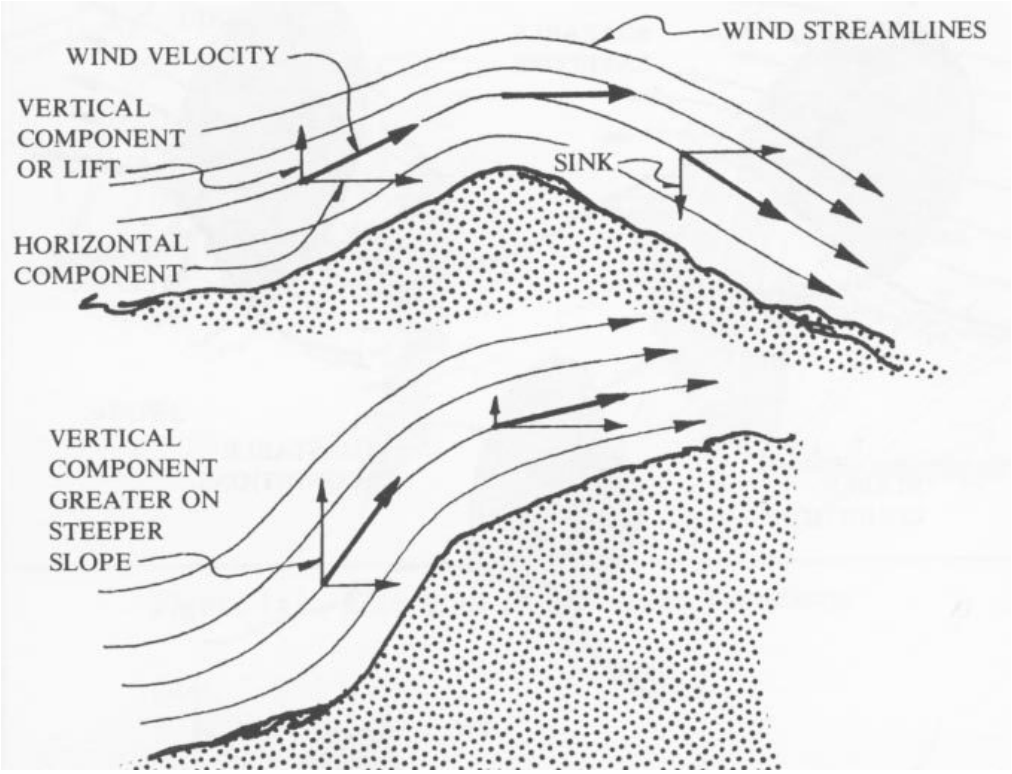


Figura 167 — A Hill Thermal Trigger

Figura 167 — Un Activador Térmico de Colina

El paso de una nube sobre terreno con pendiente puede servir como mecanismo desencadenante. En casos extremos, el terreno puede enfriarse hasta 50 ºF (27 ºC) en varios minutos cuando la sombra de una nube detiene el calentamiento solar. Puede formarse una masa rápida de aire frío que se desliza cuesta abajo para desencadenar cualquier térmica potencial en su trayectoria.

Cuando no hay viento, cualquier irregularidad del terreno puede servir como factor desencadenante de una térmica. Una característica con pendiente ascendente puede tener establecida una brisa de ladera que iniciará la liberación térmica. La figura 168 muestra cómo las colinas, un árbol, un poste o una torre con sus corrientes de convección ascendentes desencadenarán térmicas. Otras irregularidades como edificios, mesetas y líneas de árboles desencadenarán térmicas en terreno indiferenciado.

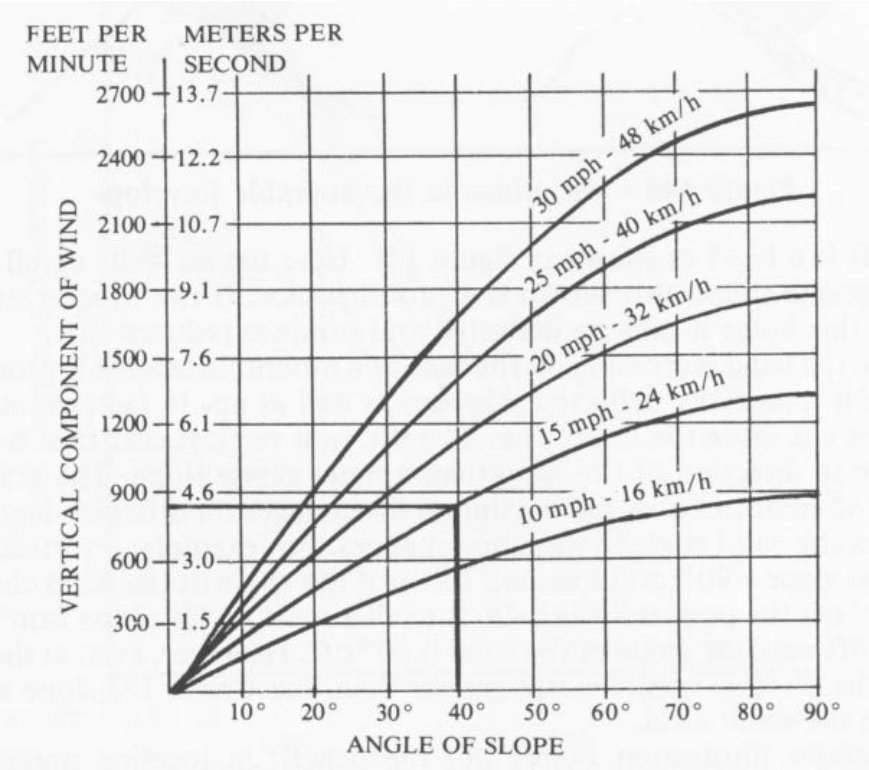


Figura 168 — Upslope Breezes Trigger Thermals

TÉRMICAS DE SOTAVENTO

Un efecto importante del terreno es el bloqueo del viento por obstáculos del terreno – colinas, edificios y bosques. El lado de sotavento o lee de tales objetos sólidos experimentará muy poca turbulencia de viento si el viento no es demasiado fuerte. Por consiguiente, esta área protegida del viento permitirá frecuentemente que una térmica crezca a proporciones considerables antes de que se libere.

Figura 168 — Brisas de Ladera Disparan Térmicas

Las térmicas de sotavento tienen una reputación en el mundo del vuelo sin motor por ser portadoras de ascendencia saludable. Sin embargo, en cualquier viento significativo el lado de sotavento de una montaña no es nuestra primera opción de lugares para estar. Necesitamos estar bien arriba de una montaña para explotar una térmica de sotavento con seguridad. En ese punto probablemente estaremos encontrando térmicas de ambos lados de la montaña. Las térmicas de sotavento no son una fuente confiable de ascendencia cerca de una montaña porque no podemos pasar tiempo con seguridad en el sotavento de una montaña buscando ascendencia. Sin embargo, busca áreas protegidas del viento en la superficie como fuentes de buenas térmicas.

FUENTES TÉRMICAS

Íntimamente conectadas con los disparadores térmicos están las fuentes térmicas. Una fuente térmica es un punto en el terreno más probable de producir térmicas y consiste en un área de buen calentamiento y disparo.

Las buenas fuentes de superficie son aquellas áreas calentadas más rápidamente por el sol. Terreno desnudo, áreas aradas, pavimento, cultivos secos y campos de maleza están en la parte superior de nuestra lista. Cualquier lugar donde sentirías quemazón en los pies descalzos en un día caluroso de verano es un buen generador de térmicas. La arena se calienta fácilmente pero las partículas de arena atrapan mucho aire así que la capacidad calorífica de la arena es baja y se enfrían rápidamente cuando pasan las nubes. Las plantaciones de maíz en otoño son excelentes fuentes térmicas ya que atrapan una capa gruesa de aire para ser calentada. De manera similar, una ciudad o pueblo calienta una capa profunda de aire debido al reflejo de los lados de los edificios y la gran cantidad de pavimento.

El terreno rocoso es una buena fuente de térmicas si las rocas son pequeñas. Los afloramientos rocosos más grandes tienen sus propias peculiaridades. Conducen fácilmente el calor hacia su interior así que su superficie tarda bastante tiempo en calentarse. No llegan a su máximo potencial como fuentes térmicas hasta principios de la tarde. Por la tarde, las superficies rocosas pueden ser fuentes de térmicas primarias mientras liberan lentamente su gran cantidad de calor almacenado. Las canteras también son buenas fuentes térmicas posteriores.

Sin embargo, si son agujeros profundos, las térmicas que generan no se disparan fácilmente.

TÉRMICAS DE LA CASA

Los términos térmica de la casa y térmica residente se refieren a una fuente térmica cerca de un sitio de vuelo particular que es bastante confiable. Esta térmica puede ser una columna continua o más probablemente una sucesión regular de burbujas. Muchos pilotos se han lanzado en picada hacia una térmica de la casa solo para encontrar hundimiento decepcionante. Nada está garantizado en el aire excepto la gravedad y el aumento del costo del equipo. Sin embargo, una térmica de la casa es la forma más confiable de térmica que tenemos.

Esencialmente, una térmica de la casa existe sobre una buena fuente. El hecho de que exista tan cerca de un sitio de vuelo regular es la razón de su reputación. A veces, un afloramiento rocoso, una cantera o una colina aislada será la fuente. En un sitio de montaña, un barranco o depresión particular puede servir para dirigir las térmicas al mismo lugar para que parezca que provienen de una sola fuente. Sin importar cómo surge una térmica de la casa, debe visitarse periódicamente si necesita una térmica en el área.

El último punto plantea un asunto importante que los pilotos de vuelo sin motor harían bien en recordar:

Confiabilidad Térmica

Las buenas fuentes térmicas tienden a ser productoras consistentes de térmicas de manera periódica

a lo largo del día y todos los días.

FUENTES DE TERRENO

Ya hemos mencionado que las colinas y otras superficies elevadas son buenos desencadenantes. Aquí

ampliaremos esa idea. El terreno alto como montañas o crestas de cordilleras son excelentes generadores

de térmicas por varias razones. Primero, se calientan más fácilmente por el sol porque se encuentran

en una atmósfera más delgada que atenúa menos la radiación solar. En segundo lugar, a menudo tienen

laderas que están directamente orientadas hacia el sol como se muestra en la figura 169. La figura también

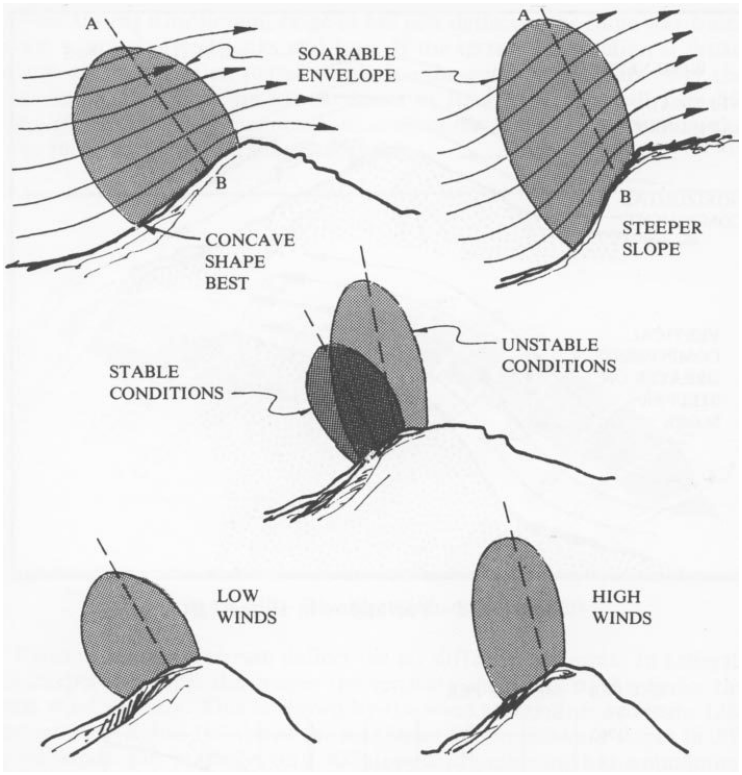


Figura 169 — Heating on Concave and Convex Slope

ilustra cómo una colina con forma cóncava calienta el aire más fácilmente que una forma convexa. Un cuenco

cóncavo también comparte esta propiedad.

Figura 169 — Calentamiento en Laderas Cóncavas y Convexas

La tercera razón por la que una montaña genera térmicas excepcionalmente bien es porque el aire que la cubre es mucho más frío que el del valle, mientras que su temperatura superficial se calienta igual o más. Por lo tanto, una térmica se originará en la montaña más

temprano que en un valle y será más flotante o frecuente durante la parte cálida del día. Finalmente, la cima de una montaña estará por encima de la capa de inversión nocturna que se forma cuando el aire frío baja por la montaña (mostrado previamente en las figuras 101 y 135). En consecuencia, la montaña emitirá térmicas más temprano, estableciéndose como fuente primaria para el día.

Sobre desiertos y terrenos donde la superficie es en gran medida indiferenciada, los puntos altos serán las fuentes de térmicas. La figura 170 ilustra este concepto. Los puntos más altos son las mejores fuentes. Una forma de visualizar esto es voltear la figura al revés e imaginar una capa de agua en la superficie. Donde goteara es una fuente térmica. Puede realizar este truco imaginativo mientras vuela para ayudarse a localizar las mejores fuentes térmicas posibles.

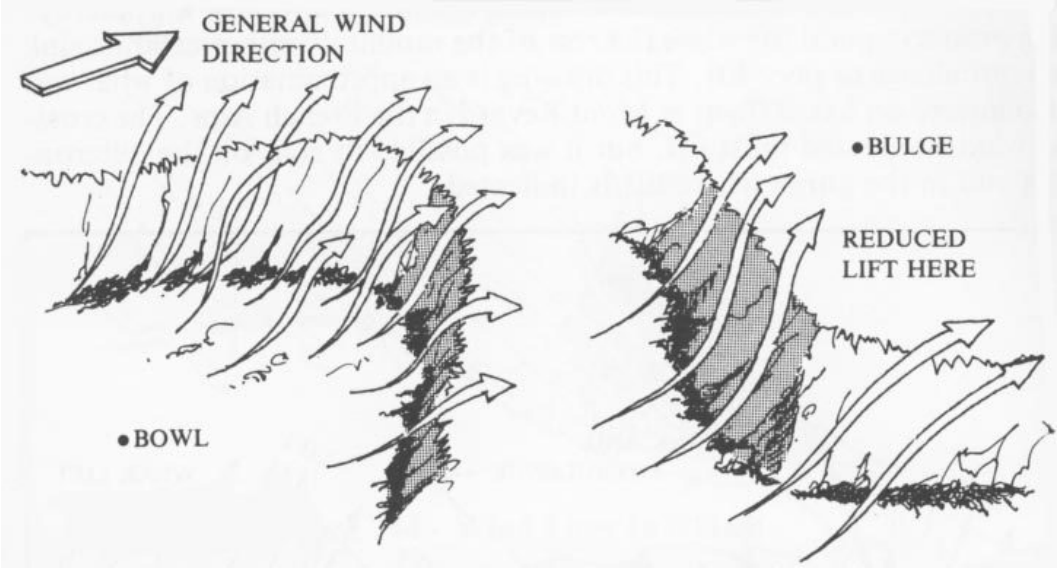


Figura 170 — Thermals Located at High Ground Points

Por la analogía anterior, las depresiones y áreas planas tenderían a ser zonas de hundimiento. Sin embargo, sobre un área plana grande, una depresión puede servir como fuente desencadenante si interrumpe un flujo de viento normalmente constante que a menudo existe en áreas desérticas.

Figura 170 — Térmicas Localizadas en Puntos de Terreno Alto

FUENTES DE TERRENO HÚMEDO

Hemos aprendido que el agua no es una superficie cálida debido a la evaporación, su gran capacidad calorífica y la dispersión de cualquier calentamiento desde la superficie. Por lo tanto, tiende a ser un área de hundimiento y normalmente es evitada por pilotos que desean ganar altitud. Sin embargo, hay algunas excepciones a esta generalidad.

El agua que se encuentra en una capa delgada en un pantano o después de una inundación se calentará casi tanto como otras superficies más sólidas. En este caso, las térmicas se

pueden encontrar fácilmente, pero tenderán a ser débiles, amplias y difíciles de localizar en una fuente definitiva si el área mojada es grande. El terreno que está húmedo después de la lluvia es generalmente un productor deficiente de térmicas debido a los efectos de enfriamiento de la evaporación. Sin embargo, el vapor de agua presente ayuda a que este aire se eleve una vez que es levantado. En áreas en gran medida húmedas, busque térmicas sobre áreas más altas o bien drenadas, ya que estas áreas probablemente estarán más secas. En las regiones más húmedas, son las áreas que tienden a estar más secas las que generan térmicas. Este es el caso en el norte de Europa y la mitad oriental de América del Norte. Cuando ocurren sequías en estas regiones, la mejora en la producción y la intensidad de las térmicas es dramática.

Nubes térmicas perfectas sobre las llanuras de Colorado.

Los grandes cuerpos de agua son sumideros de calor natural, pero incluso estas extensiones pueden producir térmicas en algunas situaciones. Cuando aire frío del norte sopla sobre un cuerpo de agua, se calienta desde abajo y produce grandes térmicas ligeras con una disposición suave. Este estado de cosas se experimenta frecuentemente en otoño e invierno cerca de lagos y océanos y puede denominarse térmicas lacustres o térmicas acuáticas.

La nieve refleja la luz solar durante el día y irradia calor durante la noche. Como resultado, permanece muy fría incluso después de una sucesión de días soleados. Sin embargo, también puede producir térmicas cuando aire muy frío se mueve sobre un paisaje cubierto de nieve. Las térmicas de nieve, como las térmicas acuáticas, son grandes y suaves y no son nada infrecuentes, como lo confirmarán los pilotos de invierno.

CICLOS TÉRMICOS

Hemos aprendido que el calentamiento solar de la tierra experimenta un ciclo diario y estacional. En el Capítulo I, las figuras 7 y 8 representan estos ciclos. El punto principal que aprendimos es que el calentamiento máximo diario y por lo tanto la producción máxima de térmicas no ocurre cuando el sol está en su cenit, sino un poco después debido al retraso en la temperatura de la superficie en comparación con la radiación solar. El gráfico en la figura 7 indica que la temperatura máxima de la superficie y por lo tanto la producción máxima de térmicas deben esperarse entre las 2:00 y las 3:00 pm (14:00 a 15:00 horas).

Estos tiempos de ciclo pueden alterarse significativamente, sin embargo, por efectos del terreno y las nubes. Por ejemplo, una ladera orientada al oeste puede no recibir el calentamiento máximo hasta cuatro horas después del de una superficie horizontal, mientras que una ladera orientada al este puede recibir el calentamiento máximo por la mañana. Una ladera norte

Una pendiente orientada hacia el norte en el hemisferio norte puede recibir calentamiento solar

suficiente solamente durante el apogeo del verano. Esto es especialmente cierto en latitudes más

cercanas a los polos.

Una capa de niebla o nubes puede reducir considerablemente el calentamiento de la superficie

e impedir la formación de térmicas. Las nubes matutinas que se disipan después retrasarán

naturalmente el ciclo normal de producción térmica. Pero cuando las nubes se disuelven, la

acumulación de calor es rápida y las térmicas se forman rápidamente (a menos que sea una capa

delgada que desapareza lentamente). En general, las nubes cirrus altas reducen la intensidad de

las térmicas mientras que las nubes cumulus dispersas detienen las térmicas completamente si

permanecen sobre una área extensa. A veces esta acumulación de cumulus experimenta ciclos a

medida que las térmicas suben, se desarrollan nubes, se cortan las térmicas, las nubes se disipan,

reaparecen las térmicas y el ciclo se repite.

En general, anualmente la producción térmica sigue al sol. El calentamiento solar máximo

produce la generación térmica máxima. El invierno trae térmicas menos frecuentes y más débiles.

Este ciclo se modifica algo en zonas templadas donde los frentes fríos en primavera y otoño

introducen aire inestable desde los polos, haciendo que estas estaciones sean los apogeos para el

vuelo térmico.

El ciclo diario es así: el calentamiento matutino inicia el primer movimiento del aire. Se

desarrollan circulaciones ligeras que ceden paso a las primeras térmicas alrededor de las 10 u 11

horas. Las térmicas entonces continúan desarrollándose hasta las 2 a 3 de la tarde y luego

disminuyen para dar paso a liberaciones de calor al atardecer alrededor de las 6 a 8 pm (18:00 a

20:00 horas).

Las térmicas matutinas comienzan a producir nubes cumulus.

A menudo ocurren dos pausas térmicas durante el día. La primera ocurre aproximadamente media hora después de que aparecen los primeros térmicos. El aire parece tomar un respiro profundo, la actividad térmica se detiene y luego regresa con vigor. Esta pausa de primera hora de la mañana parece ser causada por el terreno alcanzando la temperatura de disparo y liberando una gran ráfaga de térmicos que traen consigo un gran volumen de aire de

reemplazo fresco que tarda tiempo en calentarse. Una vez que este aire comienza a producir térmicos, continúan de manera más regular.

La segunda pausa térmica aparece en la tarde cuando la producción regular de térmicos disminuye. A veces hay un período de aproximadamente media hora que ocurre entre las 4:00 y las 6:00 pm (16:00 a 18:00 horas) cuando no parece estar sucediendo mucho. Después de esta pausa, los térmicos producidos por calentamiento solar directo son raros y son reemplazados por calentamiento residual que examinaremos a continuación.

TÉRMICOS VESPERTINOS

Una vez que la cara sonriente del sol comienza a perder su disposición brillante, la producción regular de térmicos se reduce. Las áreas que se vuelven a la sombra y las que se enfrían rápidamente como la arena comienzan a producir

aire descendente. Otras áreas que fueron pobres generadores térmicos o áreas de hundimiento durante el día entran en juego.

Los bosques y áreas rocosas son lugares particularmente buenos para buscar una térmica vespertina. Los campos de cultivos profundos también son liberadores de calor a última hora de la tarde. Finalmente, el agua cobra su importancia y demuestra su capacidad natural de retención de calor al calentar el aire durante horas en la noche. El agua profunda se ve favorecida en su capacidad de producir térmicas si hay viento que ayude a agitar el agua y traer calor desde las profundidades. El agua poco profunda y todas las otras fuentes vespertinas funcionan mejor con viento ligero o sin viento.

Las térmicas de la variedad vespertina nunca son tan fuertes, abundantes, de ascenso elevado o confiables como las térmicas diurnas, pero la sustentación débil es mejor que ninguna sustentación. Además, ocasionalmente es un placer girar en una burbuja lisa en un cielo tranquilo. Y a veces podemos ser sorprendidos por un pequeño proyectil turbulento liberado a última hora del día por algún parche de terreno que lo guardaba justo para nosotros.

De paso, deberíamos mencionar áreas hechas por el hombre como estacionamientos y pueblos como buenos lugares para buscar sustentación vespertina. Tampoco olvides los incendios y las chimeneas que mencionamos en el Capítulo VIII.

En este punto resumimos lo que hemos aprendido sobre fuentes térmicas:

Fuentes Térmicas

DURANTE EL DÍA AL ATARDECER

Térmicas de casas Térmicas de casas

Terreno elevado Terreno elevado

Áreas calentadas tales como: Áreas con calor residual tales como:

Suelo desnudo, campos secos, campos Rocas, pueblos, cultivos altos secos,

arados, rocas (más tarde en el día), bosques (especialmente pinos) y

áreas de tiza, arena, canteras y agua.

áreas secas

Evitar: áreas húmedas, tierras bajas, áreas Evitar: cerca de pendientes altas y

verdes, áreas con sombras duraderas y agujeros áreas arenosas.

azules.

NOTA: Las listas anteriores están ordenadas

según su confiabilidad.

ASCENSO TÉRMICO

Una vez que una térmica abandona el suelo sufre algunos cambios. Primero se junta para formar su característica forma de burbuja o columna como se muestra en la figura 171. Este proceso puede requerir varios cientos de pies (100m) en una térmica grande. Mientras se consolida su forma, la térmica también acelera a la velocidad apropiada para su flotabilidad. Esta flotabilidad está determinada por su déficit de densidad comparado con el aire circundante y su tamaño. Discutimos la flotabilidad térmica en el Apéndice IV.

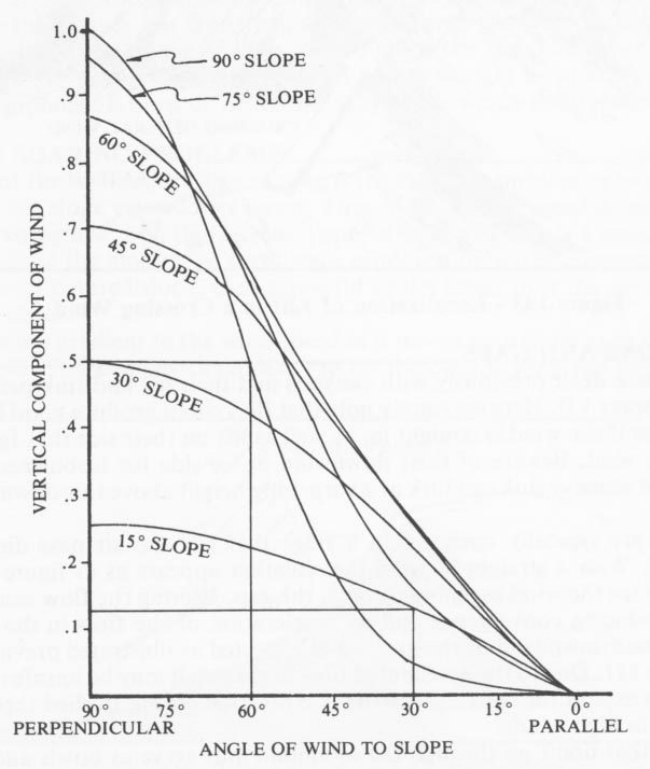


Figura 171 — Changes in a Rising Thermal

Figura 171 — Cambios en una Térmica en Ascenso

Cuando una térmica asciende abruptamente, el aire del área circundante se precipita para reemplazar el aire térmico. Si este aire también está calentado será arrastrado por la térmica y ascenderá en ella. Una vasta fuente de aire calentado como en el caso III de la figura 166 alimentará la térmica durante varios minutos creando una columna térmica que se extiende miles de pies (1000m).

Si el suministro de aire cálido es limitado, entonces aire frío reemplazará la térmica que será entonces de tamaño limitado. El aire frío tomará tiempo para calentarse y luego se liberará como otra térmica. El tiempo para que se forme una térmica en este proceso repetitivo puede ser desde varios minutos hasta una hora o más dependiendo de la intensidad del calentamiento.

La figura 172 muestra cómo el aire que se precipita bajo la térmica puede provenir de todas direcciones en un viento general ligero. Este aire que entra puede ser bastante vigoroso en condiciones térmicas fuertes y puede hacer que aterrizar en térmicas a mediodía sea un asunto complicado. Los vientos cambiantes llamados "ligeros y variables" en los reportes meteorológicos son un signo de térmicas. En un viento general más fuerte la dirección no cambiará tanto pero la ráfaga aumentará.

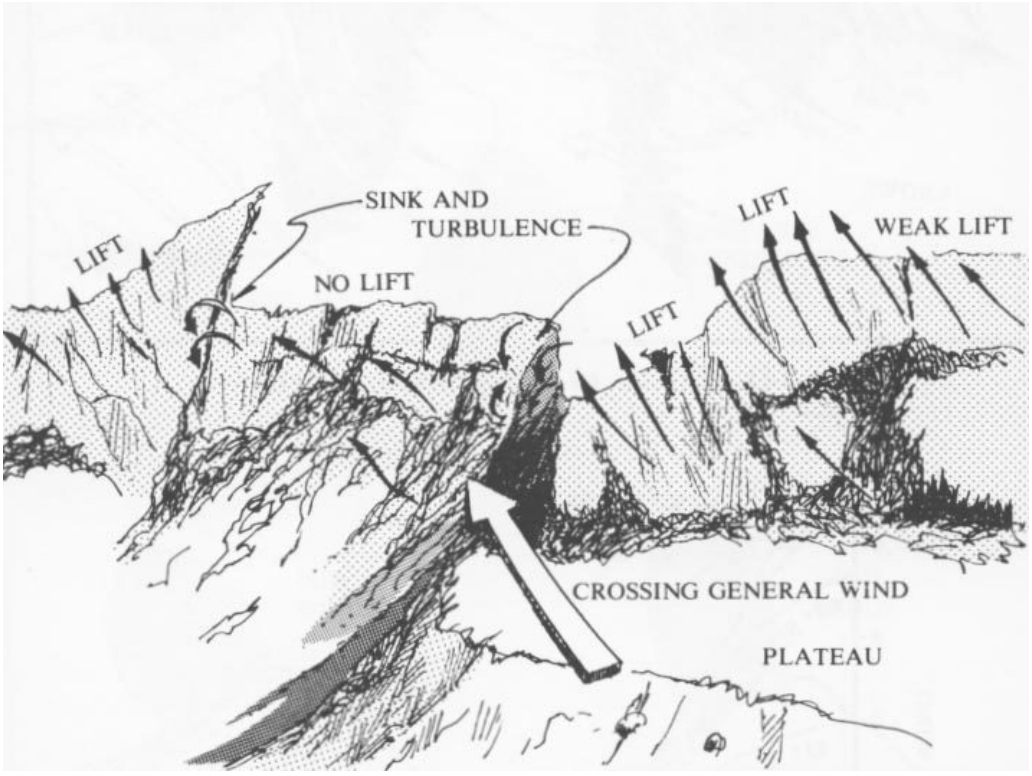


Figura 172 — Variable Ground Winds Under a Thermal

Figura 172 — Vientos Variables en Tierra Bajo una Térmica

Cuando una térmica asciende en los primeros 1,000 pies (300m) aproximadamente, puede tener una afluencia de aire desde todos lados. Esta "convergencia" general tiende a atraer

una aeronave de vuelo a vela hacia el centro, de modo que se necesita un ángulo de inclinación menor para producir un diámetro de círculo determinado. A mayor altura, el ángulo de inclinación puede tener que aumentarse para mantener el diámetro del giro.

En general, las térmicas tienden a ser más turbulentas cerca del suelo hasta que se vuelven más uniformes a mayor altura. Sin embargo, las térmicas a menudo ascienden hacia capas de inversión que rompen la térmica o contienen turbulencia por cizalladura. En condiciones ventosas, las térmicas pueden estar tan fragmentadas que existe una capa de aire calentado mixto y turbulento cerca de la superficie, como se muestra en la figura 173. Este aire puede desprender térmicas turbulentas en puntos de activación que continuarán ascendiendo como sustentación agitada.

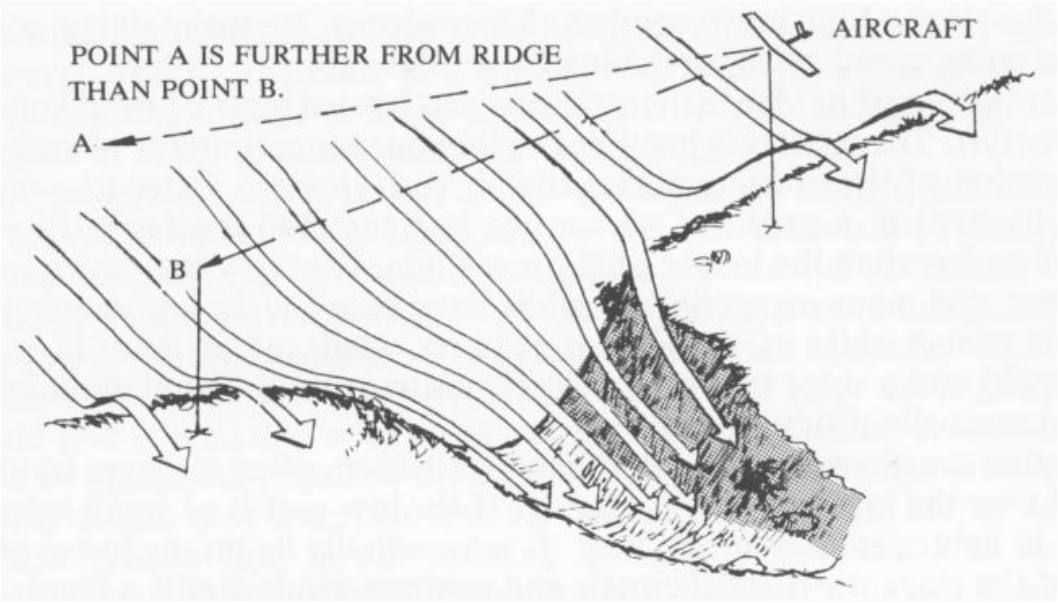


Figura 173 — Thermals in a Turbulent Layer

Figura 173 — Térmicas en una Capa Turbulenta

GRADIENTES DE TEMPERATURA REALES

Hemos aprendido en el Capítulo II que el aire inestable induce a una parcela de aire elevada o calentada a continuar ascendiendo. Nuestras térmicas favoritas son precisamente estas parcelas calentadas y elevadas. Veamos cómo los gradientes de temperatura típicos afectan una térmica.

La figura 174 ilustra los gradientes de temperatura cerca del suelo en un día promedio de verano de 24 horas. En la mañana vemos una capa de inversión considerable cerca del suelo. Recuerde, una gráfica de gradiente de temperatura es simplemente un gráfico de la temperatura del aire a varias altitudes. Una inversión es una capa donde esta gráfica muestra que el aire se calienta o no se enfría lo suficiente como para ser inestable a medida que ascendemos.

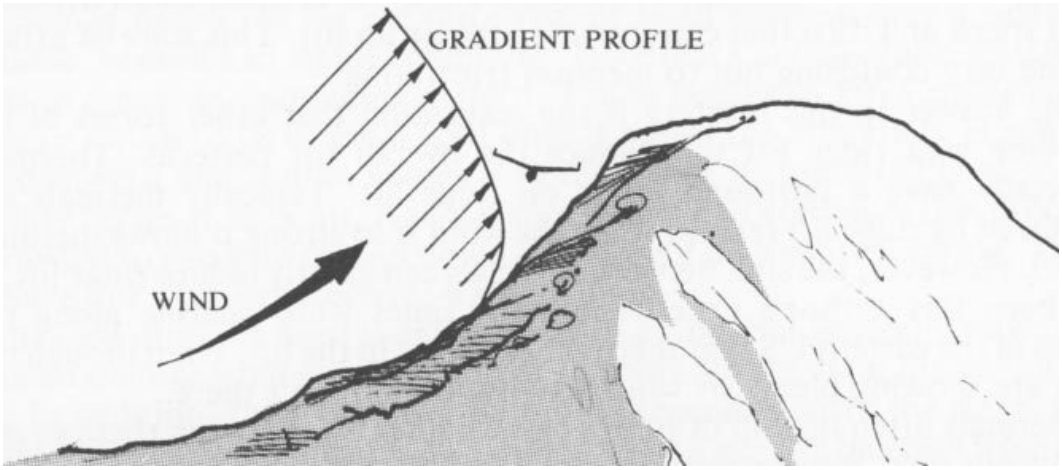


Figura 174 — Daily Lapse Rate Changes

Figura 174 — Cambios Diarios del Gradiente de Temperatura

La inversión térmica matutina del suelo es causada por el enfriamiento del terreno durante la noche, lo que enfría el aire suprayacente. Cerca de las montañas, las brisas nocturnas catabáticas pueden producir una capa profunda de este aire frío que representa una inversión gruesa (una capa de inversión del suelo de 1,000 pies - 300 m no es infrecuente). Los térmicos vespertinos, las nubes y el viento pueden reducir esta inversión del suelo mezclando las capas inferiores y reduciendo la pérdida de radiación del terreno.

El asunto es este: los térmicos deben continuar ascendiendo y disipándose en esta capa de inversión hasta que desaparezca o sean lo suficientemente fuertes para atravesarla. La Figura 175 muestra cómo un térmico más cálido que el aire circundante asciende hasta alcanzar la altitud donde la temperatura del aire es igual a su temperatura. En este punto detiene su ascenso y se mezcla con el aire circundante. Conforme continúa este proceso, el aire circundante del nivel de ascenso del térmico y por debajo se desplaza hacia abajo, de modo que eventualmente se calienta cerca del terreno. Así la capa inferior comienza a calentarse como se muestra.

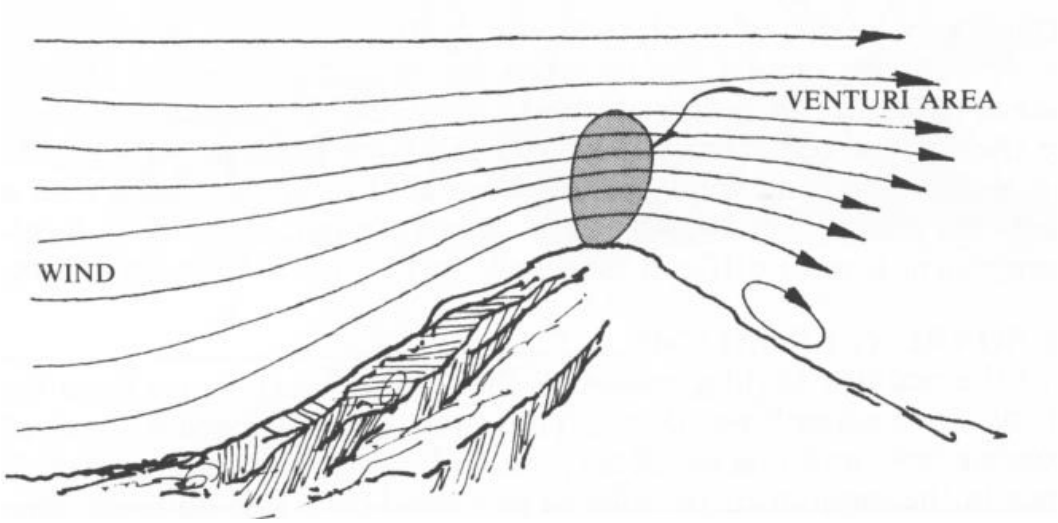


Figura 175 — Thermals in a Ground Inversion

Conforme continúa el calentamiento solar, las temperaturas de los térmicos aumentan y los térmicos ascienden más alto en la capa de inversión, continuando calentando la parte inferior de la capa. Eventualmente los térmicos están lo suficientemente calientes para ascender más allá de la capa de inversión. Cuando lo hacen, saltan rápidamente en altura como se puede ver en la figura. La temperatura térmica requerida para pasar la capa de inversión del suelo se conoce como temperatura de disparo.

Como se puede ver en los gradientes adiabáticos sucesivos de la figura 174, la inversión del suelo es eventualmente eliminada por el calentamiento térmico del aire. Más tarde en el día, conforme ocurre el enfriamiento de la superficie, por supuesto, regresa. Una inversión muy fuerte (aumento de temperatura alto dentro de una altitud dada) causada por una noche clara y fría tenderá a retrasar el tiempo de disparo y la buena producción térmica hasta más tarde en el día. En tal condición el calentamiento puede aumentar rápidamente en el terreno porque la energía térmica se atrapa en una capa tan baja. Puede parecer que los térmicos deberían surgir, pero nada sucede hasta bastante más tarde. En el Apéndice V investigamos cómo determinar los tiempos de disparo.

Figura 175 — Térmicos en una Inversión del Suelo

De lo anterior podemos hacer las siguientes conclusiones:

Producción Térmica

• Las noches claras crean una inversión del suelo gruesa y estable retrasando la producción térmica al día siguiente.

• Los días claros promueven buen calentamiento y producción térmica.

• La temperatura de disparo es el factor importante en la determinación del tiempo de los térmicos iniciales utilizables.

Además de una inversión del suelo, hemos visto cómo también ocurren inversiones en altura. El aire subsidente en un sistema de alta presión típicamente produce una inversión alrededor del nivel de 6,000 pies (2,000 m) como se muestra en la figura 176. Frecuentemente diferentes capas de aire descenderán a diferentes velocidades y en etapas. Esta acción puede producir dos o más capas de inversión. También, la incursión de aire cálido en altura puede producir una inversión adicional como se muestra en la figura.

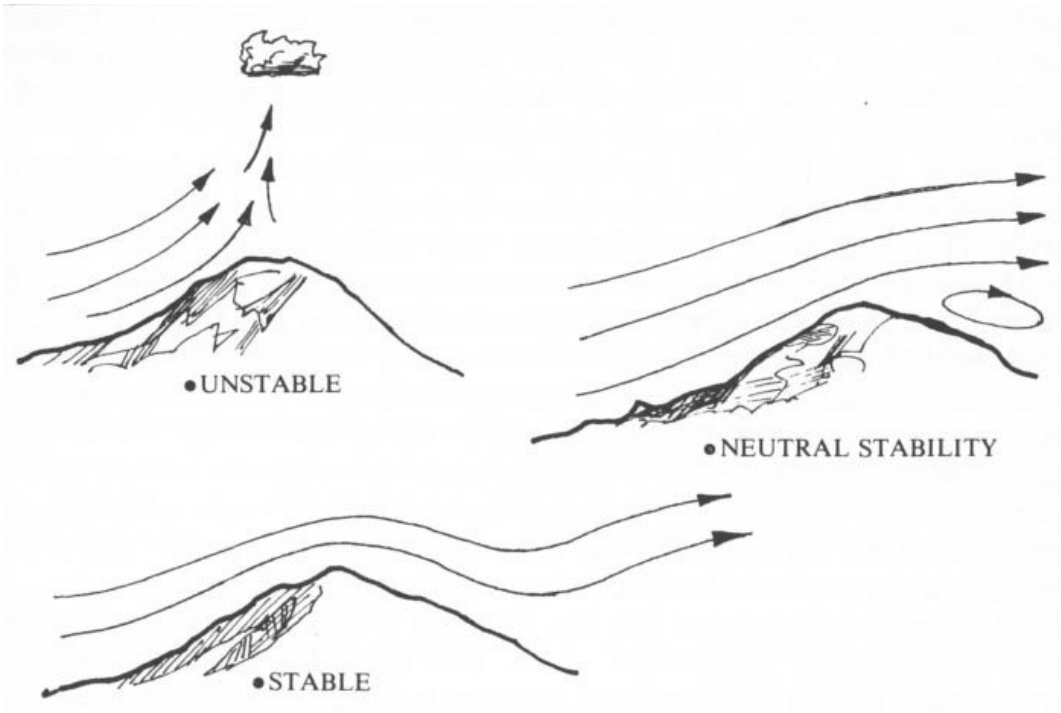


Figura 176 — Typical Inversion Under a High Pressure Cell

Las capas de inversión múltiple tienen un efecto profundo en los térmicos. Para ver esto mire la figura 177. Aquí mostramos un gradiente adiabático típico en un día de térmicos. Una vez que los térmicos ascienden más allá de la inversión del suelo, aumentan rápidamente su altura máxima hasta que alcanzan la capa de menor inestabilidad. Entonces alcanzan su máximo más lentamente y encuentran un techo cuando golpean la inversión. Note que si el térmico logra pasar una capa de inversión frecuentemente tiene otra más arriba con la que contender.

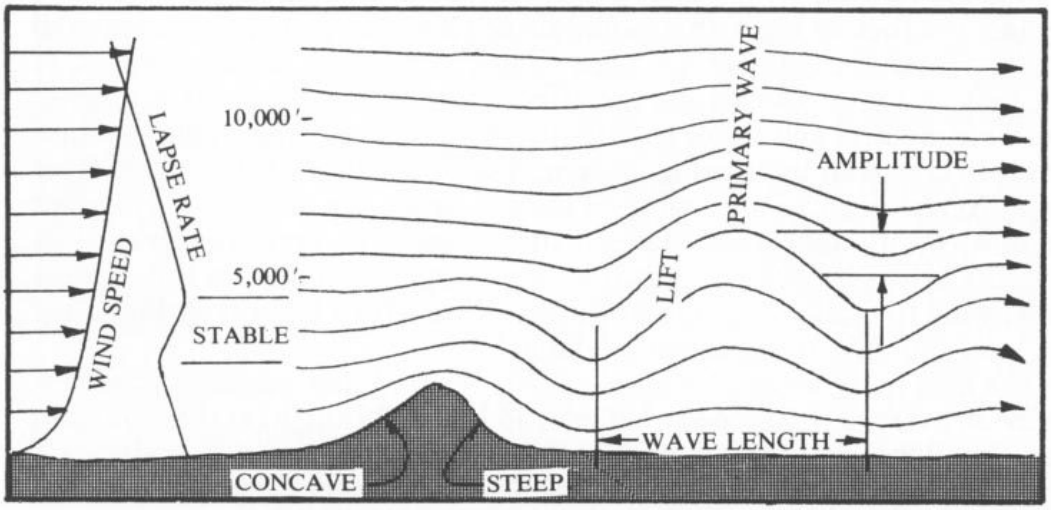


Figura 177 — Multiple Inversion Layers

Figura 176 — Inversión Típica Bajo un Sistema de Alta Presión

e

l

l

Figura 177 — Capas de Inversión Múltiple

La mayoría de los térmicos se detienen en la capa de inversión. Por lo tanto, toda la mezcla ocurre debajo de esta capa.

Como resultado, el polvo, el smog y la contaminación general se detienen en la capa de inversión y a menudo se pueden ver en el horizonte como una línea marrón, por encima de la cual el aire parece azul cristalino. Ocasionalmente aparece una cúpula marrón en esta capa de neblina cuando un térmico fuerte sube más de lo normal.

Identificar la capa de inversión te ayuda a saber cuándo esperar que los térmicos se ralenticen y si has subido por encima de ella o no.

En el próximo capítulo veremos los térmicos que penetran las inversiones. Aquí debemos mencionar que en un día de térmico fuerte, el proceso de calentamiento en la capa debajo de la inversión puede eliminar la inversión. Esto se notará por un aumento repentino en la altitud alcanzada en los térmicos.

La capa de inversión puede no existir de la misma manera en todas partes, ya que las áreas de buena producción térmica, como las cadenas montañosas, pueden eliminarla mientras que aún es gruesa en otras áreas cercanas. La Figura 178 indica cómo una inversión generalmente será más alta sobre una montaña debido al desplazamiento del aire en sustentación de crestas y brisas ascendentes. También se muestra cómo los térmicos originados en la montaña más fácilmente rompen la inversión.

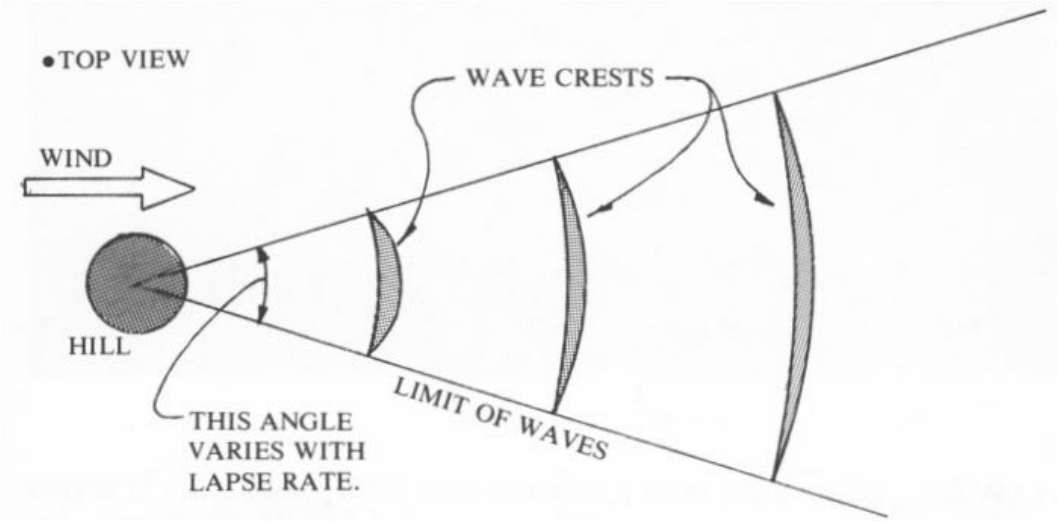


Figura 178 — The Raising and Elimination of an Inversion Over a Mountain

Figura 178 — El Levantamiento y Eliminación de una Inversión Sobre una Montaña

TÉRMICAS Y VARIACIONES DE GRADIENTE TÉRMICO

La intensidad de las térmicas en un día determinado depende del perfil de gradiente térmico, la cantidad de calentamiento solar y la humedad presente. En el Capítulo XII investigamos el índice térmico que toma en cuenta estos factores para proporcionar un pronóstico de vuelo a vela.

La tendencia en la capa térmica inferior es que el gradiente térmico se aproxime al Gradiente Adiabático Seco (DALR) o 5.5 °F por 1,000 pies (1 °C por 100 m). La razón de esto es que las térmicas dispersan el calentamiento hacia arriba y hacia abajo y llevan el aire a su temperatura en cada nivel. Por supuesto, el gradiente térmico puede ser muy diferente al indicado anteriormente. Veamos qué sucede con las térmicas entonces.

Se ha demostrado que una inversión muy estable en tierra detiene las térmicas hasta más tarde en el día. A veces una capa mucho más gruesa de aire estable puede moverse hacia un área. Este aire estable no tendrá tanta estabilidad como la inversión en tierra pero atenuará las térmicas. La Figura 179 muestra ese aire estable y cómo es posible tener térmicas de naturaleza débil aunque el aire sea estable. Tales térmicas tienden a ralentizarse a medida que ascienden y pueden ser bastante turbulentas mientras se erosionan. Estos días tienden a ser brumosos porque las térmicas no transportan la humedad hacia arriba.

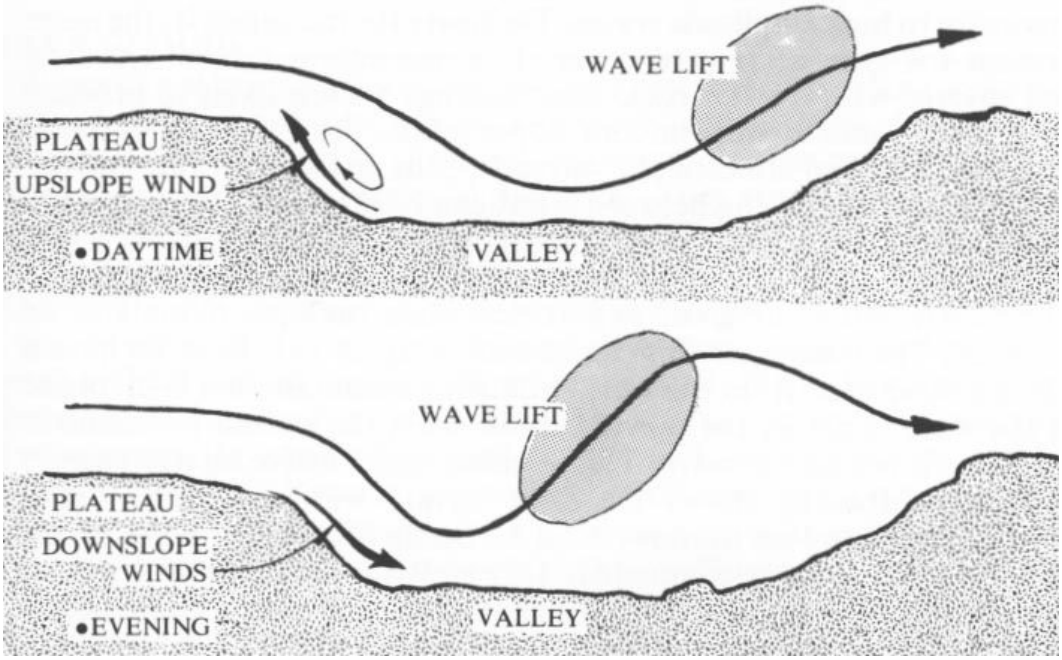


Figura 179 — Weak Thermals on a Stable Day

Generalmente pensamos en las térmicas como más cálidas que su entorno, pero en verdad el criterio para una térmica es simplemente que sea más ligera que su entorno. Se ha encontrado en áreas más húmedas que las térmicas a menudo ascienden no porque sean más cálidas sino porque contienen más vapor de agua que el aire circundante. Esta situación a menudo ocurre en esos días sofocantes y húmedos que crean tormentas en áreas húmedas.

Figura 179 — Térmicas Débiles en un Día Estable

En días claros y calurosos es común encontrar una capa muy cerca del suelo que está sobrecalentada. Esta capa puede tener un espesor de algunos pies en áreas verdes hasta varios miles de pies de espesor en el desierto. Esta capa se llama capa superadiabática como se mencionó en el Capítulo I (véase figura 11). La capa superadiabática tiene una razón de enfriamiento mayor que la tasa de enfriamiento de las térmicas, la DALR. Como resultado, la diferencia entre la temperatura de la térmica y la del aire circundante continúa aumentando conforme la térmica asciende a través de esta capa. Por lo tanto, la térmica se acelera hacia arriba. La figura 180 ilustra este principio.



Figura 180 — Acceleration of a Thermal

Las térmicas que ascienden en una capa superadiabática tienden a tener diámetros más pequeños, son fuertes y abruptas. Se experimentan más comúnmente en las áreas secas y soleadas del mundo. También dan origen a demonios de polvo.

Figura 180 — Aceleración de una Térmica

194

DEMONIOS DE POLVO

Los núcleos cerrados de viento giratorio recogen polvo, hojas y otros escombros para convertirse en una perturbación visible del suelo o en una columna elevada de polvo marrón en áreas de terreno desnudo. Tales remolinos se conocen como willy-willies en Australia y demonios de polvo en otros lugares.

Los demonios de polvo ocurren cuando una térmica se despega en condiciones superadiabáticas (véase figura 181). El aire que se precipita para llenar el área debajo de la térmica usualmente tiene algo de movimiento giratorio debido al efecto de Coriolis si ha estado fluyendo durante algún tiempo. Cuando este aire se junta, su rotación se exagera así como un patinador gira más rápido cuando acerca sus brazos. Este aire giratorio pronto perdería su ímpetu excepto por la térmica aceleradora que "estira" el aire verticalmente y aprieta la columna giratoria conforme sube más alto, mucho como una columna de jarabe espeso se adelgaza cuando sacas la cuchara de ella.

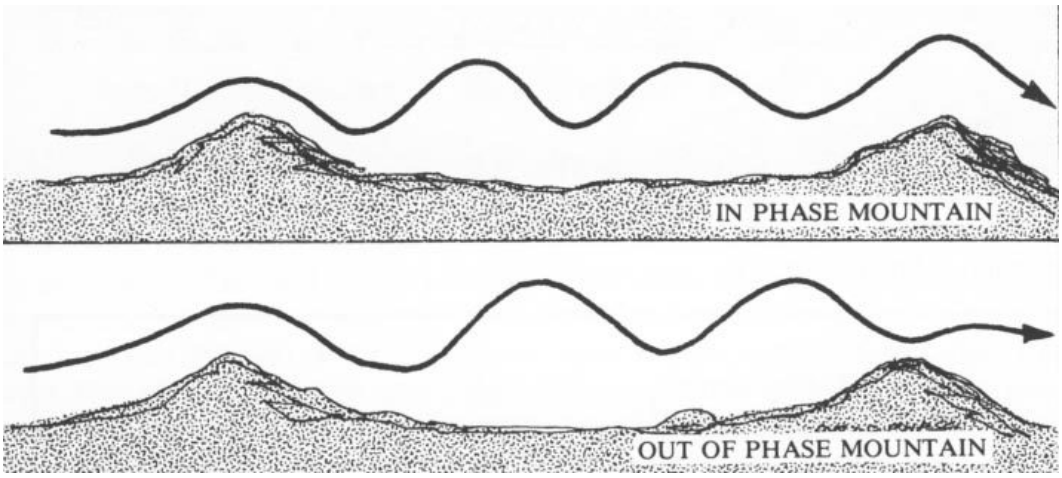


Figura 181 — Thermals Creating Dust Devils

Del anterior podemos hacer una regla:

Demonios de Polvo

Los demonios de polvo se forman cuando las térmicas ascienden en una tasa de decaimiento superadiabático. Los demonios de polvo se encuentran bajo la térmica ascendente, marcan su trayectoria, tamaño y frecuentemente también su altura así como duración.

Figura 181 — Térmicas Creando Demonios de Polvo

Los demonios de polvo a veces alcanzan una nube térmica, pero generalmente se detienen muy por debajo de este nivel, siendo típicamente solo varios pies a varios cientos de pies de altura (hasta 100m). Sin embargo, en algunas áreas desérticas, pueden elevarse varios miles de pies (1,000 m) cuando abundan polvo fino y térmicas continuas fuertes. En estas áreas la altura del demonio de polvo indicará la altura mínima de la térmica así como su duración. Sin embargo, a veces el demonio de polvo persiste más allá de la producción de sustentación útil, como muchos pilotos infelices que se sumergieron por un demonio han descubierto. Observar las altitudes de ascenso y tasas así como la duración de los demonios de polvo le ayuda a juzgar la duración de las térmicas que los crean.

La vasta mayoría de demonios de polvo giran en sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte y en sentido de las manecillas en el hemisferio sur. Son fenómenos de baja presión. Los pocos demonios que giran en la dirección opuesta son probablemente artefactos de rotación que comenzaron a través de turbulencia o al pasar cerca de un acantilado. Existe cierta conjetura de que la acción del demonio de polvo hace girar el aire térmico, y efectivamente, se han visto nubes térmicas rotativas en ocasiones raras. Es probable que el aire continúe girando arriba del polvo aunque probablemente detenga su giro debido a la resistencia cuando la térmica sale de la capa superadiabática. Sobre esta base, es razonable esperar una mejor tasa de ascenso al girar contra el flujo del demonio de polvo (en sentido de las manecillas del reloj o hacia la derecha en el hemisferio norte).

hemisferio) cuando está en la fuerte ascendencia de la capa superadiabática. La razón de esta mejor velocidad de ascenso contra el flujo en aire giratorio es que su velocidad de viraje es más lenta, por lo que se requiere un menor ángulo de inclinación para compensar la fuerza centrífuga. Un menor ángulo de inclinación le proporciona una mejor velocidad de descenso.

También es importante entrar en un remolino de polvo térmico contra el flujo por razones de seguridad. Si se une al aire giratorio en la misma dirección que el flujo, experimentará una repentina viento de cola fuerte que puede causar una pérdida de velocidad. Si entra contra el flujo, experimentará un viento de cara cada vez más fuerte, como se muestra en la figura 182, que proporcionará una maniobrabilidad mejorada.

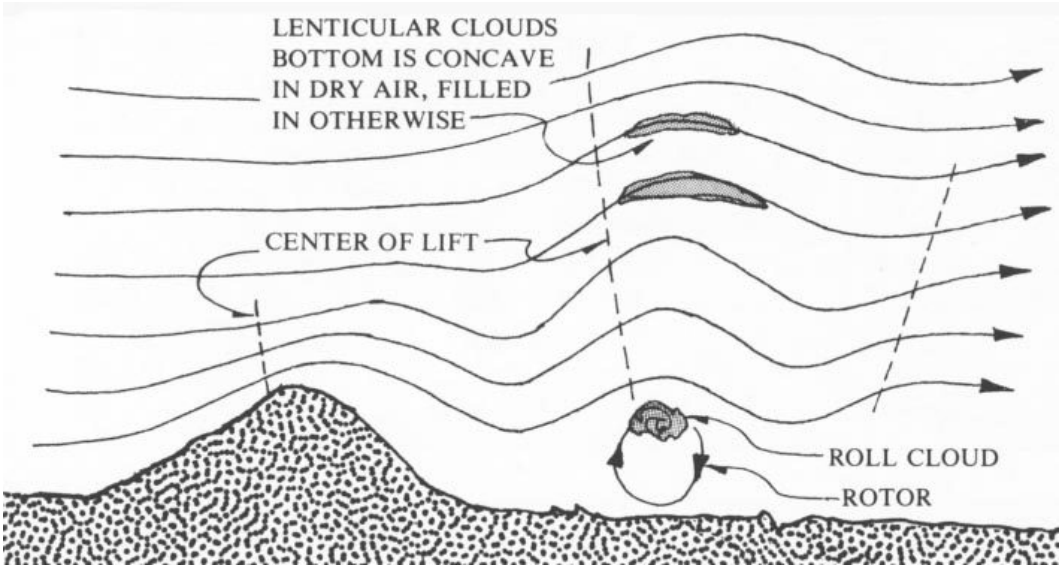


Figura 182 — The Nature of a Dust Devil

Un remolino de polvo es una entidad estable en que el aire del exterior no puede unirse al remolino de polvo a lo largo de la columna y diluirlo. El aire exterior solo puede entrar desde abajo, donde el giro se ralentiza cerca del suelo, como se muestra en la figura 182. El aire en el exterior de la columna está girando y ascendiendo como se muestra, mientras que dentro de la columna puede ocurrir un flujo descendente debido a la presión reducida.

Un ejemplo de esta acción se puede ver en una taza de café revuelto con flujo ascendente en el exterior y una depresión en el centro. El centro del remolino de polvo generalmente es más claro que los lados.

La muerte de un remolino de polvo ocurre cuando se agota el suministro de aire cálido que alimenta la térmica o algún efecto del terreno bloquea su progreso. Los remolinos de polvo, por supuesto, subirán una montaña empinada y de hecho son bastante comunes en las laderas calentadas. Un remolino de polvo puede continuar un poco más allá de la vida útil de la térmica, pero el remolino pronto pierde energía y se colapsa. Los brujos en África tenían un buen negocio destruyendo remolinos de polvo corriendo a través de ellos, dejando a la población en asombro de sus poderes de derrota de demonios.

Figura 182 — La naturaleza de un remolino de polvo

La vista superior en la figura 182 muestra la trayectoria de un remolino de polvo en relación con el viento. Si una térmica se desplaza con el viento o sube recto por encima de la capa de viento de superficie, generalmente estará a la izquierda de la trayectoria del remolino de polvo en el hemisferio norte y a la derecha en el hemisferio sur. Este conocimiento puede ayudarte a localizar térmicas basándote en remolinos de polvo. La figura 181 muestra cómo un remolino de polvo sube serpenteando hacia una térmica. Los remolinos de polvo muy altos pueden verse siguiendo diversas trayectorias ondulantes en diferentes vientos. La razón por la que el remolino de polvo viaja en ángulo con respecto a la dirección del viento es que la fricción en el borde delantero del remolino de polvo, donde toma la mayor parte del aire, lo empuja hacia un lado.

Las intensidades de los remolinos de polvo pueden variar bastante según su tamaño y velocidad de rotación. De hecho, algunos remolinos de polvo han destruido remolques de casas móviles tal como lo hacen los tornados. Aunque los remolinos de polvo se parecen a mini tornados, son causados por las condiciones del terreno y surgen de la superficie mientras que los tornados se desarrollan por inestabilidad en altura y provienen de las nubes hacia abajo. Una circulación de viento de alrededor de 15 millas por hora (24 km/h) en un remolino de polvo de 100 pies (30 m) de ancho es típica y quizás razonable para fines de aviación deportiva.

Utilizar remolinos de polvo como marcadores de térmicas y como fuentes de sustentación en sí mismos no está exento de riesgos. Dentro de los confines del remolino de polvo se pueden encontrar turbulencias severas (así como un serio desgaste por arena de tu borde de ataque). Esta turbulencia ha averiado algunas aeronaves y ha sacado otras del control. Estas posibilidades sombrías nos llevan a formular las siguientes reglas de vuelo seguro con remolinos de polvo:

Vuelo en Demonios de Polvo

• No entre en demonios de polvo por debajo de 1000 pies sobre el terreno.

• No entre en demonios de polvo por debajo de la parte superior del polvo visible.

• No utilice demonios excesivamente grandes y violentos a altitudes más bajas.

• Utilice una dirección de giro opuesta a la rotación del demonio de polvo.

• Localice una térmica basada en un demonio de polvo a la izquierda (hemisferio norte) o a la derecha (hemisferio sur) de la trayectoria del demonio de polvo.

• Los demonios de polvo recién formados son marcadores térmicos más confiables que los más antiguos.

Los demonios de polvo son más prevalentes y poderosos en áreas desérticas. Algunos de estos monstruos pueden tener 1/2 milla (1 km) o más de diámetro. En áreas más verdes, los demonios de polvo son más raros, tienen una vida más corta y menor extensión. Parte de esta razón es la falta de polvo para elevar. El autor una vez voló en una térmica en

Pennsylvania a 5,000 pies de altura con decenas de hojas de maíz circulando en la térmica como una bandada de halcones. Llamamos a esto un demonio de hojas. En otra ocasión fuimos testigos de un demonio de polvo creado en una formación rocosa en Nueva Hampshire, que no tenía polvo para recoger pero hizo un sonido en las rocas como fuegos artificiales burbujeantes.

Otro asunto que debemos mencionar son los demonios de agua, que ocurren cuando remolinos de tipo demonio de polvo se mueven sobre el agua. Estos suelen ser de corta duración y no se elevan muy alto, pero indican buenas condiciones térmicas.

CONDICIONES TÉRMICAS IDEALES

Las masas de aire que se mueven hacia una área juegan un papel importante en la estabilidad y, por lo tanto, en las térmicas

Capítulo VIII: Condiciones de planeo – Aire ascendente

Los frentes cálidos y las masas de aire cálido en general no son conducentes a térmicas porque su carga de humedad reduce el calentamiento de la superficie al dispersar la luz solar. La humedad misma acepta calor directamente del sol y calienta el aire antes de que puedan desarrollarse térmicas.

Las masas de aire frío generalmente son buenos productores de térmicas. Esto es porque usualmente traen aire claro y seco y se vuelven inestables cuando su superficie inferior se calienta. Este no es siempre el caso como hemos visto en la discusión de la masa de aire de la brisa marina que es estable. Pero los frentes fríos de los polos casi siempre son portadores de térmicas.

En el este de Estados Unidos y el norte de Europa tales frentes son bienvenidos por el excelente vuelo sin motor que traen. Desafortunadamente también son impulsados por sistemas de alta presión y así la masa de aire rezagada está descendiendo suavemente. Las térmicas vigorosas se abren paso a través de este aire descendente, pero ellas

se ralentizan ligeramente. El problema real es que las masas de aire dominadas por alta presión crean inversiones debido al subsidencia del aire y por lo tanto una tapa en las térmicas. Por esta razón es normal en el este de EE.UU. que las térmicas se detengan en la inversión alrededor de 6,000 pies (2,000 m) sobre el nivel del mar y las bases de nubes de 12,000 pies son una vista rara y gloriosa.

Por otro lado, las áreas desérticas están en excelentes condiciones de vuelo sin motor cuando un sistema de baja presión se sitúa sobre el área. El aire que sube ligeramente en la baja reduce la estabilidad en altura y favorece el progreso de las térmicas. No es inusual que las térmicas se eleven por encima de 20,000 pies (7,000 m) en estas áreas porque una

inversión generalmente no está presente. La mayoría de las bajas en el desierto son bajas térmicas (ver Capítulo IV). Las bajas no suelen ser productoras de térmicas en áreas más húmedas porque su aire ascendente crea nubes y lluvia. Los pilotos en áreas verdes deben conformarse con altas presiones y altitudes más bajas. En áreas más húmedas se buscan condiciones más secas. Por otro lado, en el desierto un poco de humedad es deseable porque la humedad adicional en las térmicas ayuda a hacerlas más ligeras para que asciendan mejor a mayores altitudes. Las térmicas más húmedas también producen nubes que son excelentes indicadores de térmicas en altura.

Resumimos aquí:

Buenas Condiciones de Térmicas

• Cielos despejados y sol brillante

• Vientos ligeros a moderados

• Frente frío, sistemas de alta presión y días secos en regiones húmedas y verdes.

• Sistemas de baja presión y algo de humedad en regiones desérticas.

SUSTENTACIÓN EN UNA TÉRMICA

Una vez que una térmica ideal se eleva al cielo y se organiza, idealmente toma la forma de un hongo que se invierte a sí mismo como un anillo de humo, como se muestra en la figura 183. El aire que asciende en el núcleo o centro de la térmica se mueve hacia arriba aproximadamente al doble de la velocidad de la parte superior de la térmica. Por lo tanto, es posible estar cerca de la parte superior y ascender lentamente mientras otros pilotos ascienden hacia ti desde abajo. No siempre se trata de mejores habilidades de termaling en esta situación, sino de la posición en el aire que asciende más rápidamente.

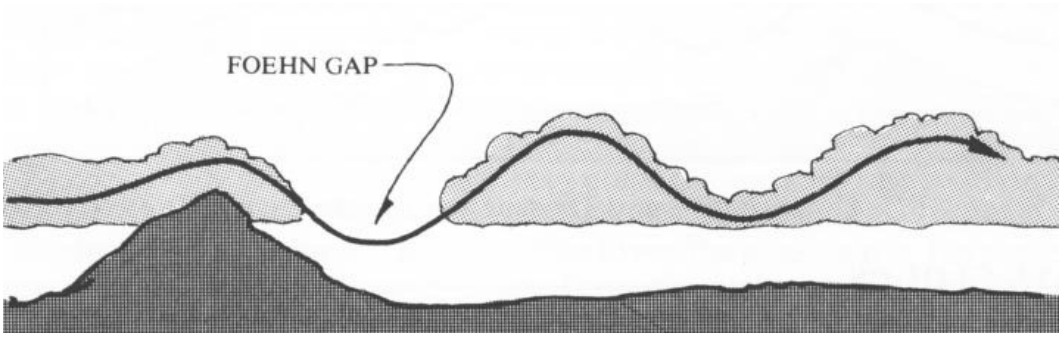


Figura 183 — Cross Section of an Ideal Thermal

Figura 183 — Sección Transversal de una Térmica Ideal

Cuando la térmica asciende, empuja el aire que está arriba de ella hacia arriba y a un lado, creando hundimiento y turbulencia a lo largo de los lados de la térmica. Un área de mezcla turbulenta ocurre en el borde de ataque de la térmica como se muestra. Este hundimiento y área turbulenta frecuentemente son lo que anuncia la térmica a un piloto que está buscando.

Conforme nuestra térmica ideal asciende, continúa expandiéndose a medida que captura más aire y encuentra presiones más bajas. Se alimenta desde abajo mientras dure el suministro de aire calentado y también succiona aire desde los lados, el cual puede fortalecer la térmica si es un residuo caliente de una térmica anterior, o diluir la térmica si el aire es frío. Algunos vórtices y desprendimientos de la térmica quedan rezagados en su estela, como se muestra en la figura 184.



Figura 184 — Mixing, Sink and Lift Around a Thermal

Es probablemente una apuesta segura que la térmica ideal existe en la naturaleza, juzgando por los miles de reportes de pilotos que muestran patrones de ascenso de libro de texto en la térmica. Sin embargo, también hay muchas ocasiones cuando los núcleos son evasivos, múltiples y varían en intensidad. En el próximo capítulo examinaremos la variedad de térmicas en la naturaleza.

Figura 184 — Mezcla, Hundimiento y Ascenso Alrededor de una Térmica

HUNDIMIENTO TÉRMICO

En condiciones inestables sabemos que el aire ascendente quiere continuar subiendo. También debemos saber que el aire empujado hacia abajo quiere seguir moviéndose hacia abajo ya que continuamente permanece más frío que el aire circundante en una tasa de lapso inestable. Este aire descendente actúa como una térmica negativa.

En buenas condiciones térmicas el aire descendente será abundante. Usualmente cuanto más fuertes sean las térmicas, más fuerte será el hundimiento. Sin embargo, debido a que las térmicas ocupan típicamente 1/10 del cielo o menos, el aire descendente usualmente está más disperso y no está tan organizado en columnas verticales fuertes.

El hundimiento intertérmico usualmente es más fuerte más arriba donde las térmicas son más grandes y más capaces de iniciar un área de hundimiento más amplia. Si las térmicas están organizadas por una montaña, otro efecto de terreno o una acción de formación en línea, el hundimiento también puede ser más organizado y generalizado. A veces la mejor política cuando se está inmerso en aire descendente durante mucho tiempo es girar 90º respecto a tu rumbo con la esperanza de que estuvieras volando a lo largo del eje largo de un área de hundimiento elíptica y así poder escapar del hundimiento.

RESUMEN

Buscamos prolongar nuestras aventuras en el aire aprovechando un viaje gratuito siempre que podamos. Uno de los mejores medios de transporte que un piloto de vuelo sin motor puede encontrar es una térmica. Estos transportes son como globos aerostáticos que suben a los cielos. El único problema es que son invisibles en su mayor parte. Por lo tanto tenemos que

199

estudiar su comportamiento para poder hacer las mejores conjeturas posibles sobre cómo, cuándo y dónde encontrarlas.

Las térmicas son abundantes y se encuentran prácticamente en todas partes en varios momentos. Son variables en todas sus propiedades: intensidad, turbulencia, tamaño, duración, confiabilidad y altura. Solo la experiencia, el estudio y un poco de suerte te permitirán encontrar la mejor térmica en las condiciones presentes. Ahora tenemos buenos conocimientos en los conceptos básicos del comportamiento de las térmicas. A continuación, aprenderemos los secretos más profundos del saber térmico.

Dados los principios que hemos aprendido, ¿puedes adivinar la causa de estas dos torres de nubes arqueadas sobre las cataratas del Niágara? Respuesta en la página 268. (Antes del Apéndice I)

200

CAPÍTULO X

Saber Térmico

No encontrarás a ninguna persona en la tierra que exhiba señales de pura exaltación más que aquella que ha aterrizando después de un vuelo prolongado en térmicas puras. Estos dones de la naturaleza recompensan al piloto que las encuentra y explota exitosamente su sustentación con una vista alta y fresca, y una cálida sensación de logro. El vuelo térmico es como navegar a vela o pesca con mosca en que una cantidad mínima de equipo se interpone entre el participante y el ambiente. La combinación de azar y habilidad es lo que determina el éxito o el fracaso y en eso radica la alegría.

Hemos adquirido una comprensión sólida de la mecánica que genera y perpetúa las térmicas en el capítulo anterior. Ahora dirigimos nuestra atención al comportamiento de las térmicas en el cielo. Nuestro objetivo es ganar experiencia y conocimiento del saber térmico para poder

minimizar el azar y maximizar nuestra habilidad. Así somos recompensados con más momentos de pura exaltación en las alturas.

TAMAÑOS Y FUERZAS DE LAS TÉRMICAS

Las térmicas son fuegos fatuos. No podemos verlas y permanecen el tiempo suficiente apenas para captar nuestra atención y mostrarnos su magia. Todo lo que podemos decir de ellas es su diámetro general y su velocidad ascendente. ¡Incluso estos factores son cuestionables en una térmica dada cuando alguien más se nos une y nos rebasa ascendiendo en un núcleo cercano que no sabíamos que existía!

Sin embargo, haremos generalizaciones para mejorar nuestra comprensión general de las térmicas. Por la experiencia de volar a través de innumerables térmicas podemos decir que una térmica de 150 pies (50 m) de diámetro es una bastante grande. La mayoría de las térmicas que encontramos tienen un diámetro de 100 pies (30 m) o menos. Algunas térmicas –especialmente aquellas en condiciones más débiles– pueden ser bastante grandes por supuesto. Sin embargo, cuando encontramos áreas de sustentación más grandes de, digamos, 300 pies (100 m) en una dirección, deberíamos sospechar una fuente de sustentación diferente a las térmicas puras.

Imaginémonos una térmica de cien pies de diámetro. Si suponemos una forma esférica y calculamos el volumen, tenemos más de 500,000 pies cúbicos. A nivel del mar el aire pesa 0.076 libras por pie cúbico, así que nuestra térmica pesa ¡más de 19 toneladas! No es de extrañar que pueda llevar nuestra aeronave de peso pluma hacia arriba. Dicho sea de paso, el volumen en esta térmica esférica puede ser generado por una capa de aire de un poco más de 5 pies (1.6 m) de profundidad en un campo de 300 pies (100 m) cuadrados, nada de una gran área generadora de térmicas. Si nuestra térmica tuviera el doble del diámetro, el volumen aumentaría ocho veces y pesaría más de 150 toneladas. Esta gran masa da

los térmicos tienen voluntad propia en el

aire libre como veremos.

Las fuerzas de los térmicos pueden definirse esencialmente por sus velocidades ascendentes. Estas pueden ser muy variables, desde casi cero hasta varios miles de pies por minuto o fpm (17 m/s) en tormentas. Típicamente encontramos térmicos de 200 a 700 fpm (1.1 a 3.9 m/s) en climas húmedos con ocasionales velocidades de ascenso un poco mayores a 1,000 fpm (5.5 m/s). En condiciones desérticas, ascensos de 500 a 1,500 fpm (2.8 a 8.4 m/s) son comunes al mediodía con mayores fuerzas ocasionalmente. Las velocidades más fuertes ocurren en niveles donde la tasa de lapso es más inestable como se mostró previamente en la figura 180.

Un meteorólogo ha encontrado que la fuerza de los térmicos está directamente relacionada con la altura que alcanzan. También puede decirse generalmente que los térmicos secos son más débiles que aquellos que contienen suficiente humedad para producir nubes. Así podemos formar el siguiente cuadro para velocidades promedio de ascenso durante varios minutos:

Fuerzas de los Térmicos

TÉRMICOS SECOS

Altura Térmica Máxima Velocidad Térmica Promedio

3,000 ft (1,000 m) 330 fpm (1.7 m/s)

6,000 ft (2,000 m) 500 fpm (2.5 m/s)

10,000 ft (3,000 m) 700 fpm (3.6 m/s)

TÉRMICAS HÚMEDAS

Altura de la Base de Nubes Velocidad Térmica Promedio

3,000 ft (1,000 m) 375 fpm (1.9 m/s)

6,000 ft (2,000 m) 600 fpm (3.0 m/s)

10,000 ft (3,000 m) 780 fpm (4.0 m/s)

Las velocidades térmicas promedio listadas arriba no toman en consideración la velocidad de descenso de su aeronave. Esto debe ser restado de cada valor. En condiciones desérticas debemos esperar térmicas más fuertes, y podemos desear agregar a estos valores.

Podemos hacer una generalidad adicional y establecer que cuanto más fuertes sean las térmicas, más turbulentas, cerradas y duraderas son. Las térmicas débiles tienden a ser más benignas, a menudo más anchas pero menos confiables. Este asunto tiene relación con las condiciones en las cuales las térmicas de diferente intensidad ascienden.

ALTURAS TÉRMICAS

Las alturas máximas que alcanzan las térmicas en un día dado en un lugar particular dependen de una de varias cosas: la altura de una capa de inversión, la altura de formación de nubes o la altura de la capa de velocidad adiabática seca. Aquí hemos esbozado las causas de la muerte térmica como se muestra en la figura 185.

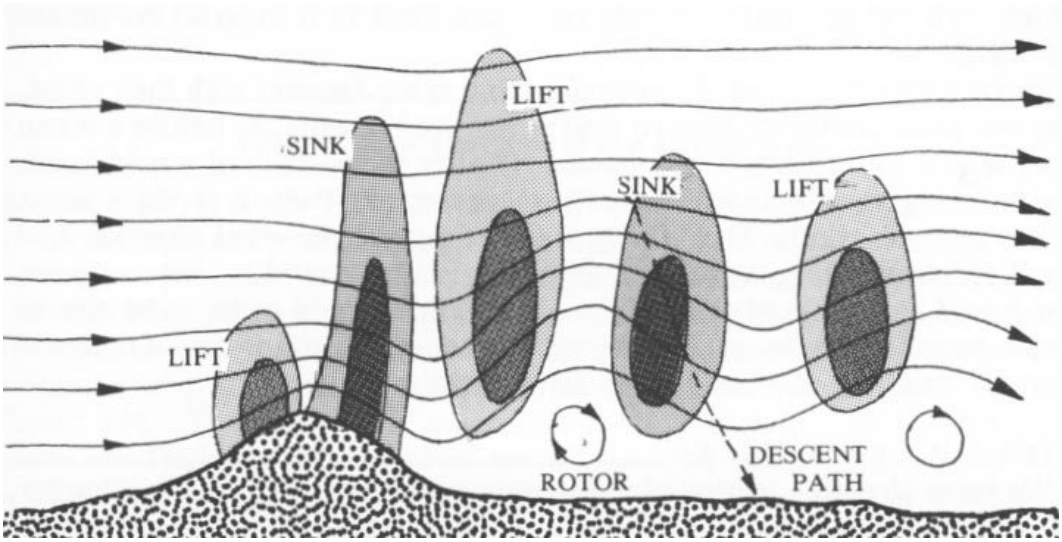


Figura 185 — The Death of a Thermal

En el primer caso vemos una capa de inversión deteniendo el ascenso térmico.

Figura 185 — La Muerte de una Térmica

Cuando la térmica alcanza esta capa de inversión frecuentemente se vuelve turbulenta al desorganizarse. Si muchas térmicas húmedas se detienen en la capa de inversión, la humedad en la capa puede aumentar hasta que se forme nube—usualmente del tipo estratocúmulo. Las capas de inversión pueden estar en cualquier lugar desde muy cerca del suelo hasta bien por arriba del alcance normal de las térmicas.

Algunas térmicas pueden atravesar una capa de inversión si no es demasiado gruesa. Estas térmicas serán las más fuertes en el cielo. Para poder surfear la térmica a través de la barrera de la capa de inversión es necesario localizar el mejor núcleo y ser paciente mientras se ralentiza y desorganiza en la inversión. Frecuentemente se reunirá de nuevo para reformarse en una térmica más coherente que asciende por la parte superior de la inversión.

En el segundo caso mostrado en la figura las térmicas alcanzan el nivel del punto de rocío y forman nubes cúmulos. Cuando esto ocurre se produce mucha mezcla con el aire circundante conforme se libera la energía de vaporización latente durante la condensación. La térmica pierde su flotabilidad e identidad debido a esta mezcla.

La altura del punto de rocío depende del perfil de temperatura del aire y de la humedad de las térmicas. Dado que la mezcla cerca del suelo dispersa la humedad de manera bastante uniforme, las térmicas generalmente contienen la misma humedad relativa y por lo tanto crean nubes con bases a casi el mismo nivel. Bases de nubes diferentes o cambiantes significan que una masa de aire diferente está entrando al área.

El caso final por el cual las térmicas detienen su ascenso ocurre cuando entran en aire neutralmente estable y gradualmente se debilitan cada vez más conforme continúan mezclándose con su entorno. Esta es la situación con térmicas secas cuando una capa de

inversión no está presente como se muestra en la figura.

DURACIÓN TÉRMICA Y VARIACIÓN DIARIA

Las térmicas pueden ser pasajeras o columnas semi-permanentes. Una vez más solo podemos generalizar, pero decimos que las térmicas que proporcionan sustentación durante diez minutos o menos es lo normal. De hecho, es raro que una térmica nos lleve desde muy cerca del suelo hasta la base de nubes, incluso en condiciones desérticas donde las térmicas duran más tiempo porque la base de nubes suele ser mucho más alta allí. En condiciones verdaderamente débiles tenemos que pasar de térmica en térmica como si fueran piedras de un camino para ganar altitud.

Por la mañana las térmicas gradualmente se vuelven más abundantes, más grandes y de mayor duración. Al mediodía normalmente se alcanza un estado estacionario donde la mitad de las nubes térmicas están en formación y la mitad se están disipando en cualquier momento. Una nube térmica típicamente dura aproximadamente 20 minutos y es alimentada por dos o tres térmicas. Una térmica sola normalmente no formará una nube duradera. Por lo tanto tenemos una duración térmica de 6 a 10 minutos en condiciones normales.

La Figura 186 ilustra la progresión diaria típica de tamaños de nubes, alturas de base y formas. Note cómo las bases suben conforme el aire se seca. También las bases no descienden por la tarde conforme las térmicas se debilitan. En condiciones muy húmedas las bases no suben porque el aire de superficie no se seca.

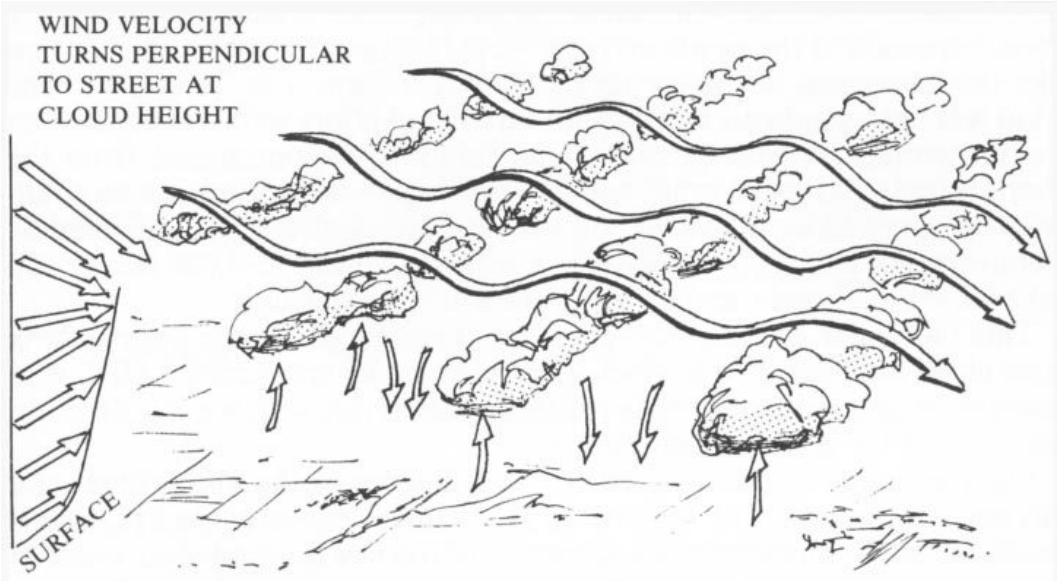


Figura 186 — Daily Thermal Height and Size Changes

Figura 186 — Cambios Diarios de Altura y Tamaño Térmico

TÉRMICAS EN VIENTO

Hemos mencionado que el viento tiende a desencadenar térmicas con mayor frecuencia. El viento también desplaza la térmica y le permite captar más aire caliente del que normalmente podría si estuviera ascendiendo sobre un solo punto. Sin embargo, vientos más fuertes distribuirán el calor lejos del suelo e impedirán la formación cohesiva de térmicas. En este caso, las térmicas pueden originarse por encima del suelo cuando dos volúmenes de aire caliente se unen e incorporan otros parches de aire caliente.

Cuando una térmica asciende en viento, tenderá a moverse con el viento, pero su gran masa, como se mencionó anteriormente, hace que se mueva más lentamente que el viento debido a la inercia. La figura 187 ilustra cómo el movimiento horizontal de la térmica siempre estará rezagado respecto al del viento conforme asciende hacia vientos más fuertes.

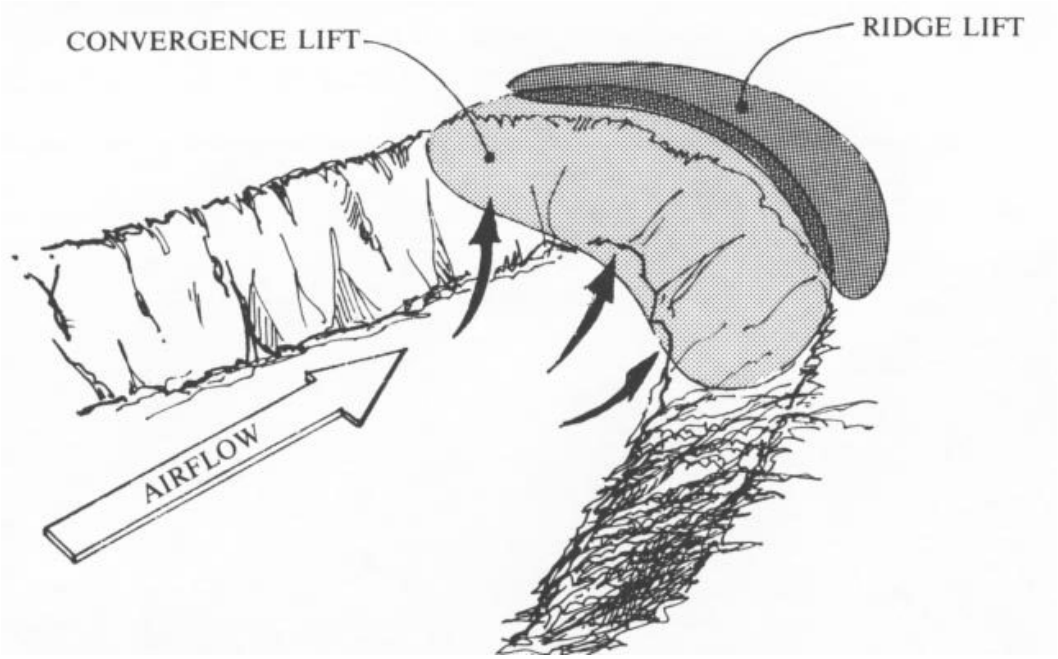


Figura 187 — Thermal Drifting in Wind

En un fuerte corte de viento o en vientos erráticos a diferentes niveles, una térmica puede desintegrarse como se muestra en la figura 188. Cuando esto ocurre, la térmica puede reorganizarse por encima del nivel de corte. En cortes de viento más débiles, las térmicas pueden inclinarse y estar altamente anguladas a sotavento como se muestra en la figura 189. Esta situación complica el vuelo en térmicas porque el piloto debe prestar constantemente atención a la ubicación del núcleo y evitar alejarse demasiado de un lugar seguro.



Figura 188 — Wind Breaking up a Thermal

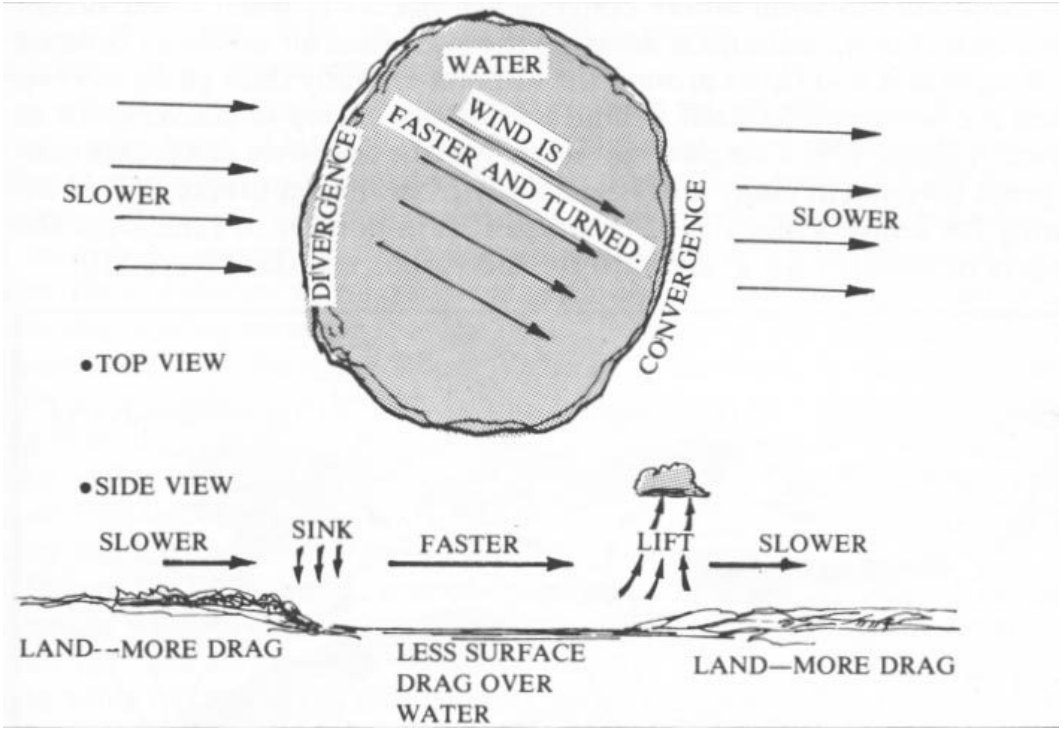


Figura 189 — Thermal Tilt in Wind

Figura 187 — Deriva de Térmica en Viento

Figura 188 — Viento Desintegrando una Térmica

En vientos variables más débiles, las térmicas pueden ser empujadas de un lado a otro por el viento o incluso moverse mientras captan influencias de otras térmicas cercanas y se unen. Tales térmicas sinuosas se encuentran comúnmente en Brasil y otras áreas tropicales que este autor ha experimentado. Ocasionalmente incluso encontraremos una térmica que se mueva contra el viento si asciende desde un viento superficial que la desplaza en la dirección opuesta a los vientos superiores. Tales térmicas esquivas exigen toda la habilidad y atención del piloto en termaling para mantenerse en ellas, sin mencionar maximizar su potencial. Pájaros, otros planeadores y basura o escombros aerotransportados pueden ayudar enormemente en la localización de estas térmicas volátiles.

Figura 189 — Inclinación de Térmica en Viento

PISTAS TÉRMICAS Y CICLOS

El viento tiende a colectar térmicas en las montañas. La razón de esto es que el viento arrastra la térmica hacia la montaña en cuyo punto se eleva sobre la montaña como se muestra en la figura 190. Esta es otra razón por la cual las tierras altas son una buena fuente de térmicas.

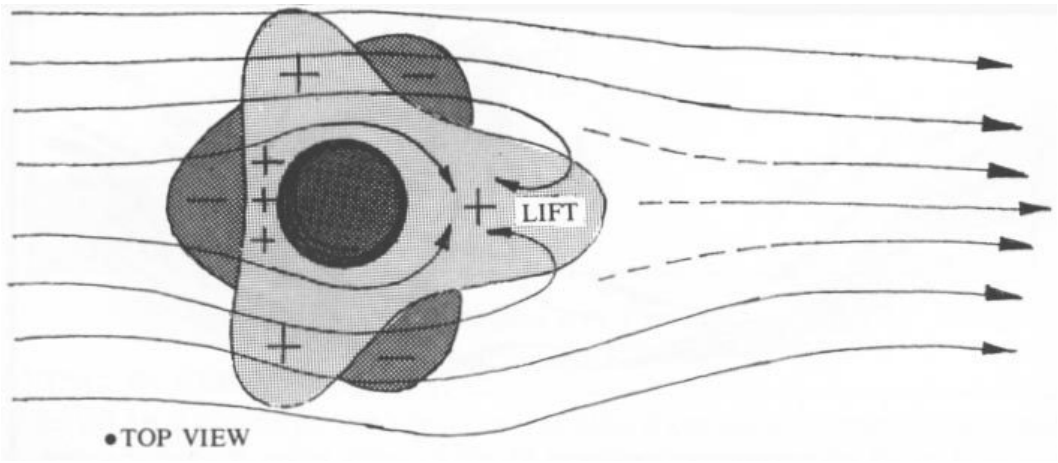


Figura 190 — Thermals Collected by a Mountain

Cuando las térmicas suben una ladera, a menudo podemos ver sus pistas en los árboles u observar su progreso a través de la cobertura del terreno. A veces, sin embargo, la actividad vigorosa en los árboles a nivel de cresta de montaña es causada por corrientes descendentes rápidas y debe evitarse. Usualmente esto ocurre en vientos horizontales más fuertes. En vientos más ligeros, el movimiento de las copas de los árboles identifica la presencia de una térmica.

Cuando las térmicas se elevan cerca de una ladera, tienden a pegarse al terreno porque el aire que entra está bloqueado en el lado de la ladera. Este efecto causa que las térmicas suban las paredes de cañones y barrancos. Además, la combinación de brisas ascendentes de ladera y la tendencia de la térmica a viajar cerca del terreno puede resultar en la porción

inferior de la térmica subiendo la ladera por delante de la porción superior como se muestra en la figura 191. El punto importante aquí es que las térmicas que se muestran como disturbios en la cresta pueden estar ubicadas aguas arriba de la cresta.

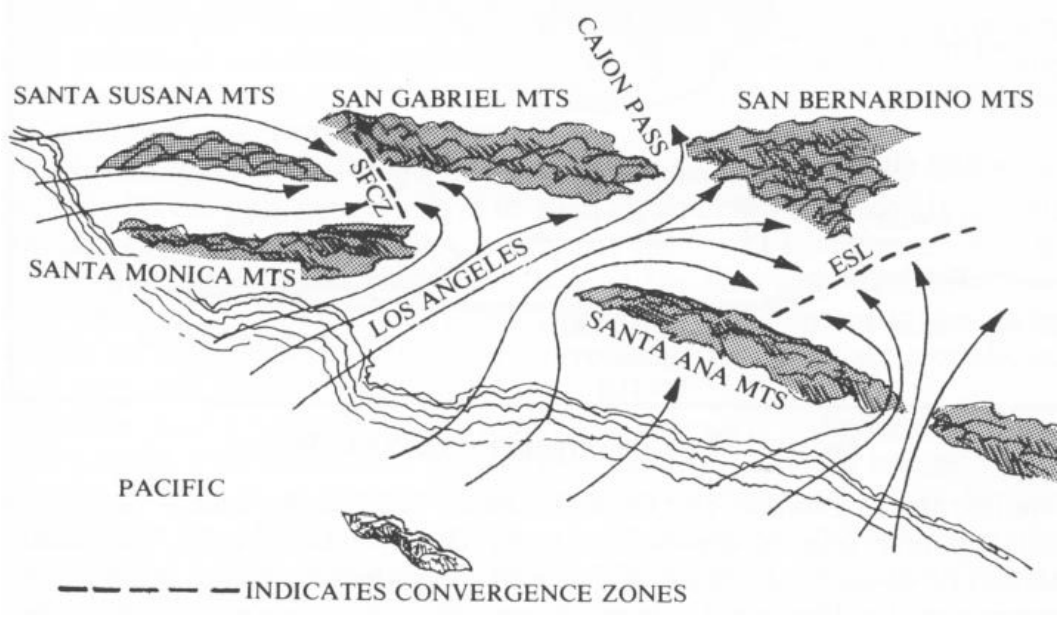


Figura 191 — Thermal Tilt Near a Slope

Figura 190 — Térmicas Recolectadas por una Montaña

Conforme las térmicas se acercan a la cima de una colina o montaña, a menudo reducen, detienen o invierten el viento que llega, ya que aspiran aire caliente como una gran aspiradora (ver figura 191). En consecuencia, un signo de una térmica que se aproxima es este cambio en el viento. Puede tomar varios minutos para que este ciclo de viento ocurra mientras las térmicas pasan. A veces se pueden escuchar acercándose mientras crujen a través de la maleza. En montañas altas, el acercamiento de una térmica va frecuentemente acompañado por un remolino de polvo conforme el aire sobrecalentado se levanta. Estos ciclos son a menudo muy regulares y es útil medirlos para predecir la aproximación de la térmica.

Figura 191 — Inclinación Térmica Cerca de una Ladera

TIPOS DE TÉRMICAS

En el capítulo anterior discutimos las térmicas como circulación ligera, burbujas o columnas y describimos la térmica ideal. Aquí examinamos variaciones sobre estos temas.

La primera y más común diferencia que encontramos entre la naturaleza y la térmica ideal es la presencia de múltiples térmicas. Parece que las térmicas ascienden más fácilmente en caminos ya recorridos por térmicas anteriores. Esto se debe al área general de hundimiento causada por las térmicas burbujeantes.

Cuando una térmica secundaria asciende, generalmente alcanza a la térmica precedente debido a movimientos favorables en la estela. Esta acción ha sido demostrada en fluidos visibles.

Una vez que dos térmicas se unen, pueden combinar sus esfuerzos o mantener algo de su propia identidad. Esto se puede ver en las muchas térmicas que exhiben múcleos múltiples. En algunos casos, cuatro o cinco núcleos estarán ascendiendo simultáneamente con áreas de hundimiento o sustentación menor en medio, como lo indica un grupo de planeadores termicando juntos. En tal situación de múltiples núcleos es deseable estar en el núcleo más fuerte, pero es posible que no sepas que hay un núcleo más fuerte si no hay otros planeadores o aves alrededor. La Figura 192 representa una forma hipotética de una térmica de múltiples núcleos. Tales térmicas parecen desarrollarse más frecuentemente cuando el viento en tierra, grandes extensiones de aire calentado o una inversión alteran la producción térmica desde la pequeña fuente puntual ordenada del modelo ideal.

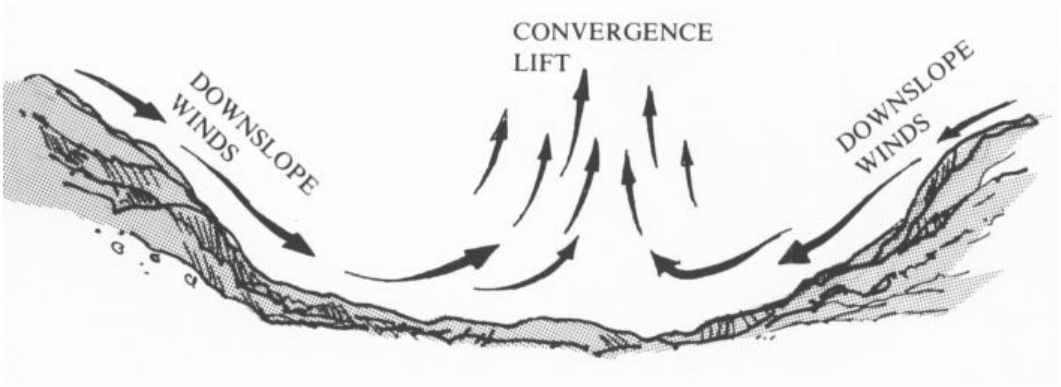


Figura 192 — Multiple Cores in a Thermal

Figura 192 — Múltiples Núcleos en una Térmica

A menudo las térmicas parecen tener forma oblonga o elíptica con un eje largo orientado hacia el viento. También se pueden encontrar múcleos en estas térmicas. La razón de la forma oblonga puede ser la captación de fragmentos extraneous de aire cálido mientras la térmica se mueve horizontalmente en el viento.

Cuando se encuentran térmicas elípticas, la mayoría de ellas serán elípticas durante todo el día. En este caso, volar directamente contra el viento o a favor del viento presentará el aire más ascendente y te ayudará a encontrar el núcleo.

Anteriormente hemos mencionado las térmicas vespertinas y cómo son generalmente más débiles, de vida más corta pero a menudo más amplias. La figura 193 muestra las diferencias entre las térmicas diurnas y vespertinas en una vista lateral.

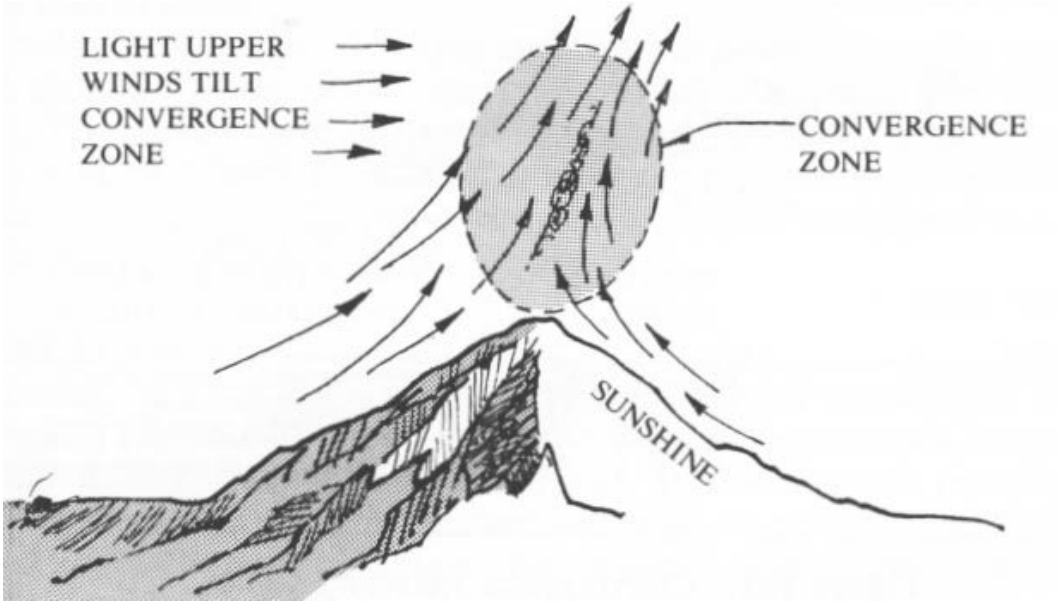


Figura 193 — Daytime and Evening Thermals

ESPACIAMIENTO DE TÉRMICAS

No todas las térmicas que produce el terreno llegan a la base de nubes. De hecho, muchas se detienen a mitad de camino mientras pierden flotabilidad por la incorporación de aire circundante. Otras se unen con térmicas cercanas para ascender juntas. Como muestra la figura 194, cuanto más alto vamos en la atmósfera, menos pero más poderosas térmicas encontramos. Solo las térmicas más fuertes y de mayor duración llegan a la cima.

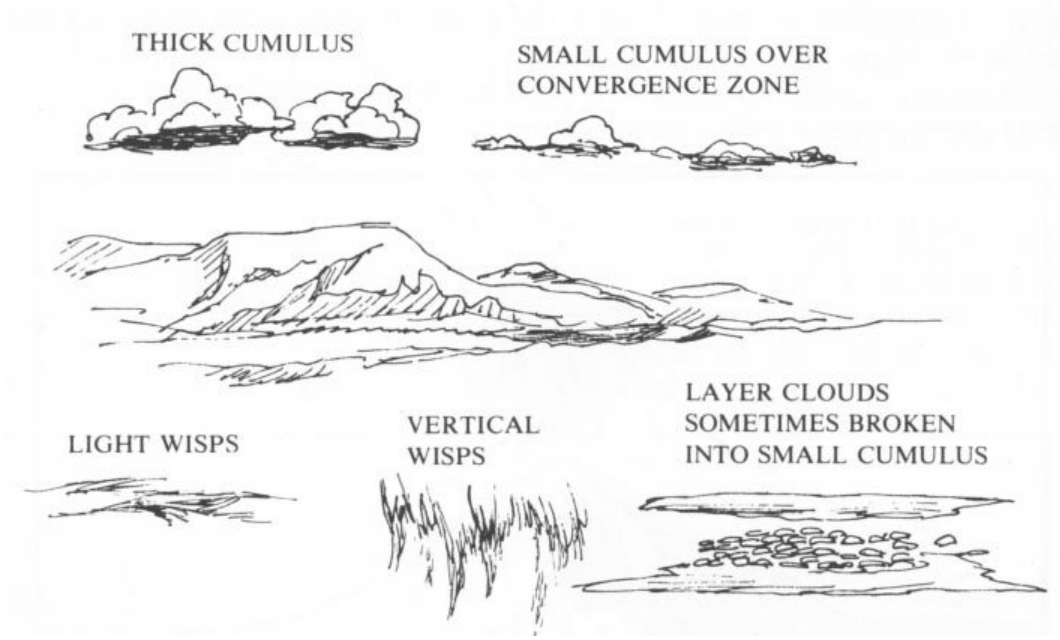


Figura 194 — Thermal Differences With Altitude

El espaciamiento de las térmicas está estrechamente relacionado con su altura máxima. Las térmicas tienden a estar separadas de 1.5 a 3 veces su altura máxima. Hacia abajo tenemos más térmicas espaciadas más cerca. Más alto encontramos menos térmicas más separadas pero son más fuertes. Los números de espaciamiento dados anteriormente no varían mucho en un día determinado pero cambian dentro de este rango según las condiciones del día.

Figura 193 — Térmicas Diurnas y Vespertinas

Figura 194 — Diferencias de Térmicas Con Altitud

Varios otros números relacionados son: Las térmicas tienden a ocupar aproximadamente 1/10 del cielo. A mayores altitudes son menos pero más anchas. Las nubes en un día típico de térmicas ocupan aproximadamente 1/4 del cielo. Puede parecer que las nubes cubren mucho más que esto, pero es porque el cielo está oscurecido por el desarrollo vertical de las nubes como se muestra en la figura 195. Las térmicas típicamente tienen 1/3 del diámetro de la nube que están alimentando, lo cual explica la mayor cobertura del cielo por las nubes.

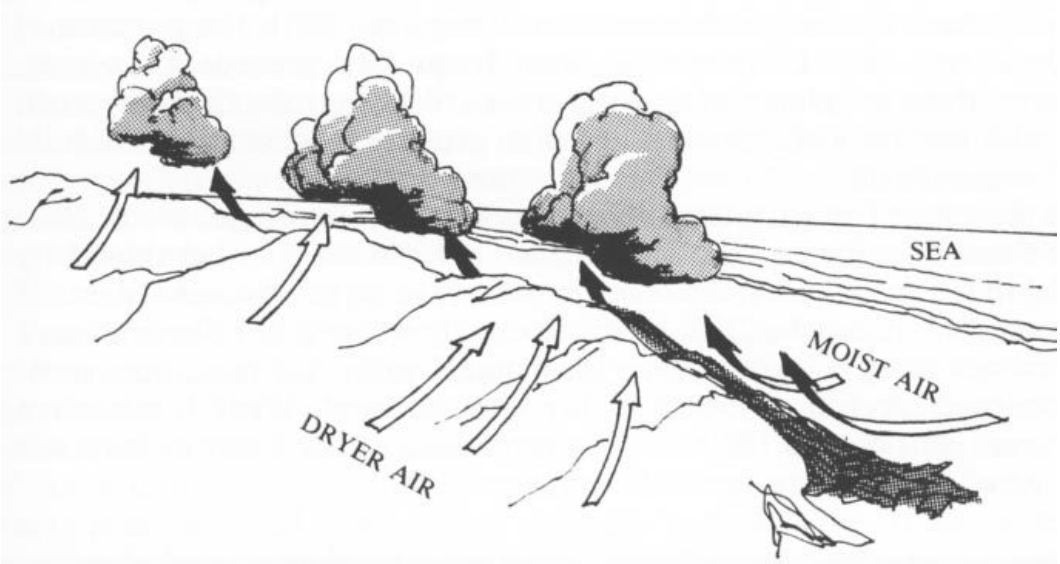


Figura 195 — Thermal Clouds Appear to Cover the Sky

Figura 195 — Las Nubes Térmicas Parecen Cubrir el Cielo

PATRONES DE TÉRMICAS

La naturaleza nos ha mostrado cómo crear celdas adyacentes que utilizan la cantidad mínima de líneas de conexión sin espacio desperdiciado. Estos son panales hexagonales. Podemos ver tales formas de panal aproximadas en grietas de lodo, levantamientos por helada y nubes de "cielo jaspeado". Los patrones de térmicas sobre desierto o agua indiferenciados tendrán también esta forma de panal como se muestra en la figura 196. Aquí vemos sustentación en el centro del espacio abierto e hundimiento todo alrededor. De hecho, el cielo jaspeado o las nubes altocúmulos son causados precisamente por circulación térmica iniciada cuando una capa de aire elevada alcanza el nivel de inestabilidad y se autoconvecta. En ausencia de

puntos de disparo en la atmósfera superior, aparece el patrón hexagonal.

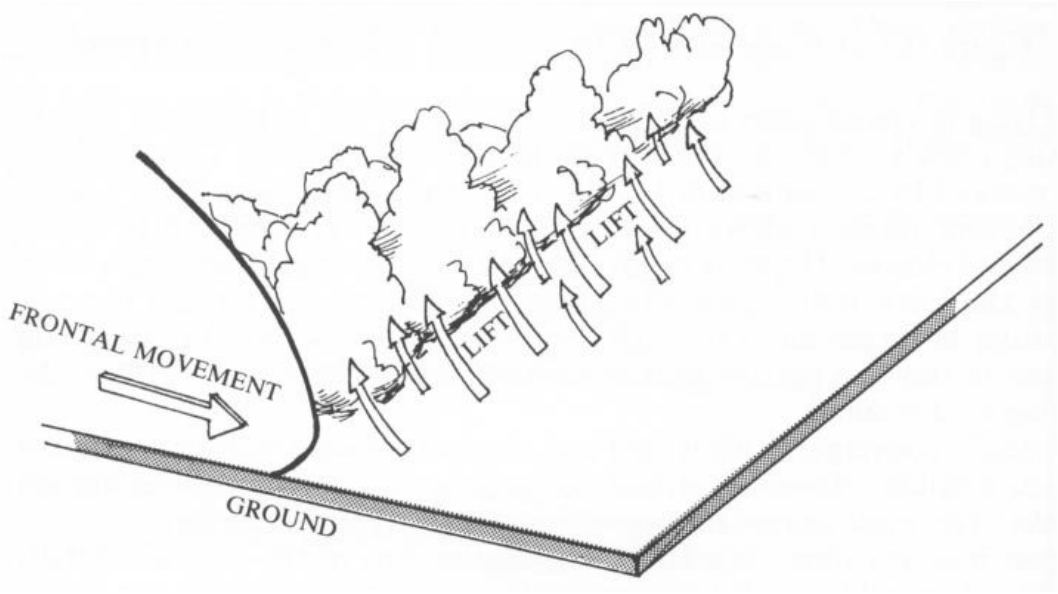


Figura 196 — Thermal Patterns

A lo largo de los años los naturalistas han observado un patrón curioso en las trayectorias de vuelo de las gaviotas y otras aves acuáticas. Bajo ciertas condiciones las aves se elevan lejos en el mar utilizando trayectorias de vuelo circulares como si estuvieran navegando en tér

Figura 196 — Patrones de Térmicas

males; en otras ocasiones los pájaros seguían trayectorias en línea recta como si estuvieran aprovechando corredores de sustentación. Después de algunas investigaciones y experimentos se descubrió que en el primer caso los pájaros estaban efectivamente termalizando en celdas de convección regularmente espaciadas del tipo descrito arriba. El tamaño y la altura de estas celdas de convección (a veces llamadas celdas de Benard) dependen de la cantidad de calentamiento y la altura de la capa calentada.

Cuando comienza a soplar el viento estas celdas comienzan a inclinarse. Alrededor de 15 mph (24 km/h) las celdas están acostadas de lado y se han convertido en rollos horizontales como se muestra en la figura. Estos rollos son muy importantes para la aviación deportiva y están asociados con callejones térmicos. Los gaviotas experimentadas utilizan la sustentación entre los rollos para lograr sus vuelos de planeo largos y rectos.

CALLEJONES TÉRMICOS

Usamos el término callejones térmicos para denotar cualquier fila de térmicos. Estas filas pueden ser creadas por varios mecanismos. El primero es una fuente puntual continuamente activa como una colina o cantera. Varias de estas fuentes puntuales en un área pueden dar un patrón de nubes térmicas como en la figura 197. Aquí vemos filas de nubes de varios tamaños y espaciamientos que reflejan la efectividad de la fuente puntual en producir

térmicos, su posicionamiento y tasa de calentamiento.

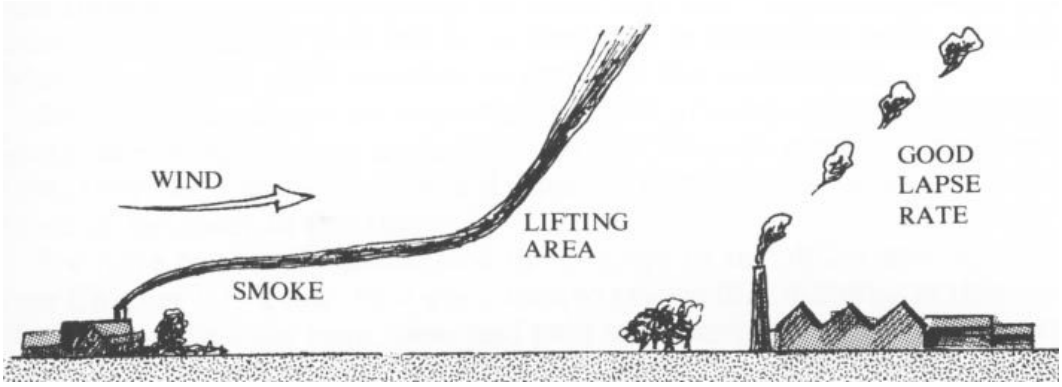


Figura 197 — Cloud Streams

Las filas de nubes o térmicos formadas de esta manera se llaman corrientes nubosas o corrientes térmicas dependiendo de si se forma una nube o no. Tales filas pueden extenderse de 3 a 15 millas (5 a 25 km) en dirección del viento desde la fuente puntual dependiendo de la velocidad del viento y qué tan rápidamente se disipen las nubes. Es probable que tal corriente sea útil solamente para aproximadamente la mitad de su longitud ya que el resto se está erosionando.

Figura 197 — Corrientes Nubosas

Otra forma de hileras térmicas o de nubes se observa a lo largo de cadenas montañosas o crestas como en la figura 198. Estas hileras pueden llamarse apropiadamente calles, pero no se forman en el método clásico que se ve a continuación. Las calles a lo largo de las montañas tienden a ser estacionarias ya que se forman por térmicas y convergencia sobre los picos montañosos. Este autor experimentó un vuelo sobre las crestas de Pensilvania con hileras de nubes a lo largo de varias crestas a la vista en la mañana. No había viento aparente y la sustentación por ladera no existía. Sin embargo, pudimos ascender en térmicas hasta aproximadamente 4,000 pies sobre la cima y volar a lo largo de la cresta. Media hora después del inicio del vuelo las nubes desaparecieron cuando el aire se secó. Sin embargo, las calles térmicas aún permanecían sobre las crestas como lo demostramos al volar hacia el norte durante más de dos horas en térmicas puras. Los pilotos que se aventuraron en el valle no encontraron sustentación utilizable.

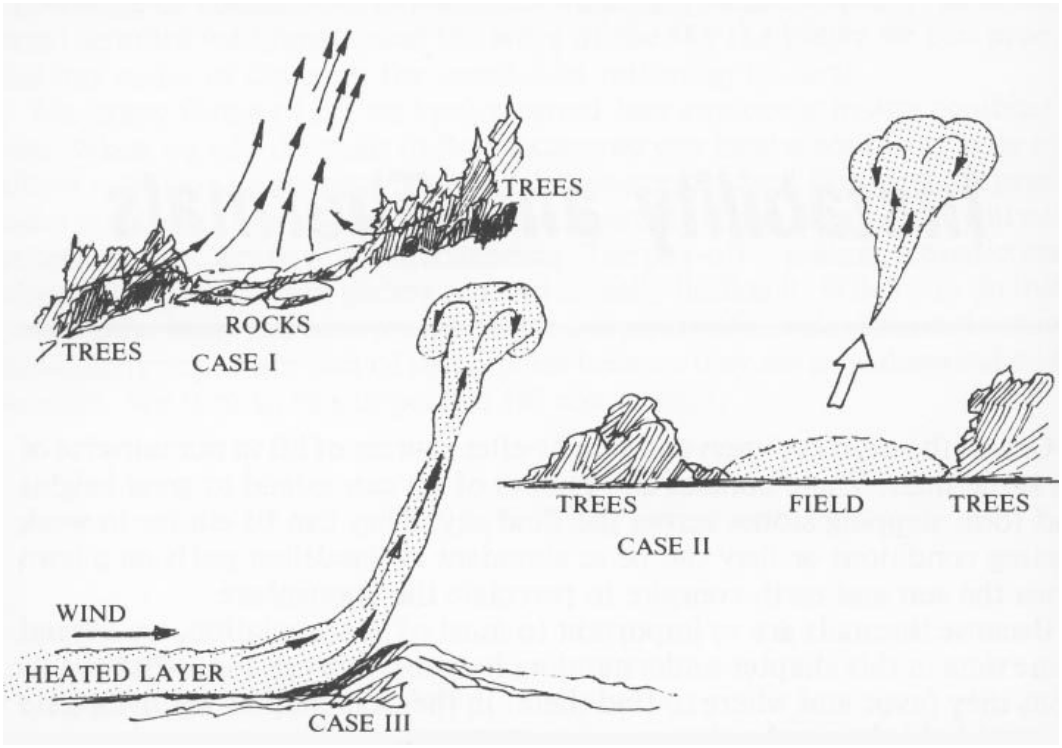


Figura 198 — Streets Above Mountain Chains

Figura 198 — Calles Sobre Cadenas Montañosas

CALLES DE NUBES

Las verdaderas calles de nubes se crean en el aire libre y participan en la acción de rodillos descrita anteriormente. En la figura 199 vemos tales rodillos y las calles de nubes organizadas arriba de las áreas de sustentación con filas de hundimiento o calles de hundimiento en medio. Los rodillos paralelos no son entidades reales sino representaciones de la circulación del aire. Una partícula de aire idealmente sigue una trayectoria espiral a lo largo de un rodillo como se muestra.

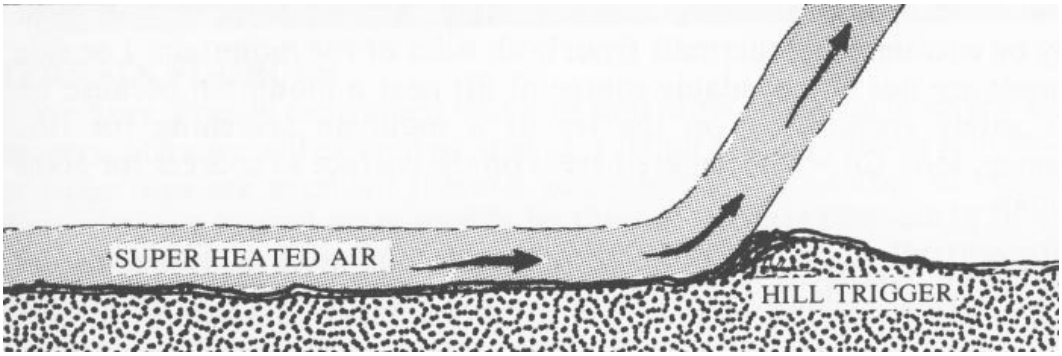


Figura 199 — Cloud Street Mechanics

Las condiciones favorables para la producción de calles de nubes son un viento que sopla constantemente en la misma dirección y que aumenta a 15 millas por hora (24 km/h) o más dentro de 2/3 de la altura de la base de nubes como se muestra. También es deseable tener una capa estable arriba de la calle para que ninguna nube pueda crecer excepcionalmente grande y altere los patrones uniformes de la calle.

Cuando tales calles térmicas están secas se conocen como calles azules. Estas calles de cielo despejado ocurren más frecuentemente de lo que la mayoría de los pilotos esperan en áreas propensas a formación de calles. Buscar directamente hacia el viento o a favor del viento otra térmica al abandonar una térmica es una buena idea por esta razón.

Las calles de nubes ocurren más frecuentemente en masas de aire dominadas por alta presión. Esto se debe a las capas estables que la subsidencia de alta presión produce en altura. Como estas capas de inversión no son tan frecuentes en áreas desérticas como el Suroeste estadounidense, las verdaderas calles de nubes no son comunes allí.

211

Figura 199 — Mecánica de Calles de Nubes

En otros lugares, las calles de nubes son comunes y deben esperarse siempre que haya nubes cúmulos térmicas. Puede ser difícil detectar la acción de alineamiento desde el punto de vista estrecho que tenemos de las nubes en el aire. El truco es usar las sombras de las nubes para discernir cualquier alineación de las nubes.

Esperaríamos que las calles ocurrieran después de cada paso de un frente frío si no fuera por los efectos aleatorios del terreno en el calentamiento de la masa de aire. Como es, las calles de nubes son difíciles de relacionar con cualquier fuente térmica de tierra específica, pero parece que algunas fuentes fuertes alteran el patrón de la calle y pueden ser de hecho el factor determinante en la ubicación de la calle.

Térmicas débiles organizadas en calles.

COMPORTAMIENTO DE LAS CALLES DE NUBES

Las calles de nubes pueden ser líneas sólidas de nubes en condiciones húmedas o puntos dispersos de nubes en aire más seco. Generalmente, cuanto más gruesas sean las nubes a lo largo de la calle, más continuo será el levantamiento. El espaciado de las calles individuales es usualmente de dos a tres veces la altura de la nube. Por lo tanto, una base de nubes de 6,000 pies (2,000 m) nos proporciona un espaciado de calles de 2.25 a 3.5 millas (4.5 a 7.0 km). Este espaciado depende de la tasa de cambio de temperatura y es importante cuando se intenta cruzar calles.

212

Es común que una línea de callejones se detenga por un espacio o completamente mientras que otros continúan. No es inusual que una sola calle tenga 50 millas (80 km) o más de largo y toda la región de callejones tenga cientos de millas de largo y ancho. Tales callejones largos usualmente se curvan con las isóbaras en altura.

Los callejones no son creaciones en estado estable, ya que las nubes dentro de ellos regularmente mueren y son reemplazadas. Además, los callejones mismos frecuentemente mueren y se reforman hacia un lado. Se necesitan sincronización y buena fortuna para volar callejones que cambian rápidamente. A veces las líneas de sol y las sombras están "en fase" con la producción de callejones como se muestra en la figura 200. En este caso, el calentamiento solar está directamente bajo el aire ascendente y los callejones se vigorizan. Otras veces las sombras pueden estar bajo los callejones, de modo que eventualmente mueren o se desplazan hacia un lado. El movimiento del sol en relación con la dirección de los callejones puede cambiar fácilmente los patrones de sustentación.

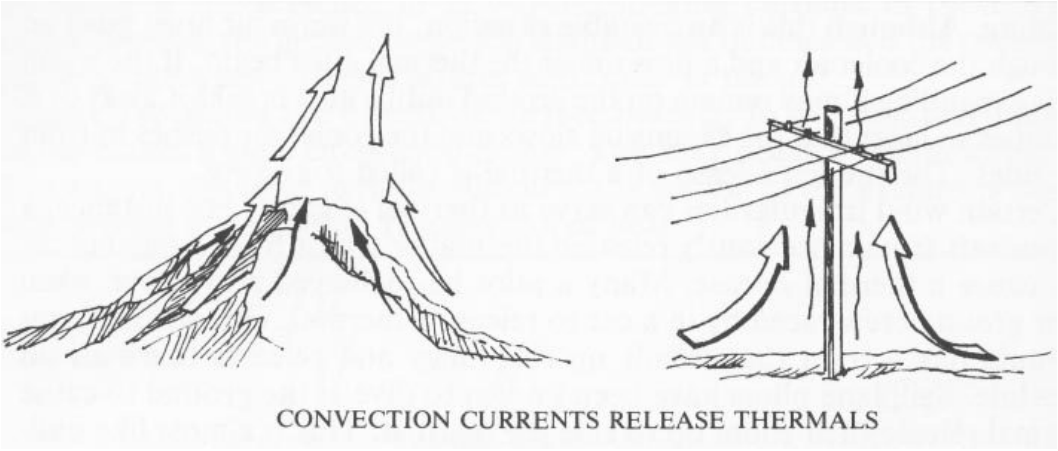


Figura 200 — Streets in Relation to the Sun

Figura 200 — Calles en Relación con el Sol

Cuando se vuela en condiciones de calles, lo ideal es seleccionar una calle saludable y volar debajo de ella, manteniéndose lo más alto posible. A veces se puede volar en línea recta en ascendencia abundante. Otras veces hay que saltar de térmica a térmica. En cualquier caso, el aire descendente entre térmicas en una calle es mucho menor que el hundimiento entre calles. El aire descendente entre calles puede contener corrientes descendentes muy fuertes que se sabe han llegado hasta el suelo.

Al cruzar calles es prudente comenzar lo más alto posible y tomar el camino más corto hacia la mejor nube en una calle adyacente. Debes esperar perder un mínimo de 1,000 pies (300 m) en esta maniobra. El hundimiento fuerte entre calles de nubes puede eliminar totalmente la ascendencia de ladera saludable descrita en el Capítulo VIII. Generalmente hay menos hundimiento entre calles azules que calles de nubes porque estas últimas presentan circulaciones más fuertes.

A veces las calles de nubes se desplazan lateralmente cuando existe un viento cruzado en la capa de inversión. En este caso es posible ascender por el frente de la barrera producida por la nube e incluso por encima de la nube visible hacia el aire claro de la onda superior. Este asunto también se discutió en el Capítulo VIII.

Aquí hay un resumen de conceptos de calles de nubes:

Vuelo en Calle de Nubes:

• Use las sombras de las nubes para detectar calles y localizar la mejor calle.

• Vuele a lo largo de la calle tanto como sea posible.

• Si su ruta requiere cruzar calles, hágalo perpendicular a la calle y apunte a una buena nube. Espere perder abundante altitud.

• Busque calles azules a lo largo de montañas y en el aire libre. Son comunes en condiciones postfrontales.

• Sea consciente de que pueden existir ondas por encima de las calles, especialmente cuando las calles se desplazan lateralmente.

TÉRMICAS Y CARACTERÍSTICAS DE LAS NUBES

Hemos visto que las nubes basadas en térmicas comienzan primero por la mañana y permanecen más tiempo sobre las mejores fuentes térmicas como las montañas. Sin embargo, excepto por las nubes de sombrero sobre islas y montañas altas, las nubes térmicas se someten a un proceso continuo de decaimiento y renacimiento. La figura 201 muestra el proceso de vida típico de una nube cúmulo aislada. Normalmente se necesita más de una térmica para construir una nube que dure unos veinte minutos desde los primeros velos hasta la disolución final. Mientras las térmicas la alimenten crecerá. Cuando las térmicas se detienen, la nube se seca y muere.

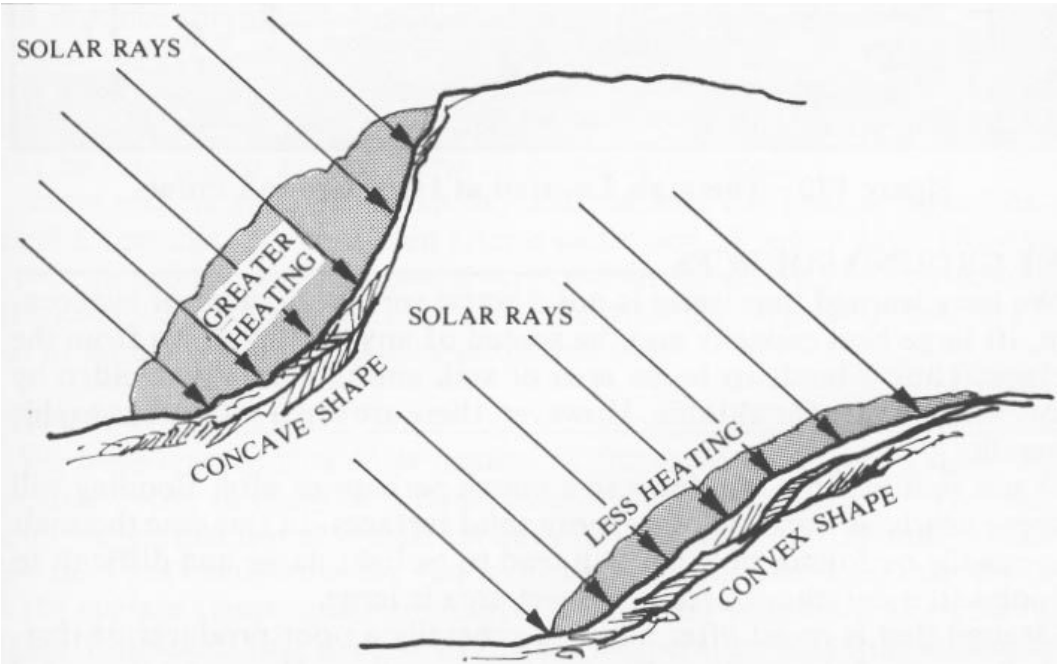


Figura 201 — Cumulus Cloud Life Cycle

Figura 201 — Ciclo de Vida de la Nube Cúmulo

Nube térmica en construcción en el centro de la foto. Una nube muriendo es visible en la esquina superior izquierda.

En la figura 202 mostramos un esquema de formas típicas de nubes conforme envejecen. Observe cómo la punta de la forma triangular apunta hacia arriba en la nube en crecimiento mientras apunta hacia abajo en la nube moribunda conforme el secado ocurre primero cerca de la base cuando el levantamiento térmico se detiene. Los dibujos 1 al 3 representan nubes en crecimiento. Los dibujos 4 y 5 muestran decaimiento de nubes. Tenga cuidado de no confundir el dibujo 5 con el 1.

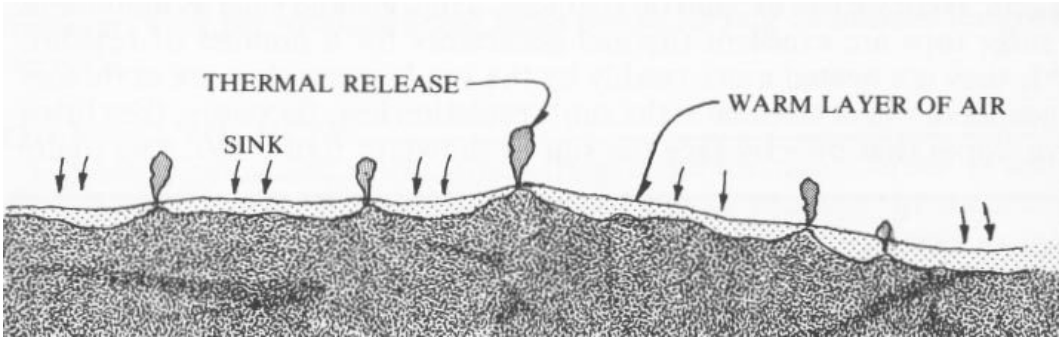


Figura 202 — Cloud Shapes as a Thermal Age

Otros signos de nubes térmicas productivas o que se están alimentando son bases oscuras y planas, contornos bien definidos y cabezas de coliflor hinchadas o hirvientes en las nubes, como se ve en el tercer dibujo.

Los signos de nubes que se están muriendo o desintegrando son contornos vaporosos de la nube, especialmente cerca de la base, un fondo mal definido y una reducción de tamaño. El color también es un indicador de la salud de la nube. Una nube en crecimiento y robusta será gris o blanca, brillante u oscura según cómo capture la luz del sol. Una nube moribunda parece ligeramente decolorada y puede adquirir un matiz amarillento o marrón porque las pequeñas partículas de humedad se evaporan primero cuando comienza a morir, y esto cambia la reflectividad.

La fuerza general de los térmicos y la duración de la producción pueden correlacionarse con qué tan altas y grandes se desarrollan las nubes cúmulos. Los térmicos más fuertes avanzan más alto en la nube y los térmicos de mayor duración la hacen más grande. Sin embargo, el carácter del aire tiene algo que ver con esto, porque muchos térmicos planos son causados por el efecto de bloqueo de una capa de inversión. La Figura 203 muestra el desarrollo de una nube térmica creada con y sin capa de inversión presente.

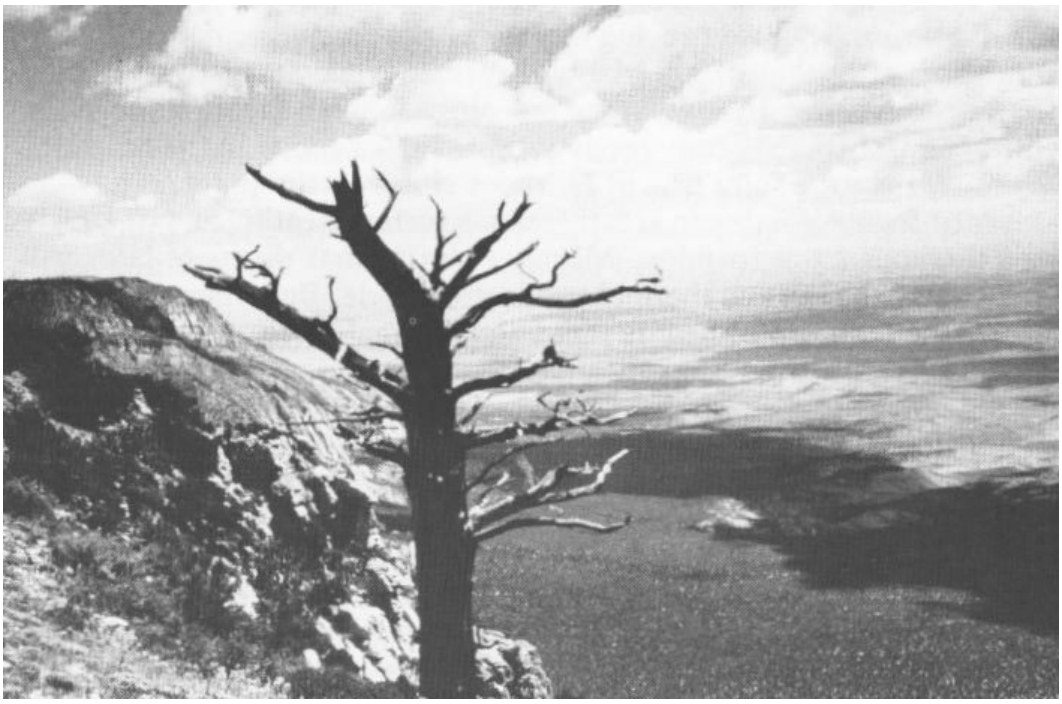


Figura 203 — Thermal Clouds With and Without an Inversion

Figura 202 — Formas de Nubes según la Edad del Térmico

Figura 203 — Nubes Térmicas Con y Sin Inversión

Cuando se acumula demasiada humedad en el nivel de la nube, ya sea porque los térmicos son húmedos o una capa de inversión mantiene la humedad en una banda estrecha, las nubes se extenderán y se convertirán en formas estratocúmulos como se mencionó anteriormente. Los térmicos aún pueden encontrarse en estas condiciones si se permite que algo de sol se asoma o si el aire frío se mueve sobre terreno más cálido. En ese caso, las áreas más oscuras de la base (y áreas de nube en desarrollo vertical si se pueden ver) son los lugares donde encontrar térmicos como se muestra en la figura 204. La extensión excesiva de nubes cúmulos se conoce como sobredesarrollo u O.D.



Figura 204 — Lift Under Spreading Cumulus

Figura 204 — Sustentación Bajo Cúmulos Dispersos

Cúmulos dispersos en viento. Las bases más oscuras indican mejor sustentación.

CARACTERÍSTICAS CERCA DE LAS NUBES

Cerca de las nubes térmicas, la sustentación puede volverse repentinamente más fuerte en un fenómeno conocido apropiadamente como succión de nube. Muchos pilotos termálicos se han visto lidiando para mantenerse fuera de las nubes. La succión de nube parece ocurrir más comúnmente en condiciones de baja presión y especialmente en condiciones húmedas.

A veces se puede ver una bruma o velo debajo de una nube térmica en crecimiento. Esta bruma es una señal de ascenso vigoroso debajo de la nube, ya que el aire en la térmica se enfría rápidamente por su ascenso. Algunas de las partículas de contaminación que promueven la condensación absorben agua mucho antes de que se alcance el punto de rocío y se hacen visibles cuando acumulan suficiente humedad, causando así la bruma.

Tal bruma subclouds ocurre debajo de térmicas sobre pueblos y otras fuentes de contaminación y generalmente son señales de buena sustentación.

A menudo ocurre lo opuesto a la succión de nube. Es decir, la sustentación se debilita excepcionalmente debajo de la nube térmica, de modo que es difícil ascender los últimos cientos de pies (100 m) hasta la base de la nube. La causa de este estado de cosas frustrante son dos mecanismos. Primero, las nubes no siempre son alimentadas por térmicas del terreno. Frecuentemente succionan parte del aire circundante hacia la base y son autosustentables, ya que este aire se condensa y libera calor de condensación (ver figura 205). Será difícil o imposible ascender debajo de tales nubes. Lo malo es que no todas las nubes cúmulos de aspecto saludable pueden depender de tener una alimentación térmica utilizable.

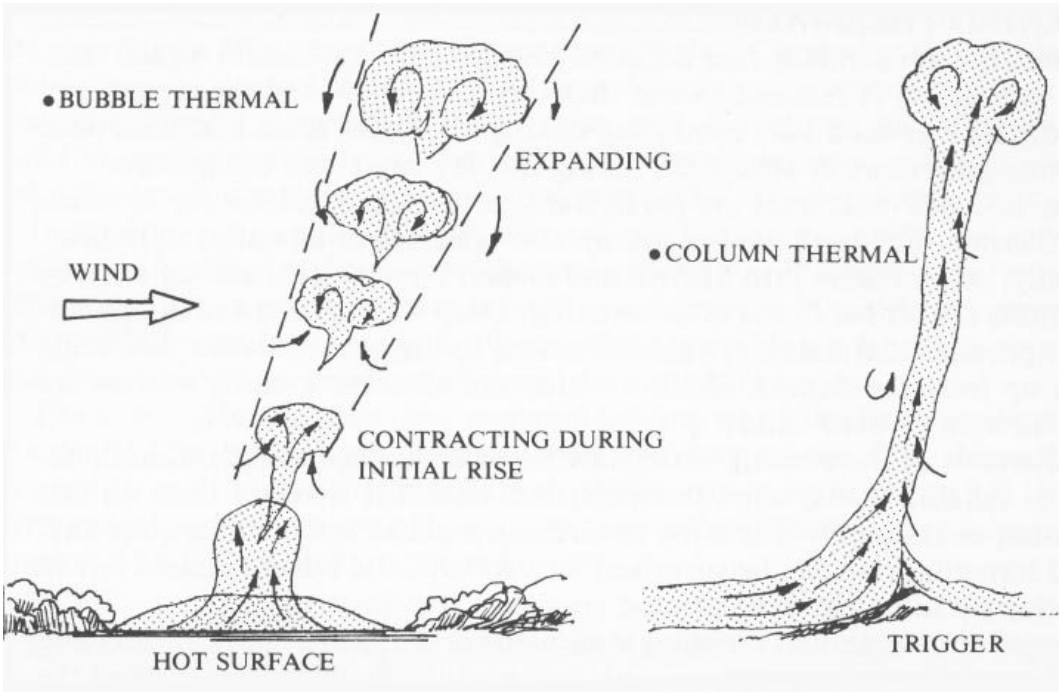


Figura 205 — Self Feeding Cloud and Sub-Cloud Layer

El segundo mecanismo es: el hundimiento general producido por la térmica ascendente se calienta al comprimirse y frecuentemente produce una capa de aire estable justo debajo del nivel de nube. Esta capa subclouds, como se llama, puede tener 500 pies (150 m) de grosor y también se muestra en la figura 205.

216

la térmica alcanza esta capa puede ser desorganizada y turbulenta como en cualquier inversión. Solo manteniéndose ajustado en el mejor núcleo podemos esperar continuar ascendiendo.

EFECTOS DEL VIENTO EN LAS NUBES

Hemos visto previamente en la figura 36 cómo el viento altera la forma de la nube. Tal viento puede crear producción térmica continua al causar que los descendentes se ubiquen en el lado sotavento de la nube y los ascendentes en el lado barlovento. En la figura 206 vemos cómo los descendentes pueden generar una nueva térmica y distorsionar la forma de la nube. La figura 207 muestra la apariencia frecuentemente observada de una nube sobre una fuente térmica continua en viento. Aquí las térmicas entran a la nube en el lado barlovento y son arrastradas sotavento mientras su torre de nube se erosiona. Luego son reemplazadas por una nueva térmica.

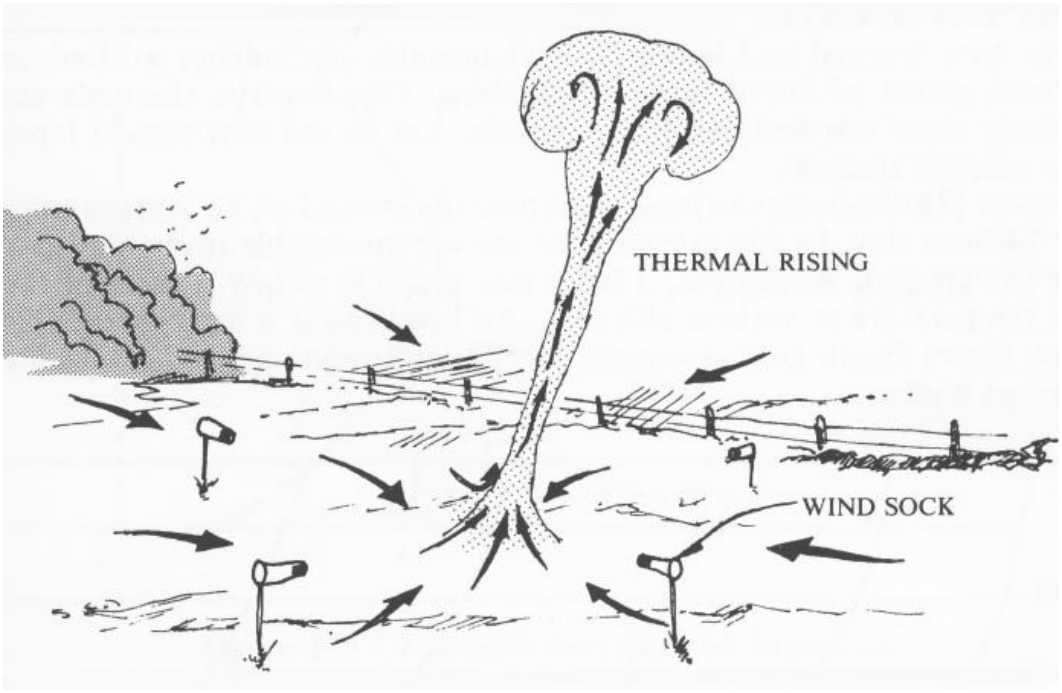


Figura 206 — Thermal in Wind Triggering a New Thermal

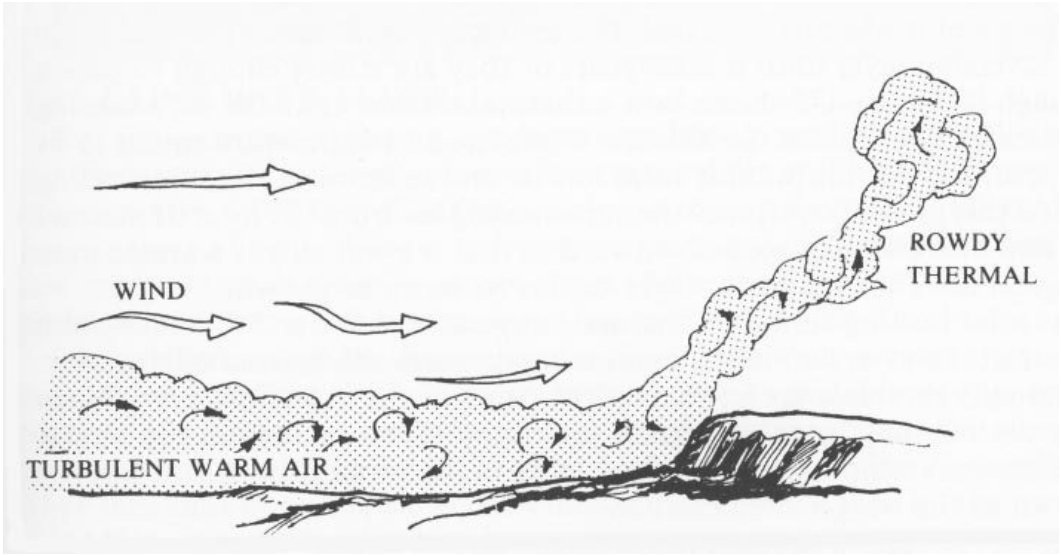


Figura 207 — Repeated Source Thermal in Wind

Figura 205 — Nube Autogeneradora y Capa Subcapa de Nube

Una característica importante de las nubes en viento es el efecto barrera. Mencionamos esto anteriormente en el Capítulo VIII al discutir ondas producidas por callejones. Aquí ampliaremos la idea para notar que siempre que una térmica sube en un viento que aumenta en la altura se mueve más lentamente que este viento y así actúa como una colina (térmica única) o cresta (una fila de térmicas) para crear sustentación frente a la térmica como se muestra en la figura 208. Después de que la térmica forma una nube es el momento más fácil para encontrar esta sustentación.

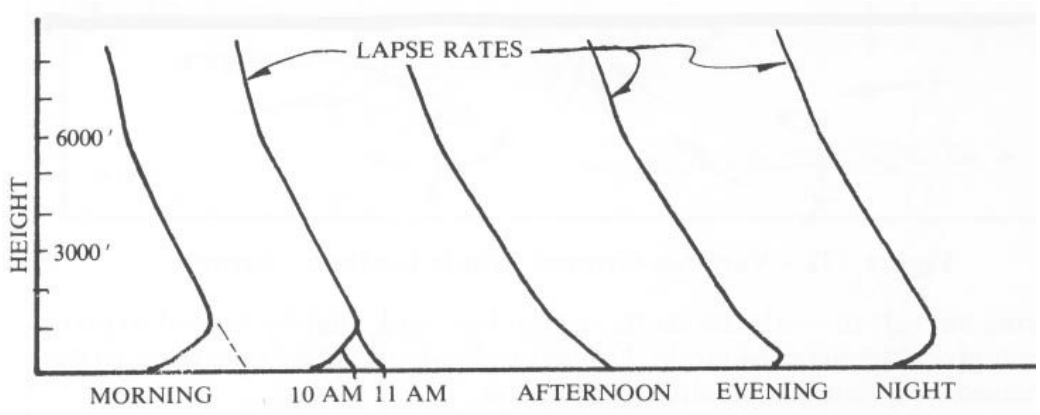


Figura 208 — Ridge Lift Created by a Cloud Barrier

Figura 206 — Térmica en Viento Disparando una Nueva Térmica

217

Figura 207 — Térmica Fuente Repetida en Viento

Para aprovechar la sustentación de barrera nubosa debemos buscar en el lado de barlovento de la nube. Conforme nos aproximamos a la base de la nube nos movemos hacia el borde frontal de la nube y esperamos encontrar sustentación. Ayuda si una térmica fresca te encuentra cerca de la base de la nube para impulsarte hacia arriba por la nube. Muchos pilotos han experimentado la emoción especial de ascender por la pared de una nube cúmulo con sustentación suave. Tal sustentación es ligera pero gratificante y no es tan común, así que debemos saborear la experiencia cuando ocurra.

Figura 208 — Sustentación de Ladera Creada por una Barrera Nubosa

218

Vientos fuertes desgarrando el lado de sotavento de las nubes.

LOCALIZACIÓN DE TÉRMICAS

Encontrar térmicas es como una búsqueda del tesoro: a veces las pistas son evidentes y claras; otras veces solo obtenemos indicios de su presencia. Frecuentemente no tenemos directrices en absoluto y debemos confiar en la suerte y merodear hasta que encontremos un núcleo. Sin embargo, a menudo sí aparecen indicios térmicos pero son sutiles o complicados, así que necesitamos comprenderlos si no queremos abrumar a nuestro ángel guardián.

Vamos a dividir el cielo en tercios desde la superficie terrestre hasta la base de la nube o la altura máxima de las térmicas. Discutiremos indicios térmicos en cada tercio.

TERCIO INFERIOR

Cerca del suelo confiamos principalmente en características del terreno para localizar térmicas. Hemos visto previamente que el terreno elevado es nuestra mejor opción. Los valles entre largas sierras o montañas tienden a ser sumideros durante el calor del día. Las sierras y montañas recopilan térmicas que se desplazan con el viento y producen térmicas fácilmente

debido a las brisas de ladera y las laderas orientadas al sol.

También hemos aprendido a buscar tipos de cobertura del suelo que se calienten fácilmente, reconociendo que diferentes fuentes térmicas producen en diferentes momentos del día. Por ejemplo, las rocas, pueblos y en menor medida árboles y agua liberan su calor durante la noche. Incluso la elevación orográfica es variable conforme el sol se mueve y calienta diferentes laderas.

A bajas altitudes los olores, escombros flotantes y otras criaturas voladoras localizan térmicas. Olores de granjas, humo y olores de fábricas se encuentran ocasionalmente en el aire indicando la presencia de una térmica o la estela de una anterior. Por ejemplo, una fábrica química particular en Pennsylvania produce un olor particular que siempre significa una térmica.

En 1988 el autor volaba cerca de Bright, Australia y encontró fertilizante aerotransportado que causó lagrimeo excesivo y casi ceguera. La experiencia fue desagradable ¡pero el fertilizante ciertamente señaló una buena térmica! Otros escombros más bienvenidos son pelusas de semillas, hojas e incluso papel que se recogen por térmicas fuertes.

Las aves, mariposas y otros pilotos son buenos indicios visuales para localizar térmicas. Los halcones, buitres, águilas y águilas pescadoras son frecuentes

socios térmicos, pero este autor una vez compartió una térmica con

dos garzas azules mayores en migración. Las mariposas monarca en migración son habitantes frecuentes de

térmicas en algunas temporadas.

Cerca del suelo, los rastros de térmicas en los árboles que suben por las laderas de montañas así adornadas pueden localizar

térmicas. A menudo el proceso térmico es cíclico, así que conocer la duración del ciclo y dónde

aparecieron las térmicas por última vez puede ayudar a localizar otra. La Figura 209 ilustra cómo frecuentemente es mejor

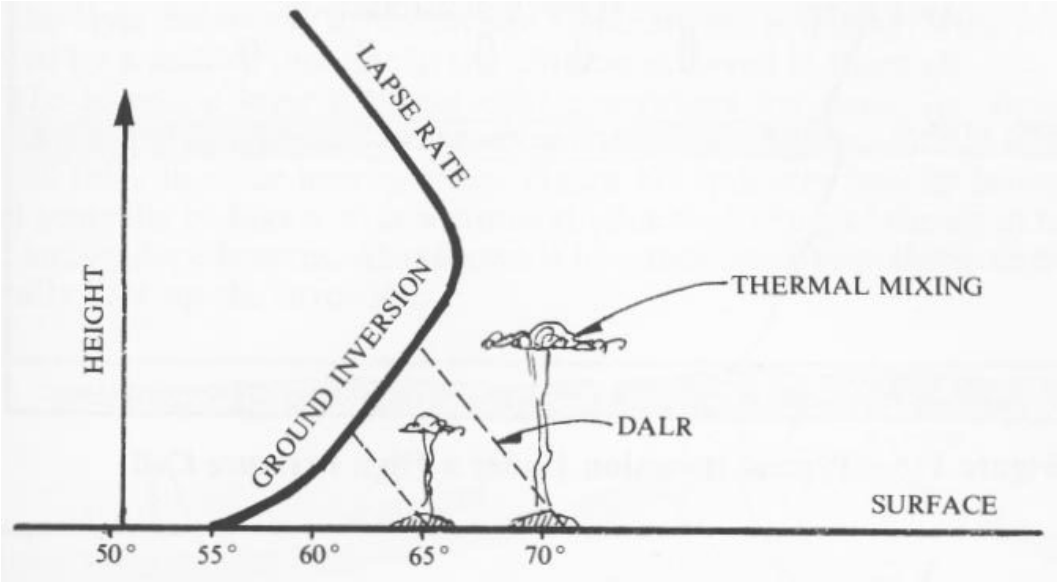


Figura 209 — Drifting Thermals and Repeating Sources

regresar a tu punto de partida para encontrar otra térmica una vez que se ha marchado una.

219

Figura 209 — Térmicas a la Deriva y Fuentes Repetidas

TERCIO MEDIO

Cuando volamos en el área media del espacio aéreo que hemos definido, es importante usar tanto pistas del terreno y las nubes, así como pistas en vuelo como los olores y marcadores térmicos. Cuando volamos travesías establecemos nuestra mira en un objetivo distante y alteramos nuestro rumbo para aprovechar formaciones de nubes favorables. Buscar patrones en el cielo ayuda a correlacionar la ascendencia aparente con los efectos del terreno. ¡No tiene sentido volar hacia una montaña si no está produciendo una nube mientras todas las demás lo están haciendo!

Las sombras de nubes pueden distinguirse desde esta altitud media y pueden ayudarte a localizar las mejores nubes. Este autor una vez voló 50 millas (80 km) precediendo una nube que estaba creando una corriente descendente a sotavento que desencadenaba térmicas. Todo el tiempo las velocidades de ascenso fueron lentas y permanecimos en el nivel general entre el terreno y la nube.

TERCIO SUPERIOR

En este nivel nos enfocamos principalmente en las nubes si existen. Previamente discutimos signos de buena alimentación de nubes. A eso agregaremos los siguientes puntos: Una apariencia desgarrada indica una nube que se está disipando mientras que una apariencia nebulosa frecuentemente significa que se está produciendo hielo (la nube está por arriba del nivel de congelación). La formación de hielo no se relaciona particularmente con la fase de la nube (excepto con tormentas como veremos en el próximo capítulo) o con la intensidad térmica.

Busca la mejor ascendencia en nubes en su porción de barlovento, bajo su máximo desarrollo y sus áreas de base más oscuras como se muestra en la figura 210. Es común encontrar múcleos térmicos en una nube – algunos pueden ser mejores que otros. Una base cóncava o abombada hacia arriba es signo de ascendencia fuerte. Cuando vuelas hacia una nube observa hinchazones en la parte superior y los lados como indicaciones de que todavía está creciendo. Una vez que el crecimiento se detiene, la térmica que alimenta la nube ha muerto.

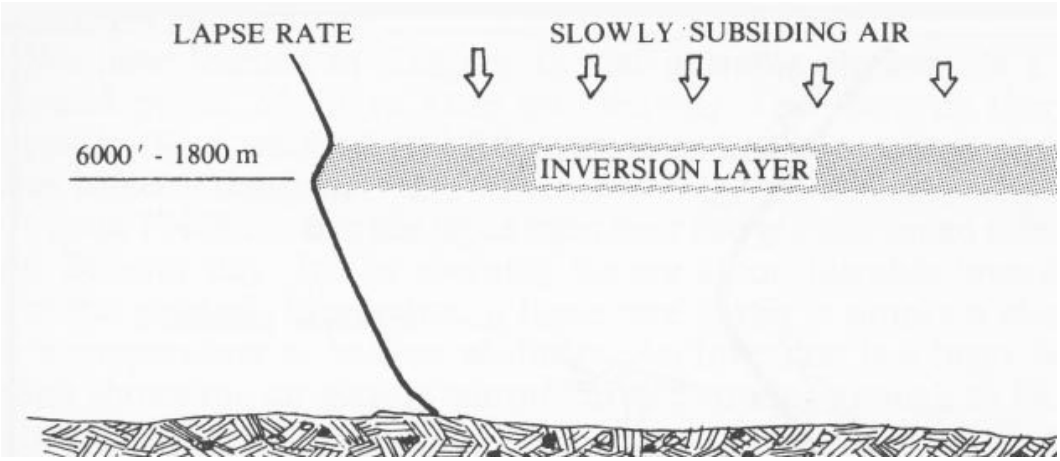


Figura 210 — Locating Lift from Cloud Appearance

220

Figura 210 — Localización de Sustentación por Apariencia de Nubes

Aquí hay un resumen de indicios para nubes que producen térmicas buenas:

Indicios de Térmicas en Nubes

Busque:

1. Nubes grandes y esponjudas de tonalidad blanca y mullida.

2. Nubes en crecimiento con protuberancias o abultamientos.

3. Contornos marcados y bases planas.

4. Nubes de formación reciente.

Apunte Hacia:

1. Las nubes de aspecto más oscuro y denso (excepto en condiciones de tormenta, por supuesto).

2. El área más oscura de la base de la nube.

3. Un área de base cóncava (cuenco hacia arriba).

4. El área con el desarrollo de nube más alto.

5. El área a barlovento de la nube.

Evite:

1. Nubes etéreas o áreas de nubes.

2. Nubes que se disipan.

3. Nubes de color apagado o "sucias".

Cuando no hay nubes térmicas alrededor, debemos confiar en los indicios del terreno sin importar qué altura logremos. Sin embargo, a mayores altitudes, deberíamos mirar más adelante para identificar fuentes térmicas probables. Además, deberíamos estar conscientes de la posibilidad de calles de nubes y elegir cuidadosamente una trayectoria paralela al viento si es posible una vez que dejemos una térmica.

AGUJEROS AZULES

Con demasiada frecuencia en días térmicos nos encontramos con áreas sin nubes. Estos se llaman apropiadamente agujeros azules. La sustentación en agujeros azules es probable que sea débil, esporádica o inexistente. Invariablemente, es mejor rodear un agujero azul que atravesarlo si es posible. Si tu trayectoria te lleva a través de un agujero azul probablemente terminarás usando características del terreno para localizar sustentación ya que lo más probable es que desciendas durante mucho tiempo antes de encontrar una térmica utilizable. Por esta razón, es prudente apuntar hacia una fuente térmica probable desde el inicio del cruce de tu agujero azul. Espera encontrar solo algunas térmicas débiles en la extensión azul aunque toda el área esté bajo el sol. Trabajar todo lo que puedas es usualmente la manera en que lograrás cruzar el área temida.

Los agujeros azules frecuentemente son lo que podemos llamar áreas improductivas sobre valles. Los agujeros azules también existen sobre terreno plano y pueden estar relacionados con un efecto de onda de aire superior, producción térmica pobre de la superficie o el hecho de que algunas áreas comienzan la producción térmica más temprano que otras y por lo tanto suprimen térmicas en el área de inicio tardío debido a la subsidencia. Los agujeros azules son comunes en áreas con vientos ligeros. En estas situaciones el agujero azul raramente se llena así que esperar un cambio usualmente no vale la pena.

RESUMEN

En este capítulo hemos descubierto más sobre las térmicas. Si algo podemos decir, es que son bestias complejas. Viven y respiran solo por un corto tiempo, pero en ese período hacen su presencia conocida saltando al cielo y brotando una corona de cúmulo. Encontramos que cada térmica, como una estrella o copo de nieve, es única. Las volamos con admiración, asombro y respeto pero también con un poco de orgullo porque es nuestra comprensión y habilidad la que garantiza el mayor éxito.

Las térmicas son oportunidades de sustentación. No ocurren simplemente sin razón alguna. Hay principios naturales involucrados que rigen la presencia o ausencia de térmicas. Los pilotos de vuelo sin motor especialmente deben entender estos principios, pero los pilotos que no practican vuelo sin motor también deben aprender sobre las térmicas si es solo para evitar su turbulencia y sus corrientes descendentes.

Hemos completado nuestro estudio de la sustentación e influencias benéficas del aire. A continuación dirigimos nuestra atención a las térmicas descontroladas y qué presagian estos problemas crecientes para los pilotos.

222

CAPÍTULO XI

Tormentas Eléctricas

Todos hemos quedado maravillados por el espectáculo espectacular que presenta una tormenta eléctrica cuando atraviesa el cielo, retumba en un valle y golpea con violentos rayos de sonido y furia. Nuestro asombro se convierte en miedo absoluto, sin embargo, cuando nos enfrentamos con el mismo espectáculo mientras volamos.

Las tormentas eléctricas son una amenaza seria para toda la aviación y cuando volamos con aeronaves pequeñas y boyantes somos especialmente vulnerables a los caprichos de estas tormentas.

Como la mayoría de las sorpresas mortales encontradas en la naturaleza, podemos reducir en gran medida la amenaza directa de las tormentas eléctricas con un poco de conocimiento, vigilancia, precaución y una cantidad saludable de evasión.

En este capítulo cubriremos los conceptos básicos necesarios para entender cómo funcionan las tormentas eléctricas, luego exploraremos los métodos para juzgar su potencial peligro y escapar de su largo alcance.

DÓNDE Y CUÁNDO

Las tormentas eléctricas, en su forma más simple, son térmicas excesivamente desarrolladas. En ciertas condiciones una térmica sigue creciendo y creciendo, devorando cada partícula de aire cálido en su proximidad y luego moviéndose para encontrar más. Eventualmente la tormenta domina el clima en su área y luego crea su propio clima.

Las tormentas eléctricas aparecen en casi todas las áreas del globo en algún momento, aunque ciertas localidades son más propensas a la producción de tormentas eléctricas. Por ejemplo, el Medio Oeste inferior de los Estados Unidos, con su abundancia excesiva de humedad del Golfo de México, experimenta tormentas eléctricas frecuentes. También el noreste de los Estados Unidos ve muchas tormentas eléctricas cuando los frentes fríos se desplazan debajo del aire cálido y húmedo del verano. Estas áreas con las tormentas eléctricas más frecuentes también tienden a sufrir las más violentas. Europa también es asaltada por tormentas eléctricas, pero son menos vigorosas que las de América del Norte debido a la disminución general de los extremos de temperatura en el clima marítimo general.

Mientras que algunas áreas rara vez ven una tormenta eléctrica y otras, como algunas localidades tropicales, tienen una cada día, la mayoría de nosotros hemos visto suficientes como para ser conscientes de su amenaza, si no de sus causas. Se ha estimado que en

cualquier momento dado en la tierra ocurren más de 2,000 tormentas eléctricas, que suman 45,000 por día.

En regiones secas las tormentas eléctricas tienden a ocurrir durante el día cuando el calentamiento poderoso envía incontables toneladas de aire hacia arriba. A menudo tales tormentas están relacionadas con una perturbación en altura o una incursión de aire húmedo. En regiones más húmedas las tormentas eléctricas pueden ocurrir día o noche cuando un frente frío se desplaza a través del área, levantando el aire húmedo. Dado que los frentes tienden a desacelerarse durante la noche, pueden causar que las tormentas eléctricas persistan durante horas en un área después del anochecer.

LA CAUSA DE LAS TORMENTAS

Las tormentas eléctricas se desarrollan a partir de condiciones térmicas normales cuando el aire es suficientemente inestable, cargado de humedad y existe algún mecanismo desencadenante. Los dos primeros criterios parecen ser los más importantes, ya que aunque los frentes fríos o las montañas ayudan a desencadenar tormentas eléctricas, no son necesarios y el proceso térmico normal puede desarrollarse en una tormenta eléctrica aislada dada suficiente inestabilidad y humedad. La inestabilidad puede ser causada por enfriamiento radiativo en altura, influencia de baja presión superficial, una vaguada en altura o calentamiento superficial extremo.

223

La humedad es necesaria para la producción de tormentas eléctricas porque es la liberación del calor latente de vaporización en la nube cuando el vapor de agua se condensa la que proporciona la energía para que la tormenta se desarrolle. Este calor latente también alimenta tornados, huracanes y otros vientos fuertes. El vapor de agua también es importante porque el aire húmedo en los niveles inferiores absorbe calor que se añade a la inestabilidad cerca del suelo.

CICLO DE VIDA DE UNA TORMENTA ELÉCTRICA

Típicamente dividimos la vida de una tormenta eléctrica en tres partes: etapa de formación, etapa de madurez y etapa de disipación. Veamos brevemente las características importantes de cada etapa.

Expansión de cúmulos desarrollándose hasta proporciones de tormenta eléctrica.

ETAPA DE FORMACIÓN

Una tormenta eléctrica comienza con una acumulación térmica que se sobredesarrolla. Este tipo de sobredesarrollo no es del tipo expansivo, sino que tiende a elevarse verticalmente. De hecho, si una capa de inversión o incluso una capa de aire seco está presente en altura, la tormenta eléctrica

---

Capítulo IX: Inestabilidad y térmicas

es es poco probable que se

desarrollen ya que la extensión vertical de las nubes será limitada. La diferencia entre una nube térmica fuerte normal y una nube de tormenta es que esta última sigue creciendo debido al abundante suministro de aire húmedo cerca del suelo que es forzado hacia arriba.

A medida que la nube de tormenta crece en tamaño, alcanza una altura donde se convierte en una "bomba de calor" igual que una chimenea de chimenea. El enfriamiento se produce en la parte superior donde la nube se evapora mientras que el calentamiento continúa abajo. El resultado son corrientes ascendentes fuertes que succionan aire cálido desde abajo y los lados y lo bombean hacia arriba. Por encima de cierto tamaño, tal nube se autoalimenta y continúa creciendo en la etapa madura a menos que se corte el suministro de aire húmedo en el suelo.

La Figura 211 muestra la etapa de construcción de la tormenta. En este punto, las corrientes ascendentes serán de débiles a fuertes dependiendo del tamaño de la tormenta, siendo las más fuertes las de los mejores térmicos en la región donde se desarrolla la tormenta. En esta etapa la tormenta no influye mucho en los vientos locales, pero puede comenzar a bloquear la sustentación a una distancia considerable a su alrededor debido a la amplia área de hundimiento que crea.

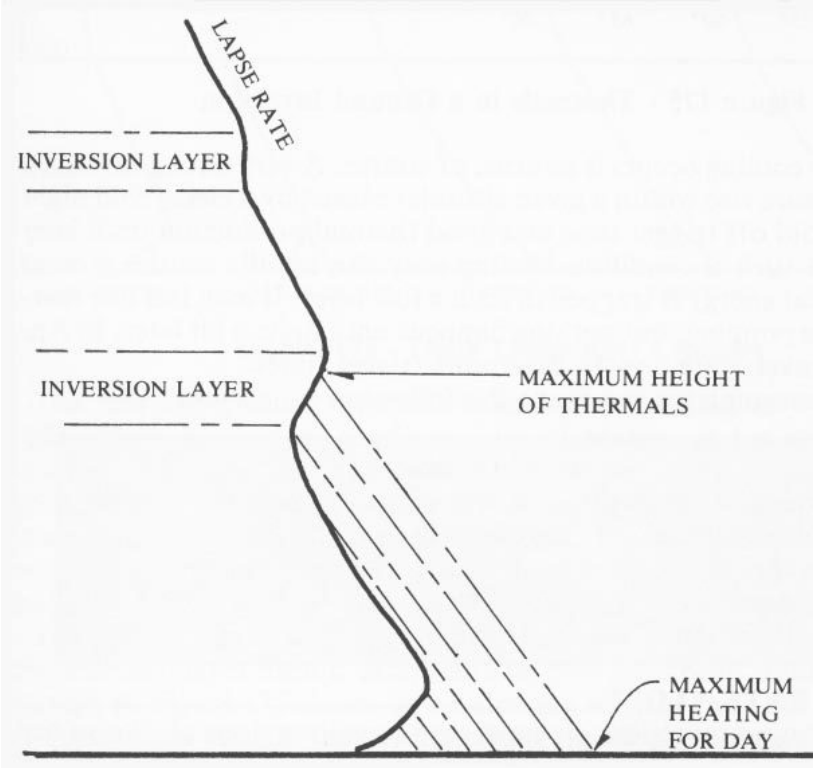


Figura 211 — The Building and Mature Stages of a Thunderstorm

Figura 211 — Las Etapas de Construcción y Madurez de una Tormenta

ETAPA MADURA

La segunda etapa de una tormenta eléctrica ocurre cuando las capas superiores de la nube se elevan bien por encima del nivel de congelación como se muestra en la figura. Diez o 15 minutos después de que esto ocurre, los cristales de hielo crecen formando granizo y comienzan a caer cuando son lo suficientemente grandes para vencer las corrientes ascendentes. Las ráfagas ascendentes continuas que alcanzan 2,000 ppm (10 m/s) pueden empujar este granizo hacia arriba causando que crezca hasta alcanzar proporciones que rompen ventanas. ¡Se ha estimado que el granizo del tamaño de una pelota de béisbol en tierra debe haberse formado en corrientes de viento vertical de al menos 70 mph (112 km/h)!

En la etapa madura, una tormenta eléctrica típicamente alcanza entre 25 a 35 mil pies (más de 10 km). Algunos monstruos se extienden hasta la tropopausa y llegan a 50 a 60 mil pies (15 a 18 km).

Si la cima de una tormenta eléctrica alcanza la corriente en chorro, su cima será soplada para formar la cabeza de yunque característica que se muestra en la figura. Esta acción resulta en un aumento repentino del enfriamiento debido a la evaporación, lo que acelera el proceso de maduración. Una señal de madurez de la tormenta eléctrica y del peligro asociado es la aparición de una cabeza de yunque. Los peligros de las tormentas eléctricas que cubrimos abajo están presentes principalmente en la etapa madura.

Conforme la tormenta eléctrica continúa su desarrollo, la nube se oscurece con humedad para convertirse en un verdadero cumulonimbo. El granizo que cae crea corrientes descendentes que eventualmente descienden por debajo del nivel de congelación. El granizo y la lluvia caen conforme las gotitas se unen en gotas más grandes. Las corrientes descendentes se hacen más poderosas y eventualmente vencen las corrientes ascendentes. La lluvia y el granizo caen al suelo.

El movimiento ascendente y descendente en la nube transporta cargas eléctricas y el rayo comienza en este momento. Las corrientes descendentes y las ráfagas son frecuentes. Las corrientes ascendentes comparten la nube con las corrientes descendentes pero ahora están confinadas al lado de barlovento de la nube como se muestra en la figura.

Tormenta eléctrica disipándose. Observe la lluvia cayendo. El frente de ráfagas acaba de pasar.

ETAPA DE DISIPACIÓN

Conforme los corrientes descendentes continúan cayendo traen aire frío desde la altura que se dispersa alrededor de la tormenta. Esto y el efecto enfriador de la precipitación tiende a detener el calentamiento del suelo, las corrientes ascendentes se eliminan y la tormenta eléctrica se colapsa. Eventualmente el suministro de humedad en la nube se agota por ser expulsado en la parte superior y por la lluvia que cae como se muestra en la figura 212. Los rayos y las corrientes descendentes pueden continuar en esta etapa.

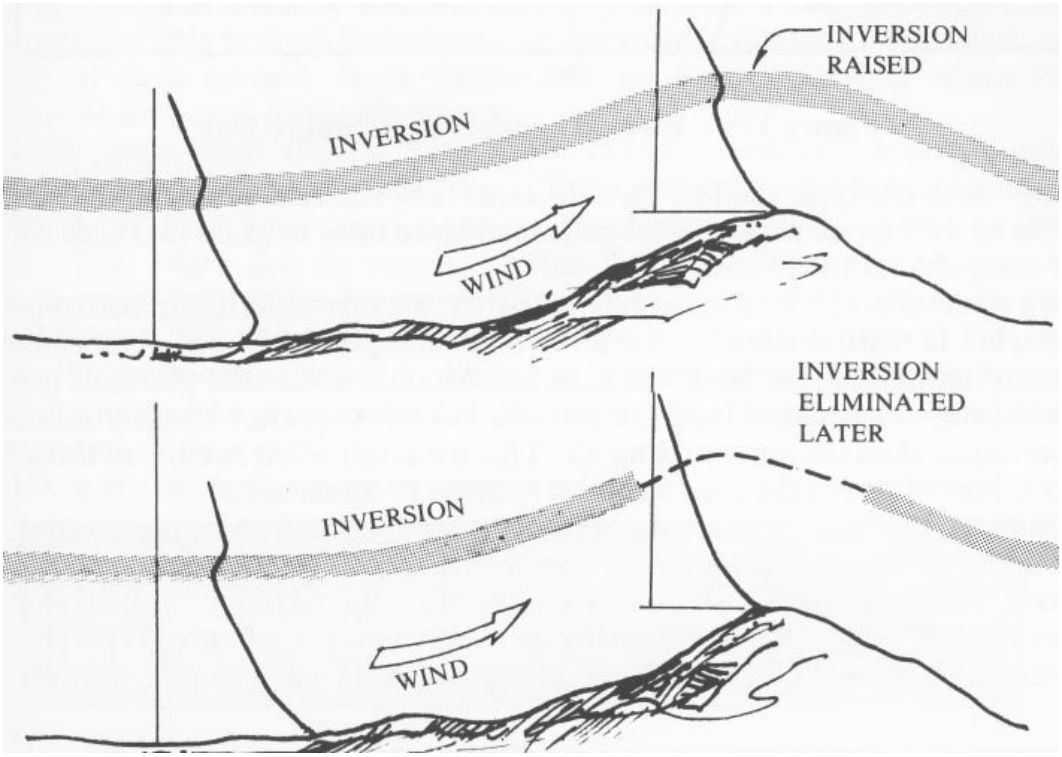


Figura 212 — The Dissipating Stage of a Thunderstorm

El ciclo completo descrito toma media hora a una hora aproximadamente con alrededor de 20 minutos transcurridos en la etapa de madurez. Algunas tormentas parecen durar mucho más tiempo, pero es común que ocurran múltiples celdas y estas tormentas de mayor duración son probablemente tormentas en serie.

Figura 212 — La Etapa de Disipación de una Tormenta Eléctrica

VARIACIONES DE TORMENTAS ELÉCTRICAS

No todas las tormentas eléctricas son iguales. Algunas son, por supuesto, más poderosas que otras y algunas son mucho más lentas en desarrollarse. Aquí examinamos varias posibilidades.

Las Tormentas Eléctricas Aisladas son aquellas que se desarrollan en medio de una masa de aire a través del calentamiento convectivo del suelo, convergencia bajo una baja presión o el flujo de aire cálido y húmedo. Estas tormentas pueden ocurrir día o noche y pueden ser algunas de las más severas en áreas húmedas.

Las tormentas que se desarrollan sobre cimas montañosas facilitadas por levantamiento mecánico también se clasifican como tormentas eléctricas aisladas, pero pueden unirse en cadenas sobre montañas continuas. Estas

Las tormentas son más frecuentes en la tarde y al principio de la noche debido al mecanismo de elevación involucrado.

Las Tormentas Incrustadas son tormentas ocultas dentro de un área más grande de nubes, generalmente de tipo estrato como se muestra en la figura 213. A veces la tormenta puede estar oscurecida por una capa de neblina general en lugar de nubes. Estas tormentas a menudo se crean en frentes cálidos debido al levantamiento del aire cálido conforme el frente avanza. Las tormentas incrustadas tienden a ser menos severas porque el levantamiento del frente cálido es lento y el exceso de nubes reduce el calentamiento de la superficie. Sin embargo, pueden representar un peligro grave para los pilotos porque no pueden ser detectadas fácilmente como las tormentas más grandes e aisladas.

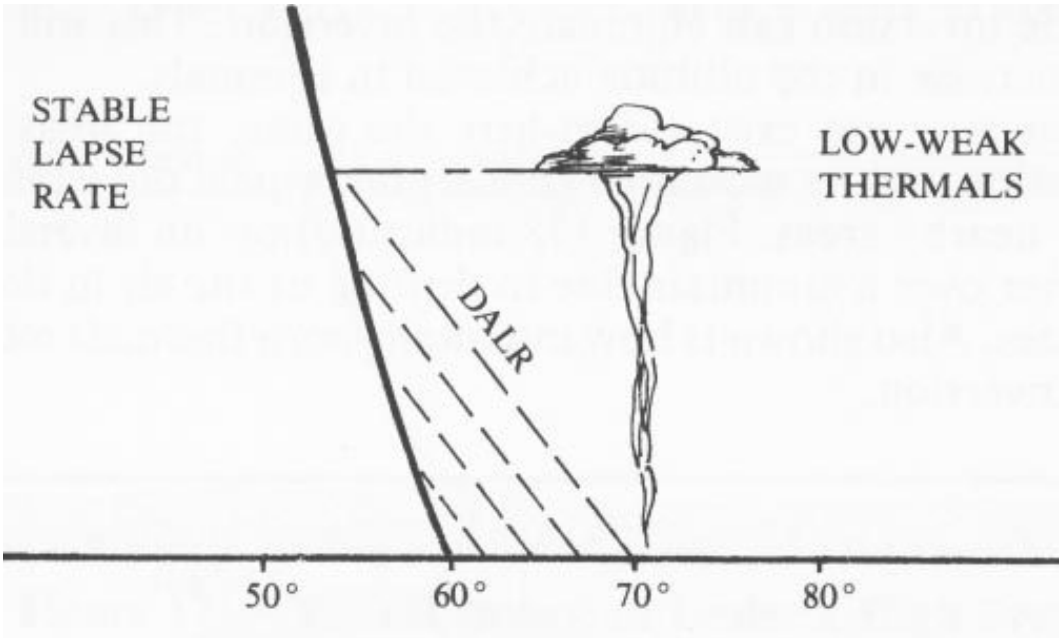


Figura 213 — Imbedded Thunderstorms

A menudo, el sonido del trueno es lo primero que nos indica que hay una tormenta incrustada en el área. Esto puede ser imposible de escuchar en el aire. Debemos esperar tormentas incrustadas en cualquier momento que la neblina o las nubes oscurezcan el cielo y los reportes meteorológicos indiquen probabilidad de tormentas.

Figura 213 — Tormentas Incrustadas

Las Líneas de Turbonada son una pared sólida de tormentas eléctricas que trabajan juntas como una línea ofensiva de fútbol americano para avanzar empujando todo lo que encuentran en su camino. Estas líneas de tormentas son entidades separadas pero están tan cercanas que parecen unidas. Las líneas de turbonada son condiciones de tipo frente frío y el levantamiento vigoroso en tal frente garantiza que este tipo de tormenta es severa.

Las líneas de turbonada pueden preceder a un frente frío por decenas de millas y parecen ser causadas por impulsos que emanan del frente. Otras líneas de turbonada se desarrollan cuando una tormenta eléctrica que se colapsa envía aire frío extendiéndose por delante de ella para actuar como un frente frío en miniatura y elevar el aire cálido que existe en la superficie. Las líneas de turbonada pueden extenderse desde 10 millas (16 km) hasta más de

200 millas (320 km) en un frente que se mueve rápidamente.

Las tormentas eléctricas que son producidas por aire frío cuña bajo aire cálido tienen la propiedad particular de surgir muy rápidamente. Sin embargo, debido a que están constantemente alimentadas por aire cálido en el lado sotavento, como se muestra en la figura 214, tienden a durar más tiempo y ser muy severas cuando maduran. Observe que las corrientes descendentes iniciales están en el lado de barlovento de la tormenta en contraste con el lado sotavento con la tormenta aislada mostrada en las figuras 211 y 212.

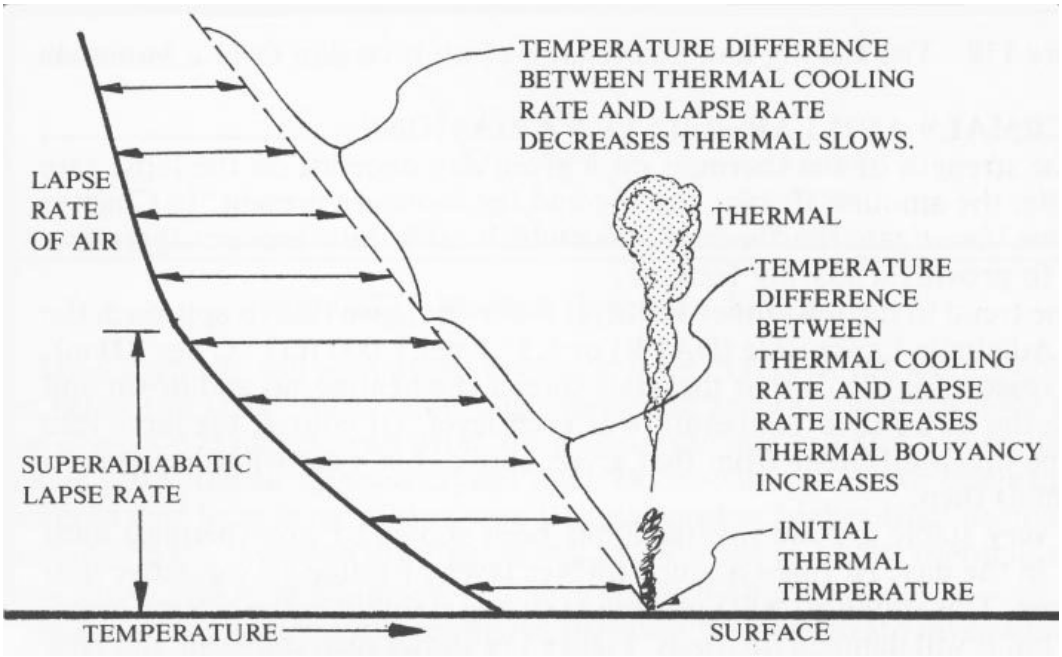


Figura 214 — Thunderstorms Due to Cold Front Movement

Las Tormentas Eléctricas de Gran Altitud frecuentemente ocurren en áreas más secas donde el punto de rocío está por encima de 15,000 pies aproximadamente. Las tormentas en este caso se forman por perturbaciones de baja presión en altura y son más activas durante la tarde aunque pueden encontrarse día y noche. Su característica distintiva es que la lluvia que precipitan raramente llega al suelo porque tiene demasiada distancia que recorrer y se seca en el proceso. Esta evaporación enfría el aire a través del cual cae la lluvia y aumenta la vehemencia de las corrientes descendentes. La lluvia que cae en forma de velo a mitad del camino hacia el suelo desde una de estas tormentas se conoce como virga.

Figura 214 — Tormentas Eléctricas Debido al Movimiento del Frente Frío

Otras dos características de las tormentas eléctricas deben anotarse aquí. La primera es la inclinación de la tormenta eléctrica por vientos fuertes en altura (véase figura 215). Como resultado de esta inclinación, las corrientes ascendentes y descendentes no chocan entre sí y la tormenta puede desarrollarse más tiempo o durar más tiempo ya que la construcción y el colapso ocurren en ciclos. Una tormenta eléctrica inclinada de esta manera es un signo de

severidad y deben esperarse vientos fuertes.

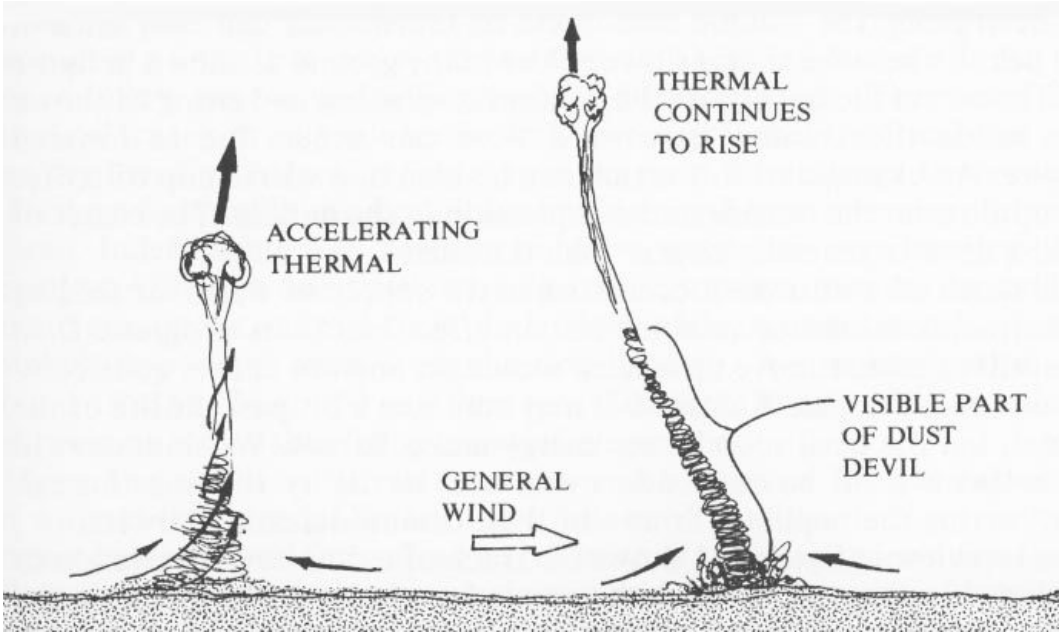


Figura 215 — Tilting of a Thunderstorm Increasing Severity

La segunda característica que anotaremos es la proyección de una plataforma o base desde la tormenta eléctrica. Esta plataforma se muestra en la figura 216 e indica que la tormenta eléctrica está produciendo vientos fuertes. La plataforma generalmente precede a la tormenta eléctrica y es un área de corrientes ascendentes fuertes y turbulencia cuando un frente de ráfaga (véase abajo) levanta el aire. Este autor tuvo una vez la experiencia dudosa de bordear una tormenta eléctrica debajo de una plataforma de este tipo y volar 20 millas (30 km) en línea recta a una velocidad elevada sin perder altitud.

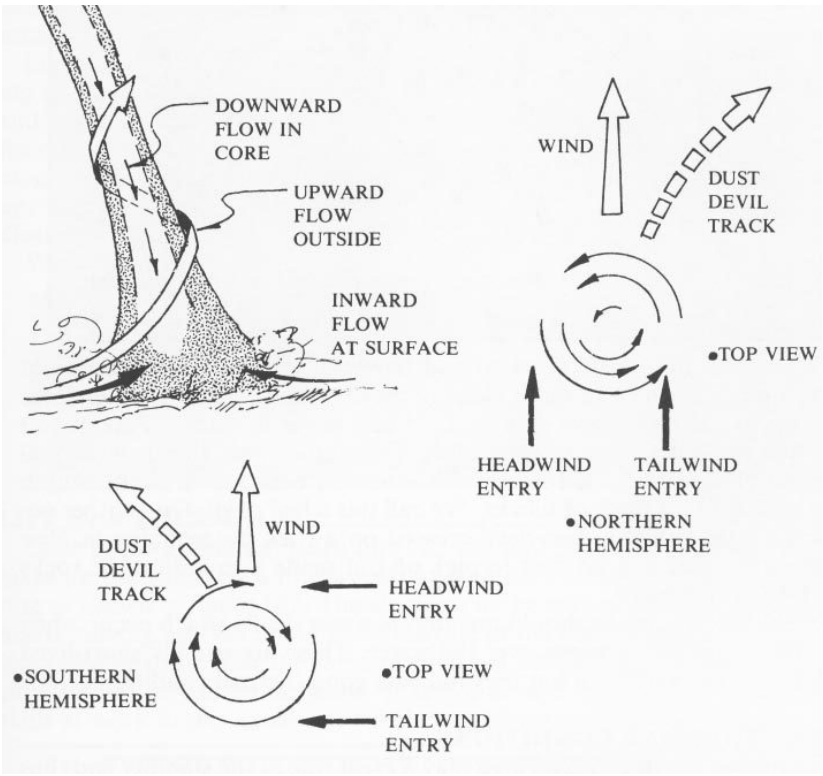


Figura 216 — Production of a Thunderstorm Bench

Figura 215 — Inclinación de una Tormenta Eléctrica Aumentando la Severidad

228

Nubes mamatus debajo de una plataforma prominente. Estas nubes se forman cuando el aire descendente frío y estable se llena debajo de la plataforma y se mezcla con la capa de nubes.

Figura 216 — Producción de una Plataforma de Tormenta Eléctrica

PELIGROS DE LAS TORMENTAS ELÉCTRICAS

Las tormentas eléctricas presentan peligros reales para los aviadores. Revisaremos los peligros aquí y luego veremos cómo evitarlos. Estos son:

Succión de Nubes

Las tremendas corrientes ascendentes en una tormenta eléctrica que pueden alcanzar una velocidad increíble de 100 mph (160 km/h) pueden succionar cualquier aeronave hacia la nube. Entonces sus problemas realmente comienzan. Una vez dentro de la nube puede sufrir desorientación severa conocida como vértigo. Sin instrumentación completa (incluyendo un indicador de viraje y banco) un piloto en una tormenta eléctrica turbulenta no podrá mantener el control de la aeronave porque no hay forma segura de determinar direcciones (las brújulas magnéticas son inútiles una vez que la turbulencia las hace oscilar) ni siquiera cuál es hacia arriba. Las fuerzas altas de controles descoordinados pueden romper su aeronave.

Además, conforme la tormenta lo lleva más alto puede sufrir hipoxia, que es una disminución del oxígeno en el torrente sanguíneo, hasta que se deteriore, pierda la conciencia o se

convierta en una estadística fatal. Si la hipoxia no lo derrota, congelarse o la hipotermia lo harán. Recuerde, la temperatura disminuye 5.5° por cada 1,000 pies de ascenso. A 20,000 pies eso está muy por debajo del punto de congelación.

Las corrientes ascendentes típicas en las que un piloto deportivo puede quedar atrapado no son los máximos citados anteriormente, pues nadie sería lo suficientemente insensato para volar hacia una tormenta tan monstruosa, pero es fácil quedar atrapado en una sustentación lo suficientemente fuerte como para que el escape sea difícil.

Turbulencia

Todas las corrientes ascendentes y descendentes en una tormenta eléctrica crean una turbulencia considerable debido al cizallamiento. Todo lo que tenemos que hacer es pensar en las velocidades involucradas e imaginar la severidad de la turbulencia. La turbulencia de tormentas eléctricas puede (y ha) destrozar aeronaves.

Granizo, Lluvia y Nieve

La precipitación a menudo ocurre de repente en una tormenta eléctrica porque el proceso de creación de cristales de hielo por encima del nivel de congelación es espontáneo y autosustentable. Además, el colapso repentino de una corriente ascendente puede permitir que la lluvia o el granizo caiga en una ráfaga. La lluvia y la nieve pueden crear problemas severos de visibilidad y formación de hielo. El granizo puede dañar la aeronave y lesionar al piloto.

Imagine volar en un cielo lleno de pelotas de golf.

Relámpago

Los procesos en una tormenta eléctrica causan una separación de cargas que inducen grandes diferencias de potencial de voltaje de un lugar a otro. Cuando este potencial se acumula suficientemente, se descarga para aliviar el desequilibrio. Esta descarga es el relámpago. Tal chispa enorme expande el aire y la humedad explosivamente y tenemos el trueno. Como el trueno solo ocurre cuando hay relámpagos, el trueno es una buena señal de una tormenta eléctrica madura y peligrosa.

La luz del relámpago nos llega casi instantáneamente mientras que el sonido del trueno viaja a la velocidad del sonido. Como se crean simultáneamente, podemos juzgar la distancia al relámpago y a la tormenta cronometrando la diferencia entre el relámpago y el trueno. La regla es: hay 1 milla por cada 5 segundos o 1 kilómetro por cada 3 segundos de diferencia entre la llegada del relámpago y el trueno. Si un relámpago está orientado perpendicular a usted, el trueno llegará todo de una vez en un fuerte estallido. Si está en dirección radial alejándose de usted, el trueno llegará durante un período de tiempo mientras diferentes partes del trueno de los rayos llegan en tiempos diferentes. Los ecos y reverberaciones también alargarán la duración del trueno. El trueno nunca puede escucharse a más de 25 millas (40 km) de distancia y raramente a más de 10 millas (16 km). Por lo tanto, si escuchamos trueno, sabemos que la tormenta está lo suficientemente cerca como para afectarnos.

Los casos de relámpagos que golpean una aeronave son raros ya que la aeronave debe estar en la línea directa del relámpago. Probablemente no sea posible que una aeronave acumule suficiente carga para atraer un impacto. Sin embargo, puede ocurrir una descarga de corona (el flujo de iones visible como un resplandor) conocido como fuego de San Telmo. Cuando el relámpago se descarga, generalmente hay corrientes eléctricas fluyendo en varias partes de la tormenta. Estas corrientes pueden sentirse como cualquier cosa desde leves hormigueos hasta descargas dolorosas, pero no son peligrosas en sí mismas ni indicativas de un inminente impacto de relámpago personal.

El relámpago de tormenta eléctrica tiende a tener rutas de descarga preferidas como se muestra en la figura 217. Los caminos están numerados en orden de su frecuencia. Se puede ver que el relámpago ocurre más frecuentemente dentro de la nube (1 y 2), que es una señal de una tormenta en desarrollo. Los impactos en tierra son una señal de una tormenta en colapso.

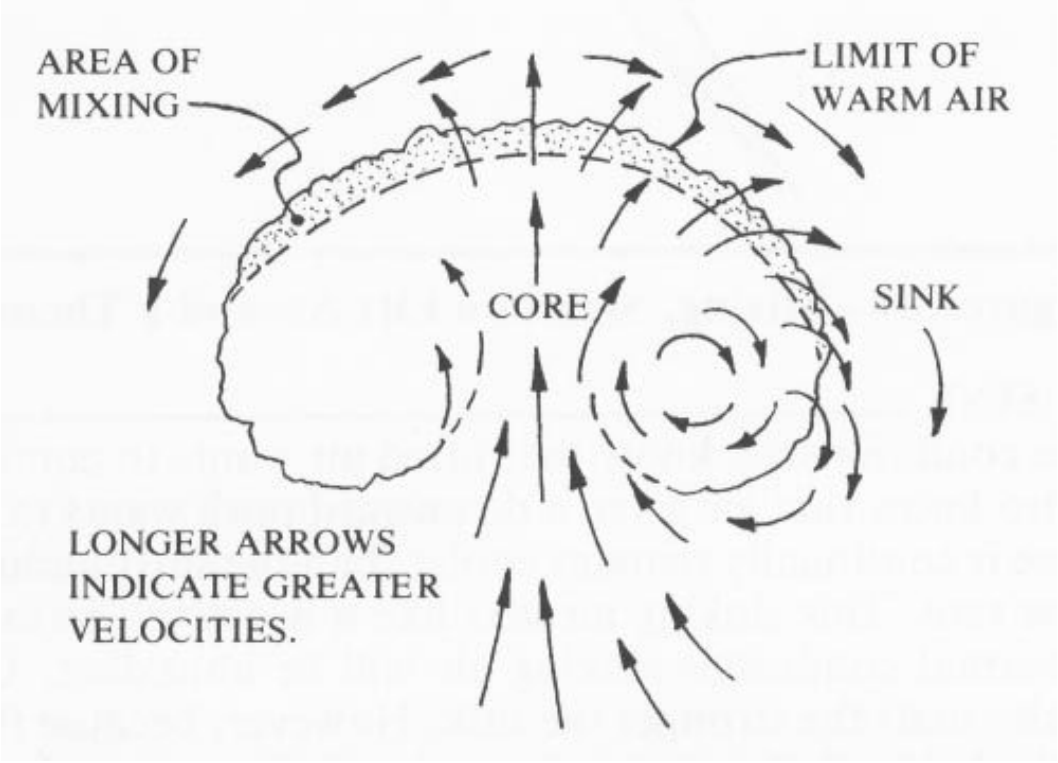


Figura 217 — Lighting in Thunderstorm

En tierra o en vuelo bajo la nube, el mayor peligro está en el lado de barlovento. El relámpago también tiende a ocurrir más fácilmente justo arriba y debajo del nivel de congelación. El relámpago no es probable que comience hasta que la nube haya subido bien por encima de este nivel.

Si está en tierra cuando el relámpago amenaza, evite objetos altos y objetos de metal (incluyendo aeronaves). Busque refugio dentro de un automóvil (no descapotable) o edificio. Si está en un campo abierto, arrodíllese con su cabeza sobre sus rodillas y sus manos sobre

su cabeza. No se acueste porque aumentará la posibilidad de encontrar un potencial fuerte y de que una corriente pase a través de órganos vitales.

I'm ready to translate aviation text to Mexican Spanish, but I don't see the text you'd like me to translate. You've only included "n".

Please provide the aviation text you need translated.

s

I don't see any aviation text to translate. Please provide the English aviation text you'd like me to translate to Mexican Spanish.

Vientos Fuertes y Corrientes Descendentes

La posibilidad de encontrar vientos fuertes es quizás el peligro más real que las tormentas eléctricas presentan a los aviadores. Ya hemos mencionado las increíbles corrientes ascendentes que pueden ocurrir. Las corrientes descendentes pueden ser hasta 50% más fuertes que las corrientes ascendentes. Este asunto importante se discute a continuación.

Antes de abandonar la lista de peligros, debemos mencionar que un verdadero problema con las tormentas eléctricas es que pueden expandirse súbitamente en cualquier dirección. Usted puede estar volando varios kilómetros de distancia de una tormenta bastante leve y en cuestión de minutos puede ser parte de ella. Esto ocurre más fácilmente en condiciones húmedas y ha sucedido a tantos pilotos que la única manera segura de evitar tal destino es mantener una distancia prudente de las tormentas eléctricas.

CORRIENTES DESCENDENTES Y FRENTES DE RÁFAGAS

Cuando la precipitación comienza en serio desde una tormenta, puede arrastrar literalmente toneladas de aire hacia abajo. El aire que desciende permite que la lluvia o el granizo caigan aún más rápido que lo haría en aire en calma, por lo que se pueden alcanzar velocidades muy altas. Cuando esta masa de aire frío y agua llega al suelo, se dispersa como un tomate salpicándose contra una pared, como se muestra en la figura 218. Si existe viento, la dispersión es principalmente en la dirección del viento, como se muestra. El borde delantero de este aire frío y denso se llama frente de ráfagas.

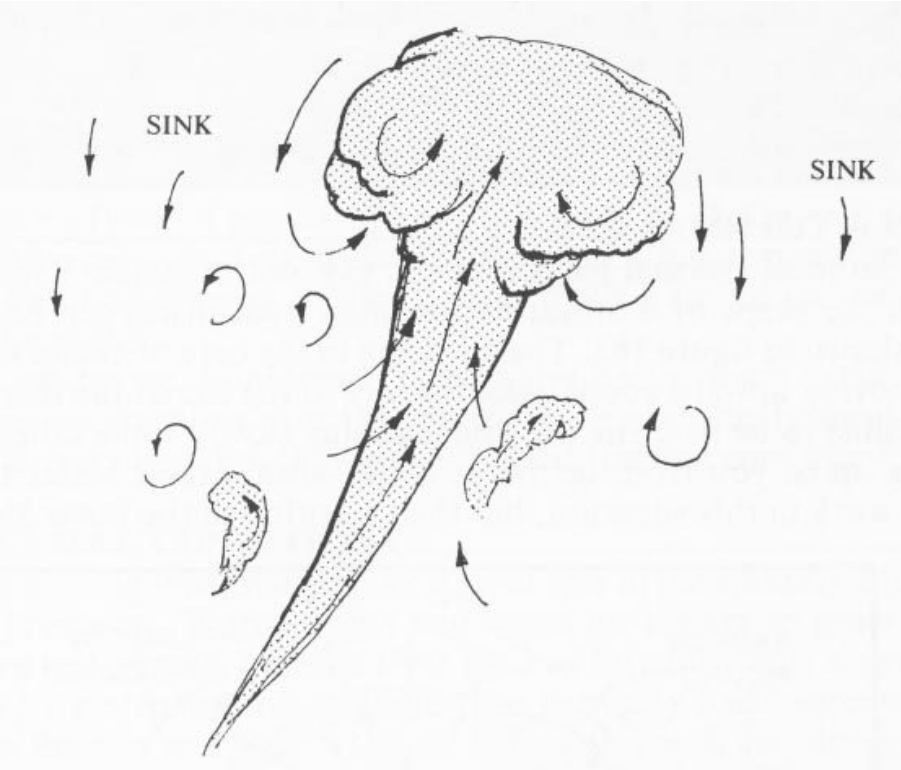


Figura 218 — Thunderstorm Gust Front

El frente de ráfagas actúa como un frente frío en miniatura, empujando por debajo el aire cálido que tiene enfrente, creando turbulencia de sustentación, nubes y turbulencia de corte. El frente de ráfagas puede avanzar en pulsos conforme las corrientes descendentes sucesivas le dan impulso. Los frentes de ráfagas típicamente se extienden aproximadamente 10 millas (16 km) a sotavento de una tormenta, pero pueden permanecer dentro de los confines de la tormenta si esta se está desplazando muy rápido, en cuyo caso ayudan a alimentar la tormenta con el aire cálido que elevan. Algunos frentes de ráfagas han

Se ha sabido que avancen más de 50 millas por delante de una gran tormenta eléctrica. Las pendientes descendentes favorecen su progreso.

Figura 218 — Frente de Ráfaga de Tormenta Eléctrica

Un frente de ráfaga no es amigo de los aviadores porque trae un cambio de viento de hasta 180º (típicamente 45º), un aumento de velocidad comúnmente alrededor de 30 mph (48 km/h) pero ocasionalmente varias veces esta cantidad, y a menudo turbulencia severa. A veces podemos ver el borde progresivo de un frente de ráfaga mientras levanta polvo o crea remolinos de polvo. En áreas más verdes estas señales están ausentes. A veces existe una nube rollo característica arriba del frente de ráfaga como se muestra en la figura.

Las corrientes descendentes que causan un frente de ráfaga merecen precaución en sí mismas. En sus formas más severas se llaman precipitación, ráfagas descendentes o microráfagas. Pueden estrellar una aeronave contra el suelo en las peores situaciones.

Aunque el aire se dispersa cuando golpea el suelo, no hay efecto amortiguador para una aeronave cuando cae más rápido que el aire ya que no puede cambiar de dirección tan rápido como lo hace el aire.

Cuando llueve sin alcanzar el suelo debemos sospechar las peores corrientes descendentes y frentes de ráfaga porque el proceso de evaporación crea aire más frío y por lo tanto más pesado como se mencionó. Como regla general, las corrientes descendentes que alcanzan el suelo ocurren 5 a 10 minutos después de la corriente ascendente máxima y los relámpagos intranube máximos. Cuando la precipitación es visible debajo de la nube, espere que pronto sigan corrientes descendentes y frentes de ráfaga.

EVALUACIÓN DE LA TORMENTA

Puede ser prudente establecer una política de permanecer en tierra cuando existe una remota posibilidad de tormentas eléctricas. Sin embargo, se perderán muchos días potencialmente buenos para volar con este plan. Además, algunos días producen tormentas eléctricas por sorpresa. Por lo tanto, es prudente aprender a distinguir la severidad y el peligro inmediato de una tormenta eléctrica. Al ofrecer esta información no estamos condescendiendo el vuelo dentro o cerca de una tormenta eléctrica de ninguna manera. Simplemente creemos en estar preparados.

Los factores a considerar al evaluar una tormenta son:

Evaluación de Tormentas Eléctricas

1. La velocidad de desarrollo de la nube.

2. La extensión del desarrollo vertical de la nube.

3. La altura de la base sobre el terreno.

4. El tamaño de la nube (dimensiones horizontales).

5. La oscuridad, forma, posición y movimiento de la nube.

6. La humedad del aire circundante.

7. La presencia de rayos y precipitación.

Desarrollo de la Nube

Cuanto más rápido crece una nube de tormenta, más pronto alcanzará la etapa de madurez. Las corrientes verticales poderosas son indicación de la energía contenida en el motor térmico local de la tormenta eléctrica. Con un desarrollo rápido, espere un colapso repentino y corrientes descendentes poderosas.

Altura de la Nube y Altura de la Base

Una nube de tormenta eléctrica imponente probablemente encontrará vientos en altura que la evaporen y enfríen de modo que las corrientes descendentes finales sean más vigorosas. Con mayor altura de la base de la nube, la lluvia bajo la nube tiene más distancia para evaporarse y enfriar el aire circundante para aumentar su potencial de ráfaga descendente.

Nubes fractocúmulos cerca de una tormenta eléctrica en expansión.

Tamaño de la Nube

Cuanto más extensa sea la nube, más área influye y más probable es que produzca vientos peligrosos. Además, una tormenta eléctrica amplia es más difícil de evadir.

Oscuridad, Forma, Posición y Movimiento de las Nubes

Cuanto más oscura es la nube, más cargada de humedad está y más inminentes son los rayos,

truenos y precipitaciones. Cuando se forma una cabeza de yunque la tormenta se intensifica.

Cuando se forma un banco es señal de vientos fuertes. La inclinación de la nube de tormenta

es indicación de una tormenta severa. Una tormenta eléctrica en movimiento se desplaza sobre

terreno nuevo y puede captar más aire húmedo que una estacionaria. Por lo tanto, su

desarrollo puede ser más rápido. Una tormenta eléctrica estacionaria a menudo es

autolimitante ya que consume todo el aire calentado disponible a su alrededor.

Humedad del Aire

En condiciones de aire húmedo las tormentas eléctricas tienden a ser menos severas aunque

se presentan más frecuentemente embebidas y por lo tanto pueden imponer un riesgo mayor.

Mayor humedad significa una base de nube más baja y una probabilidad de precipitación antes

de que se hagan demasiado grandes.

En áreas secas las tormentas se desarrollan mucho más lentamente y se hacen mucho más

grandes antes de descargar su carga de lluvia. El autor ha presenciado un cúmulo tipo torre

en el occidente de los EE.UU. ascender a más de 30,000 pies (9 km) y luego secarse

gradualmente por falta de humedad en altura. Sin embargo, este no es generalmente el caso,

y aunque las áreas más secas exhiben menos tormentas eléctricas, las tormentas que sí se

desarrollan son más duraderas y más poderosas que aquellas en áreas más húmedas.

Rayos y Precipitación

La presencia de rayos en una tormenta es señal de que ha llegado a la etapa de madurez.

Pronto será seguida por lluvia y frentes de ráfagas como se mencionó anteriormente.

Los primeros seis elementos en nuestra tabla anterior son los medios para evaluar la

severidad de la tormenta. El primer y último elementos ayudan a determinar cuándo está por

venir el peligro más severo.

ESCAPANDO DE UNA TORMENTA

Todos somos humanos y todos cometemos errores, o peor aún, somos tentados a tentar

nuestra suerte. Más inocentemente podemos estar térmicamente ascendiendo bajo una nube térmica benigna que rápidamente se desarrolla en una tormenta eléctrica. Por cualquier razón que podamos imaginar para encontrarnos con una tormenta eléctrica, nuestro conocimiento de
cómo opera nos ayudará a escapar de sus garras.

Cuanto antes reconozcamos la presencia de una tormenta, mejor podremos alejarnos. Si encontramos ascendencias generalizadas de 200 ppm (1 m/s) en áreas húmedas o 500 ppm (2.5 m/s) en áreas secas, deberíamos sospechar del desarrollo de una tormenta eléctrica. Este
es el momento de mirar hacia arriba para detectar un desarrollo excesivo de cúmulos y comenzar a movernos hacia el borde frontal de la nube (lado de barlovento). Esto nos coloca en la mejor posición de escape posible.

Cuando es hora de huir de una tormenta eléctrica, por mucho la mejor dirección es hacia un lado (a través del viento) como se muestra en la figura 219. Esta dirección de escape es la

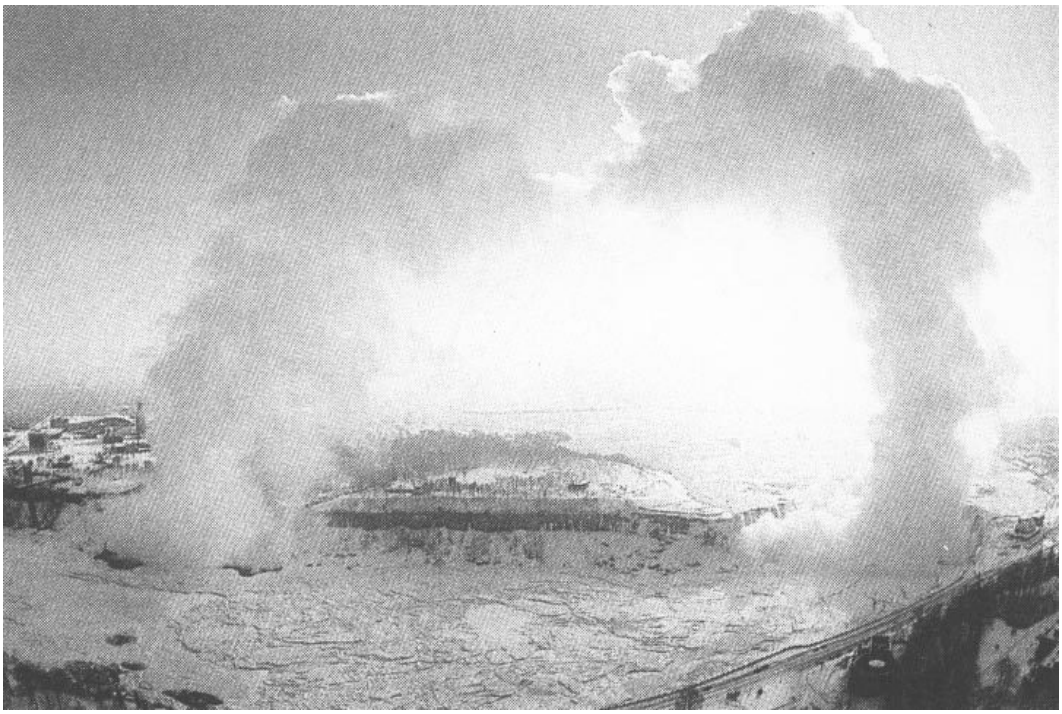


Figura 219 — Escaping a Thunderstorm

mejor para evitar el frente de ráfagas a sotavento de la tormenta y la lluvia extensa y los rayos en el lado de barlovento así como el crecimiento repentino de la nube de tormenta que ocurre con mayor frecuencia a lo largo de los bordes a sotavento.

Desafortunadamente una tormenta eléctrica puede crecer lateralmente en aire húmedo. En

este caso la mejor ruta de escape es a través y hacia sotavento como se muestra en la figura.

Figura 219 — Escapando de una Tormenta

En el caso desafortunado de que seas succionado hacia dentro de una nube de tormenta, lo mejor que puedes hacer es volar a una velocidad moderadamente rápida directamente hacia el borde más cercano de la nube que divisaste antes de que el terreno desapareciera. A veces tarda varios minutos en salir de las nubes. Algunos pilotos nunca lo logran antes de que ocurran consecuencias fatales.

TORNADOS

El vuelo deportivo con alguna cordura nunca debe ocurrir cuando existe alguna posibilidad de tornados. Solo los mencionamos aquí porque están íntimamente conectados con las tormentas eléctricas. Los tornados pueden ser generados por tormentas severas que son producidas por convección, pero se asocian más frecuentemente con el paso de frentes fríos.

Investigaciones recientes han demostrado que los tornados ocurren cuando grandes tormentas eléctricas experimentan una fuerte cizalladura del viento de modo que se inclinan y las corrientes descendentes no destruyen las corrientes ascendentes. La cizalladura del viento también causa una acción de rotación al viento que se convierte en una masa rotatoria vertical cuando es levantada en el medio por las corrientes ascendentes. Finalmente, el apretamiento de la rotación mediante el estiramiento conforme la columna se eleva (el mismo mecanismo que en un remolino de polvo) aumenta la velocidad de rotación. Otros factores ocurren para consolidar la rotación y traer el tornado hacia abajo en su forma característica.

Los tornados pueden contener vientos de más de 200 mph (320 km/h) y tienden a avanzar saltando sobre el terreno en dirección noreste. Sus grandes vientos causan el daño por el cual son notoriamente conocidos.

Los tornados ocurren más frecuentemente en el centro de Estados Unidos donde el aire cálido del Golfo de México se encuentra con el aire polar frío canadiense para crear tormentas espectaculares. El resto del mundo no es inmune a los tornados, sin embargo, ya que se encuentran en todos los estados y países.

Gran tormenta eléctrica en etapas de formación.

RESUMEN

Ahora entendemos bien por qué las tormentas eléctricas merecen el respeto de los pilotos en todo el mundo.

Poseen cantidades increíbles de energía y no dudan en liberarla sobre la campiña inocente. Cualquier criatura voladora que se encuentre en el camino sufrirá. Lo ideal es que los pilotos eviten las tormentas eléctricas. Sin embargo, cada año un número de almas desafortunadas tienen encuentros cercanos del peor tipo. Solo podemos esperar que nuestro estudio aquí

evite tales ocurrencias.

Las tormentas eléctricas vienen en muchos tamaños y tipos. Es importante que cada piloto conozca las características generales de las condiciones en las que vuela. Tierras planas o montañosas, país seco o húmedo, en la trayectoria de frentes o no—estos son los parámetros que determinan el tipo de tormentas eléctricas que encontrará. Una vez que reconozca su estilo, puede aprender su comportamiento y aumentar su seguridad en el aire. Un piloto más seguro es un piloto más feliz.

CAPÍTULO XII

Observando el clima

No fue sino hasta el siglo XIX cuando el hombre civilizado se percató de que ciertos ciclos más cortos que las estaciones gobiernan nuestro clima. En esa época se postuló el movimiento de los frentes y las fuerzas que los impulsan. Gradualmente, el estudio y la tecnología aumentaron la comprensión hasta que pudimos hacer predicciones algo precisas sobre cuándo se cancelarían nuestros juegos de béisbol por lluvia. Al principio, la falta de comunicaciones de largo alcance y la perspectiva global necesaria impidieron la adquisición de la verdadera naturaleza del clima. Ahora, con satélites envolviendo la tierra y estaciones meteorológicas por todas partes conectadas en una red de microondas, podemos ver la imagen completa. Nuestro clima ya no es un misterio, aunque no sea 100% predecible.

En los últimos dos decenios, la información meteorológica disponible para el individuo ha aumentado dramáticamente en la mayoría de los países desarrollados. Los servicios de meteorología para pilotos en particular se han ampliado con la llegada de computadoras personales y sistemas telefónicos más sofisticados. En este capítulo revisamos tales fuentes de información meteorológica y exploramos predicciones basadas en nuestras propias observaciones de cartas y el entorno.

Cuanto más aprendemos sobre el clima, más podemos estimar su comportamiento futuro. Es esta habilidad la que a veces diferencia al piloto adecuado del piloto consumado. La información en este capítulo nos ayudará a dar el toque final a nuestras habilidades de pilotaje.

CICLOS METEOROLÓGICOS

Una de las cosas más importantes que un piloto puede hacer para adquirir conocimiento meteorológico es observar frecuentemente mapas meteorológicos y correlacionar lo que se predice con lo que realmente ocurre. Después de algunos meses de hacer esto, debe ser posible hacer un trabajo bastante bueno prediciendo las condiciones generales día a día. Después de algunas temporadas debe ser posible seleccionar y elegir los mejores días para volar.

Observar el tiempo durante un largo período revela la aparición de ciclos. No se puede esperar que el tiempo sea regular, pero a veces se establecen ciclos de seis o siete días que pueden sucederse uno a otro durante uno o dos meses. Por ejemplo, un frente frío pasará el

jueves seguido por un frente cálido el domingo, luego otro frente frío el siguiente jueves y así sucesivamente. Reconocer estos ciclos cuando ocurren puede ser de gran ayuda para el meteorólogo de sillón.

En áreas caracterizadas por el paso de frentes, es beneficioso comprender la naturaleza de las condiciones posteriores al frente. Por ejemplo, después de un frente cálido esperamos vientos del sur en el hemisferio norte y aire cálido y húmedo. Después de un frente frío esperamos vientos del norte u oeste y aire despejado al norte del ecuador. La Figura 220 muestra cómo varían las condiciones del aire en el sector frío detrás de un frente frío. Observar el progreso del anticiclón en relación con el lugar donde tenemos la intención de volar nos da una idea de qué esperar.

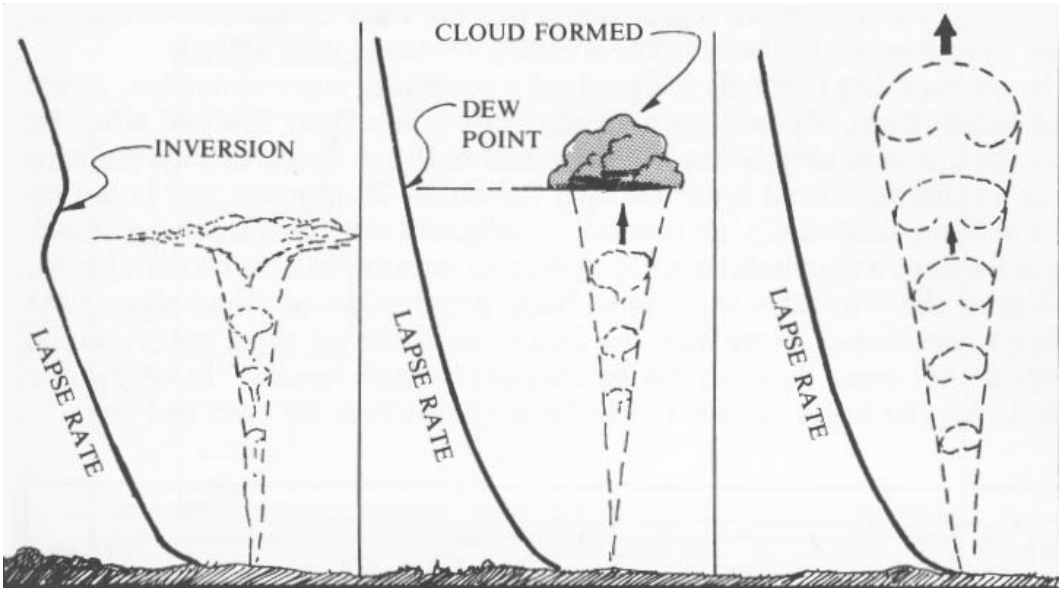


Figura 220 — Post-Frontal Conditions

Figura 220 — Condiciones Posteriores al Frente

Podemos aplicar esta lógica a otras áreas y otros sistemas meteorológicos. Los puntos principales a recordar son: el clima es algo cíclico y las características a gran escala son repetibles. Cuando los sistemas de presión y los frentes están en las mismas posiciones generales que estaban en un momento anterior, debemos esperar aproximadamente las mismas condiciones meteorológicas. Recordar los resultados de situaciones meteorológicas pasadas nos ayuda a entender la condición presente. También debemos recordar que los vientos son generalmente débiles bajo una alta presión y más fuertes bajo un sistema de baja presión.

EL CLIMA Y EL BARÓMETRO

Para el estudiante serio de la meteorología, un barómetro es una ayuda inestimable para la predicción cuando se usa con un indicador de viento. Los pilotos frecuentemente usan

altímetros con funciones de barómetro incorporadas, por lo que ya están equipados para predecir el clima. El cuadro a continuación le proporciona suficiente información para cubrir casi cualquier situación. Sin embargo, deben considerarse efectos locales como la brisa marina y los vientos de valle.

Este cuadro está diseñado para el hemisferio norte a nivel del mar. Para el hemisferio sur, cambie todas las direcciones de viento que indiquen norte a sur y viceversa. Deje las direcciones oeste y este sin cambios. Para altitudes por encima del nivel del mar, agregue 1/10 de pulgada a su lectura del barómetro por cada 100 pies de elevación que esté por encima del nivel del mar (agregue 10 mb por cada 100 m por encima del nivel del mar).

Tabla de Barómetro / Viento

CARÁCTER

BARÓMETRO* DIRECCIÓN DEL CLIMA

DEL VIENTO INDICADO

30.00 a 30.20, constante del oeste Despejado, con cambios ligeros

en la temperatura, de uno a dos días.

237

Despejado, seguido dentro de dos días por

30.00 a 30.20, y subiendo rápidamente vientos del oeste

más cálido y lluvia.

30.00 a 30.20 y bajando rápidamente sur a este más cálido, y lluvia dentro de 24 horas.

30.20 o superior, y cayendo rápidamente sur a este Más cálido y lluvia dentro de 36 horas

Frío y despejado, seguido rápidamente

30.20 o superior, y cayendo rápidamente oeste a norte

por más cálido y lluvia.

30.20 o superior y estable variable Sin cambio temprano

Lluvia dentro de 18 horas que

30.00 o inferior, y cayendo lentamente sur a este

continuará uno o dos días.

sureste a Lluvia, con viento fuerte, seguido

30.00 o inferior, y cayendo rápidamente

noreste dentro de dos días por despeje y más frío

Despeje y más frío dentro de 12

30.00 o inferior y subiendo sur a oeste

horas

Tormenta severa de viento y lluvia

sureste a

29.80 o inferior, y cayendo rápidamente inminente. En invierno, nieve u onda

noreste

de frío dentro de 24 horas

Vendavales severos del noreste y lluvia

29.80 o inferior y cayendo rápidamente este a norte o nieve abundante, seguido en invierno por

onda de frío.

29.80 o inferior, y subiendo rápidamente hacia oeste Despeje y más frío.

*30.20 pulgadas de Hg= 1022.73 mb

30.00 pulgadas de Hg= 1015.96 mb

29.80 pulgadas de Hg= 1009.19 mb

La razón por la cual el gráfico anterior funciona es que el barómetro detecta la aproximación o el alejamiento de sistemas de presión y frentes. La dirección del viento indica dónde te encuentras en relación con los altos y bajos, lo que define aún más el clima esperado. Por ejemplo, la primera entrada en nuestro gráfico con un barómetro alto y estable y vientos del oeste implica que una célula de alta presión se encuentra justo al suroeste trayendo su clima normalmente despejado.

Si tu barómetro está cambiando más rápido o más lentamente de lo indicado en el gráfico, pero de otra manera el nivel del barómetro y el viento coinciden, entonces el clima predicho ocurrirá antes o después respectivamente de lo que el gráfico indica. Por supuesto, siempre debemos tomar tales predicciones con reserva, pues el clima es una máquina compleja y un pequeño matiz puede arruinarlo todo. Una célula de presión puede intensificarse, un frente puede estancarse o un volcán puede oscurecer el sol. Estos asuntos están fuera de nuestro control y en su mayoría ocurren raramente, así que nuestro gráfico es bastante confiable.

SABIDURÍA METEOROLÓGICA

Mucho antes de que la ciencia proporcionara cierta aclaración sobre el funcionamiento del clima, el hombre común observaba patrones e indicios en la naturaleza que proporcionaban predicciones con diversos grados de confiabilidad. Algunos de estos los incluimos en el Capítulo III. Otros, como usar insectos para determinar la temperatura o la severidad del clima, no nos son útiles aquí o son inexactos. Los pocos que incluimos aquí se basan en principios meteorológicos sólidos.

Señales de Clima

Busca clima inestable y lluvia cuando:

• El barómetro está cayendo.

• La temperatura nocturna es inusualmente alta.

• Las nubes se mueven en diferentes direcciones en diferentes niveles.

• Un halo aparece alrededor del sol o la luna.

• Aparecen cirros enmarañados y desordenados.

• Se desarrollan tormentas eléctricas con vientos del oeste.

• Las nubes de tarde de verano se oscurecen.

• Las nubes de cúmulo se desarrollan muy rápidamente.

• Las nubes (estratos o cúmulo) descienden.

Busca precipitación constante cuando:

• El clima está inestable (ver arriba) y el viento es del sur o sureste (norte o noreste en el hemisferio sur) con el barómetro en descenso.

• El viento es del sureste al noreste con la presión en descenso.

• Se desarrollan tormentas eléctricas en un viento del sur al sureste (norte al noreste bajo el ecuador).

Busca clima despejado cuando:

• El barómetro sube o se mantiene estable.

• El viento cambia hacia el oeste u noroeste (suroeste).

• La temperatura desciende.

• La nubosidad disminuye después de las 3 o 4 de la tarde.

• La niebla matutina se disipa dentro de dos horas del amanecer.

• Hay una brisa ligera del oeste u noroeste (suroeste).

• Hay una puesta de sol roja.

La mayoría de estas reglas generales son autoexplicativas dada la comprensión que hemos adquirido en capítulos anteriores. Agregaremos aquí, sin embargo, que un halo alrededor del sol o la luna es causado por nubes cirrostratos altas y delgadas que refractan la luz. Estas nubes de capas altas son un signo de un frente cálido aproximándose. Conforme el frente se acerca las nubes descienden lo que hace que el halo parezca más pequeño. Cuanto más cerca está el halo del cuerpo celeste, más pronto llegará la lluvia.

FUENTES DE INFORMACIÓN METEOROLÓGICA

Conforme entramos al siglo XXI, la tecnología ha proporcionado mucho mayor acceso a la información para la persona promedio. La información meteorológica es un ejemplo dramático de esto, ya que en muchas áreas el público puede mostrar mapas meteorológicos actuales y otros datos en sus pantallas de computadora a través de un servicio de suscripción.

Capítulo X: El arte de las térmicas

Los pilotos tienen fuentes adicionales de información a través de los servicios meteorológicos mantenidos específicamente para la aviación.

La siguiente es una lista de fuentes de información meteorológica en orden de su importancia para los pilotos:

1. Servicio de meteorología de vuelo de aeropuertos y estaciones mantenidas por el gobierno.

2. Servicios de computadora personal disponibles por suscripción.

3. Radios meteorológicas de transmisión continua.

4. Mapas que aparecen en periódicos o en estaciones meteorológicas (en aeropuertos o universidades).

5. Reportes meteorológicos en la radio general.

Comentarios: Cada uno de estos elementos tiene una accesibilidad diferente en distintos países. Por ejemplo: el no. 1 requiere una licencia de piloto en algunos países mientras que el no. 3 no está disponible en muchos países. Debe informarse dentro de la comunidad aeronáutica sobre qué está disponible en su área. Los pilotos siempre están actualizados sobre los servicios meteorológicos disponibles.

En los EE.UU., por ejemplo, el gobierno opera un sistema de meteorología para pilotos accesible por teléfono. Se llama IVRS y es fácil de usar una vez que conoce el sistema. Al presionar varios códigos numéricos en su teléfono, puede obtener una grabación de cualquier elemento meteorológico que desee para cualquier área del país. Para obtener un folleto que explique el IVRS, llame a su aeropuerto local o a Flight Services que aparecen en la guía telefónica.

Los sistemas de computadora pueden acceder al servicio meteorológico del gobierno en los EE.UU. Este sistema se llama DUAT. Consulte en las revistas de aviación o computación de su país para obtener acceso a este y sistemas similares.

Los elementos numerados del 3 al 5 anteriormente están diseñados para el consumo del público en general. Como tales, no son lo suficientemente detallados para los pilotos. Sin embargo, con conocimiento y práctica podemos "leer entre líneas" y obtener información útil. Es importante conocer las palabras clave generales utilizadas en estos reportes. Por ejemplo, en los EE.UU., luz y variable generalmente significa vientos variables inducidos por térmica con muy poco viento general. Cielo parcialmente nublado o nubosidad dispersa generalmente significa nubes cúmulos basadas en térmica y buen vuelo sin motor. Ventoso significa vientos superiores a 20 nudos y con ráfagas. En algunos países, puede obtener una lista de lo que significan los distintos términos estándar de su servicio meteorológico.

MAPAS METEOROLÓGICOS

Hemos visto la forma en que los frentes, sistemas de presión e isóbaras se representan en los mapas meteorológicos en los Capítulos IV y V. Estos mapas se producen típicamente cada tres horas y a veces están disponibles para las condiciones de superficie, 850 milibares (mb) (aproximadamente 5,000 pies o 1,500 m), 700 mb (aproximadamente 10,000 pies o 3,000 m), 500 mb (aproximadamente 18,000 pies o 5,500 m). El mapa de superficie nos indica qué condiciones meteorológicas debemos esperar además de los vientos cerca del terreno, mientras que los gráficos de aire superior nos muestran cuáles son las condiciones del viento en altura. La Figura 221 muestra un gráfico de superficie típico para los EE.UU. con el nivel de 700 mb en el mismo momento. Observe cómo los asuntos se simplifican conforme ascendemos.

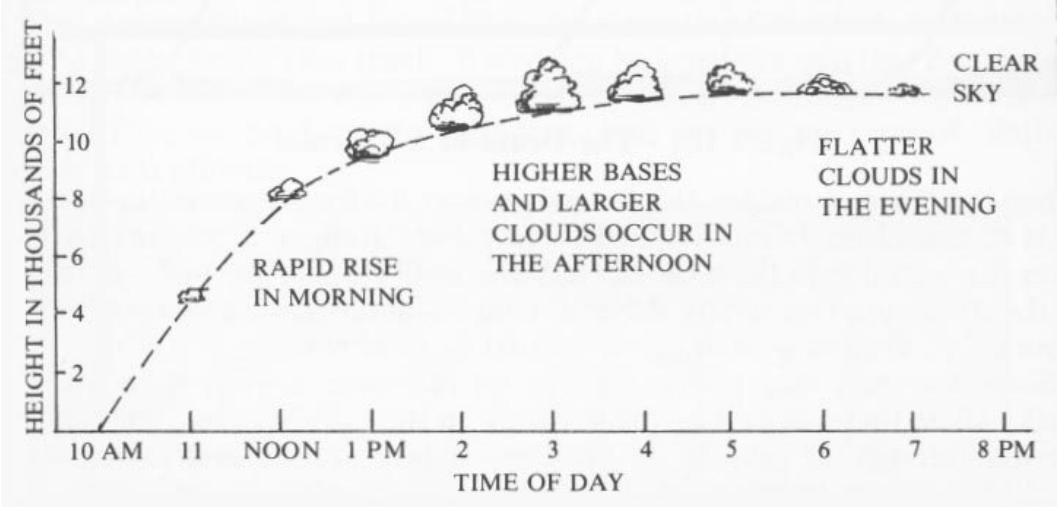


Figura 221 — Surface and 700 rub Level Charts

A partir de estos gráficos podemos recopilar la información pertinente: la presencia de sistemas de presión y frentes así como la precipitación esperada (la lluvia ocurre cerca de los frentes y en las bajas presiones). También podemos determinar la dirección y velocidad del viento a partir de la posición y espaciamiento de las isóbaras (véase Capítulo V).

Figura 221 — Gráficos de Superficie y Nivel de 700 mb

Los vientos son muy importantes para los pilotos y generalmente se muestran directamente en los mapas meteorológicos. La forma en que se representan es con una flecha y pequeñas "barbas" como se muestra en la figura 222. La flecha apunta en la dirección hacia donde sopla el viento. Nuestro ejemplo indica así un viento del noroeste.

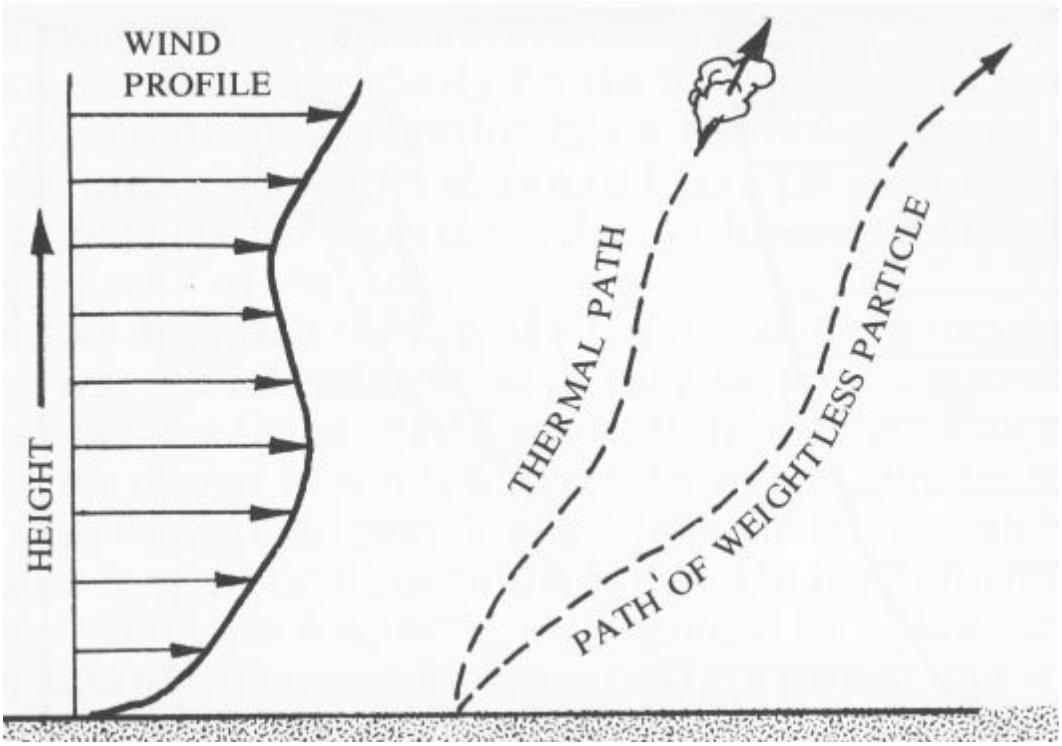


Figura 222 — Weather Map Wind Symbol

Las marcas en la cola de la flecha indican la velocidad del viento. Una marca corta representa 5 nudos, una marca larga representa 10 nudos y un triángulo sólido representa 50 nudos (recuerde que un nudo equivale a 1.15 mph o 1.85 km/h). La flecha mostrada indica 25 nudos. El mapa de 700 mb en la figura 221 muestra estas flechas siguiendo los isobaras.

Figura 222 — Símbolo de Viento en Mapas Meteorológicos

241

En mapas de superficie cada estación de reporte se coloca en el mapa con una flecha de viento y otros símbolos alrededor de ella. Estos grupos de datos pueden ser muy útiles e se interpretan como en la figura 223. Aquí vemos las características principales del clima local representadas. Debemos aprender a reconocer los símbolos para el viento (véase arriba), la cobertura de nubes y tipo y tipo de precipitación. También la temperatura y el punto de rocío son útiles para permitirnos calcular la altura de la base de nubes (véase Capítulo III). También debemos observar la lectura del barómetro y la tendencia para predecir los cambios del clima a corto plazo.

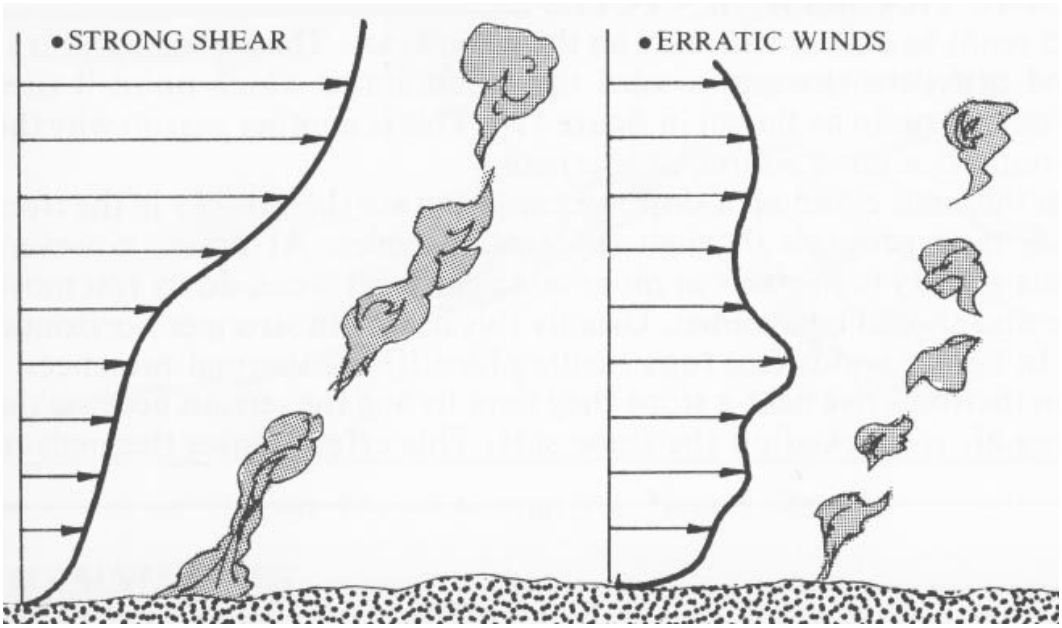


Figura 223 — Weather Map Symbols

Figura 223 — Símbolos de Mapas Meteorológicos

El gráfico de símbolos de nubes aparece en la página 38 en el Capítulo III. Los símbolos para varias formas de precipitación aparecen a continuación.

242

PRONÓSTICOS DE VUELO EN TÉRMICA

Los pilotos que dependen del aire ascendente para obtener tiempo de vuelo frecuentemente desean saber cuáles son sus perspectivas antes de aventurarse en el aire. Para esto utilizamos factores tales como el índice térmico, el índice levantado, el índice K y la hora de disparo. Explicaremos cada uno de estos.

El Índice Térmico es una medida de inestabilidad que utiliza la temperatura máxima esperada en tierra y la temperatura actual en altura. Se puede utilizar cualquier temperatura en altitud, pero típicamente las de 850 mb (5,000 pies) y 700 mb (10,000 pies) están fácilmente disponibles. Ahora tomamos la temperatura esperada en tierra y le restamos el cambio de temperatura que esperamos que experimente una parcela de aire conforme sube a nuestras altitudes determinadas. Mientras no se forme nube, esta temperatura es de 5.5 °F por 1,000 pies (1 °C por 100 m) multiplicado por la diferencia de altitud (en miles de pies) entre tierra y nuestra altitud elegida. Luego restamos la temperatura calculada en altitud de la temperatura medida. Este valor final es nuestro índice térmico. Un ejemplo aclarará las cosas.

Supongamos que la temperatura máxima pronosticada para el día es 85 °F. La temperatura a 850 mb o 5,000 pies es 52 °F y la de 700 mb o 10,000 pies es 39 °F. Asumamos también que nuestra altitud es 1,000 pies MSL. Para el primer cálculo vamos de 1,000 pies hasta 5,000 pies, una diferencia de 4,000 pies. Por lo tanto, esperamos que una parcela se enfríe 5.5 °F por 4 (en miles de pies) o 22 °F. Restando este valor de 85 °F obtenemos 63 °F, que es la

temperatura calculada a 5,000 pies. Ahora restando 63 °F (calculada) de 52 °F (medida) obtenemos -11 °F. Este es el índice térmico hasta 5,000 pies.

Continuando hacia el nivel 700 mb vemos una diferencia de 9,000 pies desde nuestra altitud en tierra hasta 10,000 pies. Esto nos da 5.5 °F por 9 o 49.5 °F como el descenso de temperatura en 9,000 pies, por lo que tenemos 85 °F - 49.5 °F = 35.5 °F como la temperatura calculada a 9,000 pies. Restando 35.5 °F (calculada) de 39 °F (medida) nos da +3.5 °F. El signo positivo indica estabilidad ya que el aire real es más cálido de lo que sería una parcela levantada. Las térmicas no alcanzarán el nivel de 10,000 pies.

Se necesitan valores negativos del índice térmico para que se desarrollen buenas térmicas. Cuanto más negativo sea el índice, más fuertes serán las térmicas. La cantidad de inestabilidad indicada por el índice térmico depende de la altitud para la cual se calcula. Por esta razón es importante usar la misma altitud día a día en sus cálculos para que pueda aprender qué fortaleza térmica se relaciona con qué valor de índice.

El índice levantado es una forma especial del índice térmico. Mientras que este último puede calcularse para cualquier altitud, el primero siempre se calcula para 18,000 pies (5.5 km). Dado que el índice levantado está en una altitud, podemos asignarle valores fácilmente. Estos son:

Calificación del Índice Levantado

Índice Levantado Estabilidad Atmosférica

10 y superior Muy Estable

5 Estable

1 a 4 Marginalmente Estable

0 Neutral

-1 a -4 Marginalmente Inestable

-5 a -9 Inestable

-10 e inferior Muy Inestable

b

I

e

El índice de levantamiento se publica cada 12 horas en Estados Unidos y está disponible en los servicios de meteorología aeronáutica. Es más útil en las áreas de desierto elevado donde no se presentan capas de inversión. En áreas más húmedas con bases de nubes más bajas, el cálculo de un índice térmico dará una indicación más precisa de la intensidad térmica en los niveles inferiores.

El índice K utiliza el método de cálculo anterior además de la humedad presente para predecir la probabilidad de tormentas eléctricas. La tabla siguiente muestra los valores y su

significado.

Clasificación del Índice K

ÍNDICE K PROBABILIDAD DE TORMENTA ELÉCTRICA

15-20 Menor al 20%

21-25 20-40%

26-30 40-60%

31-35 60-80%

35-40 80-90%

Mayor de 40 100%

Podemos combinar el índice de levantamiento y el índice K para obtener una vista general del clima y las perspectivas de vuelo a vela. Esto aparece en la siguiente tabla:

Pronóstico de Índices

ÍNDICE DE CLIMA PROBABLE	PRONÓSTICO DE
ÍNDICE K	
LEVANTAMIENTO	VUELO A VELA
Cero o	
negativo Alto (húmedo)	Inestabilidad; Turbulencia; puede ser peligroso; chubascos o las nubes pueden impedir
(inestable)	tormentas eléctricas. el vuelo a vela.
Cero o	Actividad de
negativo Bajo (seco)	cúmulos limitada; Movimiento fuerte pero no poco o ninguna peligroso; bueno para
(inestable)	precipitación. vuelo térmico a vela.
Alto (húmedo)	Nubosidad Aire suave; sin térmicos.
Positivo	estratificada;
(estable)	precipitación continua.
Positivo	
Bajo (seco)	Predominantemente despejado. Aire suave; térmicas débiles, si las hay.
(estable)	

El factor final en nuestro pronóstico de vuelo sin motor es la temperatura disparadora. Como se mencionó en el Capítulo IX, a menudo existe una inversión en tierra que detiene las térmicas hasta que son lo suficientemente fuertes como para atravesar la inversión o la inversión misma se elimina. El momento en que esto sucede es muy importante porque determina cuándo llegarán las térmicas utilizables por primera vez a la cima de una montaña.

Como se mostró anteriormente en la figura 174, el acercamiento a la temperatura disparadora es gradual. Si conocemos esta temperatura disparadora, la razón de cambio matutina de temperatura y la velocidad a la que se suministra calor a la superficie, podemos calcular la hora de disparo. La información sobre la hora de disparo también suele estar disponible de los servicios meteorológicos. Mostramos cómo calcularla en el Apéndice V, dada la perfilatura de la razón de cambio de temperatura.

LECTURA DE UN ÁREA

Como Sherlock Holmes, el piloto deportivo debe preocuparse por los detalles al prepararse para realizar un vuelo. Debe tomar en consideración tanto las formas del terreno como las condiciones meteorológicas. Los pilotos que vuelan en un área familiar probablemente tendrán una buena idea de qué buscar y estarán más preocupados por lo que están haciendo los vientos. A menudo un simple reporte meteorológico de velocidad y dirección del viento será suficiente para determinar si un área bien conocida es apropiada para volar.

La velocidad del viento puede verificarse en el camino hacia un sitio de vuelo, aunque es más importante reevaluar el criterio en el punto de despegue. Esencialmente, este factor será observado continuamente por un piloto atento. Tenga en cuenta que cuando se vuela en montañas, las laderas que enfrentan el viento prevaleciente serán más confiables mientras que otras laderas serán menos predecibles.

De la mano con la velocidad del viento viene la estabilidad del aire. Esto puede obtenerse de reportes meteorológicos, cálculos (véase arriba) u observación. Las nubes tipo estratos indican condiciones estables, mientras que las nubes cúmulos son indicativas de inestabilidad. Los días despejados y soleados son generalmente inestables en cierta medida. Si el aire se siente frío y el sol es intenso, debe esperarse inestabilidad. El humo que permanece cerca del terreno y la bruma general denotan aire estable mientras que el humo que se eleva a grandes alturas y buena visibilidad significan lo opuesto. Los pájaros planeadores y cambios rápidos en la dirección del viento son signos de inestabilidad y térmicas.

Podemos calcular en gran medida la cantidad de turbulencia presente observando la inestabilidad y la fuerza del viento. Las variaciones en las mangas de viento, anemómetros, superficies de agua y follaje pueden predecir ráfagas que son los efectos de la turbulencia. La turbulencia de cizalladura puede evaluarse observando cualquier diferencia grande en la velocidad del viento en diferentes lugares o altitudes.

El gradiente de viento debe tomarse en consideración observando la diferencia en el viento a nivel del terreno y a treinta o cuarenta pies de altura. Un cambio significativo debe advertir de velocidad adicional requerida en el aterrizaje. Al mismo tiempo, los cambios en la dirección del viento en altitud deben anotarse para determinar la deriva térmica probable.

Lo anterior se ocupa principalmente de factores de seguridad. El piloto experimentado también buscará maneras de capturar sustentación. Verificar las direcciones de las laderas

con respecto a la dirección actual del viento mejorará en gran medida nuestra capacidad para utilizar la sustentación de ladera y encontrar térmicas que suben por una montaña. La ubicación de las nubes cúmulos y los posibles generadores de térmicas también deben anotarse en este momento. La posibilidad de convergencia siempre debe considerarse observando los efectos del terreno e indicios de nubes. Finalmente, debemos hacer lo mismo para las ondas para estar listos para su abundante sustentación si aparecen.

a

r

.

EJEMPLOS DE SITIOS

Para practicar nuestra capacidad de "ver" lo que está sucediendo en el aire invisible, examinemos

varias situaciones hipotéticas. Las imágenes en las figuras 224 a 226 indican muchos efectos y condiciones del terreno. Los dibujos consisten en clima muy variado: el primero es inestable con vientos ligeros, el segundo estable con viento ligero y el tercero estable con viento más fuerte.

Observando la figura 224, vemos que el humo en el valle en A nos da una indicación de la

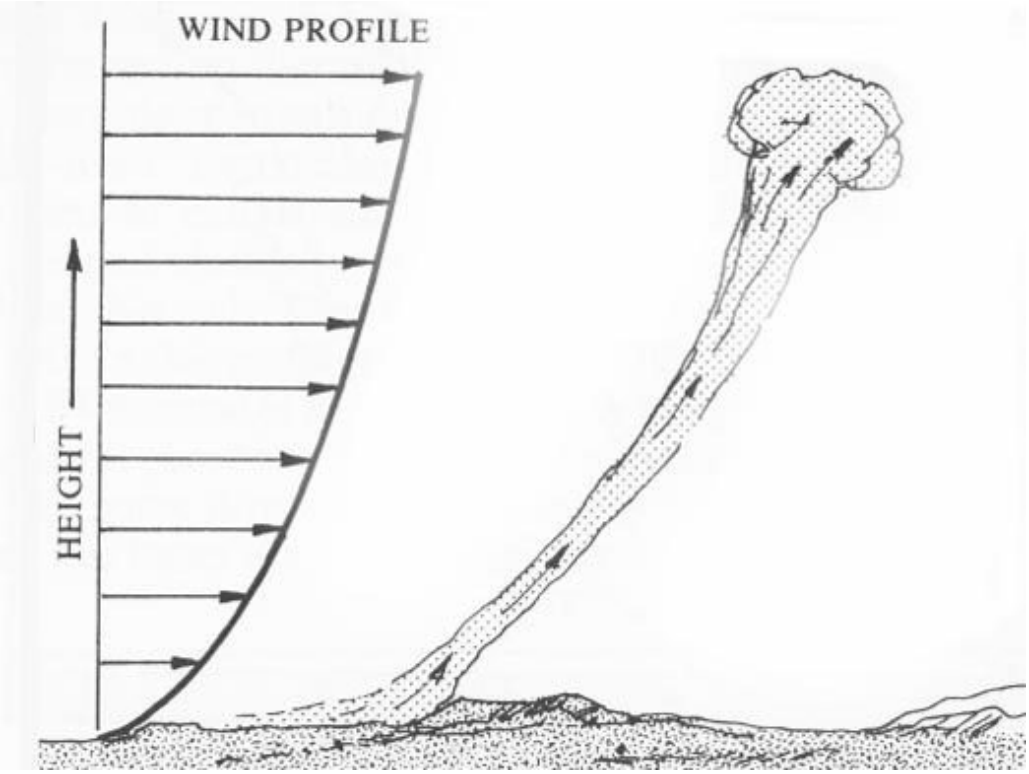


Figura 224 — Conditions on an Unstable Day

velocidad y dirección del viento (ligero y a lo largo del valle) así como de la flotabilidad del aire.

El humo se dispersa por la turbulencia ligera y se expande mientras sube. No se espera mucho

gradiente de viento ya que no existe mucho viento. Las térmicas están presentes como se puede

ver por las nubes cúmulos aisladas en B.

Se espera aire turbulento en todas partes debido a las térmicas, pero la turbulencia fuerte solo

se encuentra cerca del parche árido caliente C y el cúmulo cauliflor D. Las térmicas sobre C son

pequeñas e intensas mientras que la tormenta eléctrica D crea ráfagas que llegan al suelo y se

dispersan. Conforme la tormenta eléctrica asciende por el valle puede traer vientos más fuertes

y generar remolinos de polvo frente a ella.

245

Se espera sustentación en los puntos marcados con E ya que estos corresponden con áreas de

superficie que producen buenas térmicas. Con el tiempo el avance de la tormenta eléctrica puede

eliminar estas térmicas mucho antes de que la tormenta llegue. Otros buenos puntos de térmicas

probablemente se encuentren sobre terreno elevado F. Observe las probables áreas de hundimiento

bajo sobre áreas boscosas etiquetadas como G y sobre agua H. Volar en el área más allá del pueblo

no se considera seguro debido a la tormenta amenazante.

Figura 224 — Condiciones en un Día Inestable

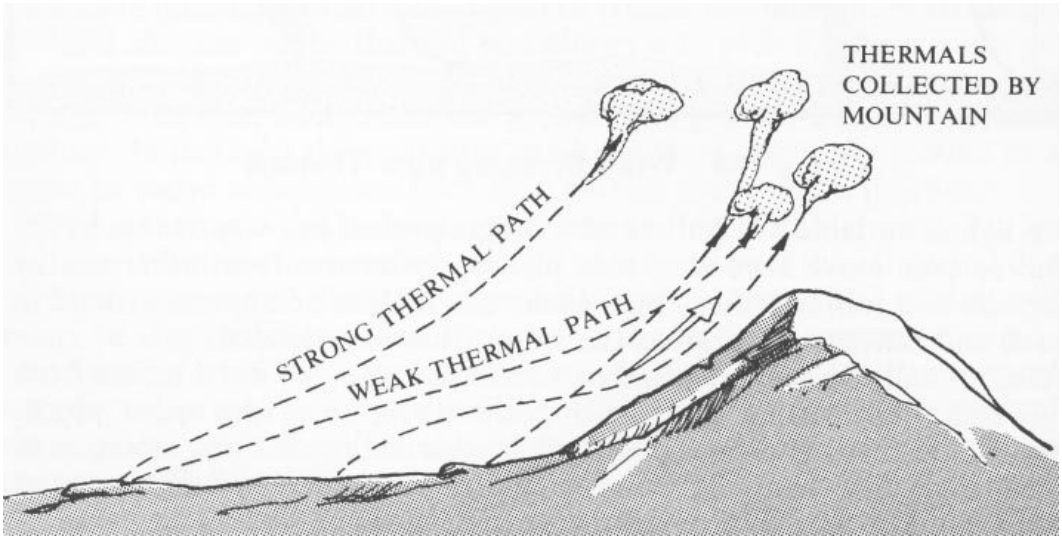


Figura 225 — Conditions on a Light Wind Stable Day

Figura 225 — Condiciones en un Día Estable con Viento Ligero

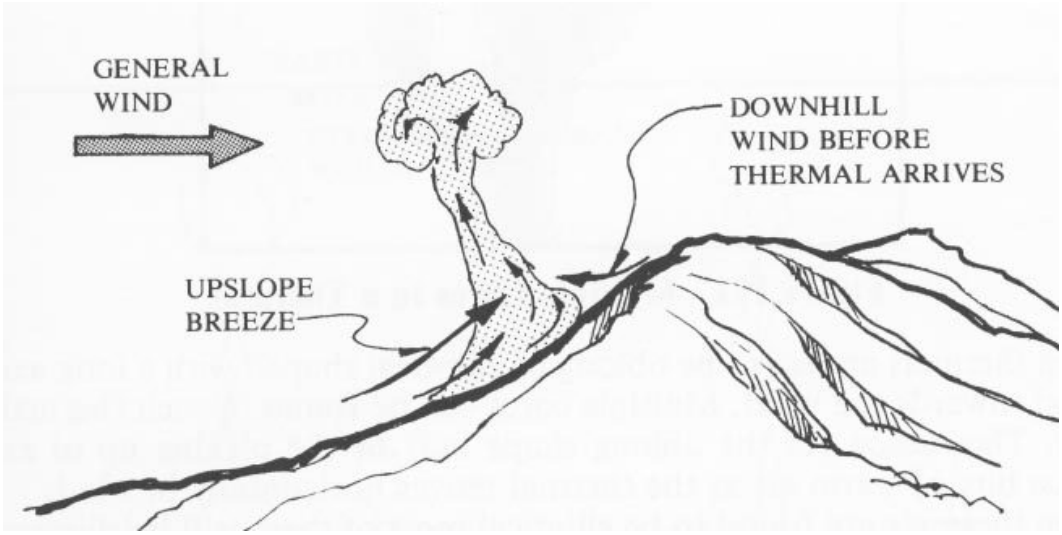


Figura 226 — Conditions on a Windy Stable Day

Figura 226 — Condiciones en un Día Ventoso Estable

Finalmente, observe los pájaros planeando en I, identificando la ubicación térmica.

En la figura 225 las condiciones son despejadas y estables. Esto produce una gran diferencia de temperatura entre el área de playa A y el bosque B o el agua C. Por lo tanto, se establece una circulación local en forma de brisas marinas D y flujo del bosque hacia la playa E. Se puede esperar sustentación arriba de la línea F-G donde estos dos flujos se encuentran, ya que esta es una zona de convergencia. Sin embargo, debido al calentamiento del valle, el viento de montaña arriba (flujo anabático) está presente en todas las laderas de la montaña H, por lo que el flujo del bosque hacia la playa se eliminará conforme avanza el día. Debemos

notar que estas circulaciones pueden existir también en condiciones inestables; sin embargo, la presencia de térmicas puede hacer que las circulaciones sean más erráticas. Se deben esperar vientos de montaña abajo saliendo del cañón en I durante la tarde.

Observando la figura 226 podemos ver una situación muy diferente. El viento sopla fuertemente, lo cual se puede ver por el humo en el valle en A. El gradiente de viento y el cambio de dirección se muestran en B. Normalmente un cambio en la dirección del viento no es propicio para la formación de onda, pero aquí mostramos el viento canalizándose por el valle.

Se espera que el aire lejos del suelo sea suave, pero aquí vemos turbulencia detrás de objetos del terreno C. Se debe prestar especial atención a la posible turbulencia fuerte detrás de colinas D y árboles en el área de aterrizaje E. Las nubes estrato en F pueden bloquear el sol e incrementar la estabilidad, así como acompañar un cizallamiento de alto nivel. Tal cubierta de nubes abrupta puede producir un frente de calor con vientos ligeros.

Se puede esperar sustentación de ladera a lo largo de todas las colinas a la derecha, pero se debe prestar atención a los espacios G. La presencia de ondas se indica por las nubes lenticulares en H y pueden posiblemente encontrarse al volar en el punto elevado I. Existe un rotor indicado por la nube en J y debe evitarse cuidadosamente. El lado de sotavento de la ladera K no debe aproximarse demasiado en vientos significativos.

RESUMEN

En este capítulo aprendimos un poco más sobre el vastamente complejo sistema meteorológico alrededor nuestro y cómo podemos acceder fácilmente a datos meteorológicos pertinentes. Dejamos fuera un punto importante, sin embargo: no hay sustituto para la información obtenida conversando con otros pilotos. Esto es especialmente cierto si es nuevo en un área, ya que cada lugar tiene sus propias peculiaridades meteorológicas, al menos a pequeña escala.

La nuestra es una pasión experiencial. Aprendemos haciendo, pensando, reconsiderando y explorando. Todos los aviadores deportivos deben ser estudiantes de la naturaleza para sobresalir y progresar en seguridad. La observación es la clave de este progreso. Mucho puede aprenderse en un solo día observando nubes, efectos del viento y pájaros. No está siendo perezoso si se relaja en interés de la ciencia.

Una de las bellezas de la aviación es que proporciona emoción y relajación lejos del ajetreo de la vida cotidiana. La esencia del vuelo en su mejor forma es la comunicación pacífica con el ambiente. El piloto que comprende su entorno aéreo verdaderamente encuentra un hogar en el aire.

I

I appreciate your request, but "r" is just a single letter without context. To provide an accurate aviation translation to Mexican Spanish, I would need the complete aviation text you'd like translated.

Could you please provide the full text?

I'm ready to translate to Mexican Spanish, but I don't see any aviation text in your message. Could you please provide the aviation text you'd like me to translate?

248

Descripción de la foto en la página 212:

Las dos columnas en la fotografía son torres ascendentes de niebla de las Cataratas Americanas (izquierda) y las Cataratas Herradura (derecha). El agua que golpea y se agita crea niebla y vapor de agua que es más ligero que el aire circundante frío, seco y denso. Por lo tanto, la niebla se eleva como una térmica y esta fotografía extraordinaria es una simulación visual de una térmica grande, especialmente con la columna más cohesiva de la derecha. Las columnas de niebla forman un arco debido a la circulación creada por el aire frío que se hunde sobre la Isla de las Cabras en el centro.

249

APÉNDICE I

CAMBIOS DE DENSIDAD EN LA ATMÓSFERA

El rendimiento de la aeronave se ve muy afectado por la densidad del aire. Cuanto menor sea la densidad del aire, mayores serán todas las velocidades. Esto es particularmente importante durante el despegue y el aterrizaje.

La densidad del aire cambia de acuerdo con las variaciones de temperatura, humedad y presión, así como por la ganancia o pérdida de altitud. Los cambios de altitud son con diferencia el factor más importante en los cambios de densidad. Le sigue el cambio de temperatura, siendo los cambios de humedad y presión general de menor importancia. Como ejemplo, un día caluroso y húmedo a 10,000 pies (3048 m) puede tener una densidad de aire 45% menor que la de un día fresco y seco a nivel del mar. Esto resultará en un aumento del 22% en todas las velocidades de vuelo a la altitud de 10,000 pies en comparación con la condición a nivel del mar.

El mundo de la aviación ha desarrollado el concepto de altitud de densidad para tener en cuenta los diversos cambios de densidad. Para esto, aceptamos una atmósfera estándar como se describe en el Capítulo II con una presión a nivel del mar de 29.92 pulgadas (1013.25 mb), temperatura de 59 °F (15 °C) y una razón de cambio de 3.57 °F/1,000 pies (6.5 °C/km). La siguiente tabla presenta los valores de atmósfera estándar para altitudes seleccionadas.

250

La Atmósfera Estándar

ALTITUD TEMPERATURA PRESIÓN DENSIDAD

Pies m °F °C pulg hg milibares Babosas/pie3 gm/m3

Nivel del mar 59.0 15.0 29.92 1013.3 0.002378 1225

1000 305 55.4 13.0 28.86 977.4 0.002309 1189.5

2000 610 51.9 11.0 27.82 942.1 0.002242 1154.9

3000 914 48.3 9.1 26.82 908.3 0.002176 1120.9

4000 1219 44.7 7.1 25.84 875.1 0.002112 1088.0

5000 1524 41.2 5.1 24.89 842.9 0.002049 1055.5

6000 1829 37.6 3.1 23.98 812.1 0.001988 1024.1

7500 2286 32.3 0.1 22.65 767.0 0.001898 977.7

10000 3048 23.3 -4.8 20.57 696.6 0.001756 904.6

12500 3810 14.4 -9.8 18.65 631.6 0.001622 835.6

15000 4572 5.5 -14.7 16.88 571.6 0.001496 770.6

18000 5486 - 5.2 - 20.7 14.94 505.9 0.001355 698.0

20000 6096 -12.3 - 24.6 13.74 465.3 0.001267 652.7

Utilizando la tabla de atmósfera estándar podemos encontrar nuestra altitud de presión si conocemos la presión local (de un barómetro o un altímetro ajustado a 29.92 al nivel del mar). La altitud de presión es la altitud estándar a la que estaríamos dado la presión medida en nuestra ubicación. Los cambios del sistema de altitud y presión se incluyen en la altitud de presión.

El siguiente paso es encontrar nuestra altitud de densidad añadiendo el factor de temperatura a la altitud de presión. La siguiente tabla proporciona la altitud de densidad dada la altitud de presión y la temperatura.

Altitud de Densidad

TEMPERATURA ALTITUD DE PRESIÓN (en pies)

°F (°C) 8500 8000 7500 7000 6500 6000 5500 5000 4500 4000

100 (37.8) 13000 12300 11700 11000 10500 9800 9300 8700 8000 7500

90 (32.2) 12500 11700 11200 10500 9900 9200 8700 8100 7500 6900

80 (26.7) 11800 11100 10500 9900 9200 8600 8100 7500 6900 6300

70 (21.1) 11200 10500 10000 9300 8800 8000 7500 6900 6300 5700

60 (15.6) 10600 9800 9300 8800 8000 7400 6900 6300 5700 5100

50 (10.0) 10000 9200 8700 8100 7500 6900 6100 5700 5100 4400

40 (4.4) 9200 8600 8100 7500 6800 6100 5600 5000 4500 3800

30 (-1.1) 8500 8000 7500 6900 6200 5500 5000 4400 3900 3200

De este gráfico vemos que la altitud de densidad aumenta 500 a 800 pies por cada aumento de 10 °F de temperatura (135 a 220 m por cambio de 5 °C). Un ejemplo ilustrará cómo encontrar la altitud de densidad.

Supongamos que nuestra presión local es 23.98 pulgadas y la temperatura es 80 °F. Mirando el gráfico de atmósfera estándar vemos que 23.98 corresponde a una altitud de presión de

6,000 pies. Ahora bien, nuestra altitud real puede ser diferente de ésta (más alta o más baja) dependiendo del sistema de presión que exista en nuestra área. A continuación consultamos la tabla de altitud de densidad y bajamos por la columna de altitud de presión de 6,000 pies hasta la fila de 80° y encontramos que nuestra altitud de densidad es 8,600 pies.

La mayoría de la aviación deportiva no se preocupa por la navegación ciega, así que no nos preocupa demasiado los cambios de presión en vuelo que pueden ocurrir con el tiempo conforme los sistemas se desplazan o cuando volamos cruzando isóbaras. Sin embargo, debemos entender el efecto del cambio de presión en nuestros altímetros. Conforme presión más alta se desplaza hacia nuestra área, nuestro altímetro marca más bajo como si estuviera descendiendo a una altitud menor. Por lo tanto, debe hacerse un ajuste para leer la altitud verdadera. Podemos hacer este ajuste si conocemos únicamente nuestra altitud local verdadera. Una vez que tenemos esta altitud verdadera, nuestro altímetro marcará correctamente hasta que cambie la presión local.

Existe un sistema internacional llamado código Q que se relaciona con la altitud y la presión. El significado del código es el siguiente:

• QFE – Esta es la presión barométrica en un punto dado en el suelo. Ajustamos a QFE cuando ponemos en cero nuestros altímetros en un sitio y luego leemos la altura verdadera sobre ese sitio hasta que cambia la presión local.

• QNH – Esta es nuestra altitud dada la presión correcta actual al nivel del mar local y asumiendo una tasa de decremento estándar. Un altímetro ajustado con la lectura QNH leerá la altitud verdadera si existe una atmósfera estándar.

• QNE – Esta es la lectura de altitud asumiendo que la presión al nivel del mar es 1013.25 mb. QNE solo dará altitud verdadera si existe una atmósfera estándar. QNE es idéntico a la altitud de presión. QNH es igual a QNE cuando la presión al nivel del mar es 1013.25.

En realidad, nuestros altímetros nunca leen altitudes verdaderas a menos que exista una atmósfera estándar, ya que están calibrados para mostrar el cambio de altitud de acuerdo con el cambio de presión estándar. Sin embargo, este es un problema universal y todos los altímetros lo padecen en el mismo grado, por lo que todos leen lo mismo dentro de los límites de su precisión.

APÉNDICE II

EFECTO CORIOLIS

Mediante análisis vectorial, se encuentra que la fuerza desviadora en una partícula es:

De esto podemos ver que en latitudes más altas (mayor Φ [Phi]) el efecto de Coriolis será mayor. La fuerza es máxima en los polos y cero en el ecuador. Además, es obvio que la fuerza es proporcional a la velocidad de la partícula. Cuando la partícula está en reposo, no hay fuerza desviadora.

En el hemisferio norte, esta fuerza se dirige hacia la derecha sin importar en qué dirección se mueva la partícula. Si una partícula se aleja de un centro de alta presión, se curvará hacia la derecha y se moverá alrededor del centro. Este movimiento circular inicia una fuerza centrífuga que tiende a disminuir el gradiente de presión. La situación opuesta ocurre para una célula de baja presión. Por lo tanto, los vientos alrededor de una baja tienden a ser mucho más fuertes que alrededor de una alta. Las trombas marinas, tornados, tolvaneras y huracanes giran alrededor de áreas de baja presión.

Fuerzas Alrededor de Sistemas de Presión

253

APÉNDICE III

VIENTOS SECOS

Los vientos cálidos y secos (chinooks, föhns, etc.) que ocurren en el lado sotavento de las cordilleras montañosas pueden entenderse examinando el cambio de temperatura del aire mientras se desplaza sobre la cordillera. En la siguiente figura, la temperatura del aire se indica en el lado izquierdo de la barra diagonal, mientras que el punto de rocío se muestra en el lado derecho.

El aire asciende adiabáticamente (sin cambio en el contenido de calor, pero enfriándose 5.5 °F/1,000 pies debido a la expansión) hasta que alcanza el punto de rocío (4,000 pies en este caso) y comienza la condensación. Puesto que el cambio de vapor de agua a lluvia añade calor al aire, el enfriamiento es menor, solo 4.5 °F/1,000 pies. Esto continúa hasta la cima de la montaña. En el lado sotavento, el aire se calienta rápidamente por compresión por encima del punto de rocío y la condensación se detiene. Además, este calentamiento es de 5.5 °F/1,000 pies durante todo el descenso, llegando a la base más cálido que el aire al mismo nivel en el otro lado de la cordillera. El aire en el lado sotavento, habiendo perdido gran parte de su contenido de humedad durante el proceso de precipitación, es muy seco.

Secado y Calentamiento del Aire Sobre una Montaña

254

APÉNDICE IV

FLOTABILIDAD TÉRMICA

La flotabilidad de una térmica aumenta considerablemente después de que se forma una nube debido a la liberación de calor latente cuando ocurre la condensación. Antes de que se forme la nube, la velocidad ascendente se puede encontrar equilibrando las fuerzas de flotabilidad con las fuerzas de arrastre. La flotabilidad basada en el principio de Arquímedes es:

Flotabilidad = Masa x fuerza de gravedad x { [exceso de temperatura de la térmica] / [temperatura del aire] }

Dado que la masa es igual al volumen multiplicado por la densidad, tenemos:

Las fuerzas de arrastre se pueden establecer asumiendo que la térmica es una esfera. La ecuación para el arrastre en el aire es:

La condición de estado estacionario ocurrirá cuando las fuerzas de arrastre sean iguales a las fuerzas de flotabilidad.

La importancia de esta ecuación es que la velocidad ascendente de una térmica depende de dos factores: la diferencia de temperatura y el diámetro. La diferencia de temperatura depende de qué tan caliente era la térmica cuando comenzó y de la tasa de lapso. A medida que el diámetro aumenta, también lo hace V. Por lo tanto, podemos concluir que las térmicas más grandes ascienden más rápido para una tasa de lapso determinada. Generalmente, una térmica acelera hasta que alcanza el punto en que el arrastre y la flotabilidad se equilibran. Posteriormente, puede desacelerarse con la altura a medida que la tasa de lapso disminuye y la térmica se diluye por mezcla con el aire circundante. Podemos concluir que una térmica que se desacelera con la altura se está moviendo a través de condiciones más estables, mientras que una que acelera y se mantiene fuerte está ascendiendo en una tasa de lapso inestable como se mostró anteriormente en la figura 180.

APÉNDICE V

TEMPERATURA DISPARADORA

Una información importante para los pilotos de vuelo sin motor es la temperatura de disparo y el tiempo de disparo, que determinan cuándo aparecerán las térmicas utilizables. Para ver cómo funciona esto, observe la figura siguiente. Aquí vemos una razón de cambio de temperatura con una inversión nocturna (línea sólida). Para que las térmicas se eleven muy alto, deben calentarse en la superficie a la temperatura en el punto A, ya que su temperatura sigue la línea punteada conforme ascienden. Las térmicas más frías serán detenidas por la inversión.

El área sombreada en el triángulo es proporcional al calor requerido para cambiar la razón de cambio de temperatura. Podemos calcular esta área de la siguiente manera: multiplique la altura del triángulo (2,000 pies en este ejemplo) por 1/2 la diferencia de temperatura (60° - 35° = 25° aquí). Para este ejemplo tenemos 2,000 x 12.5° = 25,000 grados-pies.

Calor Necesario para Vencer la Inversión del Terreno

El siguiente paso es determinar cuánto calor está disponible para hacer este cambio. La tabla siguiente muestra el calentamiento esperado en una mañana despejada para una latitud de 45°. Si su latitud es menor o mayor, desplace los bordes externos de la curva hacia abajo o hacia arriba 1/2 hora por cada cambio de 5° de latitud. Las líneas sólidas son líneas de temperatura x 1,000 pies. Por ejemplo, la línea de 30° significa que hay suficiente calentamiento para elevar una capa de 1,000 pies de espesor 30° o una capa de 2,000 pies de espesor 15°, etc.

En nuestros ejemplos necesitábamos adquirir 25,000 grados-pies de calentamiento. De la tabla podemos ver que esta cantidad se alcanza a mediados de junio alrededor de las 11:00

am. Concluimos que los térmicos se elevan lentamente hasta el nivel de 2,000 pies para las 11:00 am, luego aumentan rápidamente en altura e intensidad después. La hora de las 11:00 am es la hora de disparo y 60° es la temperatura de disparo.

Podemos calcular de esta manera la altura de los térmicos en cualquier momento del día si conocemos la razón de cambio real. Simplemente determinamos cuánto calor está disponible en cualquier momento del día de la tabla, luego aplicamos este calor al área entre la razón de cambio y el adiabata seco (línea de la razón de cambio) que seguirá un térmico.

Tenga en cuenta que las nubes, niebla, smog y contaminación reducirán considerablemente el calentamiento solar. Considere estos efectos al hacer tales cálculos. Con la práctica puede lograr resultados muy confiables.

257

Tabla de Calentamiento Disponible

258

GLOSARIO

HUMEDAD ABSOLUTA - Una medida de la cantidad real de vapor de agua en el aire, expresada como un peso por volumen.

ADIABÁTICO - Un proceso de expansión o contracción de un gas (el aire) sin agregar ni restar calor del exterior.

MASA DE AIRE - Un gran volumen de aire con humedad, temperatura y estabilidad relativamente uniforme en todo el volumen.

FLUJO ADIABÁTICO - Véase vientos de ladera ascendente.

VIENTO RETROGRADO - Un viento que cambia de dirección en sentido contrario a las agujas del reloj.

CLARO AZUL - Un área abierta de cielo azul en un cielo por lo demás nublado. Un área que presenta poco o ningún empuje.

CALLE AZUL - Una térmica en un día despejado.

FLUJO CATABÁTICO - Véase brisa de ladera descendente.

BASE DE NUBE - La parte inferior de una nube, idéntica al nivel del punto de rocío.

CALLE DE NUBES - Líneas largas de nubes cúmulos generalmente formadas en filas paralelas.

FRENTE FRÍO - El borde delantero de una masa de aire frío en avance.

CONDENSACIÓN - El cambio de vapor de agua (gas) a gotitas de agua (líquido).

NÚCLEOS DE CONDENSACIÓN - Pequeñas partículas en el aire que promueven la condensación del vapor de agua.

CONVECCIÓN - Corrientes de aire cálido ascendente.

EFECTO CORIOLIS - El giro de cualquier partícula o cuerpo que se mueve libremente debido a la rotación de la tierra (hacia la derecha en el hemisferio norte, hacia la izquierda en el hemisferio sur).

CÚMULO - Uno de los dos tipos principales de nubes (véase estrato). Nubes de tipo esponjoso o coliflor.

DALR - Tasa de Lapso Adiabático Seco. El cambio de temperatura que experimenta una parcela de aire debido a la expansión cuando se eleva.

ALTITUD DE DENSIDAD - La altitud aparente a la que se encuentra dado las desviaciones locales de temperatura y presión de la atmósfera estándar.

PUNTO DE ROCÍO - La altitud donde la temperatura del aire es lo suficientemente fresca para causar condensación (formación de nubes) en aire de una humedad dada.

DIVERGENCIA - Una separación del flujo de aire que resulta en hundimiento.

CORRIENTE DESCENDENTE - La caída a veces violenta del aire debajo de una tormenta que se colapsa.

BRISA DE LADERA DESCENDENTE - Los vientos locales que soplan hacia abajo por la ladera de una montaña por la tarde conforme se enfría.

REMOLINO DE POLVO - Un pequeño núcleo de vientos giratorios cargados de polvo creado por una térmica que se despega en condiciones superadiabáticas.

REMOLINO - Un giro en un gas o líquido.

CAÍDA - Véase corriente descendente.

FÖHN - Un viento seco que fluye sobre cadenas montañosas, especialmente en los Alpes.

VIENTO GEOSTRÓFICO - El viento producido por gradientes de presión fuera de la influencia de la fricción superficial. El viento geostrófico sigue los isobaras.

VIENTO DE GRAVEDAD - Un viento frío y denso causado por un enfriamiento superficial fuerte, como el que ocurre sobre un glaciar.

FRENTE DE RÁFAGA - El aire frío y denso que se dispersa y se precipita hacia el suelo bajo una tormenta.

SISTEMA DE ALTA PRESIÓN - Un área grande de presión elevada que resulta en divergencia y aire ligeramente hundido.

FRENTE DE CALOR - La interfaz entre aire fresco y cálido causada por diferencias locales en el calentamiento del aire.

TÉRMICA FIJA - Una fuente térmica semi confiable cerca de un sitio de vuelo.

TORMENTAS INCRUSTADAS - Tormentas ocultas en una capa de estrato o bruma.

ZCIT - Zona de Convergencia Intertropical. La franja alrededor del globo cerca del ecuador donde los flujos superficiales convergen.

INVERSIÓN - Un calentamiento (o enfriamiento menor) del aire con aumento de altitud resultando en una capa de gran estabilidad.

ISOBARA - Una línea que conecta puntos de igual presión en un mapa del tiempo.

CORRIENTE EN CHORRO - Un río de aire de alta velocidad

I notice you haven't provided the aviation text that needs to be translated to Mexican Spanish. Please share the text you'd like me to translate, and I'll provide only the translation as requested.

w

i

Capítulo XI: Tormentas eléctricas

ndas circulando el globo de manera ondulatoria. Ver jet polar y subtropical.

ÍNDICE K - Una medida del potencial de tormentas eléctricas dada la humedad e inestabilidad.

NUDO - Una unidad de medición de velocidad del viento. Un nudo equivale a 1.15 mph y 1.84 km/h.

BRISA TERRESTRE - Un viento vespertino que sopla desde la tierra hacia el mar.

GRADIENTE ADIABÁTICO - El cambio en la temperatura del aire con cambios de altitud.

CALOR LATENTE - Calor requerido para cambiar vapor de agua a líquido (calor de condensación) o viceversa (calor de vaporización).

LADO DE SOTAVENTO - El lado sotavento de un objeto.

SUSTENTACIÓN - Aire ascendente.

ÍNDICE ELEVADO - Una medida de la diferencia entre la temperatura real a 18,000 pies y la temperatura que adquiriría una parcela de aire de la superficie si fuera elevada a 18,000 pies.

VIENTO LOCAL - Viento debido a efectos de pequeña escala como brisas marinas y circulaciones de ladera.

SISTEMA DE BAJA PRESIÓN - Un área grande de presión deprimida que resulta en una convergencia e ascenso lento del aire.

TADH - Gradiente adiabático saturado húmedo. El cambio de temperatura que experimenta una parcela de aire saturado cuando es elevada.

TURBULENCIA MECÁNICA - Remolinos o torbellinos en el aire causados por obstrucciones que alteran el flujo del aire.

METEOROLOGÍA - El término técnico para el tiempo.

MICROMETEREOLOGÍA - Tiempo a pequeña escala. Efectos locales.

FRENTE OCLUIDO - El borde delantero de un frente frío que alcanza y rebasa un frente cálido.

ASCENSO OROGRÁFICO - Ver ascenso por sierra.

JET DE FRENTE POLAR - Una corriente en chorro ubicada sobre los frentes fríos de la zona templada.

PRESIÓN - Una medición (en la atmósfera) del peso del aire en cualquier punto de la superficie o altitud.

ALTITUD DE PRESIÓN - La altitud a la que estarías en relación con la atmósfera estándar dada tu presión local real.

GRADIENTE DE PRESIÓN - Un cambio de presión en una distancia determinada.

FUERZA DE GRADIENTE DE PRESIÓN - La fuerza sobre el aire debido a un gradiente de presión.

VIENTO PREDOMINANTE - La dirección del viento más frecuente en un área.

HUMEDAD RELATIVA - Una medida del contenido de humedad del aire a una temperatura determinada como un porcentaje de su capacidad máxima.

SIERRA - Una montaña o colina larga. También una línea de alta presión.

ASCENSO POR SIERRA - Sustentación creada por una sierra que bloquea el flujo del viento.

ROTOR - Un torbellino organizado de aire en el lado sotavento de una montaña o debajo de una onda que permanece en su lugar.

SATURACIÓN - El estado donde el aire alcanza 100% de humedad.

BRISA MARINA - Un viento que sopla desde el mar hacia la tierra durante el día.

FRENTE DE BRISA MARINA - El borde delantero del aire frío de la brisa marina mientras avanza tierra adentro.

n

d

I need the aviation text you'd like me to translate to Mexican Spanish. You've only provided a period (.). Please share the text you want translated.

260

TURBULENCIA POR CIZALLADURA - Turbulencia causada por capas adyacentes de aire moviéndose con velocidades diferentes.

CORRIENTE DESCENDENTE - Aire que se mueve hacia abajo.

TER - Tasa de lapso estándar. La tasa de lapso en condiciones aceptadas como la Atmósfera Estándar.

LÍNEA DE TURBONADA - Una línea de tormentas eléctricas que frecuentemente precede a un frente frío vigoroso.

AIRE ESTABLE - Una condición atmosférica que suprime el movimiento vertical debido a una tasa de lapso menor de 5.5 °F por 1,000 ft.

ATMÓSFERA ESTÁNDAR - Los valores aceptados de presión y temperatura a cada altitud permitiendo una calibración uniforme del altímetro.

FRENTE ESTACIONARIO - Un frente cálido o frío que ha dejado de moverse. Tal frente puede desaparecer o comenzar a moverse posteriormente.

ESTRATOSFERA - La capa de atmósfera justo arriba de la troposfera donde ocurren los fenómenos meteorológicos.

ESTRATOS - Uno de los dos tipos principales de nubes (véase cúmulos). Nubes planas y estratificadas.

SUBLIMACIÓN - El cambio de vapor de agua directamente a hielo, omitiendo la etapa líquida.

SUBSIDENCIA - Un hundimiento lento del aire (usualmente bajo una zona de altas presiones).

CORRIENTE EN CHORRO SUBTROPICAL - La corriente en chorro corta e itinerante arriba de los trópicos.

TÉRMICA - Una corriente ascendente o burbuja de aire cálido.

ÍNDICE TÉRMICO - Una medida de inestabilidad atmosférica tomada como la diferencia entre la temperatura medida a una altitud dada y la temperatura que adquiriría una parcela de aire si se elevara a esa altitud.

PAUSA TÉRMICA - Un período de poca o ninguna actividad térmica a finales de la mañana y principios de la noche.

FUENTE TÉRMICA - Un área de terreno o superficie que se calienta para producir térmicas.

CORRIENTE TÉRMICA - Una línea de térmicas emanando de una fuente única.

CALLES TÉRMICAS - Filas paralelas de térmicas producidas por una condición atmosférica particular (véase texto). También llamadas calles de nubes o calles azules dependiendo de la presencia de nubes.

DISPARADOR TÉRMICO - Un punto en el terreno que induce el despegue de térmicas.

TURBULENCIA TÉRMICA - Remolinos o ráfagas en el aire causados por térmicas empujando hacia arriba.

TORMENTA ELÉCTRICA - Una nube cúmulo muy grande en desarrollo que se forma en condiciones fuertes para producir relámpagos, truenos, vientos fuertes, granizo y lluvia.

TROPOPAUSA - La capa de aire entre la troposfera y la estratosfera.

TROPOSFERA - La capa inferior de la atmósfera donde ocurren los cambios que identificamos con el clima.

VAGUADA - Una línea de baja presión en la atmósfera.

TURBULENCIA - Remolinos, torbellinos o vórtices en el aire que son más o menos aleatorios excepto cuando están organizados como rotores.

AIRE INESTABLE - Una condición atmosférica que promueve corrientes verticales debido a una tasa de lapso mayor de 5.5 °F por 1,000 ft.

BRISA DE LADERA ASCENDENTE - Un viento soplando hacia arriba de las laderas durante el día debido a efectos de calentamiento.

VIENTOS DE VALLE - Vientos soplando hacia arriba o hacia abajo de los valles debido a efectos de calentamiento o enfriamiento.

VIENTOS ROTATORIOS - Vientos que cambian dirección de manera horaria.

VIRGA - Cortinas de lluvia cayendo que se secan antes de llegar al suelo.

VÓRTICE - Un remolino o torbellino.

ANILLO VÓRTICE - Un torbellino circular organizado que se voltea hacia adentro como un anillo de humo.

FRENTE CÁLIDO - El borde delantero de una masa de aire cálido.

ONDA - Una ondulación en el aire frecuentemente formada por colinas, crestas o montañas que desviaban el flujo.

261

CARTA METEOROLÓGICA (MAPA) - Una carta que representa condiciones meteorológicas a gran escala sobre un área dada. Tales cartas se producen periódicamente para la superficie y altitudes seleccionadas.

GRADIENTE DE VIENTO - Una disminución del viento cerca de la superficie terrestre debido a la fricción.

SOMBRA DE VIENTO - Un gradiente de viento severo o eliminación completa del viento detrás de una obstrucción grande.

262

D

E

X

Humedad Absoluta: 10

Absolutamente Estable: 20

Adiabático: 5

Secado Adiabático: 272

Masas de Aire: 56

Estructura del Aire: 2

Vientos Anabáticos: 154
Anemómetro: 88
Anticiclón: 75
Frente Ártico: 65
Atmósfera: I
Circulación Atmosférica: 53
Presión Atmosférica: 3
Viento de Componente Ciclónico: 99
Nube de Bandera: 42
Barómetro: 4, 254
Nube Ondulante: 42
Norther Azul: 110
Bora: 107, 155
Nube de Casquete: 41
Viento Catabático: 154
Circulación: 54, 73, 77, 78, 187, 152
Vientos del Oeste Circumpolares: 70
Nubes Cirros: 37
Chinook: 109
Nubes: 25
Nubes – Altitudes: 36
Nubes – Bases: 29, 216
Nubes – Causas: 25
Nubes – Altura: 26
Nubes – Vida: 30
Nubes – Vuelo en: 50
Nubes – Formación: 28
Nubes – Señales: 47
Nubes – Topes: 29
Nubes – Tipos: 34, 40
Nubes – Ondulantes: 42, 173
Barrera de Nubes: 232
Corrientes de Nubes: 223

Callejones de Nubes: 224
Callejones de Nubes – Comportamiento: 226
Callejones de Nubes – Vuelo en: 226
Succión de Nubes: 230
Pistas Térmicas en Nubes: 235
Frente Frío: 59, 60, 62
Formas Complejas de Lomas: 162
263
Convergencia: 71, 141, 178
Convergencia – Nubes: 184
Convergencia – Vespertina: 182
Convergencia – Volando Hacia Adentro: 183
Convergencia – Cerca del Agua: 141, 180
Enfriamiento: 7
Efecto de Coriolis: 22, 54, 158, 271
Nube Cúmulo: 30, 34, 47
Ciclón: 75
DALR: 14, 205
Densidad: 3, 269
Altitud de Densidad: 20, 269
Depresión: 75
Punto de Rocío: 10, 26
Variación Diurna: 103
Divergencia: 71, 142, 181
Corriente Descendente: 247
Vientos de Ladera Descendente: 154
Vientos de Valle Descendente: 157
Remolinos de Polvo: 205
Remolinos de Polvo – Volando Cerca: 208
Remolinos: 113
Térmicas Vespertinas: 197, 220
Föhn: 107
Brecha Föhn: 109, 111, 174

Pared Föhn: 108, 111
Nubes Fracto: 46
Velocidad de Corriente Libre: 100
Frentes: 59
Frentes – Actividad: 62
Frentes – Variaciones: 63
Levantamiento Frontal: 185
Viento Geostrófico: 100
Gradiente de Viento: 99
Inversión del Terreno: 13, 200
Frente de Ráfaga: 247
Frentes de Calor: 150
Calentamiento: 3
Ciclos de Calentamiento: 8
Ciclos de Calentamiento – Estacional: 8
Ciclos de Calentamiento – Solar: 6
Sistemas de Alta Presión: 68, 82, 95
Térmica de Casa: 193
Humedad: 10
Inestabilidad: 14
Inversiones: 13, 202
Inversiones – Eliminadas: 203
Clima de Isla: 85, 148
Isobaras: 75
Isobaras – Espaciamiento y Viento: 76
264
ZCIT: 56, 83
Corriente en Chorro: 81, 102
Índice K: 260
Brisa Terrestre: 140, 149
Tasa de Cambio: 13, 174, 201, 203
Calor Latente: 12
Estratificación del Aire: 105

Nube de Sotavento: 43
Nube Lenticular: 42
Levantamiento: 49, 162
Levantamiento – Convergencia: 178
Levantamiento – Indicadores: 186
Levantamiento – Dorsal: 162
Levantamiento – Onda: 169
Índice Elevado: 26
Elevación: 26
Rayo: 245
Mínimos Locales: 71
Ondas Largas: 79
Chorros de Bajo Nivel: 106
Aire Mágico: 155
MALR: 19
Nubes Mammata: 44
Turbulencia Mecánica: 115
Mistral: 110
Viento Mono: 109
Viento de Montaña: 154
Nimbo-: 37
Nitrógeno: 2
Frente Ocluido: 65
Nubes Viejas: 31
Cambios Orbitales: 9
Sobredesarrollo: 30
Oxígeno: 2
Nube Pileus: 45
Frente Polar: 65, 81
Corriente en Chorro Polar: 102
Ondas Polares: 55
Contaminantes: 2
Presión: 3, 81

Código Q: 270
Radiación: 6
Lluvia: 31, 50
Humedad Relativa: 10
Dorsales (presión): 75, 95
Levantamiento de Dorsal: 162
Levantamiento de Dorsal – Y Térmicas: 168
Nube Rollo: 173
265
Nube Rotor: 42
Rotores: 115, 123, 129
Santa Ana: 109
Brisa Marina: 139
Brisa Marina – Cambio Diario: 141
Brisa Marina – Efectos: 145
Brisa Marina – Frente: 146
Brisa Marina – Viento General: 140
Brisa Marina – Predicción: 142
Brisa Marina – Intensidad: 144
Cambios Estacionales: 67
Calentamiento Estacional: 8
Frente Frío Secundario: 64
Líneas de Cizalladura: 90
Turbulencia por Cizalladura: 119
Frente de Smog: 147, 150
Vuelo sin Motor: 161
Envolvente Térmica: 162
Pronósticos de Vuelo sin Motor: 260
Calentamiento Solar: 6
Líneas de Turbonada: 61, 242
Estabilidad: 14
Estabilidad – Indicaciones: 16
Estabilidad – Capa: 17

Atmósfera Estándar: 20
Tasa de Enfriamiento Estándar: 13
Frentes Estacionarios: 59
Vientos Directores: 81
Estratósfera: 2
Estrato: 34
Capa Subclouds: 230
Jet Subtropical: 102
Superadiabático: 16, 204
Carta de Superficie: 258
Calentamiento de Superficie: 195
Temperatura: 5
Térmica: 30, 189
Térmica – Aceleración: 204
Térmica – Barrera: 232
Térmica – Flotabilidad: 273
Térmica – Altura de Nube: 216
Térmica – Formas de Nube: 228
Térmica – Ciclos: 195, 218
Térmica – Variación Diaria: 215
Térmica – Disipación: 215
Térmica – Duración: 215
Térmica – Vespertina: 197, 220
Térmica – Alturas: 214
Térmica – Casa Térmica: 193
Térmica – Condiciones Ideales: 209
266
Térmicas – En Viento: 217
Térmicas – En Aire Estable: 204
Térmicas – En Turbulencia: 199
Térmicas – Lado de Sotavento: 191
Térmicas – Ascenso de Sustentación: 209
Térmicas – Localización: 233

Térmicas – Orígenes: 189
Térmicas – Patrones: 222
Térmicas – Pausas: 196
Térmicas – Ascenso: 198
Térmicas – Formas: 220
Térmicas – Hundimiento Alrededor: 209, 210
Térmicas – Tamaños: 213
Térmicas – Fuentes: 192
Térmicas – Espaciamiento: 220
Térmicas – Corrientes: 223
Térmicas – Callejones Térmicos: 223
Térmicas – Intensidades: 213
Térmicas – Trayectorias: 218
Térmicas – Disparador: 190, 231
Térmicas – Tipos: 219
Índice Térmico: 203, 260
Turbulencia Térmica: 118
Ondas Térmicas: 178
Tormentas Eléctricas: 237
Tormentas Eléctricas – Banco: 243
Tormentas Eléctricas – Peligros: 244
Tormentas Eléctricas – Escape: 250
Tormentas Eléctricas – Frecuencia: 237
Tormentas Eléctricas – Nivel Alto: 242
Tormentas Eléctricas – Embebidas: 241
Tormentas Eléctricas – Aisladas: 241
Tormentas Eléctricas – Criterio: 248
Tormentas Eléctricas – Ciclos de Vida: 238
Tormentas Eléctricas – Turbonadas: 242
Tornados: 251
Tramontana: 110
Tiempo de Disparo: 260, 262
Temperatura de Disparo: 200, 262, 274

Tropical, Ciclón: 84
Tropical, Ciclón – Depresión: 83
Tropical, Ciclón – Altas Presiones: 55
Tropical, Ciclón – Tormenta: 84
Tropical, Ciclón – Clima: 83
Tropopausa: 2
Tropósfera: 1
Vaguadas: 75, 79
Turbulencia: 49, 106, 113
Turbulencia – Causas: 115
Turbulencia – Cañones: 130
267
Turbulencia – Ciclos: 125
Turbulencia – Definición: 113
Turbulencia – Volando En: 135
Turbulencia – Brechas: 130
Turbulencia – Interior: 126
Turbulencia – Mecánica: 115
Turbulencia – Naturaleza de: 114
Turbulencia – Cerca de Acantilados: 121
Turbulencia – Crestas Traseras: 128
Turbulencia – Costera: 125
Turbulencia – Cizalladura: 119
Turbulencia – Señales: 124
Turbulencia – Térmica: 118
Turbulencia – Árboles: 132
Turbulencia – Vórtice: 123
Circulación de Nivel Superior: 70
Frente de Nivel Superior: 64
Vientos de Pendiente Ascendente: 152
Viento de Valle Ascendente: 157
Vientos de Valle: 154
Vientos Giratorios: 99

Virga: 32
Visibilidad: 33
Frente Cálido: 59
Oclusión Cálida: 66
Vapor de Agua: 10
Vapor de Agua – Propiedades: 11
Olas, Peligros: 174
Olas, Peligros – Localización: 177
Olas, Peligros – Volando En: 175
Olas, Peligros – Propiedades: 172
Nube Lenticular: 42, 173
Altitudes en Cartas Meteorológicas: 78
Tiempo, Ciclos: 253
Tiempo, Ciclos – Información: 257
Tiempo, Ciclos – Mapas: 257
Tiempo, Ciclos – Señales: 40, 48, 256
Tiempo, Ciclos – Símbolos: 259
Viento: 21
Viento – En Altitud: 100
Viento – Giratorio: 99
Viento – Cambios con la Altitud: 101
Viento – Variación Diurna: 103
Viento – Gradiente: 99
Viento – Capas: 92
Viento – Local: 109
Viento – Cerca de Frentes: 93
Viento – Cerca de Baja: 96
Viento – Cerca de Cresta de Presión: 95
Viento – Predominante: 90

Viento – Perfil: 99, 106
Viento – Sombra: 134
Viento – Superficie: 91

Viento – Tabla: 90
Viento – Giratorio: 99
Viento – Velocidad: 47, 87, 89
Vientos Maravillosos: 155
269
ERRATAS
Página 8 - Figura 8: debajo de EQUINOCCIO leer números 6, 12, 18
Página 13 - Línea 21: leer 3.6º por cada 1000 pies
Página 19 - Línea 4: leer 3.5º por cada 1000 pies
Página 74 - Línea 62: invertir las palabras BAJA y ALTA en la mitad derecha de la figura
Página 94 - Línea 16: leer preceder no proceder
Página 95 - Línea 3: leer precedente no procedente
Página 101- Figura 84: leer 45º no 15º en la esquina inferior izquierda
Página 108- Figura 81: leer Figura 91
270