





## PRINCIPIOS ELEMENTALES DE LA PREDICCIÓN DEL TIEMPO (X)

### 1 - Introducción

No es posible dentro de los límites de estas Notas dar más que un esquema muy general de los métodos de predicción. En verdad, puesto que el mapa sinóptico es el principal instrumento del — predictor científico, ningún curso o libro práctico de enseñanza puede tratar de ser completo a — menos que vaya acompañado de la reproducción de muchos mapas meteorológicos del tiempo real. El — que haya tan pocos buenos tratados de predicción se debe principalmente a la dificultad de dar, — sea incluido en el texto o en láminas separadas o en forma de album, un número suficientemente gran — de mapas para ilustrar los distintos tipos y casos particulares de los análisis. Sólo con una larga experiencia y un cuidadoso análisis de mapas sucesivos y de la práctica diaria, que pue — den ser relacionados por el predictor con el tiempo existente en su propia área, se puede adqui — rir la habilidad de aplicar a la predicción del tiempo los diversos principios físicos y meteoro — lógicos.

### 2.- ANÁLISIS DEL MAPA EN SUPERFICIE:

Por análisis se entiende el proceso dual de localizar los frentes y dibujar las isobaras. An — tes de poder dar cualquiera de estos dos pasos es necesario que el analista esté tan familiariza — do con el método simbólico de transcribir las observaciones que cada dato transcrito tenga una — significación evidente en forma inmediata salvo quizá para aquellos símbolos representativos de — fenómenos muy poco frecuentes. Es también de gran valor si puede distinguir fácilmente aquellos — partes que son claramente erróneas, puesto que se pueden introducir errores en cualquiera de los — pasos desde la confección de la observación hasta la transcripción final de la misma a los mapas. Además de los errores evidentes hay algunas partes que aparecen discordantes con los de las esta — ciones vecinas o con las observaciones previas de la misma estación.

Estas partes se considerarán sospechosas hasta que pueda obtenerse una confirmación de la esta — ción de origen o hasta que el parte pueda ser comprobado con los sucesivos para deducir su exacti — tud.

El mejor procedimiento a seguir en el análisis de un mapa varía con las circunstancias. Un pre — dictor experimentado trabajando contra reloj y siendo interrumpido por peticiones de predicciones se ve con frecuencia imposibilitado de seguir un procedimiento sistemático y de concretar la aten — ción en cada detalle, sin embargo debe seguir el siguiente esquema:

i) Si es posible debe obtener un mapa analizado de la hora sinóptica precedente.

Para que un análisis sea satisfactorio es necesario que sea concordante con el mapa anterior. Este es el principio fundamental de la "sucesión histórica". Ordinariamente es ventajoso el que los movimientos previos de las depresiones y los anticiclones estén señalados en el mapa anterior. Esto se hace generalmente señalando las posiciones previas de los centros cada 6 horas y uniendo — las posiciones sucesivas con una línea de trazos con una hojeada de las trayectorias resultantes se consigue una idea preliminar de las principales características de la situación sinóptica.

ii) Si se dispone de una mesa luminosa, se coloca el mapa que se ha de analizar sobre el mapa an — terior, asegurándose de la perfecta coincidencia y se colocan sobre dicha mesa, por explotación — de las trayectorias dibujadas en el mapa anterior se deducen las posiciones aproximadas de los — centros de las depresiones y anticiclones y se marcan débilmente sobre el mapa que se analiza. — También se calculan a ojo y se marcan débilmente las posiciones de los frentes más importantes, — además éstos deben ser consecuencia lógica de los anteriores y su desplazamiento se calcula con — la regla geostrofica. Cuando no se dispone de mapa anterior, las posiciones de los frentes y de — los centros de presión deben ser determinados exclusivamente por un análisis cuidadoso de las ob — servaciones transcritas en el mapa.

iii) Esbozar débilmente las isobaras, partiendo de aquellas zonas del mapa en que el análisis es — más fácil. En general es más fácil dibujar las isobaras en aquellas zonas donde los vientos son —

fuerzas que donde los vientos son débiles y variables. frecuentemente es un buen procedimiento empezar trazando las isobaras para la presión mínima en las depresiones y para la presión más alta en los anticiclones.

iv) Dibujar los frentes tan exactamente como sea posible haciendo los reajustes necesarios en las posiciones preliminares con ayuda de los partes transcritos y aplicando los conocimientos de las características frontales de las masas de aire. Decidir el tipo de frente a partir de las condiciones meteorológicas en el frente y de las características de las masas de aire a ambos lados como muestran los partes transcritos y de la continuidad con los mapas anteriores.

v) Revisar las isobaras esbozadas, adaptándolas cuidadosamente a los datos de viento y presión y haciendo los codos apropiados en los cruces de los frentes.

vi) Finalmente trazar los frentes en los colores especificados.

Estos colores son: frente cálido rojo.- Oclusión púrpura, (dos líneas contiguas, roja y azul).- --  
frente frío azul.- frente estacionario una línea a trazos alternando rojo y azul.

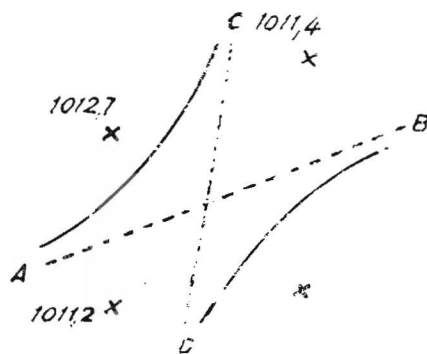
### Dibujo de las isobaras.

Dependiendo de la escala del mapa se dibujan las isobaras de milibar en milibar, cada 2 milibares o cada 4 mb; en todo caso se debe dibujar la isobara de 1000 mb. Entonces, si por ejemplo la presión más baja en una depresión es 989 mb, si el intervalo es de 2 mb la isobara central será de 990 mb, y si el intervalo es de 4 mb, la isobara central será 992 mb. Tanto si se trata de intervalo de 1, 2 ó 4 mb. se puede partir de cualquier región del mapa interpolando las isobaras entre la presión más alta y la más baja, y dibujando las isobaras en forma contigua y de tal manera que las presiones de las estaciones próximas a la isobara sean por un lado superiores y por el otro lado inferiores al valor de la isobara, por ejemplo, la isobara de 1020 mb. deberá pasar entre dos estaciones cuyas presiones sean 1018,7 y 1020,9 mb. y estar más próxima a ésta última. Cuando las estaciones están bastante separadas y hay una diferencia notable de presión es útil determinar cuantas isobaras deben pasar entre ellas y después distribuir las en el espacio correspondiente de una manera más o menos regular. Sin embargo, si la fuerza del viento en una de las estaciones es considerablemente mayor que en la otra, las isobaras estarán apropiadamente más próximas cerca de la estación con viento más fuerte. Deben tenerse siempre presentes las siguientes propiedades de las isobaras:

i) Las isobaras son curvas simples no ramificadas cuyos extremos terminan en dos bordes del mapa o son curvas simples cerradas.

ii) Las isobaras nunca se cortan, tocan o se unen. Salvo cuando pertenecen a la misma isobara que forma una curva cerrada.

iii) En todo caso a lo largo de la isobara las altas presiones están de un lado y las bajas del otro.



y estos lados no se pueden permutar a lo largo de la isobara. Por ejemplo, en la figura la isobara de 1012 no debe dibujarse según AB ó CD, porque en ambos casos se permutan los lados de altas y bajas a lo largo de la isobara. Por tanto la isobara se debe componer de las dos líneas continuas. En este ejemplo aparece lo que denominamos collado, que es la distribución de presión que suele presentar dificultades a los principiantes.

iv) Las presiones sobre isobaras consecutivas deben diferir siempre en el intervalo utilizado, salvo en un collado en que se repite el mismo valor a través del mismo.

v) Deben dibujarse las isobaras adaptándose a la dirección del viento tanto como sea posible de acuerdo con la ley de Buve Ballet, y permitiendo un ligero flujo del aire de las altas o las bajas presiones. Sin embargo, cabe advertir que esta regla tiene algunas excepciones, especialmente en las regiones montañosas y costeras y cuando los vientos son débiles. También deben dibujarse las isobaras en concordancia con la fuerza del viento, estando más próximas entre sí donde los vientos son fuertes, y más separadas donde son débiles. En regiones donde las observaciones son dispersas puede ser necesario realizar interpolaciones entre los valores extremos y entonces es importante que el paso del área con vientos fuertes y con isobaras juntas a la de vientos débiles y con isobaras espaciadas, muestre una transición gradual y no estén indebidamente amontonadas en una región a costa de la otra.

vi) En el trazo final de las isobaras deben ser curvas suavizadas tanto como sea posible en todos los ángulos bruscos solamente en las vaguadas y posiblemente sobre las cordilleras. Deben evitarse las pequeñas irregularidades en las isobaras, a menos que sea cierto que sean debidas a perturbaciones secundarias. Frecuentemente es mejor suponer que existen pequeños errores en las observaciones de la presión y causas locales para vientos irregulares (tales como brisas marítimas, o de valle o montaña) que tener en cuenta una sola observación para dibujar una vaguada dudosa en las isobaras que podría ser confundida con una perturbación secundaria. Generalmente el Meteorólogo experimentado distingue las irregularidades reales de las de carácter local o accidental.

Esto puede decirse que completa el análisis ordinario de un mapa, pero en ocasiones cuando la presión está bajando o subiendo rápidamente puede ser conveniente dibujar las isalobaras (líneas que unen dos puntos de igual tendencia barométrica) puesto que ellas muestran claramente las áreas en que está teniendo lugar los principales cambios de presión y el movimiento de los sistemas de presión. Un área de descenso brusco de la presión aparece como un sistema de curvas cerradas análogas a las isobaras de una depresión y se conocen con el nombre de baja isalobárica. Análogamente las áreas en que está subiendo la presión se llaman altas isalobáricas.

### 3. ANÁLISIS DE LOS MAPAS EN ALTURA.

Ningún estudio de una situación meteorológica puede ser completo a menos que sea tridimensional. En efecto, el mapa en superficie debe dar alguna indicación en este sentido puesto que entre los datos transcritos se incluyen algunos elementos meteorológicos, como la lluvia y las nubes, que originan bastante por encima de las capas superficiales; pero un análisis detallado de las observaciones de presión, temperatura, humedad y viento en el aire superior es una parte esencial de la diagnosis de cualquier situación meteorológica.

La forma más práctica de representar las distribuciones de la circulación en la atmósfera libre consiste en la construcción de mapas con las topografías de las superficies isobáricas para niveles de presión seleccionados. Para analizar estos mapas no es suficiente el considerar cada nivel seleccionado independientemente sino que más bien es necesario analizar la atmósfera capa a capa y asegurar, por medio de la superposición de las capas sucesivas, que los análisis de los niveles seleccionados son mutuamente concordantes. La importancia de hacer esto está relacionada con la depresión de las observaciones de los datos del aire superior en el espacio y en el tiempo de comparación con los datos en superficie de modo que con este proceder por capas sucesivas asegurar una exactitud para cualquier nivel dado que es substancialmente mayor de lo que sería realizando cada análisis independientemente.

Aunque los detalles del método de análisis pueden variar de centro de predicción a otro, los principios generales son los mismos. Ordinariamente se construyen las isohipsas de las topografías de las superficies isobáricas de 850, 700, 500, 300, 200 y 100 mb. a intervalos de 60 m. (200 pies). El primer paso consiste en dibujar las isohipsas de la topografía de 1000 mb.; estas isohipsas son muy aproximadamente las isobaras del mapa en superficie de 8 en 8 mb y las diferencias dependen principalmente de la temperatura. Un analista experimentado puede dibujar directamente la topografía de 1000

a partir del mapa de superficie en una mesa luminosa por transparencia. Ordinariamente las isohipsas de 1000 mb. se trazan en verde y las denominaremos "líneas verdes". Además se dibujan los frentes del mapa en superficie como líneas verdes a trazos.

En continuación se analiza la topografía de 700 mb. En primer lugar se dibujan las líneas de igual espesor de la topografía relativa 700-1000 mb. de acuerdo con los espesores relativos y los vientos térmicos observados que han sido transcritos a un mapa. Después se construyen las isohipsas de 700 mb. por adición gráfica de estas líneas de espesor y las líneas verdes, bien trazándolas sobre el mismo mapa o por transparencia en una mesa luminosa.

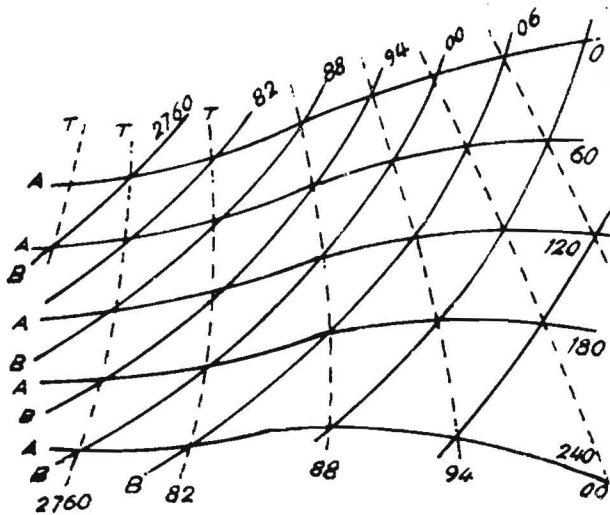


Fig. 2 Obtención de la topografía de 700 mb. por adición gráfica de las isohipsas de 1000 mb. y la topografía relativa 700/1000 mb.

Este proceso "sumación" se ilustra en la figura, en la cual el conjunto de líneas "TT" representa las isohipsas de 1000 mb. (líneas verdes y las curvas TT<sub>1000</sub> son isohipsas de espesor 700-1000 mb. Por la sumación se obtienen las curvas 88, etc. que son las isohipsas de la topografía de 700 mb. Sin embargo la sumación no es proceso completamente mecánico; las isohipsas deberán estar en la mayor concordancia posible con los datos de altura y viento en 700 mb., observados y transcritos en el mapa, y la distribución en su conjunto deberá ser concordante con la del mapa precedente. El reajustar las isohipsas a los vientos observados se supone ordinariamente que el movimiento del aire es geostrofico, es decir, paralelo a las isolíneas y con una velocidad inversamente proporcional a la distancia entre ellas. Sin embargo, es necesario tener en cuenta que puede haber desviaciones sustanciales del flujo geostrofico especialmente en aquellas regiones donde están teniendo lugar cambios rápidos en la presión o donde las isolíneas tienen una gran curvatura o están muy

juntas. Por lo tanto, es necesario tener una considerable experiencia y buen criterio para poder obtener un campo de isohipsas que pueda representar con completa confianza el flujo del viento en el nivel en cuestión.

El mapa de 500 mb. se puede obtener en forma similar por "sumación" de la topografía relativa o espesor 500/700 mb. a la topografía de 700 mb., y realizando los reajustes en la misma forma (los espesores de entre dos niveles seleccionados se denominan espesores parciales). Un criterio elemental de concordancia del análisis se obtiene dibujando la topografía relativa 500/1000 por adición gráfica de las líneas verdes de la topografía de 500 mb. estas líneas de espesor deben ser concordantes con las líneas de espesor y los vientos térmicos de 500/1000 mb. deducidos de las observaciones y transcritos en el mapa. La topografía relativa 500/1000 mb. tiene especial aplicación a la predicción de cambios en la distribución de la presión en superficie. En algunas oficinas se dibuja directamente la topografía de 500 mb. por adición directa del espesor 500/1000 mb. y la de 1000 mb.

La repetición de la técnica para los niveles sucesivos permite obtener las topografías de 300, 200, y 100 mb. Normalmente el número de observaciones en altura y viento disminuye por encima de los 300 mb. y es muy pequeño a 100 mb.; además las observaciones de altura a 200 y 100 mb. son menos confiables que las observaciones directas de viento. En consecuencia, a estos niveles las isohipsas se trazan más de acuerdo con los vientos que con las alturas y se hace más necesario que nunca el asegurar que las isohipsas están apropiadamente relacionadas con las del nivel inmediatamente inferior y con las del mapa precedente. Frecuentemente la tropopausa se encuentra entre los niveles de 300 y 200 mb. y ordinariamente se dibuja sobre el mapa de 200 mb. la intersección de la tropopausa y la superficie de 200 mb., separando así las áreas donde la superficie de 200 mb. está por encima de la tropopausa de las que están por debajo. Los ejes de la corriente en chorro a 300 mb. pueden marcarse en líneas de color sobre

el mapa de 300 mb.

El estudio de las topografías revela las distribuciones del flujo que son características en los niveles superiores como ocurre con los mapas en superficie. Sin embargo, mientras las circulaciones cerradas bajo la forma de depresiones y anticiclones son corrientes en superficie, dichas circulaciones tienden a desaparecer en los niveles superiores en los cuales son reemplazadas frecuentemente por vaguadas y dorsales son las características más importantes de la circulación general en el sentido de que una sola de ellas puede abrazar un sector importante del hemisferio Norte.

Las vaguadas y las dorsales de gran escala suelen ser características del flujo del aire en altura y se colocan bajo el nombre de "ondas largas". Esta distribución de onda larga aparece ordinariamente distorsionada por perturbaciones de pequeña escala. La distribución de onda larga es con frecuencia persistente y se mueve lentamente pudiendo regir el tiempo de un área extensa durante varios días y esta tendencia a la persistencia puede ser de utilidad en la predicción. En los mapas de topografía relativa 100/300 mb. hay distribuciones muy similares a las de la topografía de 500 mb. y mientras la característica común es la existencia de vaguadas y dorsales similares en la distribución térmica, existen algunas veces áreas cerradas de aire cálido o frío, denominadas gotas de aire cálido o frío. Estas suelen ser casi estacionarias o moverse lentamente. Estas gotas pueden localizarse también en los mapas de espesores parciales entre los diversos niveles. Puesto que la temperatura es la baja estratosférica inversamente con la altura de la tropopausa mientras que las bajas en la tropopausa se presentan en las depresiones bien desarrolladas en la superficie, es corriente encontrar gotas cálidas en la baja estratosférica (por ejemplo en la topografía relativa 100/200 mb) sobre gotas frías en la troposfera.

#### 4.- PREPARACION DEL MAPA PREVISTO EN SUPERFICIE

La gran cantidad de datos recibidos por el predictor bajo la forma de partes individuales se presenta en forma sistemática en el mapa sinóptico en superficie. En estos mapas se da importancia principal a los sistemas de presión, los frentes y las masas de aire, y solamente a partir de ellos se puede obtener una idea tolerablemente buena de la distribución general del tiempo aún en el caso de que no se disponga de observaciones detalladas. Entonces resulta evidente que para preparar una predicción es necesario, en primer lugar, considerar como deberán moverse y evolucionar los sistemas de presión y los frentes que aparecen en el mapa actual. Un procedimiento más de formular y desarrollar estas ideas consiste en dibujar las isobaras y los frentes previstos sobre un mapa en blanco. Para usos corrientes se suele construir el mapa previsto para 24 después del mapa actual, pero también se puede hacer para periodos de 18, 36 ó más horas.

Las principales consideraciones a tener en cuenta para obtener el mapa previsto son las siguientes

- i) el movimiento de los sistemas de presión existentes
- ii) la evolución (formación desarrollo o atenuación) de los sistemas de presión
- iii) los cambios de presión en áreas alejadas de los principales centros de actividad
- iv) la formación y desaparición de los frentes

Debe advertirse que esta separación en pasos diferentes se hace únicamente para evitar confusiones al escribir la descripción. En la práctica debe considerarse el proceso en su conjunto, afectando cada paso a los otros en mayor o menor grado. El deseo es construir una descripción coherente y concordante que sea una consecuencia lógica del mapa actual. Además, en el proceso de la predicción habrá que estudiar no solamente los mapas en superficie sino también los mapas en altura. A continuación se estudian separadamente las consideraciones anteriores.

#### Movimiento de los sistemas de presión.

Extrapolación. La hacemos extrapolación a la prolongación de los últimos movimientos del sistema durante un período posterior. Deberá anotarse el mapa analizado el movimiento de los anticiclones y depresiones durante las últimas 24 horas señalando las posiciones de los centros respectivos cada 6 ho--

ras: se tiene una primera aproximación de la posición en que un centro de presión se encontrará dentro de 24 horas suponiendo que la dirección y velocidad del movimiento en las próximas 24 horas sea la misma en las 24 horas pasadas. Esta sería una conclusión evidente y fácil si en las últimas 24 horas el centro se hubiera movido con velocidad y dirección constantes, pero este caso no se presenta con frecuencia. Generalmente la trayectoria del centro que aparece en los mapas es una curva de curvatura variable y la distancia recorrida en los periodos sucesivos de 6 horas es también variable. En algunas ocasiones los cambios en velocidad y dirección son tan bruscos que entonces no se puede realizar la extrapolación. Sin embargo, frecuentemente la trayectoria de los centros de presión es una curva regular y las velocidades aumentan o disminuyen uniformemente en los intervalos sucesivos de 6 horas. Con cierto criterio puede prolongarse "a ojo" la trayectoria curva y tener en cuenta sobre ella de los cambios de velocidad probablemente este procedimiento dé una mejor aproximación de las posiciones futuras del centro que una mera repetición del movimiento en las 24 horas anteriores.

En el caso de las vaguadas y de las dorsales no hay punto central y no puede dibujarse una trayectoria. Sin embargo, puede dibujarse el eje del sistema y aplicarse el proceso de extrapolación usando las posiciones sucesivas del eje cada 6 horas, si los cambios indicados son suficientemente regulares.

El uso de las tendencias. — Las tendencias de la presión campo isobárico dan un criterio importante con referencia al movimiento de los sistemas de presión. Las siguientes reglas se aplican ampliamente pero no debe olvidarse que frecuentemente el campo de las tendencias es afectado por cambios de intensidad en los sistemas, y en algunos casos aún más que por el movimiento, y resulta difícil de separar los dos factores.

i) Una depresión o un anticiclón se mueve aproximadamente paralelamente a la recta que une las máximas tendencias positivas con las máximas tendencias negativas. La depresión se mueve hacia el área en que la presión está bajando, el anticiclón hacia el área en que la presión está subiendo.

ii) Si las tendencias son simétricas con respecto al centro el sistema se mueve sin variación.

iii) Una dorsal o una vaguada generalmente se mueve en una dirección más o menos perpendicular a su eje; la dorsal se mueve hacia la región de la presión en alza y la vaguada hacia la región con la presión en baja.

iv) Si se consideran juntamente con el gradiente de presión, las tendencias suministran una idea de la velocidad del sistema de presión. Para mayor facilidad supongamos que el sistema de presión se mueve en bloque sin cambiar su intensidad. Entonces, si por ejemplo, las isobaras dibujadas a intervalos de 1 mb. están separadas por una distancia de 50 millas, una tendencia de 30 (esto es una variación de la presión de 3 mb. en tres horas ó 1 mb. por hora) correspondería a una velocidad de 50 millas por hora en el movimiento del sistema de presión. Si las isobaras están espaciadas solamente 25 millas de distancia la velocidad del sistema correspondiente a la misma tendencia sería sólo de 25 millas/hora. Por consiguiente para una misma tendencia a mayor gradiente de presión corresponde menor velocidad y a la inversa.

Conducción. — La experiencia demuestra que un anticiclón o una depresión se mueve en la misma dirección que los vientos en altura, esto es, a lo largo siguiendo la dirección de las isohipsas a 3000 pies o a mayor altura que se encuentre sobre su centro; a esto se denomina efecto de conducción (steering). La teoría permite deducir aproximadamente el mismo resultado excepto en el movimiento de los sistemas de presión está relacionado con las líneas del mismo espesor en vez de con las isohipsas absolutas. Sin embargo, puesto que frecuentemente hay poca diferencia entre las direcciones de las isohipsas en altura y las líneas de igual espesor, resulta que los dos resultados son concordantes. En la práctica las líneas de igual espesor para la capa de 1000/500 mb. se usan para aplicar el principio de la conducción y ordinariamente se le suele denominar "conducción térmica". Sin embargo, esto en gran parte es cuestión de conveniencia porque el nivel de 5000 mb es uno de los cuales se tiene datos con regularidad. La velocidad del sistema de presión en superficie no es una función conocida de la velocidad del viento térmico (o del viento en altura); las dos aumentan y disminuyen a la vez, pero, ordinariamente la velocidad del sistema en superficie es menor que la del viento en altura y no puede formularse una relación precisa entre ambas.

El principio de conducción es muy útil con referencia a los sistemas pequeños sin una circulación intensa puesto que, por decirlo así, pueden moverse a través de las distribuciones en altura sin perturbarlas apreciablemente. Las circulaciones en superficies grandes e intensas tienden a mezclar el aire caliente y frío con lenguas en forma de espiral perturbando así la distribución de espesores (topografía relativa) y también la de isohipsas absolutas (topografía absoluta) con lo que queda destruida la distribución de conducción. Entonces el movimiento de tales sistemas se hace lento e irregular.

Otros efectos. Una depresión con sector cálido abierto se mueve en la dirección de las isobaras en dicho sector cálido. La relación entre la velocidad de la presión y la del viento geostrofico en el sector cálido es variable, vale por término medio  $4/5$ ; esta relación tiende a ser menor cuanto más grandes son los gradientes. En algunas pequeñas depresiones ondulatorias la velocidad puede ser ligeramente superior a la del viento geostrofico en el sector cálido.

Durante el proceso de oclusión una depresión tiene movimiento retardado y una depresión completamente ocluida o casi ocluida se mueve lentamente o permanece estacionaria. Al aplicar la regla del sector cálido que acabamos de explicar es evidentemente importante tener en cuenta el tiempo que tardará la depresión en ocluirse.

Si en cualquier sector de una depresión el viento es marcadamente más fuerte que en los otros sectores, la depresión tenderá a moverse en la misma dirección que el viento más fuerte (esto es la dirección en la cual las isobaras están menos espaciadas).

Una depresión tiende a moverse alrededor de los grandes anticiclones en la misma dirección que la circulación anticiclónica de los vientos.

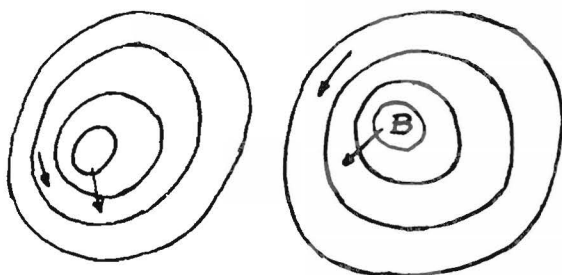


Fig.3 Movimiento de una depresión en la dirección de los vientos máximos que circulan en torno a ella.

Las depresiones secundarias se mueven frecuentemente en la dirección de la circulación en torno a la primaria. Esto se aplica especialmente a las secundarias pequeñas situadas sobre el frente frío de la primaria y a las secundarias que se forman en el aire polar.

Por otra parte las secundarias sobre el frente cálido o en el punto de oclusión se mueven frecuentemente a lo largo del frente cálido más o menos radialmente alejándose de la primaria; ordinariamente una indicación del movimiento está dada por las tendencias o por la conducción térmica.

Un anticiclón o una dorsal que separa a depresiones sucesivas de una familia se mueve normalmente con las depresiones.

Un anticiclón formado en una invasión de aire polar detrás del frente frío de una depresión frontal se mueve con la masa de aire frío (generalmente hacia latitudes más bajas).

Un anticiclón cálido se mueve lentamente y tiende a hacerse estacionario.

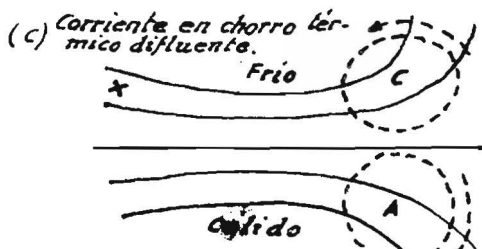
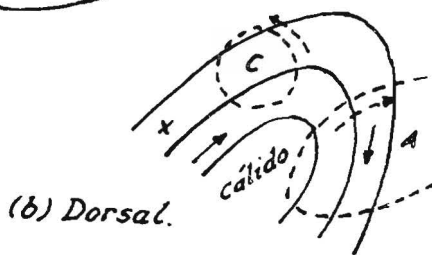
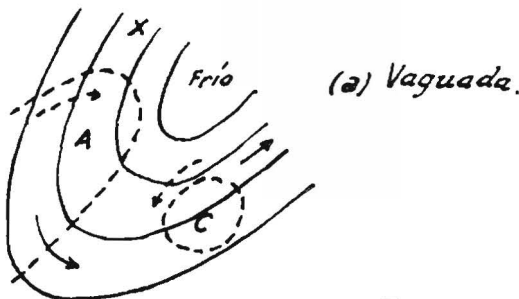
El movimiento de los sistemas de presión puede ser afectado por el relieve orográfico. Por ejemplo, una depresión que se aproxima a una meseta elevada o a una cordillera es frecuentemente detenida o desviada para evitar las tierras altas; ocasionalmente, si el terreno no es demasiado elevado, la parte superior de la perturbación cruza la barrera y entonces parece que la depresión en superficie se regenera a sotavento. Sin embargo, es difícil dar reglas generales sobre la influencia de la orografía; tales influencias se introducen ordinariamente en la práctica de la predicción indirectamente por medio de indicaciones locales tales como la tendencia de la presión o por medio del conocimiento de las trayectorias seguidas habitualmente por los sistemas de presión en situaciones dadas.

Evolución de los sistemas de presión.

El desarrollo en relación con la topografía relativa.- La palabra desarrollo se usa aquí para representar la combinación del movimiento con el ahondamiento o el relleno de los sistemas de presión, incluyendo la formación de nuevos sistemas. Hasta hace pocos años la predicción de los cambios en los sistemas de presión ya existentes o la formación de sistemas nuevos dependía principalmente de la aplicación de un conjunto de reglas, empíricas y en su mayoría, basadas en la extrapolación, en las tendencias y en la experiencia. Sin embargo, se ha desarrollado recientemente una tendencia a partir de consideraciones teóricas basadas en el uso de las topografías relativas que ha sido propuesta por R.C. Sutcliffe y que se usa ahora ampliamente en Inglaterra. Sin embargo, en lugar de sustituir las viejas reglas empíricas, las nuevas técnicas han suministrado en cierto modo la explicación de aquellas que hasta ahora no la tenían situándolas sobre una base más firme. A continuación se da una breve descripción de las aplicaciones más simples de la técnica de las topografías relativas.

La teoría demuestra que los sistemas de presión en superficie donde hay ciertas diferencias características entre las topografías absolutas en superficie y la de los niveles superiores de la troposfera, es decir cuando existen ciertas características marcadas en la topografía relativa. En la aplicación de estas ideas se suele tomar la topografía relativa de 500/1000 mb. como representativa de la capa atmosférica en que tiene lugar el desarrollo. Los efectos se presentan donde hay cambios bruscos en la dirección y en el espacio, de las isolinias de espesor, y el desarrollo es proporcional a la velocidad del viento térmico. En consecuencia el predictor examina la topografía relativa buscando las vaguadas y las dorsales muy marcadas y las zonas en que las líneas de espesor se separan (difluencia) o se juntan (confluencia), acopladas con líneas de espesor muy juntas. Esto puede presentarse en una gran variedad de combinaciones y solo se consideran aquí algunos de los modelos más simples, que se muestran en la figura 4. El desarrollo debe considerarse en aquellas partes de la topografía relativa marcadas por C (divergencia) y desarrollo anticiclónico) y A (convergencia y desarrollo ciclónico).

Vaguada térmica fría (a) tiende a ocurrir desarrollo ciclónico en el lado delantero y desarrollo anticiclónico en lado trasero de la vaguada. Si existe una depresión en la posición X no tenderá a desarrollarse, sino bien se debilitará y tenderá a desaparecer. Sin embargo, puede ser conducida a lo largo de las isolinias de espesor hasta que cuando rodee la vaguada empiece a profundizarse en la posición C. Por otra parte un anticiclón en Y será conducido hasta A donde permanece y se refuerza, no es fácil que rodee la vaguada, pero si esto ocurre se debilitará en la zona C de desarrollo ciclónico.



(a) Vaguada. Si existe una depresión en la posición X no tenderá a desarrollarse, sino bien se debilitará y tenderá a desaparecer. Sin embargo, puede ser conducida a lo largo de las isolinias de espesor hasta que cuando rodee la vaguada empiece a profundizarse en la posición C. Por otra parte un anticiclón en Y será conducido hasta A donde permanece y se refuerza, no es fácil que rodee la vaguada, pero si esto ocurre se debilitará en la zona C de desarrollo ciclónico.

Dorsal cálida térmica (b), es el opuesto a la vaguada fría (el desarrollo ciclónico se presenta en C, detrás de la cresta de la dorsal, y el desarrollo anticiclónico en A, delante de ella. Una depresión en X no es conducida fácilmente en torno a la dorsal pero se mueve hacia C donde permanece y frecuentemente se profundiza.

Chorro térmico difluente (c) El chorro térmico (que no debe confundirse con la corriente en chorro) se presenta por un conjunto de isolinias estrechamente espaciadas que van de XY a C. En C y A las líneas divergen y se dice que se tiene una distribución difluente. Tendrá lugar desarrollo ciclónico y anticiclónico respectivamente en C y A y puesto que el viento térmico es débil en C y A los sistemas que se desarrollen allí se moverán lentamente. Una depresión en X será fácilmente conducida hacia C donde disminuirá su

Fig.4.- Desarrollo ciclónico (C) y anticiclónico (A) en relación con topografía relativa. Las líneas de espesor y los vientos térmicos se trazan en línea continua, las isobaras y los vientos en superficie a trazos.

velocidad y se profundizará. Por otra parte una depresión en Y tenderá a debilitarse cuando es conducida hacia la X. En embargo, también frecuentemente una depresión de este último tipo se puede mover a través de las isolinias hacia donde se retarda y se profundiza.

Como se ha mencionado anteriormente el valor para la predicción de las vaguadas y dorsales en gran escala en los mapas en altura, procede de que con frecuencia son de movimiento lento y persistentes, y esto se aplica también en el caso de las topografías relativas. Esto significa que los desarrollos en superficie asociados con zonas favorables de la distribución en altura tienden a persistir allí o si son conducidos fuera el desarrollo se repita, quizá dos o tres veces. (Se citan algunos ejemplos con figuras).

Es evidente que las propias isolinias de las topografías relativas se moverán y que la distribución de las mismas sufrirá modificaciones debidas a la circulación de las depresiones y los anticiclones que se desarrollan. Esto da una mayor complicación al predictor que deba tenerlas en cuenta, pero que se es la del objeto de estas notas.

Las tendencias. Se dan aquí las siguientes reglas, aunque casi evidentes por sí mismas, con algún detalle por ser de frecuente aplicación en la predicción.

i) Una depresión se está profundizando si la presión está descendiendo en todos los puntos en torno al centro o si la rapidez del descenso es mayor por un lado que la de subida por el otro.

ii) Una depresión se está rellenando si la presión sube en todos los puntos en torno al centro o si la velocidad de caída por un lado es menor que la subida por el otro.

iii) La intensidad de una depresión o un anticiclón no cambia si la tendencia es cero en todos los puntos en torno al centro o si la caída en un lado está compensada por un ascenso igual en el otro.

iv) Un anti. ción se está intensificando si el ascenso de la presión en un lado es mayor que el descenso en el otro. Recíprocamente se está debilitando si la presión desciende en el centro o si desciende en un lado más rápidamente que asciende en el otro.

Depresiones y secundarios nuevas. Además para calcular el desarrollo y el movimiento de los centros característicos de un mapa es necesario considerar la posibilidad de formación de nuevos. Ordinariamente el primer signo de una nueva depresión es un descenso local de la presión que no puede explicarse por el movimiento o el desarrollo de los sistemas ya existentes y por esta razón se debe analizar con toda cuidado las tendencias de la presión. Si las tendencias indican el desarrollo de algún tipo conocido de presión debe modificarse el mapa previsto en consecuencia. Si por ejemplo la presión empieza a descender localmente sobre un frente estacionario o con movimiento lento ello indica que se está formando una nueva depresión frontal. Si el descenso tiene lugar en una amplia corriente de aire polar es indicio de la formación de una depresión no frontal y así sucesivamente. Pero solo la experiencia nos permitirá tener una idea del grado de desarrollo probable y depende mucho de la situación geográfica y de la estación del año.

Son también útiles las siguientes directrices:

i) Ordinariamente una nueva depresión de sector cálido empieza como una onda sobre el frente frío de una depresión primaria ya existente. Puede persistir como una ondulación sin profundizarse pero cuando se mueve hacia una posición favorable a, corrientemente hacia una vaguada térmica, puede profundizarse rápidamente durante un cierto tiempo hasta que se oculte.

ii) Una perturbación ondulatoria sobre un frente cálido ordinariamente se mueve más bien rápidamente a lo largo del frente alejándose de la depresión principal, es una excepción al que este sistema se está profundizando.

Otros casos notables. Una depresión completamente oculta, raras veces se profundiza. Ordinariamente se rellena lentamente y mientras dura este proceso, pueden ver varios días, la depresión cambia de un cen-

tre persistente en debilitación. Una depresión vieja frecuentemente se rellena rápidamente cuando penetra en su circulación un nuevo centro que se esté profundizando.

Es raro que dos depresiones próximas se profundicen simultáneamente.

La inestabilidad de una masa de aire más caliente dentro de una depresión tiende a favorecer su intensificación mientras que la estabilidad tiene un efecto amortiguador.

Un anticiclón frío temporal que se forma detrás de una depresión frontal es probable que desaparezca rápidamente cuando se aproxime una depresión que se está profundizando. La debilitación de uno de estos anticiclones por cualquier causa conduce ordinariamente a su desaparición completa.

Un anticiclón cálido es relativamente estable y las depresiones que se aproximan tienden a ser desviadas en torno suyo.

Un anticiclón cálido es probable que desaparezca si es invadido por un frente frío. Entonces puede desarrollarse un anticiclón frío detrás del frente frío y se dice que absorbe el anticiclón cálido.

Cambios de presión en zonas alejadas de los centros principales de actividad. Al preparar el mapa previsto, sucede ordinariamente que hay algunas áreas alejadas de los centros de presión y de los frentes, en que las características existentes del mapa sinóptico suministran pocos datos con referencia a los cambios probables de la presión. Es verdad que usualmente estos cambios de presión son tan pequeños que no se introducen grandes errores si las presiones previstas se hacen coincidir con las actuales; sin embargo, ocasionalmente cambios lentos en la presión en estas regiones son parte de una tendencia general que si persiste 24 horas o más pueden ser importantes. Es mejor valorar las presiones previstas para 24 horas en algunos puntos seleccionados y dibujar las isobaras previstas de acuerdo con estos valores, uniendo sin discontinuidad con las isobaras ya trazadas en las zonas más activas. Para valorar las presiones previstas para 24 horas son útiles las tendencias de 3 horas pero debe usarse conjuntamente con las isobaras de 24 horas que pueden obtenerse de los mapas. En las latitudes bajas y en las latitudes templadas la variación diurna de la presión debe tenerse en cuenta cuando las tendencias son pequeñas. Por ejemplo una tendencia de -20 (descenso de 2mb. en 3 horas) en Azores no debe tenerse en cuenta si ocurre en el mapa de la tarde porque es aproximadamente el descenso diurno normal de la presión; en ausencia de una depresión o un frente próximos normalmente hay un descenso equivalente en las primeras horas de la noche. En las tardes de verano aparecen frecuentemente tendencias similares sobre Francia y la Europa Central, pero como regla no tienen significado sinóptico si no son superiores a -15.

Movimiento de los frentes.

La primera aproximación a la velocidad del movimiento de un frente viene dada por la componente normal al mismo del viento geostrofico, que puede medirse por medio de la escala de viento geostrofico.

También son útiles las siguientes reglas:

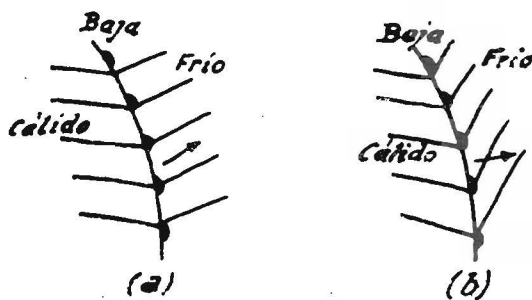


Fig. 5.- Movimiento de un frente cálido. Con las isobaras como (a) el frente se mueve en la dirección de la flecha con una velocidad muy próxima a la componente geostrofica. En (b) el frente se mueve más lentamente que la componente geostrofica.

- i) La velocidad de un frente cálido es considerablemente menor (unos 2/3 de su valor) que la componente geostrofica, especialmente en las depresiones ocultas o cuando las isobaras delante del frente forman un ángulo pequeño con el.
- ii) La velocidad de un frente frío es generalmente igual o un poco mayor que la componente geostrofica.
- iii) Cuando el viento geostrofico a través del frente es pequeño puede determinarse la dirección del movimiento por otras consideraciones. Por ejemplo, tendrá lugar un flujo de aire a través de las isobaras de un área en que la presión está bajando y esto puede ser suficiente para neutralizar e invertir la componente geostrofica del viento (ver fig.)

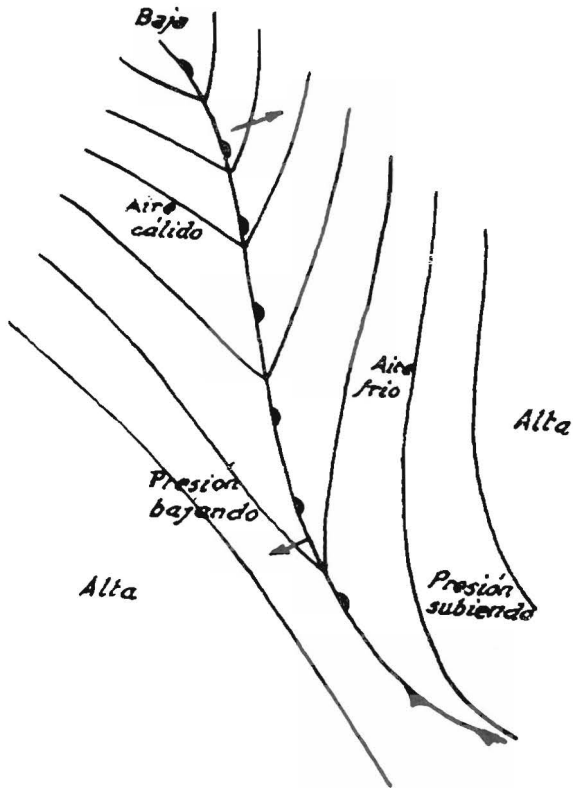


Fig.5.- Movimiento isobárico de un frente. Un frente tiende siempre a moverse hacia la dirección de máxima caída de la presión. Cuando el gradiente presión es débil el movimiento puede ser en contra de la dirección del viento geostrofico.

(v) Una eclusión se mueve aproximadamente con la velocidad de la componente del viento geostrofico pero no hay una regla precisa.

Con frecuencia se da valor más exacto a la velocidad del viento midiendo su movimiento entre dos mapas sucesivos. Debe hacerse esto siempre que sea posible para verificar las anteriores reglas. Deben tenerse en cuenta las desviaciones apreciables de los movimientos dados por las reglas al calcular las posiciones frontales sobre los mapas previstos.

Las reglas anteriores unicamente se pueden aplicar en forma sencilla y directa si se supone que no es probable cambio mucho el viento geostrofico a través del frente durante el periodo de la predicción. En la práctica hay muchas complicaciones de las que solo mencionaremos aquí algunas como ejemplo. En el caso de una profundización directa de una depresión (esto es cuando el descenso principal tiene lugar en la zona central del sistema) el viento geostrofico a través del frente aumentará y debe esperarse que el frente se acelere. Por otra parte sucede frecuentemente que un descenso de la presión se concentre a lo largo del propio frente, provocando una vaguada alargada a lo largo del frente y un pequeño centro cerrado separado. En ambos casos el viento geostrofico a través del frente disminuirá mucho a lo largo de una considerable longitud del frente y en el segundo caso de invertirá en un cierto tramo de modo que el frente se hará de movimiento muy lento o incluso retrogrado. Finalmente una depresión frontal vieja hace frecuentemente que la eclusión forme una espiral a partir del centro. La parte de eclusión más alejada del centro tiende gradualmente a hacerse paralela a las isobaras y en consecuencia estacionaria.

#### Formación y desaparición de los frentes.

Para periodos de predicción hasta 12 horas se toma como regla suficiente el considerar solamente los frentes que ya están presentes en el mapa sinóptico actual; la cuestión de la formación de nuevos frentes así como el reforzamiento, debilitación y desaparición de los ya existentes es poco probable que se planteen. Sin embargo este problema se planteará al predictor profesional cuando se refiera a periodos más largos y el estudiante debe tener al menos una idea de las posibilidades. En general puede suponerse que los frentes se debilitarán en los anticiclones y en los dorsales. Se debilitarán en aquellas zonas de la topografía relativa que son favorables al desarrollo ciclónico y se reforzarán en aquellas zonas que son favorables al desarrollo ciclónico. Para predicciones a corto plazo la debilitación de un frente se muestra por un aumento de la presión y una disminución general de la lluvia y la nebulosidad en su proximidad, mientras los cambios opuestos indicarán un reforzamiento del frente. Hablando en general un frente importante está asociado con una agrupación de las isobaras de espesor en la topografía relativa; si puede verse

que a causa de la circulación de los vientos es probable que el gradiente del viento térmico aumente en una zona considerable, debe preverse la formación de un nuevo frente.

Debe considerarse como caso dudoso un frente que se traza cruzando las líneas de espesor bajo un ángulo grande; si es un frente verdadero ordinariamente sus efectos se limitan a una capa de pequeño espesor de la atmósfera próxima a la superficie terrestre.

Los frentes fríos secundarios son frecuentemente una característica de una invasión de aires fríos, frecuentemente se presentan chubascos en el aire polar inestable a lo largo de una línea más o menos larga en ángulo recto con la corriente de aire, unida a veces a una banda alargada continua de lluvia y puesto que en ocasiones se desarrolla una vaguada delgada de bajas presiones a lo largo de la banda de lluvias, el mapa sinóptico presenta toda la apariencia de un frente frío poco importante. No es raro el que una serie de tales frentes secundarios se desarrollen y sean llevados alrededor en la circulación de una zona de depresión con movimiento lento después que ha pasado el frente frío principal. Ordinariamente no es necesario predecir la posición de dichos frentes antes de su formación pero una vez que han aparecido en el mapa sinóptico actual deben incluirse en el mapa previsto teniendo en cuenta su movimiento.

#### Dibujo del mapa previsto

En los párrafos precedentes se han discutido con algún detalle los diversos factores que influyen en la preparación del mapa previsto pero sin embargo resulta conveniente el resumir todo el proceso.

Primeramente se dibujan suave y esquemáticamente las posiciones previstas de los centros de alta y baja presión y de las vaguadas y dorsales, usando la extrapolación como primera aproximación y modificando de acuerdo con las tendencias, la posición y las otras consideraciones explicadas anteriormente. A continuación debe calcularse la presión central prevista de acuerdo con lo dicho en el desarrollo de los centros de presión. Después deben dibujarse suavemente las posiciones previstas para los frentes, que deberán basarse en los vientos geostroáficos en el mapa actual y los cambios en la velocidad del viento solo se tendrán en cuenta en forma vaga para esta etapa.

Deben incluirse en el dibujo de los frentes provisionales los cambios de presión calculados para las zonas lejanas de los centros principales. En general las isobaras deben trazarse como líneas igualmente espaciadas y como curvas más o menos alisadas excepto para los "picos" de intersección con los frentes. Si las presiones predichas conducen a un agrupamiento local de las isobaras o implican unos cambios de presión inexplicables para algunas zonas del mapa estos cambios deben suavizarse a menos que existan buenas razones para ello. Finalmente cada posición frontal debe reajustarse de modo que el movimiento previsto sea incompatible con el viento geostrofico apropiado al principio y al fin del período de predicción.

Por ejemplo, si el viento geostrofico a través del frente es de 20 nudos sobre el mapa actual y 20 nudos en el mapa previsto debe predecirse el movimiento frontal correspondiente con una velocidad constante de 30 nudos por todo el período de 24 horas, pues no sería razonable el suponer una velocidad de 40 nudos durante todo el período.

#### 5.- PREPARACION DEL MAPA PREVISTO EN ALTURA.

Básicamente el predictor aplica en la preparación de mapas previstos en altura la misma técnica que se usa en el análisis de los mapas actuales. A partir de la predicción del mapa de presiones en superficie los mapas de isopletas en altura por adición gráfica de los mapas previstos de las correspondientes topografías relativas. El elemento principal es la predicción de las isolíneas en las diversas topografías relativas o espesores. La técnica complicada que se usa en los centros de predicción, únicamente puede adquirirse por medio de larga experiencia y aquí no se dará más que un esquema descriptivo.

Debe recordarse que el movimiento y desarrollo de los sistemas presión en superficie está influido por la distribución de la topografía relativa y que a su vez la topografía relativa se modifica (entre otros factores por la circulación en superficie. Por tanto es evidente que la preparación de los mapas previstos en superficie y en altura son problemas íntimamente ligados e idealmente deberían realizarse paralelamente por un procedimiento de modificar un mapa como consecuencia de los otros hasta que todo el conjunto de mapas sea razonablemente concordante.

Los cambios en las diferentes topografías se predicen preferentemente por extrapolación de las vaguadas y de los dorsales del mapa actual y considerando como se moverán las isolinias bajo la influencia de la circulación de vientos en las capas apropiadas. El calentamiento o enfriamiento del aire cuando se mueve sobre zonas más calientes o más frías de la superficie terrestre deberá afectar a los espesores parciales en mayor o menor grado y el predictor experimentado puede calcularlo en cierto modo y tener en cuenta estos efectos. El estudio de los mapas pasados ha demostrado que existen latitudes límites definidas para las cuales la masa de aire que tiene un espesor específico puede penetrar sin sufrir modificación. Los mapas que muestran estas latitudes límites (que varían en longitud y latitud) que pueden ser alcanzadas por las diversas líneas de espesor han sido comparados para cada mes del año y son ayudas útiles en la predicción.

#### Mapas previstos compuestos.

Los mapas previstos compuestos descritos en los párrafos anteriores representan la distribución de los frentes e isobaras previstos para un instante futuro específico aunque en la práctica puedan considerarse como aplicables a un periodo de algunas horas centrado en aquel instante. Estos mapas responden a las necesidades de la predicción para vuelos de corta duración próxima a la hora apropiada pero aún un mapa previsto para la hora media del vuelo es poco apropiado para los vuelos largos. Es necesaria una representación de la situación meteorológica en cada una de las secciones de la ruta a la hora aproximada en que el avión se encuentre en dicha sección. Para responder a esta necesidad se preparan los mapas previstos compuestos. Para cruzar el Atlántico (con aviones a hélice, para los aviones a reacción es diferente porque se acorta sensiblemente el tiempo de vuelo) normalmente se preparaba la primera porción con una predicción para 5 horas, 12 horas para la parte media del Atlántico y 18 horas para la porción final de la ruta. También se preparaba una sección vertical compuesta con el tiempo que se esperaba en cada una de las secciones de la ruta. Debe tenerse cuidado con el manejo de estos mapas, pues no representan una situación meteorológica y, como es evidente, son una representación algo distorsionada de la circulación real a una hora determinada en cada sección aunque se hayan suavizado las discontinuidades en los límites. Esta técnica no sería práctica en los días en que los aviones tenían poca velocidad con depresiones que se movían con velocidades comparables, pero el aumento de la velocidad de los aviones ha reducido las distorsiones en un grado que permite aplicar esta técnica, aunque siempre debe tenerse en cuenta las peculiaridades de la representación y sus limitaciones con los rápidos aviones a reacción que se utilizan actualmente.

### 6.- PREPARACION DE LA PREDICCIÓN.

La construcción de los mapas previstos tal y como se describe en las páginas anteriores es solamente un medio para el fin específico de la preparación de la predicción. En cierta medida la predicción está implícita en los mapas previstos: los frentes y las depresiones previstas indican las zonas de mal tiempo, los vientos están indicados por las isobaras e isohipsas previstas, y el carácter general del tiempo en las zonas alejadas de los frentes y de los sistemas de presión pueden deducirse ordinariamente en las propiedades generales de las masas de aire. Pero hay otros factores que influyen en la predicción y que no están incluidos en los mapas previstos sino que dependen de la estructura más detallada de los sistemas de presión, frentes y masas de aire. Estos factores son importantes para la predicción y fenómenos como nieblas, tormentas, turbulencia, chubascos, la distinción entre lluvia y nieve, etc... Si se usa un análisis físico de estos fenómenos en conjunción con los mapas previstos el alumno puede preparar predicciones útiles en los casos más sencillos. Pero la mayor parte de las situaciones meteorológicas son más o menos complejas en un grado que no estudiaremos en estas notas. Solamente una larga experiencia puede mostrar como deben usarse y por tanto el piloto o navegante debe pedir consejo al meteorólogo profesional. En estas notas únicamente se dará un breve esquema de las consideraciones más sencillas del paso de los mapas sinópticos actuales y previstos a la predicción meteorológica.

#### Tipos de predicciones.

La formulación de una predicción depende del propósito para que se realiza: los diversos tipos de predicción para la aeronáutica pueden clasificarse como sigue:

Situación general.- Una descripción general de distribución de la presión y posición de los frentes basada en el mapa sinóptico actual, seguida de una descripción de los movimientos probables y desarrollos de los sistemas de presión y de los frentes basada sobre los mapas previstos. En los tiempos anteriores al trazado de los mapas previstos, este era el único medio para describir los cambios previstos en los sistemas de presión, pero ahora se considera como suplementario a los mapas, ampliando la información contenida en ellos, particularmente con relación a la actividad de los frentes y las propiedades de las masas de aire que no pueden representarse cartográficamente con facilidad y se indica el grado de confianza y posibles desarrollos alternativos.

Predicciones de área.- Indicaciones generales de las condiciones de vuelo que deben esperarse sobre áreas específicas para periodos fijos sin dar atención al detalle.

Predicciones de ruta y de vuelo.- Se refiere a las condiciones previstas a lo largo de una ruta para un periodo de tiempo (predicciones de ruta) o durante la duración de un vuelo particular (predicciones de vuelo).

Predicciones locales.- Condiciones previstas con cierto detalle para la inmediata proximidad de un centro de vuelo para un periodo determinado.

Predicciones de aeropuerto o aerodromo.- Las predicciones de área, ruta o vuelo deben completarse con las predicciones para los aeropuertos terminales y alternativos para los periodos apropiados.

Discutiremos a continuación los principios generales que se emplean en la preparación de estas predicciones. Sin embargo, debe repetirse que cada situación muestra algunas variaciones de estos principios generales que no pueden estudiarse en estas notas y que solamente se adquieren con la experiencia.

Las predicciones de área, ruta y vuelo deberán considerarse en su conjunto y se preparan cada una en forma completa a partir de los mapas actuales y previstos. Las predicciones locales y de aerodromo exigen además el estudio de la forma en que las situaciones meteorológicas son modificadas por las peculiaridades geográficas y deben estudiarse separadamente.

## 7.- PREDICCIONES DE AREA, RUTA Y VUELO.

### Tiempo frontal y nubes.

Primeramente el piloto se interesará probablemente por la medida en que el área o ruta estará afectada por el mal tiempo y la nubosidad abundante asociadas con los frentes. Las áreas probablemente afectadas en esta forma pueden apreciarse a simple vista de un examen de los mapas actuales y previstos y teniendo en cuenta el movimiento de los frentes de duración en el periodo de predicción. Debe recordarse la descripción detallada del tiempo en un vuelo a través de un depresión frontal, así como un enunciado de las características frontales normales. Se tendrán en consideración los cambios previstos en la intensidad de los frentes. Especialmente en verano, puede aumentarse la actividad de un frente por la presencia de una masa de aire húmedo inestable y, cualquier frente, pero muy particularmente un frente frío, que avance en una masa de aire de este tipo es probable que de origen a un desarrollo general de tormentas. Con la debilitación de los frentes las capas de nubes tienden a romperse y los normales Cs, As y Ns se transforman en Cc, Ac y Sc respectivamente.

### Tiempo de masa de aire.

Lejos de los frentes las características generales de tiempo previstos pueden deducirse de las propiedades características de las masas de aire. Debe recordarse que la clasificación de las masas de aire es muy am-

plia en tipos calida y fria según respectivos orígenes tropical o polar, con posterior subdivisión en marítima o continental de acuerdo con su reciente localización sobre zonas marítimas o terrestres. Sin embargo en una situación dada las propiedades normales de una masa de aire están modificadas en mayor o menor grado por diversos factores como el calentamiento o enfriamiento de la superficie terrestre y la evaporación de la humedad del mar, la vegetación y el suelo húmedo, los cambios resultantes en las propiedades de las masas de aire se pueden calcular en cierta medida pero para utilizarlos apropiadamente son necesarias un conjunto de observaciones representativas de la temperatura y la humedad dentro de la masa de aire, que deben ser transcritas a un diagrama termodinámico (tefigrama o Stüve).

#### Las nubes en relación con las masas de aire.

La clasificación más amplia consiste en nubes cumuliiformes caracterizadas por un desarrollo vertical y nubes estratiiformes caracterizadas por su distribución en capas horizontales. Las primeras se presentan en masas de aire inestables y son más características del aire polar marítimo que ordinariamente contiene la cantidad de humedad apropiada para la formación de nubes. Las nubes estratiiformes se presentan en las masas de aire estables, más frecuentemente que el aire tropical marítimo. Pero hay grados de estabilidad e inestabilidad variando ampliamente para un tipo dado de masa de aire y la predicción de nubes en una situación dada se basa fundamentalmente en el examen de la curva de estado en un diagrama termodinámico. A continuación se resumen brevemente los resultados. En general si el gradiente térmico es grande las nubes serán principalmente cumuliiformes, la altura hasta la cual crecen las nubes coincide aproximadamente con aquella hasta la cual el gradiente es grande. Por ello capas inestables de gran espesor están asociadas con grandes cúmulos y cumulonimbos; capas delgadas inestables darán pequeños cúmulos. Por otra parte las capas estables y las inversiones estarán asociadas con nubes estratiiformes que pueden formarse o por turbulencia o por estratificación de los cúmulos formados en las corrientes ascendentes de las capas inestables más bajas. Sobre la tierra, excepto en invierno, ordinariamente las nubes cumuliiformes se desarrollan durante el día y se disipan durante la noche; por el contrario las nubes estratiiformes tienden a aumentar durante la noche y algunas veces desaparecen durante el día; estos cambios están claramente asociados con los cambios en el gradiente vertical de temperatura como consecuencia de la variación del calentamiento en la superficie. Con relación a este resultado útil con frecuencia el calcular los cambios en el gradiente vertical de temperatura en las capas más bajas a causa del calentamiento o enfriamiento de la superficie. Sobre el mar no hay variación diurna apreciable del gradiente vertical; cúmulos y estratocúmulos pueden encontrarse a cualquier hora del día en una corriente de aire polar cuya temperatura en la superficie es más baja que la del mar. Si, por el contrario, el aire es más cálido que el mar la tendencia es a formarse estratos.

#### La precipitación en relación con las masas de aire.

En las zonas alejadas de los frentes hay dos tipos principales de precipitación: convectiva y orográfica. La precipitación convectiva ocurre cuando hay (GVI gradiente vertical de temperatura) grande y un contenido de humedad elevado al menos en las capas más bajas de la atmósfera. La principal ayuda para la predicción consiste en el estudio de la curva de estado con diagramas termodinámicos. En general cuanto más inestable es GVI y más alta la humedad, más fuerte es la convección y la precipitación asociada con ella; en casos extremos ocurren tormentas y granizadas fuertes. Depende también mucho de la distribución de la presión en superficie. Dentro de una depresión o región con las isobaras curvadas ciclónicamente la convergencia causada por la entrada de aire a través de las isobaras no solamente ayuda al movimiento vertical sino que también aumenta la cantidad de humedad disponible y por ello aumenta la intensidad de la convección. Una depresión delgada es más favorable que una intensa para una convección fuerte, porque una circulación de los vientos débil prolonga el contacto del aire con la superficie cálida mientras que los vientos fuertes tienden a cortar las corrientes ascendentes de aire caliente. Por ello los efectos convectivos más intensos tienen lugar en verano en depresiones delgadas que se mueven lentamente sobre áreas continentales. Dentro de un anticiclón o de una dorsal hay usualmente subsidencia acoplada con flujo del aire hacia fuera a través de

las isobaras. Esto no solamente tiende a disminuir la inestabilidad, sino que también arrastra aire más seco hacia abajo hasta la superficie y estos dos factores atenuan la convección.

En las latitudes templadas la precipitación convectiva tiene lugar principalmente en el aire polar marítimo, especialmente en forma de chubascos procedentes de Cb, estando frecuentemente separados los chubascos por áreas de cielo despejado. Sobre el mar este tipo de precipitación prevalece más en invierno cuando se mueve el aire frío sobre agua relativamente cálida y el calentamiento en la superficie conduce a la inestabilidad. Las regiones costeras de barlovento están también sujetas a estos chubascos y, con frecuencia decreciente, los chubascos pueden penetrar considerables distancias en las regiones del interior especialmente a través de las discontinuidades en las cordilleras. En verano el mar está relativamente frío y la convección ocurre preferentemente sobre la tierra recalentada, la frecuencia de los chubascos aumenta ordinariamente con la distancia de las costas de barlovento. A causa de la variación diurna de la temperatura la lluvia convectiva ocurre durante el verano principalmente en las tardes; por otra parte, lluvias convectivas pueden ocurrir sobre el mar a cualquier hora, de día o de noche. Sin embargo, hay una tendencia, que no se comprende por completo, para que los chubascos en las regiones costeras tengan lugar en las primeras horas de la mañana.

#### Precipitaciones orográficas.

Las condiciones asociadas con la precipitación orográfica se pueden resumir diciendo que debe producirse siempre que una corriente de aire saturado o próximo a la saturación sopla contra una cordillera o contra una línea costera elevada. Si el gradiente es estable y no hay frente, solo es probable llovizna o lluvia débil; si está presente un frente o hay inestabilidad (incluyendo inestabilidad convectiva) la intensidad de precipitación aumentará. A sotavento de elevaciones del terreno hay una región en que disminuye la precipitación o cesa por completo; esta es la llamada "sombra de la lluvia".

#### Llovizna.

Es una precipitación en forma de gotas muy pequeñas, se presenta asociada con gradientes muy estables y nubes estratiformes. Los procesos que originan la llovizna son la turbulencia y los efectos orográficos menos marcados. Especialmente debe presentarse cuando una masa de aire cálido y húmedo pasa sobre la superficie del mar más fría; si hay un grado suficiente de turbulencia puede haber llovizna sobre el mar abierto, pero es más frecuente sobre las costas y alguna distancia tierra adentro donde aumenta la turbulencia en la corriente de aire que pasa del mar a la tierra. También ocurre con frecuencia cuando en el sector cálido de una depresión frontal pero igualmente puede haber llovizna en las zonas exteriores de un anticiclón si la corriente de aire es bastante húmeda.

#### Nieve.

Debe producirse ordinariamente cuando la temperatura en superficie está por debajo de  $4^{\circ}\text{C}$  en aquellas situaciones en que de otro modo habría lluvia. La temperatura crítica exacta depende sin embargo de otras circunstancias y no hay una regla inmediata. Si la temperatura del termómetro húmedo es baja, la precipitación que empieza como lluvia fuerte puede cambiar pronto en nieve o en una mezcla de lluvia y nieve aún en el caso en que la temperatura del seco esté algunos grados por encima del valor crítico de  $4^{\circ}\text{C}$  para empezar; en estas circunstancias la evaporación de las gotas de agua enfría el aire hasta la temperatura del húmedo; también la nieve en fusión se asocia con temperaturas del seco y del húmedo más bajas en algunos grados en la región crítica justamente por encima del punto de congelación. Por otra parte pueden ocurrir llovizna o lluvia muy fina con temperatura un poco por debajo del punto de congelación.

#### La visibilidad en relación con las masas de aire.

Independientemente del análisis de los factores que dan origen a la niebla, bruma y calina, solo consideraremos aquí estos factores en relación con la situación sinóptica. Debe recordarse que la niebla se origina

principalmente por dos factores: radiación y advección. Las nieblas de radiación se presentan principalmente sobre tierra durante la noche y primeras horas de la mañana, con cielos despejados y vientos débiles; la niebla se desarrolla donde el terreno se enfría por radiación hacia el cielo despejado. Las regiones centrales de los anticiclones y de las dorsales cumplen ordinariamente las condiciones enunciadas y, en verdad, las ventajas resultantes de un tiempo en calma y seco de un anticiclón son con frecuencia anuladas por su asociación con la niebla, especialmente en otoño e invierno. Para una niebla densa el aire debe enfriarse por debajo del punto de rocío no solo en la superficie sino también hasta una altura de algunos cientos de pies. Algunas de las peores nieblas comienzan bajo condiciones especiales de viento débil y cielo despejado cuando el aire se ha saturado por la caída de lluvia a través de él. Esto ocurre más frecuentemente en una depresión o en una vaguada con débil gradiente de presión porque la distribución de la presión no es tan importante cuando el gradiente de presión es débil.

Las nieblas de advección se presentan cuando el aire húmedo fluye sobre una superficie fría de la tierra o del mar la temperatura de la superficie fría debe estar por debajo del punto de rocío del aire. Este tipo de niebla se presenta en cualquier estación del año y en cualquier hora del día o de la noche y no están restringidas a las condiciones de vientos débiles y cielos despejados. Sobre tierra firme están asociadas especialmente en invierno con las invasiones de aire templado saturado sobre superficies nevadas o después de un período relativamente largo de heladas. Sobre las aguas costeras de las Islas Británicas se presentan principalmente a finales de la primavera o principios del verano cuando el mar está todavía relativamente frío. El aire tropical marítimo del Atlántico da entonces origen a niebla cerca de las costas sudoeste de las Islas Británicas. Análogamente aire calentado sobre el continente, después de enfriarse sobre el mar del Norte, puede dar origen a niebla sobre las costas del este. En general, la visibilidad sobre la tierra y sobre el mar es mejor cuando el gradiente es pronunciado; un gradiente vertical de temperatura pequeña y especialmente una inversión están asociados frecuentemente con visibilidad pequeña. Sin embargo la visibilidad es afectada también por la presencia de polvo, humo y otras impurezas sólidas en el aire. Un gradiente vertical de temperatura grande con las corrientes verticales asociadas dispersa fácilmente las impurezas mientras que un gradiente pequeño impide esta dispersión y provoca la acumulación cerca de la superficie. En estas condiciones puede disminuir la visibilidad no solo cerca de la fuente del polvo sino también a gran distancia en la dirección del viento.

#### Formación de hielo en los aviones.

A continuación se resume la discusión detallada. Todas las nubes que contienen gotitas de agua darán probablemente origen a engelamiento en la estructura si la temperatura está entre  $0^{\circ}\text{C}$  y  $-40^{\circ}\text{C}$  (o aun por debajo en algunas ocasiones) aunque el riesgo es mayor con temperaturas por encima de  $-30^{\circ}\text{C}$  que por debajo de este valor. Son más peligrosas las nubes cumuliformes y particularmente los cumulonimbos. El engelamiento en la estructura es más intenso en los tipos de nubes más "activos", esto es, en las nubes asociadas con frentes activos, en los Cb asociados con fuerte convección y en las nubes intensificadas por ascensos orográficos. Así resulta que la predicción de engelamiento en la estructura es una consecuencia de la predicción de nubes -su extensión vertical y horizontal- juntamente con la distribución de la temperatura en altura sobre la zona o ruta a que se refiere. Para ello es esencial además disponer del mapa sinóptico de una buena selección de radiosondeos transcritos sobre telegramas. Las predicciones de engelamiento en la estructura se facilitan tanto en su confección como en su presentación por medio de secciones transversales verticales en que se muestra la distribución esperada de las nubes y de la temperatura, tanto vertical como horizontalmente. El grado del engelamiento en la estructura se clasifica en "ligero" "moderado" e "fuerte" de acuerdo con la intensidad que se prevé. Además cuando se prevé lluvia de agua en subfusión o lluvia helada debe mencionarse específicamente en la predicción.

Puede que el engelamiento puede tener lugar en el motor dentro de un conjunto muy amplio de circunstancias (incluyendo en aire despejado y temperatura por debajo de  $0^{\circ}\text{C}$ ) y puesto que depende también del tipo de motor, estas predicciones generalmente no se hacen.

### Vientos

Para un área, ruta o vuelo la predicción de los vientos en altura constituye quizá el aspecto más importante por su relación directa con la navegación, la duración del vuelo y la carga útil.

Por otra parte los vientos en superficie son importantes para el despegue y aterrizaje en muchos aeropuertos y se incluyen en las predicciones locales o de aeropuerto.

Una buena aproximación del viento existente a una altura dada se obtiene midiendo el viento geostrofico en la topografía de presión constante correspondiente. Normalmente se construyen topografías de las superficies de 850, 700, 500, 300 y 200 mb, el cálculo se realiza rápidamente con la escala de vientos geostroficos y para los niveles intermedios es fácil obtener los vientos por interpolación.

Análogamente se pueden obtener los vientos previstos a partir de los mapas previstos de las topografías correspondientes. En la mayor parte de los casos puede usarse el viento geostrofico sin modificación, pero donde las isopletas tienen mucha curvatura o están teniendo lugar cambios bruscos hay que hacer correcciones tomando el viento del gradiente; las isohipsas con curvatura ciclónica indican que hay que hacer alguna disminución del viento geostrofico y en cambio las anticyclónicas que el viento real es mayor. Cuando tienen lugar cambios bruscos en la distribución de las isohipsas hay una tendencia para que el viento soplo formando un ángulo con las isohipsas hacia fuera de las áreas donde la altura de las isohipsas está aumentando y hacia dentro de las áreas donde la altura está disminuyendo. También hay una tendencia para el cambio de la velocidad del viento que sigue el cambio del gradiente con cierto retraso. Así, cuando el gradiente de presión está aumentando, la velocidad del viento es usualmente menor que el viento geostrofico, mientras que cuando el gradiente de presión disminuye la velocidad del viento tiende a ser mayor que la del viento geostrofico.

Para los niveles de 200 y 100 mb. (aproximadamente 12.000 y 16.000 m.) la predicción de los vientos resulta un problema difícil por lo disperso de los datos y por la reducida exactitud de las observaciones. En estos niveles es útil tener en cuenta la variación normal del viento con la altura -la velocidad aumenta con la altura hasta la tropopausa y después disminuye en la estratosfera. Así debe esperarse que los vientos a 100 mb. sean débiles en comparación con los de 300 y 200 mb.; por ejemplo, sobre Inglaterra durante el verano el viento de 100 mb. rara vez es superior a 30 nudos. Además los cambios de tiempo en el transcurso del tiempo a niveles muy altos son menores que en los niveles más bajos, de modo que en ausencia de cualquier criterio más justificado, resulta muy apropiada.

### Presión en superficie

La presión en superficie para un punto de la ruta debe leerse directamente en el mapa previsto correspondiente. Su importancia reside en su influencia en las lecturas del altímetro. En particular, cuando se vuela hacia un área de baja presión el altímetro, si no ha sido corregido deberá dar una altura más grande que la real, en algunos casos en varios cientos de pies. Naturalmente se debe tener esto en cuenta al hacer el plan de vuelo, pero el mapa previsto es útil para indicar las áreas en que puede haber peligro.

### Secciones verticales transversales.

La predicción para vuelos a larga distancia incluye generalmente una representación gráfica simplificada del tiempo que se espera a lo largo de la ruta que se llama "sección vertical transversal" o simplemente "sección vertical". De la misma manera que el mapa sinóptico puede considerarse como una proyección sobre un plano horizontal de la situación meteorológica, la sección vertical puede considerarse como un perfil vertical del tiempo de la ruta. La característica se dibuja aproximadamente a escala tanto horizontal como verticalmente de modo que la escala vertical está muy exagerada con relación a la horizontal. Ordinariamente, la ruta se divide en zonas definidas por intervalos de 5 grados de longitud o latitud y se identifican por el número de zonas admitido internacionalmente, y se indican en el diagrama de izquierda a derecha en el orden en que son atravesadas durante el vuelo.

Las nubes se indican por un dibujo esquemático mostrando su estructura general las alturas de las bases y de las cimas y su extensión horizontal. Las nubes dibujadas ordinariamente se sombreaman o colorean, generalmente en verde para las regiones que están a una temperatura superior a 0°C y en rojo para temperatura infe-

por la 0°C. La posición de la isoterma de 0°C se indica por una línea continua de color verde, que permite leer fácilmente su altura en cualquier punto de la ruta. Las superficies frontales se representan por líneas inclinadas en el color correspondiente usado para los mismos en los mapas de superficie. La formación y el engalamiento se representan por símbolos en los niveles apropiados en que se espera que ocurra. Esta información simbólica puede ampliarse con una información escrita en lenguaje corriente en que se describan los detalles más importantes de los vientos en altura y las temperaturas.

#### P. - PREDICCIONES LOCALES Y DE AEROPUERTO

Los problemas de predicción local y de aeropuerto son al mismo tiempo más restrictivos y más intensivos que los de las predicciones de área, ruta o vuelo, porque aunque la región considerada es más pequeña, la precisión exigida es mucho mayor. Donde el predictor de área se contenta con decir "niebla local" o "chubascos tormentosos, para considerar los fenómenos comunes, el predictor local deberá especificar si la niebla se forma, y en qué periodo de tiempo, y cuál será la visibilidad, a qué hora aproximada serán los chubascos, valor máximo de las rachas de viento etc. Por supuesto la predicción local se basa en el mapa previsto pero se da atención especial a las peculiaridades locales. A continuación resumiremos los principales factores que causan variaciones locales en los elementos meteorológicos.

#### Causas de las variaciones locales en las condiciones meteorológicas.

##### **Viento en superficie:**

Vientos más fuertes en el mar libre que sobre la tierra para el mismo gradiente de presión.

Variación diurna del viento; para el mismo gradiente de presión el viento en superficie es más fuerte para grandes que para pequeños gradientes verticales de temperatura.

Efecto de puntilla de las tierras altas a barlovento.

Efecto de desviación de las colinas y montañas en la dirección del viento.

Efecto en embudo a través de los valles.

Vientos cayabáticos descendiendo por las laderas de las colinas durante la noche.

Brisas de mar y de tierra.

Variación de la turbulencia debida al contorno del terreno o variación en el gradiente vertical de la temperatura; en particular la diferencia entre la turbulencia sobre el mar y sobre la tierra.

##### **Nubosidad:**

Nubes orográficas sobre las tierras altas.

Descenso en la base de las nubes a barlovento de las montañas y aclaramiento a sotavento.

Diferencias en la turbulencia que afectan a las nubes bajas.

En las estaciones costeras el efecto de la dirección del viento sobre las nubes formadas por convección o turbulencia. Es importante la dirección del viento al nivel de las nubes. Así con un viento hacia tierra los estratos y otras nubes bajas que se han formado sobre el mar pueden ser arrastradas tierra adentro desde la costa, o se pueden formar nubes en la costa donde hay generalmente un ligero ascenso a causa de un ligero efecto orográfico y del aumento en la turbulencia.

##### **Precipitación:**

La precipitación orográfica o la intensificación de las lluvias por las influencias orográficas, efectos de la sobra de lluvias a sotavento de las tierras altas.

Cerca de las costas, las diferencias entre las condiciones de temperatura sobre el mar y la tierra como afectando a los chubascos de inestabilidad y lluvizna; a este respecto son importantes las influencias diurna y estacional.

Tendencia para la formación de tormentas en ciertas regiones (aunque no esté explicada adecuadamente).

##### **Visibilidad:**

Nieblas de valle

Nieblas en las montañas (nubes bajas en las montañas)

Diferencias entre la tierra y el mar

Efectos del polvo y humo (de acuerdo con la dirección del viento)

Efectos de las nubes locales y de los vientos locales sobre la formación de la niebla de radiación.

Efecto de la naturaleza del terreno sobre la niebla de radiación.

Posible levantamiento de la niebla de áreas adyacentes, especialmente de terrenos más bajos inmediatamente después del amanecer.

**Temperatura:**

Efecto de la altitud

Foca radiación en los valles

Efecto de las nubes o de la niebla locales sobre el calentamiento o enfriamiento diurno por radiación.

El efecto föhn o sotavento de las montañas

Diferencias entre la tierra y el mar

El preditor local puede necesitar una experiencia larga antes de que pueda considerar todos estos factores con la exactitud deseable. Sin embargo, no debe creer que su tarea es exclusivamente considerar los factores locales. Las variaciones locales dependen en parte de las condiciones generales del tiempo y deben ser estudiadas en relación con mapas sinópticos cuidadosamente analizados; además debe establecerse una correlación entre los caprichos del tiempo local con las características generales de las masas de aire y de los frentes que afectan a la localidad.