

CAPÍTULO VI

EL VIENTO

A) MEDICIÓN DEL VIENTO

(Anemometría)

203. Generalidades. — El viento es aire en movimiento, y como tal tiene “dirección” y “velocidad”, ejerciendo además “presión” sobre todo obstáculo que se le opone. Este movimiento, raras veces es ordenado, “laminar”; es más bien desordenado, “turbulento”, acompañado de fuertes oscilaciones, tanto en la dirección como en la fuerza, que se repiten con regularidad. El viento suele ser “rachado”. Ráfagas de velocidad considerable, mayor que la velocidad media, suelen sucederse a intervalos de tiempo fijo.

La Tierra es un cuerpo de dimensiones considerables. Su desarrollo en el ecuador alcanza a 40 000 km. En comparación con esta extensión, la altura de la tropopausa, o sea el espacio en que se desarrolla el “tiempo”, y que se estima término medio en 11 km, es pequeña. Por estas razones, el movimiento del aire se efectúa, con preponderancia, paralelamente a la superficie de la Tierra. Los vientos son horizontales.

a) ROSA DE LOS VIENTOS. Como *dirección del viento* se considera el rumbo geográfico desde donde sopla. Estos rumbos están contenidos en las llamadas “rosas de los vientos”.

Hay dos rosas en uso: una para observaciones climatológicas, y otra para observaciones meteorológicas.

La *rosa climatológica* contiene los cuatro rumbos geográficos principales: Norte, Este, Sur y Oeste, con sus abreviaturas convencionales, N, E, S y W, y sus respectivas bisectrices, de primero y de segundo orden, NE, SE, SW y NW, y luego NNE, ENE, etc., o sea en total 16 rumbos, que forman entre sí ángulos de $22\frac{1}{2}^\circ$ (fig. 195).

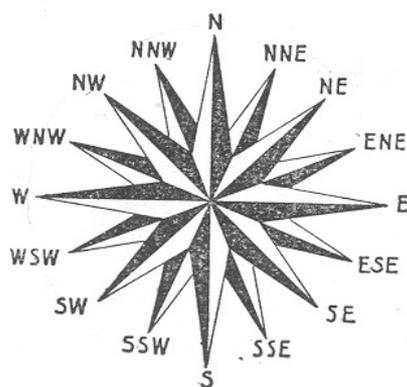


FIG. 195. — Rosa de los vientos de 16 rumbos, empleada en Climatología.

La *rosa meteorológica* está formada por un círculo dividido de 10 en 10 grados, y orientado de tal manera que el "cero" de la numeración coincide con la dirección Norte. Esta rosa contiene 36 puntos. La "dirección" que se obtiene por su intermedio es el ángulo que el viento forma con el rumbo Norte, expresado en decenas de grados sexagesimales. Además de su sencillez, esta rosa tiene la ventaja de una fácil subdivisión en "décimos" de rumbos, o sea en "grados" de la división del círculo (fig. 196).

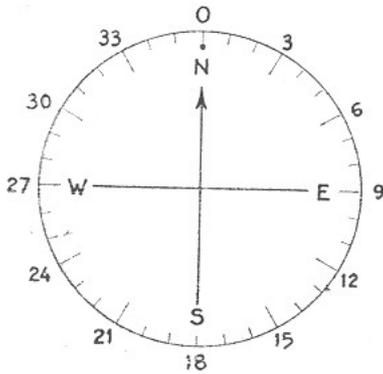


FIG. 196. — Rosa de los vientos de 36 rumbos, usada actualmente en los servicios meteorológicos.

b) La **VELOCIDAD DEL VIENTO** se expresa por medio del espacio que recorre el aire en la unidad de tiempo, y que suele ser el "segundo" o la "hora". En meteorología es costumbre expresar la velocidad en m/sec; en aeronáutica, más bien en km/hora.

En los países anglosajones, la velocidad es expresada en millas/hora, considerando la milla de 1 609 m de longitud.

El traspaso de una medida a otra se efectúa por medio de las igualdades:

$$\begin{aligned} 1 \text{ m/sec} &= 3,6 \text{ km/hora} = 2,2374 \text{ ml/hora} \\ 1 \text{ km/hora} &= 0,278 \text{ m/sec} = 0,6214 \text{ ml/hora} \\ 1 \text{ ml/hora} &= 0,447 \text{ m/sec} = 1,6090 \text{ km/hora.} \end{aligned}$$

Una gráfica muy cómoda para la transformación de velocidades dadas en m/sec en velocidades expresadas en km/hora representa la figura 197. Así, por ejemplo, una velocidad de 5,5 m/sec equivale a una de 19,8 km/hora. Esta misma gráfica



FIG. 197. — Gráfica para transformar velocidades expresadas en m/sec, en km/hora, y viceversa.

puede ser empleada asimismo para velocidades 10 veces mayores ó 10 veces menores que las indicadas en la numeración. A un viento de 270 km/hora corresponde una velocidad de 75 m/sec; y a una velocidad de 2 km/hora, una de 0,556 m/sec.

Esta transformación puede efectuarse también *mentalmente*. Con este fin se duplica dos veces consecutivas la velocidad expresada en m/sec, restando de la cantidad así obtenida el 10 %. Repitiendo el ejemplo anterior se tiene: $2 \times 5,5 = 11,0$; $2 \times 11,0 = 22,0$; $22,0 - 2,2 = 19,8 \text{ km/hora}$.

Si la velocidad está dada en km/hora, y se busca la velocidad correspondiente en m/sec, el procedimiento es el siguiente. La velocidad indicada se parte en mitades dos veces consecutivas. Al resultado obtenido se suman 11,1 %. Por ejemplo, en lo alto de la atmósfera sopla un viento de 270 km/hora. $270 : 2 = 135$; $135 : 2 = 67,5$; $67,5 + 6,8 + 0,7 = 75,0 \text{ m/sec}$.

c) FUERZA DEL VIENTO. La mayoría de las estaciones meteorológicas no miden la velocidad del viento, sino que sólo estiman su fuerza, observando el efecto que ejerce sobre el humo, las plantas, los árboles y los edificios. La escala empleada en esta estimación es una escala convencional, propuesta por el amirante inglés Beaufort en 1805, y que consta de 13 grados.

Estos 13 grados, con su denominación y características oficiales y su efecto sobre las aguas del mar, son los siguientes:

0. — *Calma.* *Calma.*
Calma, el humo sube verticalmente.
1. — *Ventolina.* *Mar muy tranquilo.*
La dirección del viento es señalada por el movimiento del humo, pero no por las veletas.
2. — *Viento suave.* *Mar tranquilo.*
Se recibe el viento en la cara; susurran las hojas, las veletas comunes son movidas por el viento.
3. — *Viento leve.* *Mar tranquilo.*
Las hojas y las ramitas de los árboles se hallan en movimiento constante; el viento extiende las banderas livianas.
4. — *Viento moderado.* *Marejadilla.*
Levanta polvo y papeles sueltos del suelo; se mueven las ramas pequeñas.
5. — *Viento regular.* *Marejada.*
Los árboles pequeños, con hojas, comienzan a moverse; en lagunas y estanques se forman olas muy pequeñas, con crestas.
6. — *Viento fuerte.* *Marejada fuerte.*
Se mueven las grandes ramas de los árboles; se oye el silbido de alambres telegráficos; los paraguas son usados con dificultad.
7. — *Viento muy fuerte.* *Marejada muy fuerte.*
Se mueven los árboles; es molesto caminar contra el viento.
8. — *Temporal.* *Mar grueso.*
El viento rompe las ramitas de los árboles; es difícil caminar contra el viento.
9. — *Temporal fuerte.* *Mar grueso.*
Ocasiona leves daños en la estructura de los edificios; se desprenden tejas y cabezas de chimeneas.
10. — *Temporal muy fuerte.* *Mar muy grueso.*
Se experimenta rara vez tierra adentro; los árboles son arrancados de raíz; ocasiona considerables daños en la estructura de los edificios.
11. — *Tempestad.* *Mar furioso.*
Se experimenta muy raras veces. Ocasiona daños generales.
12. — *Huracán.* *Mar furioso.*
Posee las características de la tempestad, en forma más grave todavía.

Sobre la velocidad del viento que corresponde a cada uno de estos 13 grados de fuerza, tanto en m/sec como en km/hora, ilustra la fig. 198.

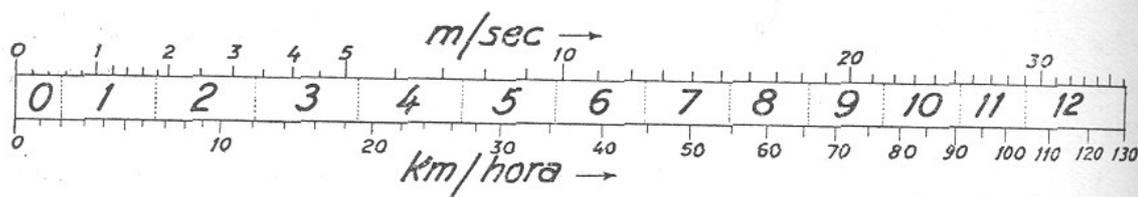


FIG. 198. — Velocidades del viento correspondientes a los distintos grados de fuerza de la escala de Beaufort.

d) PRESIÓN DEL VIENTO. El aire posee “masa”, $1,293 \text{ kg/m}^3$, y por consiguiente tiene “peso”. Por esta razón, moviéndose con cierta velocidad, ejerce *presión*. Esta presión es la que se considera como fuerza del viento.

La fórmula matemática que expresa la magnitud P de esta presión es:

$$P = c \cdot S \cdot \frac{\delta}{2g} \cdot v^2,$$

donde S significa la superficie del objeto que se antepone al viento; δ , la densidad del aire; g , la aceleración de la gravedad, y v , la velocidad del viento. c es un coeficiente, cuyo valor depende de la “forma” del obstáculo. En casos desfavorables puede llegar a 1,5.

Para una superficie unitaria, 1 m^2 , una densidad normal de $1,2255 \text{ kg/m}^3$ correspondiente a $+ 15^\circ \text{ C}$ y 760 mm de presión, y $g = 9,81 \text{ m/sec}^2$, se tiene:

$$p = \frac{1,5 \cdot 1,2255}{2 \cdot 9,81} \cdot v^2 = 0,094 \cdot v^2,$$

o, con suficiente grado de exactitud:

$$p = 0,1 \cdot v^2.$$

En la fig. 199 se encuentran representados los valores correspondientes a esta ecuación. Un viento de $v = 5 \text{ m/sec}$, por ejemplo, ejerce una presión de $2,5 \text{ kg/m}^2$.

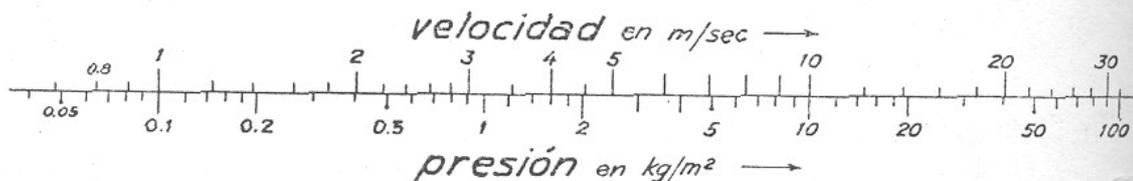


FIG. 199. — Presión que ejerce el viento de acuerdo con su velocidad.

La misma puede ser empleada también para velocidades mayores. Si las velocidades son multiplicadas por 10, las presiones deben serlo por 100. Así, por ejemplo, un viento de $50 \text{ m/sec} = 10 \cdot 5,0 \text{ m/sec}$ ejerce una presión de $100 \cdot 2,5 \text{ kg/m}^2 = 250 \text{ kg/m}^2$.

Al proyectar una construcción, siempre se tiene en cuenta la presión del viento a que ella estará sometida. Los valores considerados son, para:

paredes bajas	$p = 100 \text{ kg/m}^2$	$v \approx 32 \text{ m/sec.}$
paredes altas	$= 150 \text{ ,,}$	$\approx 40 \text{ ,,}$
chimeneas	$= 200 \text{ ,,}$	$\approx 45 \text{ ,,}$
puentes	$= 250 \text{ ,,}$	$\approx 50 \text{ ,,}$
faros	$= 350 \text{ ,,}$	$\approx 60 \text{ ,,}$

En la presión del viento reside una *fuerza natural* de excepcional importancia, ya que es prácticamente inagotable. De ella se dispondrá mientras el Sol siga calentando a la Tierra. Su magnitud se estima 8 veces mayor que la fuerza latente en la hulla blanca, o sea en los infinitos saltos de agua que existen en la superficie de la Tierra; y 6 veces mayor que el poder latente en la hulla negra, o sea de los yacimientos carboníferos en su totalidad. Hasta hoy se la explota sólo rudimentariamente, por medio de los "molinos de viento".

e) TURBULENCIA. Esta importante característica del viento se analiza detalladamente más adelante, en el subcapítulo F.

204. Medición de la dirección del viento. — La dirección del viento se mide, desde los tiempos antiguos, por medio de un sencillo dispositivo llamado *veleta*, que suele constar de alguna pieza resistente al empuje del viento; por ejemplo, dos láminas metálicas que forman un pequeño ángulo entre sí, armadas perpendicularmente sobre un eje vertical que puede girar dentro de un tubo que lleva señalado los cuatro rumbos geográficos (fig. 200). Cuando sopla viento, estas láminas se acomodan en la dirección de menor resistencia, que es la dirección del viento.

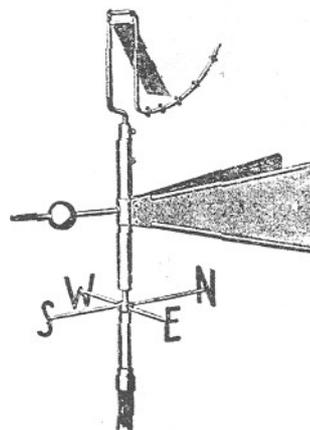


FIG. 200. — Veleta común, con placa indicadora de la fuerza del viento.

Si en el interior del eje se colocan contactos eléctricos, con algún dispositivo que pueda cerrar sucesivamente un circuito, es posible "registrar" la dirección del viento.

Veletas de forma aerodinámica, o sea de poca resistencia al viento, no son muy indicadas para la práctica, pues carecen de sensibilidad para acomodarse.

La mayoría de las veletas están provistas de una *placa* que gira alrededor de un eje horizontal. Su inclinación es una medida de la fuerza del viento. Una graduación empírica aplicada debajo de ella permite conocer esta fuerza expresada en grados de la escala de Beaufort.

205. Medición de la velocidad del viento. — Los aparatos que sirven para la medición de la velocidad del viento se llaman *anemómetros*.

a) Muy cómodo resulta el empleo del *anemómetro pendular* de Richard. Teniendo verticalmente el mango del aparato, se sitúa automáticamente en la dirección del viento, elevándose la esfera metálica en la medida de la presión que el mismo ejerce. La velocidad del

viento se puede leer en la graduación que lleva el arco de círculo (fig. 201).

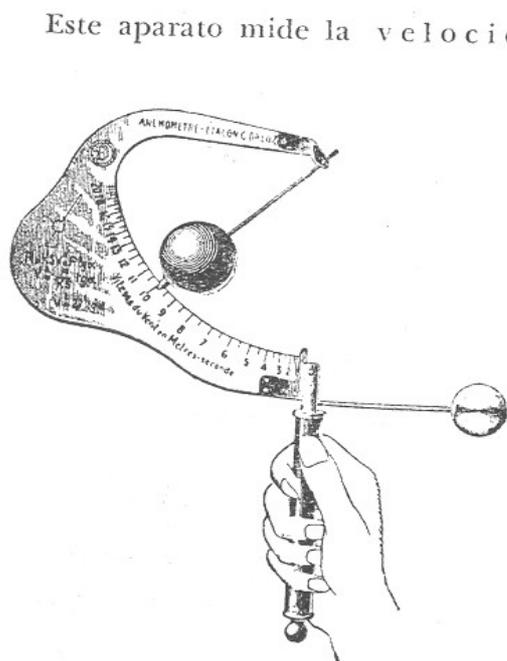


FIG. 201. — Anemómetro pendular de Richard, usado para la medición de la velocidad momentánea.

La velocidad se obtiene por cálculo, y como tal expresa la velocidad media que ha tenido el viento.

Las pequeñas velocidades del viento son disminuídas por este aparato, ya que una parte de la fuerza del viento es empleada en vencer el rozamiento que dificulta el movimiento. Las grandes velocidades, en cambio, son agrandadas, por la inercia del aparato. La incertidumbre en el resultado puede llegar a un 15 %. Ampliando la medición a un intervalo de tiempo considerable, estas influencias se compensan en sus efectos.

EJEMPLOS: a) En un lapso de 10^s, el anemómetro registró un recorrido de 95,6 m. La velocidad del viento es, en consecuencia, $v = 95,6 : 10 = 9,56$ m/sec.

b) A las 8^h03^m, la lectura del aparato dió 328,465 km, y a las 11^h18^m : 415,672 km. De este modo:

diferencia de lecturas : $\Delta l = 87,207$ km
 diferencia de horas : $\Delta t = 3^h 15^m = 3,25$
 velocidad del viento : $v = \Delta l : \Delta t = 26,8$ km/hora
 " " " : $v_0 = 0,278 \cdot v = 7,45$ m/sec.

b) Igualmente sencillo es el empleo del *anemómetro de rotación*, llamado *molinete de viento*. Este aparato se compone de 3 (antes, de 4) semiesferas que, armadas sobre varillas, giran alrededor de un eje vertical, tanto más rápidamente cuanto mayor es la fuerza del viento (fig. 202). Los giros son registrados de tal manera, que la diferencia de las lecturas, tomadas al principio y al final de la medición, da el "recorrido del viento" durante el tiempo de observación. La

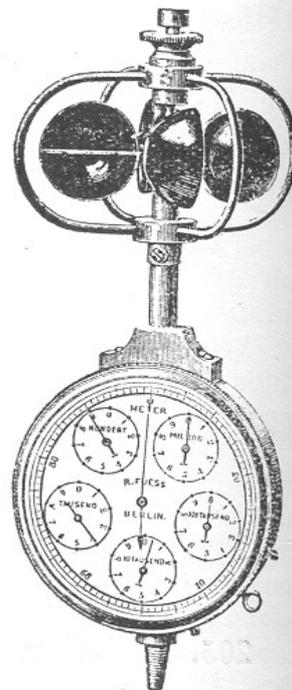


FIG. 202. — Anemómetro de rotación, apto para el registro del viento y para la medición de su velocidad media.

c) Actualmente se usa mucho el *anemómetro eléctrico*, en que el molinete en rotación induce una corriente eléctrica en una pequeña dínamo. La intensidad de esta corriente es una medida de la velocidad momentánea del viento (fig. 203).

d) Para medir velocidades muy pequeñas se usan *anemómetros de resistencia*, compuestos de espirales metálicas, llevadas al estado de incandescencia por medio de una corriente eléctrica. Estas espirales pierden tanto más calor cuanto más fuerte es el viento. La intensidad de la corriente que se requiere para la reposición del calor perdido es una medida de la velocidad momentánea del viento.

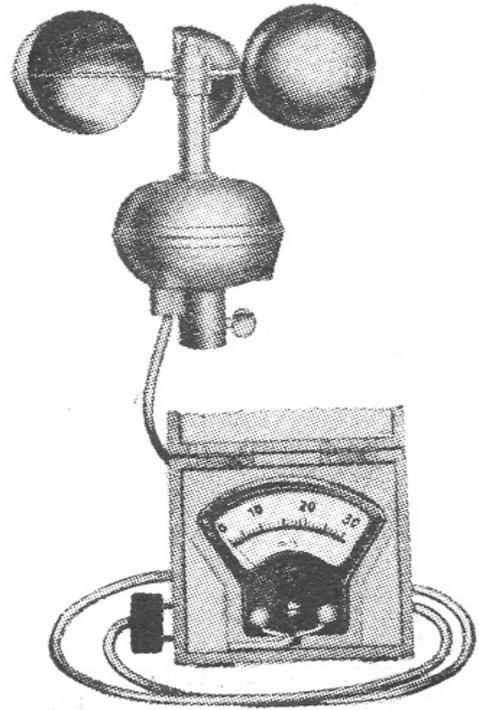


FIG. 203. — Anemómetro eléctrico, para la medición de la velocidad momentánea.

206. Aparatos registradores del viento. — Para la medición y registro de la dirección y velocidad del viento se emplean aparatos llamados ANEMÓGRAFOS.

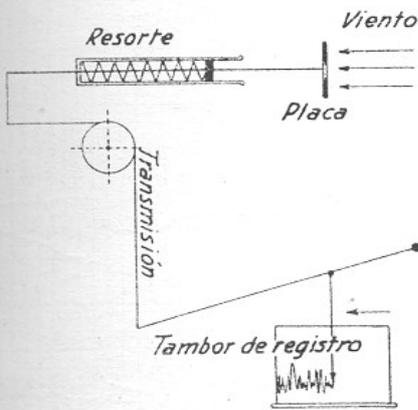


FIG. 204. — Esquema de un anemómetro de presión a resorte, para el registro de la velocidad momentánea.

Los tipos más usados son:

a) El *anemógrafo de presión* (fig. 204), en el cual el viento acciona sobre una placa, apoyada en un resorte y expuesta perpendicularmente a la dirección del viento por medio de una veleta. Las compresiones y dilataciones de este resorte son transferidas a un índice que se desliza sobre una hoja de papel adosada a un cilindro en rotación. En esta hoja quedan registradas las pulsaciones del viento.

b) El *anemógrafo hidrodinámico* tipo *Dines* (fig. 205), en el cual la presión del viento actúa sobre una campana que flota sobre agua, en un recipiente mayor. El espacio sobre la campana comunica con el aire exterior; en él reina la presión atmosférica momentánea, llamada "presión estática". En el espacio debajo de la campana penetra el viento, por medio de una toma de aire dirigida por una veleta. En ella reina, por consiguiente, una presión mayor, llamada "presión global", igual

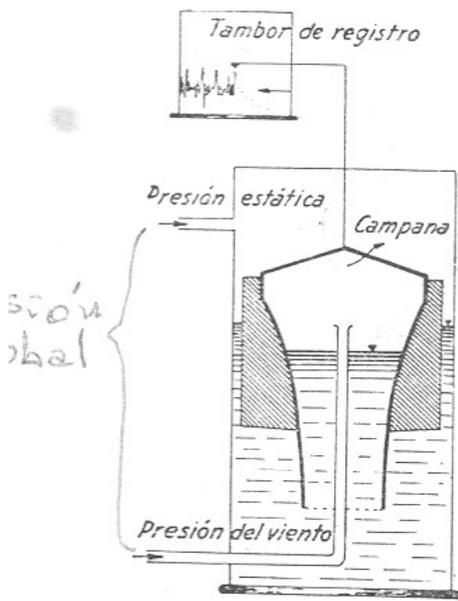


FIG. 205. — Esquema de un anemógrafo hidrodinámico, tipo Dinnes.

a la presión estática más la presión del viento. La campana sube y baja, en consecuencia, conforme aumenta o disminuye la presión del viento. El movimiento se hace visible por medio de un índice que se desliza sobre una hoja de papel, adosada a un cilindro en rotación, quedando registradas en ella las pulsaciones del viento.

Un anemógrafo de este tipo se ve en la fig. 206, y una fracción de la faja registradora del mismo, en la fig. 207.

En la parte baja de la faja queda registrada la velocidad que ha tenido el viento; en la parte alta, su dirección. En ambos registros se manifiesta claramente el carácter desordenado, turbulento del viento. Ráfagas de mucha velocidad son seguidas de relativas calmas, oscilando la dirección del viento al mismo tiempo. En la parte media de la faja se encuentra registrado el recorrido del viento. Cada rama de la poligonal representa un recorrido de 10 km. Las líneas verticales de la faja distan 10^m de tiempo. Con estos dos datos puede deducirse la velocidad media del viento.

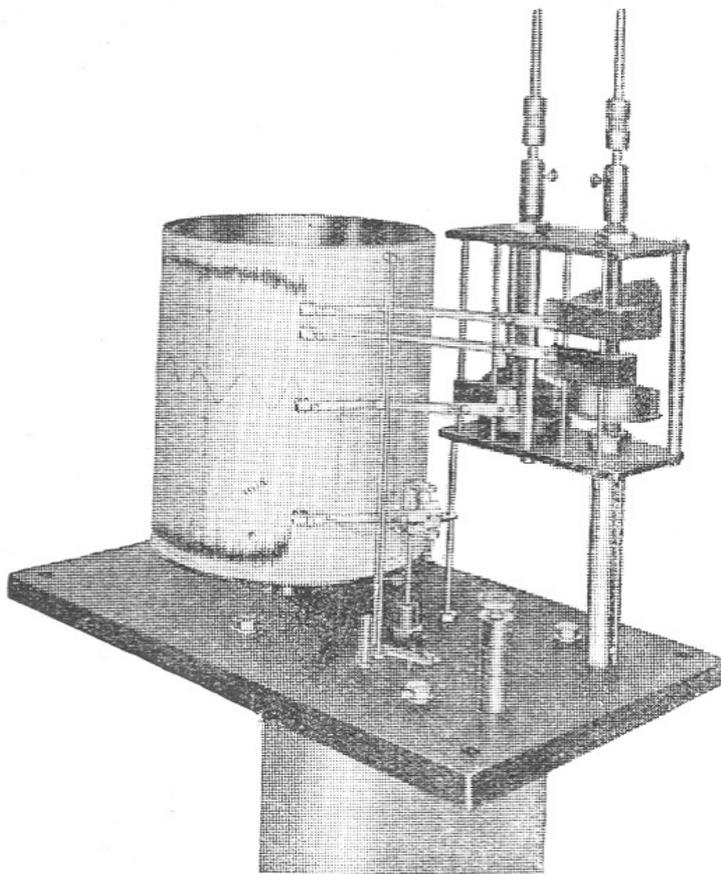


FIG. 206. — Aspecto de un anemógrafo hidrodinámico, con la faja registradora a la vista.

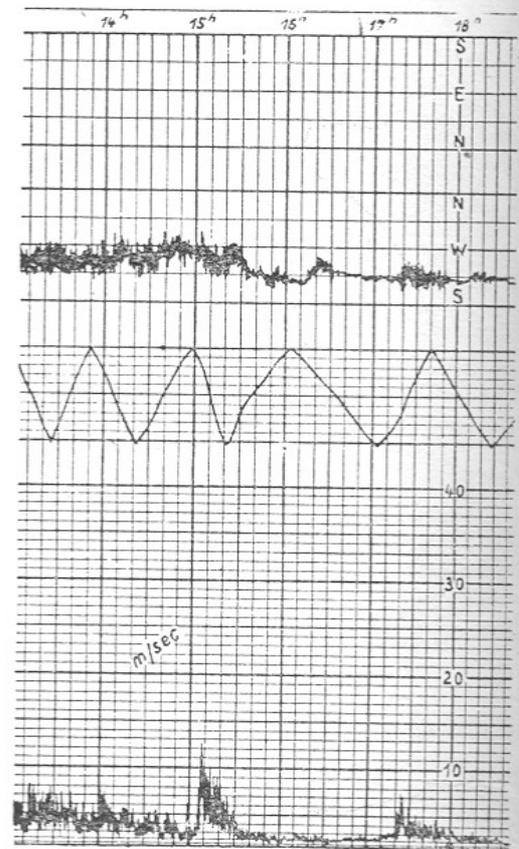


FIG. 207. — Fracción de una faja registradora de un anemógrafo hidrodinámico.

La velocidad del viento disminuye rápidamente con la aproximación al suelo. Es reducida, además, por las plantas y la edificación. Por estas razones, para obtener valores verídicos, conviene instalar los anemómetros y la toma de aire de los anemógrafos, más arriba de todo lo que pueda falsear su indicación. Según acuerdo internacional, deben instalarse 6 m más arriba de la edificación y la arboleda.

207. Medición del viento de altura. — La velocidad del viento aumenta con la altura, y su dirección cambia. Los valores obtenidos por medio de mediciones efectuadas cerca de la superficie de la tierra deben ser interpretadas, por esta razón, sólo como representantes de las



FIG. 208. — Globo piloto y teodolito aerológico, empleado para fijar su trayectoria, una vez lanzado al espacio.

condiciones imperantes en los primeros centenares de metros, pero **no** de las reinantes en alturas mayores.

La dirección y velocidad del viento en la altura pueden ser deducidas del movimiento de las nubes. Esta posibilidad ha sido considerada ya en los párrafos 135 y 136: "Altura de las nubes" y "Dirección y velocidad de movimiento de las nubes". El principal inconveniente de este método consiste en que no siempre puede emplearse, ni tampoco suele haber nubes en todas las alturas.

Cuando el cielo está despejado o existen pocas nubes, la dirección y velocidad del viento en las distintas alturas se determina por medio de *globos pilotos*.

Estos globos son de goma (fig: 208), y se inflan con gas hidrógeno. Este gas, como sabemos, es 14,5 veces más liviano que el aire. El globo inflado es presionado desde todos los lados, tendiendo a ser exprimido

del seno del aire. Las componentes laterales de estas presiones se compensan, no así las verticales. Como la presión atmosférica disminuye con la altura, el globo es presionado más de abajo que de arriba.

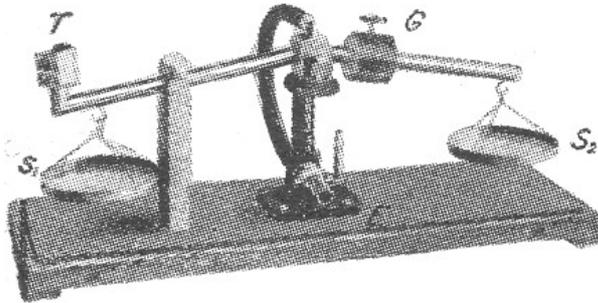


FIG. 209. — Balanza aerológica.

llo S_2 se determina su peso. A continuación se carga el platillo S_1 con pesas equivalentes a la fuerza ascensional que se desea dar al globo, y que puede ser deducida de la gráfica representada en la figura 210. Si por ejemplo el peso del globo es de 80 gramos, y se desea que tenga una velocidad ascensional de 200 m por minuto, la fuerza ascensional que debe tener es de 248 gr. Hechos estos preparativos, se conecta el depósito de hidrógeno a la toma E, y se infla el globo hasta que la balanza queda equilibrada. En este momento se corta el paso del gas, se saca el globo y se cierra herméticamente su cuello, para impedir cualquier pérdida de gas. El globo está listo para ser lanzado al espacio.

Una vez soltado, el globo se eleva progresivamente, penetrando en aire cada vez menos denso. En consecuencia, el gas que lo llena se dilata. Debido a este incremento de su volumen, el globo debería aumentar su fuerza ascensional. Sin embargo no sucede esto, porque con la altura disminuye la presión atmosférica, y con ello también la diferencia de presiones a que está expuesto el globo de abajo y de arriba. Como resultado de la compensación de estas dos influencias, el globo se eleva aproximadamente con una velocidad constante.

Resulta, pues, como si el globo tuviera una fuerza ascensional que lo habilitara para elevarse. Esta fuerza puede ser graduada, inflando el globo en mayor o menor proporción.

La figura 209 muestra la *balanza* que se usa para esta operación. Primero se equilibra la balanza con el contrapeso G; luego se coloca el cuello del globo sobre la boca T, y cargando el platillo S_2

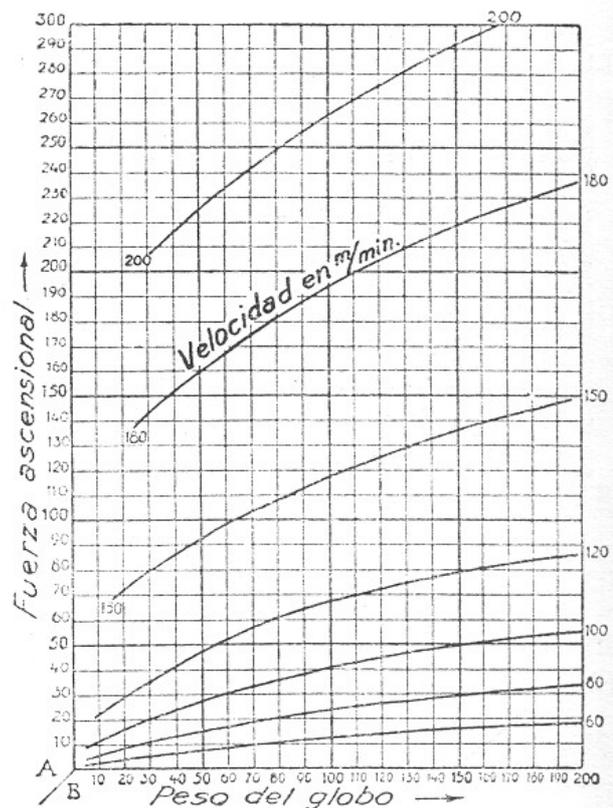


FIG. 210. — Gráfica para conocer la fuerza ascensional necesaria para que un globo de determinado peso ascienda con una velocidad prefijada.

Mediciones exactas de la velocidad ascensional de los globos han demostrado que en realidad existe un pequeño aumento de la misma con la altura, aproximadamente en la siguiente medida:

Altura :	0	2	4	6	8	10	15	20 km,
Aumento:	0 %	4 %	7 %	11 %	15 %	20 %	36 %	50 %

Como se ve, renunciando al rigor de los datos, y limitando el interés sólo a los primeros 6 km, la velocidad ascensional del globo puede ser considerada como "constante" para los fines prácticos.

Sin embargo, la realidad es muy diferente. Éste es el caso cuando existen corrientes verticales de consideración. Corrientes ascendentes aumentan la velocidad de la ascensión; corrientes descendentes, la disminuyen. Suele darse el caso de que el globo queda como "suspendido" en el espacio, y en caso excepcional, hasta puede acercarse de nuevo a tierra. Cuando se desea obtener resultados precisos, es obvio que deben tenerse en cuenta estas posibilidades.

Para fijar la posición momentánea del globo en el espacio, es necesario conocer tres elementos: la altura a que se halla, A ; la distancia horizontal, D ; el rumbo, φ (fig. 211).

Suponiendo que la velocidad ascensional del globo es "constante", la altura a que se encuentra puede ser calculada teniendo en cuenta el tiempo transcurrido desde el momento de su lanzamiento.

La velocidad ascensional v con que se trabaja, suele ser de $200 \text{ m/min} = 3,33 \text{ m/sec}$, de manera que si el tiempo t , transcurrido desde el lanzamiento, también se expresa en minutos, la altura A que ha alcanzado el globo es:

$$A = v \cdot t = 200 \cdot t$$

El rumbo φ en que se encuentra el globo en este mismo instante, con respecto a la dirección "Norte", se fija por medio de un aparato llamado *teodolito aerológico*, y se expresa en grados sexagesimales.

Si el círculo horizontal del teodolito está acomodado de manera que el "cero" de la división está dirigido hacia el norte, apuntando el anteojo al globo, la lectura que se obtiene es el rumbo buscado.

El tercer elemento, la distancia horizontal D a que se encuentra el globo en el momento de observación, se calcula por medio de su altura y la inclinación de la visual dirigida al mismo. Esta

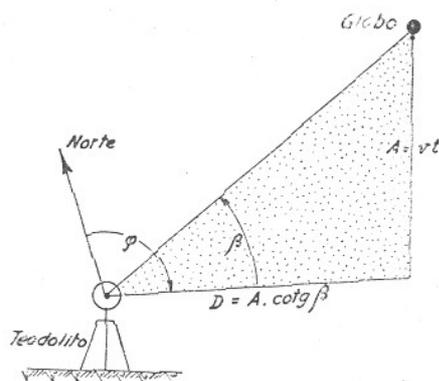


FIG. 211. — Los tres elementos necesarios para fijar la posición momentánea de un globo piloto en el espacio: su altura A , su distancia D , su rumbo φ .

última, expresada en forma de un ángulo vertical, β , se obtiene con el teodolito.

La distancia horizontal D se calcula por la fórmula

$$D = A \cdot \cotg \beta$$

El cálculo puede ser efectuado con una regla de cálculo o con una máquina de calcular, sacando, en este último caso, los valores naturales de la función "cotangente" de tablas numéricas especiales. Existen también procedimientos gráficos y mecánicos, por medio de los cuales se puede obtener el valor buscado.

En la figura 208 puede verse un teodolito aerológico de construcción sencilla, durante los preparativos de la medición. Las figuras 212 y 213 muestran elementos más modernos. Los dos aparatos representados permiten operar con rapidez. El teodolito tipo Morin es un aparato registrador; el tipo Zeiss es semiautomático.

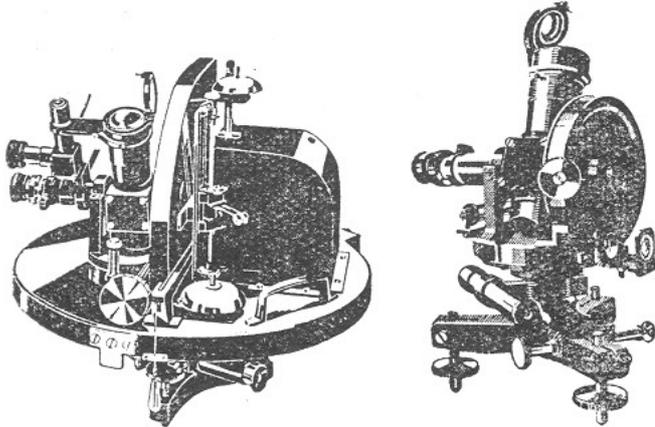


FIG. 212. — Teodolito aerológico registrador, tipo Morin.

Reiterando las mediciones a intervalos de tiempo constantes, por ejemplo, de minuto a minuto, efectuando los cálculos correspondientes, y representando los va-

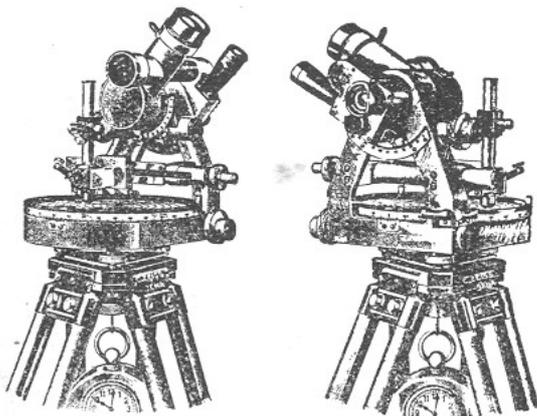


FIG. 213. — Teodolito aerológico marca Zeiss, que permite registrar semiautomáticamente la trayectoria del globo.

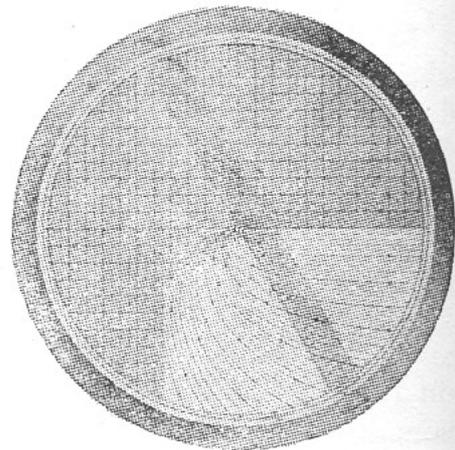


FIG. 214. — Disco Moltschanoff, aparato auxiliar que facilita la rápida representación de la trayectoria de un globo piloto.

lores conseguidos en un plano en escala 1:30 000 ó 1:60 000, operaciones que son facilitadas con el empleo del *disco Moltschanoff* (fig. 214), se obtiene una serie de puntos que, unidos entre sí por medio de una

línea compensadora, indican la trayectoria del globo, visto de arriba. La recta que une dos puntos sucesivos del plano indica la "dirección" del viento, siendo su longitud, a la vez, una expresión de la "velocidad" del viento. Si las observaciones fueron hechas a intervalos constantes, cuanto mayor es la distancia entre los puntos mayor es la velocidad del viento.

En la figura 215 representamos un sondeo efectuado en Córdoba el 21 de agosto de 1942. Como se ve, durante los primeros 14 minutos, o sea hasta una altura de $14 \times 200 = 2800$ m, el globo se encontraba en una masa aérea que se movía hacia el norte, en forma de "viento sur"; después, durante 6 minutos, en una masa en movimiento hacia el oeste, o sea en "viento este"; penetrando luego en una masa en movimiento hacia el este, en forma de "viento oeste". Entre los minutos 28 y 30, o sea entre las alturas 5600 y 6000 m, supuesto ausencia de corrientes ascendentes, la dirección del viento era de 96° . Los dos puntos se encuentran en el plano original a una distancia de 29 mm. Siendo la escala del plano 1:30 000, o sea, representando 1 mm del plano 30 m de espacio, la distancia horizontal entre las dos posiciones es $29 \times 30 = 870$ m. Esta distancia fué recorrida en dos minutos = 120 sec, por lo cual la velocidad del viento era $870 : 120 = 7,25$ m/sec = 26,1 km/hora.

Cuando se desean obtener resultados independientes de la influencia de las corrientes verticales, es necesario operar con 2 ó, mejor todavía, con 3 teodolitos a la vez. Las distancias entre los teodolitos y las direcciones en que se encuentra uno respecto de los otros tienen que ser conocidas, y las observaciones del globo, sincronizadas. La trigonometría plana suministra el formulario necesario para la realización de los cálculos.

Más adelante, en el subcapítulo VII F: "Nociones de aerología", se describen procedimientos modernos que permiten determinar la dirección y velocidad del viento en distintas alturas también durante tiempo nublado.

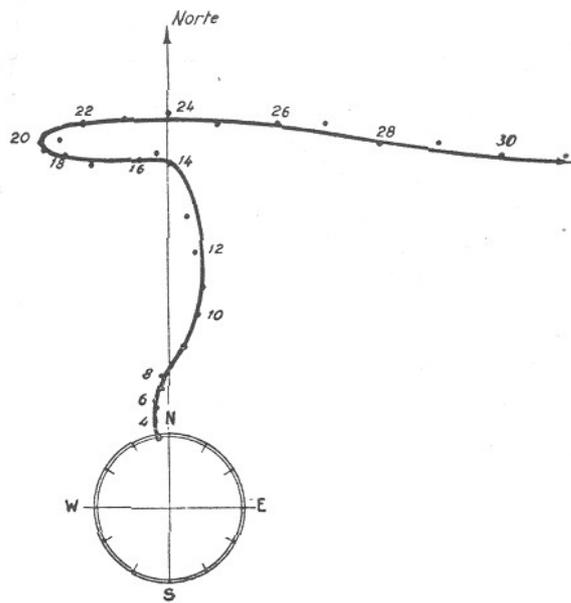


FIG. 215. — Trayectoria de un globo piloto, registrada en Córdoba el 21 de agosto de 1942.

B) DINÁMICA DEL VIENTO

208. Viento gravitacional. — El aire tiene "peso"; por consiguiente, para ponerlo en movimiento se necesita "fuerza". Esta fuerza proviene, como sabemos (§ 187), de las "diferencias de presiones" que se producen como consecuencia de las "diferencias de densidades". El

movimiento "se inicia", obedeciendo a la fuerza de gravedad, con el *derrame* de aire en una determinada dirección; y prosigue, y a la vez se intensifica, a medida que pasa el tiempo, desviándose de la dirección primitiva.

Dos características esenciales tiene, pues, el viento en cualquier instante: *dirección* y *velocidad*.

La *VELOCIDAD* adquirida la podemos encontrar de la siguiente manera:

Imaginémonos cortada la masa aérea en prismas de pequeña sección s pero de considerable longitud L , concordante con la dirección

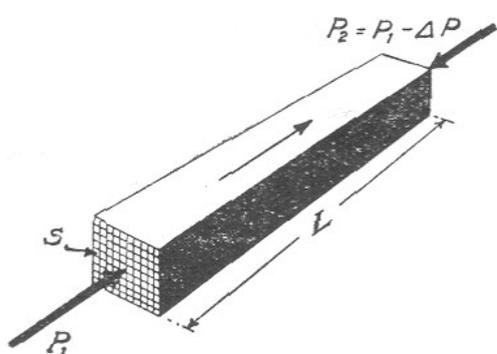


FIG. 216. — Cada prisma de aire se mueve en la dirección del mayor empuje.

del viento (fig. 216). Estos prismas están presionados de todos lados. Las presiones laterales, por ser iguales, se compensan. La presión a que está expuesto desde arriba, en combinación con su "peso", la suponemos igual a la presión de abajo. Queda excluido así todo movimiento vertical. El desplazamiento del prisma es, en este caso, el resultado únicamente de la "diferencia de presiones" $\Delta P = P_1 - P_2$ a que está expuesto en sus dos frentes.

La *ACELERACIÓN* con que se efectúa este movimiento la deduciremos recordando, como lo enseña la Física, que una fuerza F está en condiciones de imprimir a una masa m la aceleración a , o sea que $F = m \cdot a$. En nuestro caso, $F = \Delta P$, y $m = L \cdot s \cdot \delta$, significando δ , como siempre, la densidad del aire, por lo cual:

$$a = \frac{\Delta P}{L \cdot s \cdot \delta}$$

El cociente $\Delta P : L$ representa el gradiente de presión γ , de manera que, supuesto $s = 1$,

$$a = \frac{\gamma}{\delta},$$

fórmula que dice que la aceleración de un prisma de aire es proporcional al "gradiente de presión" reinante, e inversamente proporcional a su densidad.

Conociendo la aceleración del movimiento, la *velocidad* adquirida y el *espacio* recorrido se calculan por las fórmulas:

$$v = a \cdot t \quad E = \frac{1}{2} a \cdot t^2,$$

respectivamente, en las que t significa el tiempo transcurrido desde la iniciación del movimiento.

Así, por ejemplo, si $a = 1 \text{ cm/sec}^2$, y $t = 100 \text{ sec}$, resulta $v = 1,00 \text{ m/sec}$, y $E = 50,00 \text{ m}$.

Según la fórmula precedente, la velocidad del movimiento crece proporcionalmente al tiempo transcurrido. Su valor, aparentemente, no tiene límite. Sin embargo, como veremos más adelante, la velocidad que una masa aérea puede adquirir es limitada, debido al "rozamiento", y donde éste no existe, a la llamada "fuerza de Coriolis", con la cual se designa la influencia del giro de la Tierra en el movimiento.

La DIRECCIÓN del movimiento puede ser deducida del siguiente modo:

Según la fórmula antes deducida, la aceleración es inversamente proporcional a la distancia L , para la cual la diferencia de presiones acusa el valor ΔP . Cuanto menor es esta distancia, mayor es la aceleración producida. La distancia mínima se encuentra en la dirección de la mayor pendiente barométrica, o sea en la dirección del gradiente de presiones. Esta dirección concuerda, en todo momento, con la trayectoria ortogonal de las isobaras. Quiere decir esto que el aire se derrama perpendicularmente a las isobaras.

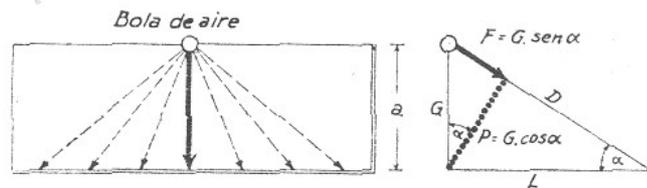


FIG. 217. — El flujo del aire obedece a las leyes del plano inclinado: sigue el camino más corto.

La causa de este fenómeno es la siguiente:

Si soltamos una bola por un plano inclinado, rueda hacia abajo por el camino "más corto", y por ningún otro, aunque exista una infinidad de ellos (fig. 217). La razón queda evidenciada en la parte derecha de la misma figura, que representa una sección transversal a través del plano inclinado. El "peso" de la bola, representado por la línea G , puede ser descompuesto en una fuerza $F = G \cdot \text{sen } \alpha$, paralela al plano, y en fuerza $P = G \cdot \text{cos } \alpha$, perpendicular al mismo. Ésta representa la presión que la bola ejerce sobre el plano; aquélla la fuerza que la hace rodar. Cuanto mayor es la inclinación α del plano, mayor es esta fuerza. Si el ángulo es pequeño, la función "seno" puede ser reemplazada por la "tangente", y ésta por el "arco", de manera que:

$$F = G \cdot \text{sen } \alpha \cong G \cdot \text{tg } \alpha = G \cdot \frac{a}{L}.$$

Como se ve, la fuerza que mueve a la bola es tanto mayor cuanto más corto es el camino. El rodar se efectúa en la dirección de la mayor pendiente.

Reemplazando mentalmente el plano inclinado por una superficie isobárica y la bola por una "bola de aire", se comprende que ésta rueda en la dirección de la mayor pendiente barométrica, o sea perpendicularmente a las isobaras.

La fuerza que pone en movimiento a las bolas de aire es la *fuerza de gravedad*. Es también la fuerza que constantemente acelera el movimiento y lo dirige siempre por el camino más corto, perpendicularmente a las isobaras, del lugar de alta presión hacia el lugar de baja presión atmosférica. Al fluir de aire que cumple estas condiciones, y mientras las cumple, corresponde llamar **VIENTO GRAVITACIONAL**.

Todas las corrientes aéreas originadas por la topografía del terreno, son vientos gravitacionales. El aire enfriado durante la noche fluye por las laderas de las montañas hacia los bajos del terreno, por el camino más corto, o sea perpendicularmente a las curvas de nivel. La presión atmosférica decrece con la altura. Por esta razón las curvas de nivel son al mismo tiempo "líneas isobáricas". El aire fluye, pues, al iniciarse el movimiento, también en este caso, perpendicularmente a las líneas isobáricas.

209. Influencia del giro de la Tierra. — Según la *ley de inercia*, descubierta por Galileo en 1653, una masa aérea en movimiento debe conservar su dirección y su velocidad mientras no caiga bajo la influencia de alguna fuerza capaz de modificarlas. Las observaciones, "aparentemente", no confirman la validez de esta ley. Se nota más bien que, al pasar el tiempo, el viento se desvía de su dirección primitiva: en el hemisferio sur, hacia la izquierda, y en el hemisferio norte, hacia la derecha. La causa de este desvío reside en la esfericidad de la Tierra y en el giro alrededor de su eje.

a) **MOVIMIENTOS POR EL MERIDIANO.** Todos los puntos de la superficie de la Tierra, como también todos los cuerpos situados sobre ella, efectúan un giro completo alrededor de su eje en 24 horas siderales. La "velocidad angular" de este movimiento es idéntica para todos los puntos, en cualquier lugar que se encuentren, mas no la "velocidad tangencial". Ésta es tanto mayor cuanto más alejado se encuentra el punto del eje de la Tierra.

La velocidad tangencial se expresa por la fórmula:

$$v = \omega \cdot r \cos \varphi,$$

en que ω significa la "velocidad angular" del movimiento, $73 \cdot 10^{-6}$; r , el radio de la Tierra, igual a 6 370 km, y φ , la latitud geográfica. Los valores correspondientes a las distintas latitudes son:

$\varphi =$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	
$v =$	465	457	436	402	356	299	232	159	81	0	m/sec.

Supongamos que una bola de aire B_0 , situada en L_0 , sobre el paralelo φ_0 , inicia

un movimiento rectilíneo uniforme hacia el *sur*. Después de haber transcurrido cierto tiempo, se encontrará sobre el paralelo φ_1 . Pero durante este mismo tiempo, L_0 se corrió, igual que todos los otros puntos del paralelo, hacia el este, la distancia L_0L_1 . La bola se encuentra, por consiguiente, en el lugar B_1 . Pasado un segundo intervalo de tiempo, la bola habrá alcanzado el paralelo φ_2 , y en su movimiento por el paralelo, el lugar L_2 ; se encontrará, pues, en B_2 . Con el pasar del tiempo, la bola ocupará los sucesivos lugares B_3, B_4 , etc.

Supongamos que un observador ubicado en L_0 hubiera marcado la dirección del movimiento por medio de la señal S_0 , y supongamos también que en esta misma dirección se viera una estrella E . Este observador, al correr el tiempo, se encontrará en los lugares L_1, L_2, L_3, \dots respectivamente, mientras que la línea L_0S_0 , a la cual refiere el movimiento de la bola de aire, debido a la esfericidad y giro de la Tierra, ocupará los lugares L_1S_1, L_2S_2, \dots . Con respecto a esta línea, materializada en el meridiano, la bola de aire, en movimiento hacia el sur, parece desviarse hacia la izquierda. En realidad, no existe tal desvío. La bola de aire, conforme a la ley de inercia, prosigue su movimiento rectilíneo uniforme en la dirección indicada, dada por la estrella E . Lo que ha variado es sólo la dirección de la línea de fe, con la cual relaciona el observador el movimiento. En efecto, respecto a una línea de fe, materializada en el meridiano, una masa aérea que se dirige hacia el sur se desvía hacia la izquierda, o sea hacia el este.

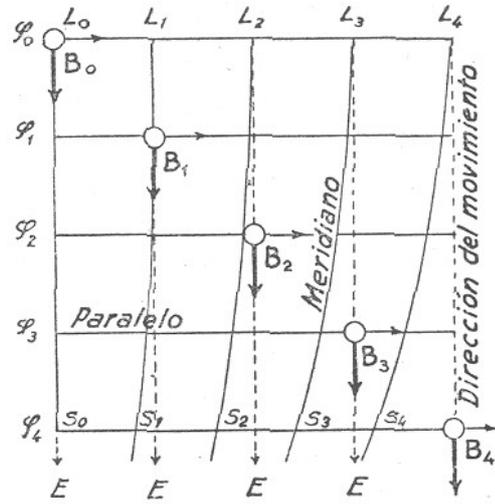


FIG. 218. — Desvío de una bola de aire hacia la izquierda del meridiano, en su movimiento en dirección sur.

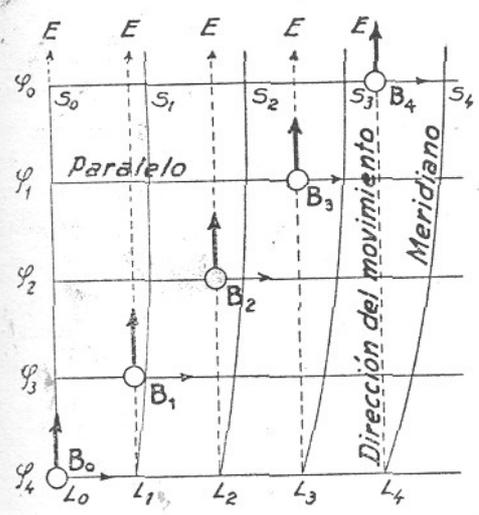


FIG. 219. — Desvío de una bola de aire hacia la izquierda del meridiano, en su movimiento en dirección norte.

La masa aérea, al aproximarse al ecuador se encontrará sobre paralelos en que la velocidad de movimiento de los puntos es cada vez más grande que la velocidad que ella posee. El efecto es que su movimiento por los paralelos quedará atrasado con

Este mismo fenómeno puede expresarse también de otro modo. Debido a la esfericidad de la Tierra, los puntos situados sobre paralelos más próximos a los polos recorren, en el mismo tiempo, arcos menores que los situados sobre los paralelos más alejados de ellos. Por esta razón una masa de aire que viene del norte, y que por eso mismo tiene una velocidad tangencial mayor, aparentemente se adelanta hacia el este, o sea hacia la izquierda con respecto a la dirección primitiva del movimiento.

Análoga es la influencia sobre un movimiento dirigido hacia el *norte* (fig. 219).

respecto al movimiento de los puntos de la superficie de la Tierra cada vez más y más. Un observador que mirase en la dirección del meridiano tendrá la impresión de que la bola de aire se va desviando hacia la izquierda, o sea hacia el oeste. También en este caso el desvío es sólo aparente. La bola de aire prosigue su movimiento en la dirección primitiva; lo que se ha desviado es la "línea de referencia".

b) MOVIMIENTOS POR EL PARALELO. Las consideraciones expuestas no son aplicables cuando la masa aérea se mueve por un paralelo, en forma de "viento oeste" que sopla hacia el este, o en forma de "viento este" que se dirige hacia el oeste. En este caso, el desvío del viento hacia la izquierda, con respecto a la dirección en que sopla, se explica de la siguiente manera:

Si la Tierra fuese esférica, todo cuerpo o masa aérea m situada en su superficie se encontraría bajo la influencia de dos fuerzas: la de gravedad, G , dirigida hacia

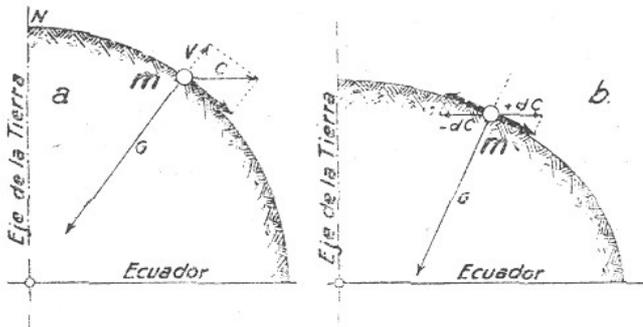


FIG. 220. — a: La fuerza centrífuga trata de desviar toda masa en movimiento hacia el ecuador; b: Si una masa tiene mayor velocidad que la superficie de la Tierra, se desvía hacia el ecuador; si tiene menor velocidad, hacia el polo.

es más esférica, sino elipsoidal. En el ecuador parece abultada; en los polos, achatada. El eje ecuatorial es mayor que el eje polar. En consecuencia, existe una "pendiente" desde el ecuador hacia los polos. La aceleración que esta pendiente origina contrarresta la aceleración que la masa aérea experimenta hacia el ecuador mientras se mueve con la misma velocidad que los puntos de la superficie de la Tierra, o sea mientras reina calma.

Si sopla "viento", esta velocidad es distinta: mayor, cuando el viento sopla del oeste, porque entonces se adelanta respecto a la superficie, y menor, cuando sopla del este, ya que en este caso queda atrasado. En ninguno de estos dos casos puede existir equilibrio. En el primero, la fuerza centrífuga es "algo mayor", la diminuta cantidad $+dC$, que la correspondiente al equilibrio, o sea a la calma; en el segundo, "algo menor", por la diminuta cantidad $-dC$ (fig. 220 b). Estas diminutas fuerzas pueden ser descompuestas, igual que en el caso anterior, en dos componentes: una vertical, concordante con la dirección de la gravedad, y otra horizontal. Si el viento sopla "hacia el este", el peso de la masa aérea disminuye una insignificancia, evidenciando a la vez una tendencia a escurrirse hacia el ecuador. En el hemisferio sur, estos movimientos aparecen como un desvío hacia la izquierda, y en el hemisferio norte, como un desvío hacia la "derecha" Al

el centro de la Tierra, y la centrífuga, C , con tendencia a alejarla del eje de ésta (fig. 220 a). Esta última fuerza puede ser descompuesta en una "componente vertical", V , concordante con la dirección de la fuerza de gravedad, que disminuye el peso de la masa aérea, y una "componente horizontal", H , paralela a la superficie de la Tierra, que tiene tendencia a mover la masa aérea m hacia el ecuador. Desde los lejanos tiempos en que la corteza terrestre era menos rígida que actualmente, este movimiento hacia el ecuador se realizó ya. Como consecuencia, la forma de la tierra no

contrario, si el viento sopla "hacia el oeste", el peso de la masa aérea aumenta una pequeña cantidad, mostrando además tendencia a desviarse hacia el polo. En el hemisferio sur, esta tendencia se manifiesta como un desvío del viento hacia la "izquierda", y en el hemisferio norte, nuevamente como un desvío hacia la "derecha".

Como se ve, en cualquier dirección que sople el viento por un paralelo, en el hemisferio sur se desvía hacia la izquierda, y en el hemisferio norte, hacia la derecha.

c) MOVIMIENTO EN UNA DIRECCIÓN CUALQUIERA. El viento que sopla en una dirección cualquiera, puede ser descompuesto en dos componentes: una que coincide con el meridiano, y otra que coincide con el paralelo. Sobre aquélla actúa la influencia del giro de la Tierra, que trata de desviarla hacia la izquierda; sobre ésta, la influencia de la fuerza centrífuga, que trata de desviarla igualmente hacia la izquierda. El desvío efectivo que el viento experimenta en su dirección es la combinación de estos desvíos parciales.

En síntesis, puede decirse: en cualquier dirección que se ponga en movimiento una masa aérea, inmediatamente principia a actuar sobre ella una "fuerza aparente" que tiene tendencia a torcer esta dirección: en el hemisferio sur, hacia la izquierda, en el hemisferio norte, hacia la derecha. Llamamos a esta fuerza aparente, en honor de su descubridor, *fuerza de Coriolis*.

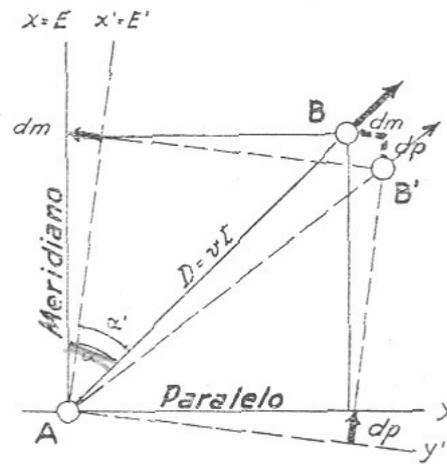


FIG. 221. — Desvío aparente de un móvil, debido al desplazamiento de su sistema de coordenadas.

Como lo acabamos de señalar, el desvío del viento es sólo aparente. No es el viento el que se desvía, sino la línea con la cual relacionamos el movimiento. Si una masa aérea sale del punto A con una velocidad v , al cabo de un tiempo t se encontrará en el lugar B (fig 221). Cuando se inició el movimiento, este lugar aparecía formando con el meridiano un ángulo α . Al terminar el movimiento, este ángulo es algo menor, α' . "Aparentemente", la masa aérea se desvió de la dirección primitiva hacia la izquierda. Lo que sucedió es que nuestra "línea de fe", el meridiano, cambió de dirección. Antes apuntaba hacia una estrella E, ahora apunta hacia la estrella E'. En realidad, el movimiento de la masa aérea, conforme con la ley de inercia, prosigue en la misma dirección AB, mientras que a nosotros nos "parece" que esta dirección debería ser AB'.

210. Intensidad de la fuerza de Coriolis. — La intensidad de la fuerza de Coriolis se expresa por medio de la *aceleración* que produce. Ésta es:

$$a = 2 \omega \cdot \text{sen } \varphi \cdot v,$$

donde v significa la velocidad del viento; φ la latitud en que se verifica el fenómeno, y ω , la "velocidad angular" de la rotación de la

Tierra, o sea la porción de ecuador recorrida en un segundo. Como se ve, el valor de la aceleración es nulo en el ecuador, mientras que en los polos adquiere su máximo, $2\omega \cdot v$. En un mismo lugar, la aceleración crece con la velocidad del viento.

Supongamos que una masa aérea se mueve desde un lugar C (Córdoba) hacia otro lugar P , con la velocidad v (fig. 222). Si la Tierra no girara, esta masa, pasado un cierto tiempo t , habría recorrido la distancia $D = v \cdot t$, y se encontraría en el lugar P . Pero la Tierra gira,

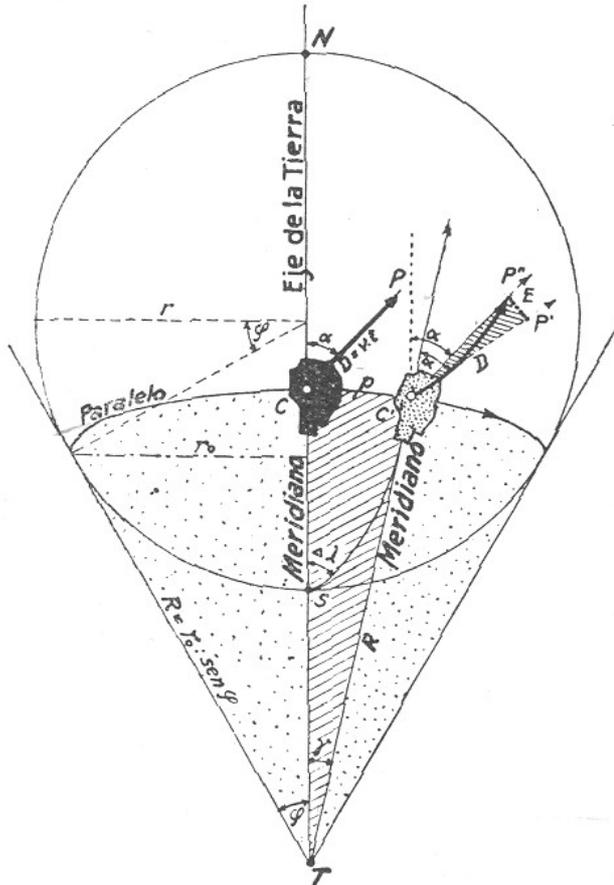


FIG. 222. — Desvío aparente de un móvil, debido a la influencia del giro de la Tierra.

de manera que al finalizar el tiempo t , el lugar C se encuentra en C' , el lugar P en P' , y la masa aérea, en el lugar P'' , distante de P' el espacio E hacia la izquierda. Este espacio ha sido recorrido por la masa aérea en un movimiento uniformemente acelerado, de manera que $E = \frac{1}{2}at^2$. Sabemos ya que este desvío es sólo aparente. Lo que en realidad se ha desplazado, debido al giro de la Tierra, es la "dirección" con la cual relacionamos el movimiento. El movimiento mismo, conforme con la ley de inercia, sigue desarrollándose en la dirección primitiva: $C'P''$ es paralelo a CP .

Para facilitar la deducción de la magnitud de la aceleración que ha producido este desvío, imaginemos un cono tangente a la Tierra por el paralelo φ . La superficie de este cono se ajusta muy bien a la superficie de la Tierra a ambos lados de este paralelo, de manera que podemos considerar como si el movimiento se hubiera efectuado sobre la superficie de este cono.

Desarrollando la superficie del cono en el plano, aparecen dos sectores, rayados en la figura, que son semejantes, porque tienen el mismo ángulo γ en los vértices. Existe, pues, la relación $E : D = p : R$, de donde:

$$E = \frac{p}{R} \cdot D.$$

En esta fórmula, p es un arco de paralelo, cuya longitud es $T_0 \Delta \lambda$, donde r_0 significa el radio del paralelo, y $\Delta \lambda$ la diferencia de longitud entre los lugares C y C' , o sea el ángulo que los planos meridianos forman entre sí. Este ángulo $\Delta \lambda$ puede ser expresado también en la forma $\omega \cdot t$, o sea la velocidad angular ω , tomada tan-

tas veces como segundos ha durado el movimiento. R es la longitud de la arista $TC = TC'$; su valor es $r_0 : \text{sen } \varphi$. Reemplazando estos valores en las fórmulas anteriores, se tiene:

$$E = \frac{1}{2} a t^2 = \frac{r_0 \omega t}{r_0 : \text{sen } \varphi} \cdot v \cdot t,$$

de donde:

$$a = 2 \omega \cdot \text{sen } \varphi \cdot v.$$

El resultado es independiente de la dirección. La fórmula es válida, pues, también para los movimientos en el meridiano y en el paralelo.

El valor de la velocidad angular ω se obtiene si se establece la relación entre el diminuto arco de , que recorre un punto del ecuador en un segundo de tiempo, y el radio ecuatorial de la Tierra r , de manera que:

$$\omega = \frac{de}{r} = \frac{465 \text{ m/sec}}{6377 \text{ km}} = 73 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$$

Para una misma región, la aceleración es constante. Así, por ejemplo, para la región del Río de la Plata, con $\varphi = -34^\circ 36'$, y para una velocidad de 10 m/sec,

$$a = 2, 73 \cdot 10^{-6} \cdot 0,5678 \cdot 10\,000 = 8,3 \text{ mm/sec}$$

Como se desprende de este valor numérico, el desvío del viento de su dirección primitiva se efectúa con relativa lentitud.

En la tablilla que sigue figuran las aceleraciones a , correspondientes a distintas velocidades v , como también el tiempo t empleado en recorrer una distancia $D = 1000$ m, y el desvío E que experimenta el tiempo.

Velocidad	$v =$	1	2	3	5	10	15	20	m/sec
Aceleración	$a =$	0,8	1,7	2,5	1,1	8,3	12,4	16,6	mm/sec
Distancia	$D =$	1	1	1	1	1	1	1	km
Tiempo	$t =$	1000	500	333	200	100	67	50	sec
Desvío	$E =$	414	207	138	83	41	28	21	m

El viento fuerte se desvía menos que el viento suave.

211. Viento estacionario o geostrófico. — Como se ha demostrado en el § 208, el aire se mueve de la región de alta presión hacia la región de baja presión, con una aceleración proporcional al gradiente de presión, e inversamente proporcional a la densidad del aire. El movimiento es uniformemente acelerado, de manera que su velocidad crece con el tiempo.

Sobre este movimiento que representa el "DERRAME DEL AIRE", y que por esto mismo se efectúa perpendicularmente a las isobaras, comienza a ejercer su influencia "la fuerza de Coriolis", tratando de desviarlo hacia la izquierda. Esta influencia es pequeña al principio, pero crece con el cuadrado del tiempo transcurrido. En consecuencia, la dirección del viento cambia progresivamente, hasta tanto llega a ser perpendicular a la dirección primitiva, o sea a la dirección del viento gravitacional,

concordante con la dirección del gradiente de presión (fig. 223).

Como siempre, la fuerza de Coriolis actúa perpendicularmente sobre el viento, de manera que cuando el viento está desviado 90°, la dirección de esta fuerza es contraria a la dirección de la fuerza de derrame. Las dos fuerzas "tienden" a equilibrarse. Cuando se ha conseguido este estado, o sea cuando la fuerza de Coriolis posee la misma magnitud, aunque tenga dirección opuesta a la fuerza de derrame, no existe más causa que pudiera modificar la dirección o la velocidad del viento. Desde este momento, el viento sigue soplando, conforme a la ley de inercia, con la velocidad que en este instante tiene y en dirección perpendicular a su dirección primitiva (fig. 224). El fluir del aire llega a ser así "estacionario" y "rectilíneo", paralelo a la dirección de las isobaras.

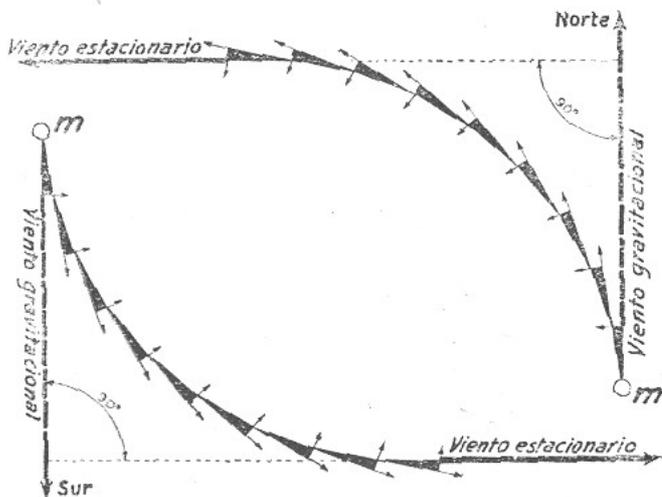


FIG. 223. — Transformación del viento gravitacional en viento estacionario, geostrofico.

Un viento de estas condiciones se llama *viento estacionario*, *viento de gradiente* y también *viento geostrofico*, o sea, desviado por el giro de la Tierra.

La *velocidad* del viento estacionario puede ser deducida del hecho de que, para su existencia, la fuerza de Coriolis tiene que igualar a la fuerza de derrame. Fuerzas iguales producen, en la misma masa de aire, aceleraciones iguales, por lo cual la aceleración originada por la fuerza de Coriolis (pág. 297) tiene que ser igual a la aceleración producida por la fuerza de derrame (pág. 292), o sea que:

$$2 \omega \cdot \text{sen } \varphi \cdot v = \frac{\Delta P}{L \cdot s \cdot \delta}$$

de donde:

$$v = \frac{\Delta P}{2 \omega \cdot \text{sen } \varphi \cdot L \cdot s \cdot \delta}$$

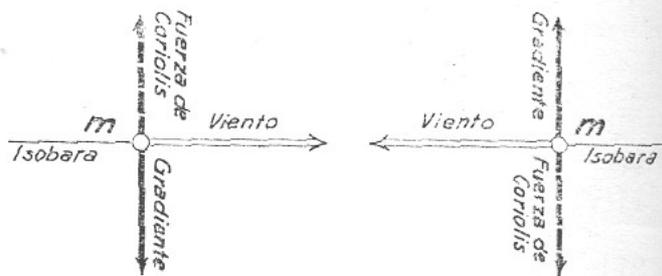


FIG. 224. — Dirección del viento estacionario, sin influencia del rozamiento.

La "diferencia de presiones", ΔP , a las cuales está expuesto el prisma de aire, la medimos con la "diferencia de pesos" de las columnas de mercurio que las equilibran, de manera que en lugar de ΔP puede escribirse $\Delta b \cdot s \cdot m \cdot g$, con lo cual la fórmula se transforma en:

$$v = \frac{m g}{2 \omega \cdot \text{sen } \varphi \cdot \delta} \cdot \frac{\Delta b}{L}$$



Recordando que $\Delta b : L$ expresa al "gradiente de presiones" que designamos con γ , y que $m \cdot g : 2 \omega$, para un mismo lugar es constante y puede expresarse por c , se tiene:

$$v = \frac{c}{\delta} \cdot \frac{\gamma}{\text{sen } \varphi}.$$

Como se ve, la velocidad del viento estacionario depende del gradiente de presiones, de la densidad del aire y de la latitud del lugar. Para un mismo lugar, cuanto mayor es el gradiente y más liviano el aire, más fuerte resulta el viento. En consideración de que la densidad del aire varía sólo en un 10 % durante un día, puede decirse también que el viento estacionario sopla con tanta mayor fuerza cuanto mayor es el gradiente de presiones. Esta relación se llama **LEY DE GRADIENTE**.

Para condiciones físicas normales, o sea: $t = 0^\circ \text{ C}$, $b = 760 \text{ mm Hg}$, $\delta = 0,001293 \text{ gr/cm}^3$, $m = 13,595 \text{ gr/cm}^3$, $\omega = 73 \cdot 10^{-6}$, $g = 981 \text{ cm/sec}^2$ y $L = 111 \text{ Km}$, la velocidad del viento es, expresando Δb en mm Hg,

$$v \text{ m/sec} = 6,37 \frac{\Delta b}{\text{sen } \varphi}.$$

Una diferencia de presiones de 1 mm Hg sobre una distancia de $L = 111 \text{ Km}$ es capaz de producir un viento estacionario, no influido por el rozamiento, de la siguiente velocidad en las distintas latitudes:

$\varphi =$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	
$v =$		36,6	18,6	12,7	9,9	8,3	7,4	6,8	6,5	6,4	m/sec

En la región ecuatorial, debido a la ausencia de fuerza de Coriolis, el aire se precipita hacia el lugar de baja presión con considerable velocidad, circunstancia que facilita la formación de huracanes y ciclones en ella.

Para la región del Río de la Plata, con $\varphi = -34^\circ 35'$, supuesto condiciones de la "Atmósfera Standard", $t = +15^\circ$, $b = 760 \text{ mm}$, $\delta = 1,2255 \text{ kg/m}^3$, $g = 979,71 \text{ cm/sec}^2$ y $L = 100 \text{ km}$, la velocidad del viento puede obtenerse por medio de las dos fórmulas:

$$\begin{aligned} v \text{ m/sec} &= 13,13 \gamma \text{ mm} = 9,85 \gamma \text{ mb} \approx 10 \gamma \text{ mb} \\ v \text{ km/hora} &= 47,26 \gamma \text{ ,,} = 35,45 \gamma \text{ ,,} \approx 36 \gamma \text{ ,,} \end{aligned}$$

EJEMPLO: En una Carta del Tiempo, la distancia entre las isobaras de 1024 y 1020 milibares que abarcan la región del Río de la Plata es de $23,5 \text{ mm} = 23,5 \cdot 12,5 = 444 \text{ km}$, de manera que $\gamma = 4 : 444 = 0,9 \text{ mb/100 km}$, y en consecuencia, la velocidad del viento $v = 8,8 \text{ m/sec} = 32 \text{ km/hora}$.

212. Influencia de la curvatura de las isobaras. — El movimiento rectilíneo uniforme del aire, paralelo a las isobaras, prosigue, conforme a la ley de inercia, sólo hasta tanto alguna fuerza no lo modifica. Esta fuerza suele ser la *fuerza centrífuga* que se presenta en el momento en que se encurvan las isobaras. La aceleración que ella produce está expresada por la fórmula $v^2:r$, donde v significa la velocidad del viento, y r , el radio de curvatura de las isobaras. En caso de un "movi-

miento anticiclónico”, esta aceleración se suma a la aceleración producida por el gradiente de presión; en caso de un “movimiento ciclónico”, se le resta. Por esta razón, alrededor de un “anticiclón” el viento sopla con más fuerza, y alrededor de un “ciclón”, con menos fuerza que la correspondiente al gradiente de presiones.

El viento condicionado por el gradiente de presiones, por la fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga originada por la curvatura de las isobaras, se llama *viento ciclostrófico*, o sea viento desviado por el movimiento ciclónico.

Sea m una masa aérea que se mueve con la velocidad v en la dirección D , y sea r el radio de curvatura de la isobara (fig. 225). En un tiempo t , esta masa recorre la distancia D , alejándose a la vez de la isobara el espacio E , dando así la impresión de que hubiera actuado sobre ella una fuerza. Ésta es la fuerza centrífuga.

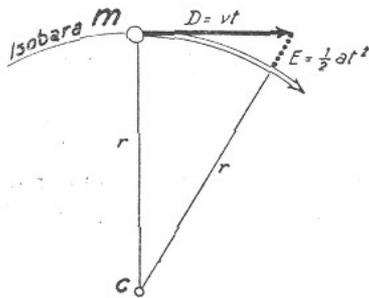


FIG. 225. — Influencia de la curvatura de las isobaras en la dirección del viento.

Del triángulo rectángulo a la vista se deduce que:

$$r^2 + D^2 = (r + E)^2 = r^2 + 2rE + E^2,$$

de donde, teniendo en cuenta que E es muy pequeño en comparación con r y D ,

$$E = \frac{D^2}{2r}.$$

Durante el tiempo t , el espacio D ha sido recorrido en un movimiento rectilíneo uniforme, de manera que $D = v \cdot t$; mientras que el espacio E fué atravesado en un movimiento uniformemente acelerado, de modo que $E = \frac{1}{2} at^2$, donde a significa la aceleración producida por la fuerza centrífuga. Reemplazando estos valores se tiene:

$$\frac{1}{2} at^2 = \frac{v^2 t^2}{2r},$$

y simplificando:

$$a = \frac{v^2}{r},$$

fórmula que dice que la aceleración producida por la fuerza centrífuga crece con el cuadrado de la velocidad del viento, y que resulta tanto mayor cuanto menor es el radio de la curvatura de las isobaras.

Sobre la magnitud de esta aceleración, supuesto una velocidad del viento de 10 m/sec, ilustra la siguiente tablilla, para los radios de curvatura más frecuentes de las isobaras:

$r =$	500	1000	1500	km
$a =$	0,00020	0,00010	0,00007	m/sec ²
$=$	0,2	0,1	0,07	mm/sec ²

valores que comparados con la aceleración producida por la fuerza de Coriolis, 8,3 mm/sec², son insignificantes. En consecuencia, se mantiene la validez de la LEY DE GRADIENTE: el viento sopla paralelamente a las isobaras, con una velocidad proporcional al gradiente de presiones.

En los *remolinos de aire*, los radios de curvatura de las isobaras son pequeños, y en consecuencia la aceleración producida por la fuerza centrífuga grande, muchas veces superior a la aceleración originada por la fuerza de Coriolis. Supuesto la misma velocidad de antes, 10 m/sec, si:

r =	1	10	100	1000	m
a =	100	10	1	0,1	m/sec ²
=	100000	10 000	1000	100	mm/sec ²

o sea muy superior a la aceleración producida por la fuerza de Coriolis. En consecuencia, pueden observarse remolinos que no giran de izquierda a derecha, como corresponde al movimiento ciclónico, sino en sentido contrario, de derecha a izquierda.

El efecto de la curvatura de las isobaras se encuentra representado en la figura 226. Si las isobaras rodean una región de "alta presión", A, el efecto de la fuerza centrífuga se suma al efecto de la fuerza de derrame; la velocidad del viento *v*, queda agrandada *dv*. Por lo contrario, si las isobaras rodean una región de "baja presión", B, el efecto de la fuerza centrífuga debilita la fuerza de derrame, y la velocidad del viento queda disminuída en la misma cantidad *dv*. En lenguaje matemático, esta influencia es expresada por la fórmula:

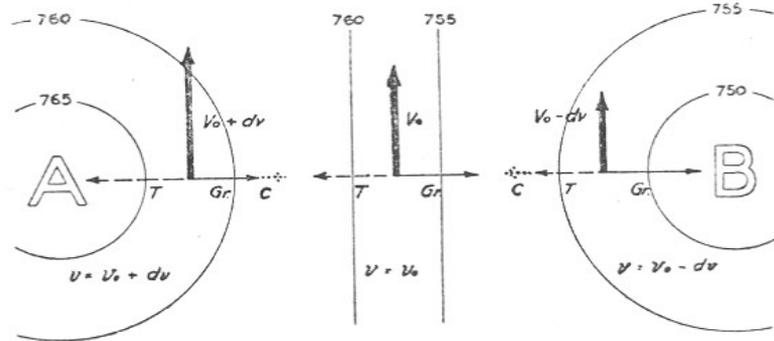


FIG. 226. — Influencia de la curvatura de las isobaras en la velocidad del viento.

$$\frac{\Delta P}{L \cdot \delta} \pm \frac{v^2}{r} = 2 \omega \cdot \text{sen } \varphi \cdot v \begin{cases} \text{Alta} \\ \text{Baja} \end{cases}$$

En caso que la fuerza de derrame, expresada por el gradiente de presión, se redujera a cero, la influencia del giro de la Tierra tendría que ser equilibrada sólo con la fuerza centrífuga. Se tendría entonces:

$$\frac{v^2}{r} = 2 \omega \cdot \text{sen } \varphi \cdot v,$$

de donde:

$$r = \frac{v}{2 \omega \cdot \text{sen } \varphi}$$

La órbita sería, en este caso, una *circunferencia*, llamada de *inercia*. Su radio es directamente proporcional a la velocidad de la masa aérea, e inversamente al seno de la latitud del lugar.

Para la región del Río de la Plata, con $\varphi = -34^{\circ} 35'$, los valores correspondientes son:

$v =$	0,01	0,10	1,00	10,00	m/sec
$r =$	0,12	1,21	12,08	120,8	km.

El radio de la circunferencia de inercia crece desde los polos hasta el ecuador. En el ecuador, su valor es infinito.

213. Influencia del rozamiento. — En la cercanía del suelo, la velocidad y la dirección del viento están influenciadas por el rozamiento a que está expuesta la masa aérea en la superficie de la Tierra.

Todo lo que sobresale del plano horizontal dificulta el fluir del aire. Obstáculos de consideración son los edificios y las construcciones de todo orden.

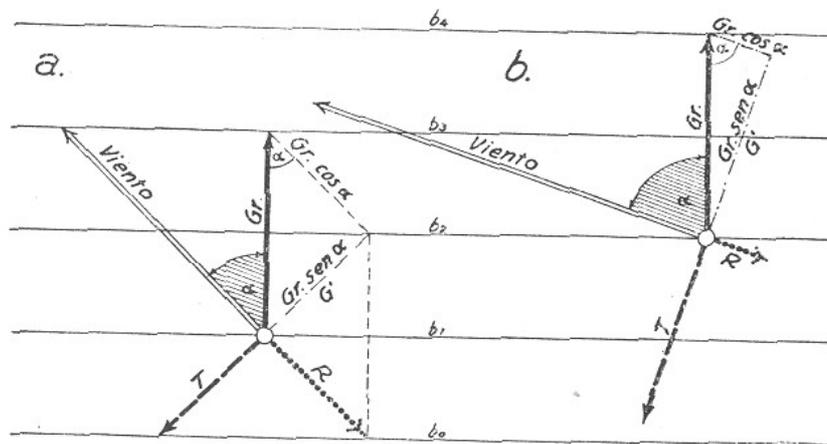


FIG. 227. — Influencia del rozamiento en la dirección y fuerza del viento: a, en la superficie de la Tierra; b, en la altura.

Grande es, asimismo, la influencia de la vegetación, particularmente la de los árboles y bosques. Obstáculos de orden superior son, por su extensión y altura, los accidentes topográficos.

La influencia del rozamiento se manifiesta en forma de una reducción de la velocidad del viento. Su efecto puede ser comparado con el de una fuerza, contraria a la dirección del viento, pero proporcional a su velocidad; y dependiente, además, de la forma y rugosidad de la superficie. En caso de una superficie lisa, su efecto es pequeño; en caso de una superficie quebrada, grande. Su influencia disminuye con la altura. Sólo afecta, pues, a las capas atmosféricas cercanas al suelo.

Designando con v la velocidad del viento, y con k la "constante del rozamiento", dependiente de la forma y rugosidad de la superficie, la fuerza de rozamiento R , a iniciativa de Guldberg y Mohn, del año 1876, puede expresarse por la fórmula:

$$R = -k \cdot v.$$

Teniendo en cuenta también la fuerza de rozamiento, para que pueda soplar un viento estacionario es condición que la fuerza de derrame, la fuerza de Coriolis y la fuerza de rozamiento se equilibren.

Esta condición está representada en la figura 227: a , para una capa aérea cercana al suelo, y b , para una capa elevada. En aquélla, el rozamiento es grande; en ésta, relativamente pequeño. En los dos casos, la fuerza de derrame, expresada por el gradiente Gr , es perpendicular a las isobaras; la fuerza de rozamiento R contraria a la dirección del viento, y la fuerza de Coriolis T , como siempre, perpendicular a esta dirección. Combinando las fuerzas Gr y R se obtiene la fuerza G' , que tiene que ser equilibrada por la influencia del giro de la Tierra, antes de que el viento pueda soplar en forma estacionaria.

Como se deduce de esa figura, el *ángulo de desvío* del viento, α , es pequeño cerca del suelo, pero grande en la altura, debido a la disminución del rozamiento. Donde el efecto del rozamiento no se siente más, el ángulo de desvío es de 90° ; el viento sopla paralelamente a las isobaras. La altura en que se cumple esta condición se encuentra, por lo general, a 500 m, y en casos excepcionales, a varios kilómetros de altura. Éste es el caso cuando la convexión es intensa, ya que las masas aéreas ascendidas elevan el efecto de rozamiento.

Supuesto isobaras rectas, o sólo poco encurvadas, de manera que se pueda prescindir de la influencia de la fuerza centrífuga, la condición de equilibrio antes mencionada puede ser escrita, para una "masa unidad", en la forma:

$$\begin{aligned} T &= 2 \omega \cdot \text{sen } \varphi \cdot v = G \cdot \text{sen } \alpha \\ -R &= k \cdot v = G \cdot \text{cos } \alpha. \end{aligned}$$

Dividiendo estas dos ecuaciones se obtiene:

$$\text{tg } \alpha = \frac{2 \omega \cdot \text{sen } \varphi}{k},$$

ecuación que expresa que el *ángulo de desvío* del viento depende de la latitud y de la "constante de rozamiento", pero es independiente de la velocidad.

El ángulo de desvío puede ser deducido de la Carta del Tiempo, comparando la dirección del viento con la dirección de las isobaras. Esta circunstancia permite determinar la *constante del rozamiento* k , por medio de la sencilla fórmula:

$$k = \frac{2 \omega \cdot \text{sen } \varphi}{\text{tg } \alpha}$$

Así han procedido, en su tiempo, Guldberg y Mohn, obteniendo para

$$\begin{aligned} k &= 0,00012 \text{ sec}^{-1} \text{ en terreno quebrado} \\ &= 0,00002 \text{ sec}^{-1} \text{ sobre mar agitado.} \end{aligned}$$

Estudios posteriores, sin embargo, han demostrado que estos valores son demasiado pequeños. En terrenos quebrados suelen observarse valores tres veces mayores. Se confirma de este modo la deducción de Sandström, en 1910, de que la fuerza de rozamiento no actúa exactamente en la dirección opuesta al viento, sino que forma un ángulo con la misma, en nuestro hemisferio hacia el lado izquierdo, cuyo valor crece con la altura. Investigaciones recientes han evidenciado el carácter excepcionalmente complicado de este problema, circunstancia que nos aconseja conformarnos, para los fines de este texto, con la "aproximación a la verdad",

expresada por Guldberg y Mohn, de que el rozamiento actúa en la dirección opuesta al viento.

Disponiendo de un "valor medio" para k —como tal elegimos la semisuma de los valores antes indicados, o sea, 0,000 073—, el ángulo de desvío, en su dependencia de la latitud, puede ser expresado por la sencilla fórmula:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2 \cdot 0,000\ 073}{0,000\ 073} \cdot \operatorname{sen} \varphi = 2 \operatorname{sen} \varphi,$$

obteniendo para:

$\varphi =$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$\alpha =$	0°	19°	31°	45°	52°	57°	60°	62°	63°	63°

En particular:

para el centro de la Argentina	$\varphi = -31^{\circ}25'$	$\alpha = 46^{\circ},2$
„ la región del Río de la Plata	$= -34.35$	$„ = 48^{\circ},6.$

La influencia del rozamiento en la dirección y velocidad del viento está claramente representada en la figura 227. Supuestas "iguales" las fuerzas de derrame, resulta que cuanto

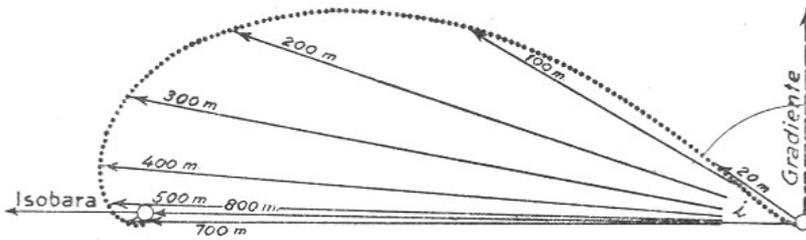


FIG. 228. — Aumento de la velocidad y del desvío del viento en la altura. Espiral de Ekman.

menor es el rozamiento, mayor es el ángulo de desvío y mayor la fuerza motriz G' que modula la velocidad del viento. Cuando el rozamiento se reduce a "cero", el viento sopla paralelamente a las isobaras, o sea perpendicularmente a la direc-

ción de la fuerza de derrame, con una velocidad en concordancia con la magnitud de ésta.

El efecto del rozamiento disminuye con la altura. Por esta razón, la dirección del viento se aparta progresivamente de la dirección de la fuerza de derrame, hacia la izquierda, hasta coincidir con la dirección de las isobaras. Su velocidad aumenta al mismo tiempo, hasta alcanzar el valor que corresponde a la fuerza de derrame, expresada por la magnitud del gradiente de presión.

Si la dirección y velocidad que el viento adquiere en las distintas alturas se representa por medio de flechas que arrancan en un mismo lugar, el lugar geométrico de sus puntas está situado sobre una "doble espiral logarítmica", llamada también *espiral de Ekman*, en honor del físico sueco que fué el primero en dilucidar este fenómeno (fig. 228).

Sobre el incremento de la velocidad del viento en función de la altura, en la Europa central, ilustra la siguiente tablilla:

Altura	=	0,05	0,25	0,50	1	2	16	32	123	258	500 m
Velocidad	=	1,30	2,01	2,44	2,84	3,33	4,69	5,40	7,02	8,26	9,25 m/sec

214. **Origen de la energía de los vientos.** — Para que una masa aérea pueda ponerse en movimiento y vencer la resistencia que ofrece el rozamiento y su fluir desordenado, turbulento, se necesita “fuerza”. Esta fuerza proviene de la “energía potencial” que las masas aéreas tienen, debido a su ubicación circunstancial en el espacio.

Si una masa aérea fría, pesada, *cae* de lo alto —y es el caso cuando el aire en contacto con la tierra fué calentado excesivamente, de manera que su densidad es inferior a la del aire encimado—, o cuando una masa fría y pesada se *derrama* por la superficie de la Tierra, elevando el aire caliente y liviano que encuentra en su camino —de manera que la altura de su centro de gravedad con respecto al suelo disminuye—, una parte de su energía potencial se transforma en energía cinética. Ésta es la fuerza que mueve a las masas aéreas y produce los vientos. La intensidad de éstos depende de la violencia del nuevo acomodo. Si el sobrante de energía —consistente en la diferencia entre la energía liberada y la necesaria para desalojar y elevar a la masa aérea liviana afectada— es grande, el viento es fuerte, y, por lo contrario, si es pequeña, su fuerza es débil.

Para evaluar someramente la energía que puede ser libertada, supongamos primero que las dos masas aéreas se encuentran ubicadas una al lado de la otra, en un gran recipiente, y separadas por medio de un tabique. Y supongamos también que, a pesar de las diferencias de densidades, la altura de sus centros de gravedad sea la misma (fig. 229). Quitando el tabique, como sabemos ya, la masa de mayor densidad, M_1 , se derrama por el fondo del recipiente, elevando la masa M_2 , de menor densidad.

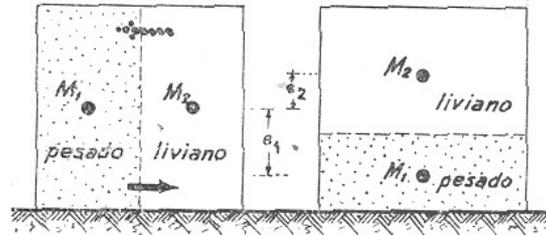


FIG. 229. — Derrame del aire frío, pesado, por la superficie de la Tierra. Fuente principal de energía para el viento.

La energía libertada al derramarse la masa M_1 es capaz de realizar un trabajo, E_1 . Éste, a su vez, es igual a “fuerza \times espacio”, o sea $F_1 \cdot e_1$; siendo la fuerza el “peso” de la masa aérea, o sea “volumen \times peso específico”, $V \cdot s_1$, y el espacio la “magnitud de la caída”, e_1 . Por esta razón,

$$E_1 = V \cdot s_1 \cdot e_1.$$

La energía, idéntica al trabajo que es necesario realizar para elevar la masa aérea M_2 , análogamente es igual a:

$$E_2 = V \cdot s_2 \cdot e_2.$$

La “diferencia” entre estas dos cantidades es la *energía disponible* para realizar el nuevo acomodo y vencer la resistencia que se opone al mismo. Esta diferencia es, sin tener en cuenta la modificación de los volúmenes que ocurre durante el proceso,

$$E_1 - E_2 = V \{s_1 e_1 - s_2 e_2\}$$

o, en forma abreviada, supuesto $e_1 = e_2 = e$:

$$\Delta E = V \cdot \Delta s \cdot e$$

Considerando que la diferencia de pesos específicos fácilmente puede llegar a $0,1 \text{ kg/m}^3$, y los desplazamientos verticales de los centros de gravedad a un kilómetro, la energía disponible para el mismo acomodo de las masas, supuesto el volumen de éstas de 1 km^3 , es:

$$\Delta E = 10^9 \text{ m}^3 \cdot 0,1 \text{ kg m}^{-3} \cdot 10^3 \text{ m} = 10^{11} \text{ kg m.}$$

Ésta es la "fuente de energía" de que se nutre el viento *Pampero* cuando barre las llanuras argentinas, en un frente de un millar de kilómetros, produciendo verdaderos cambios de tiempo en todo su trayecto.

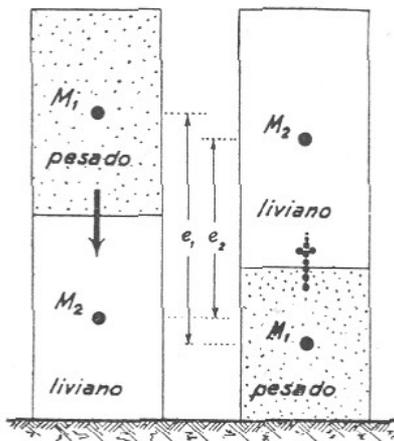


FIG. 230. — Caída del aire frío, pesado, sobre la superficie. Otra fuente de energía para el viento.

Grande es también la energía liberada durante la caída de una masa aérea fría, pesada, de lo alto, desalojando el aire caliente, liviano, que cubre el suelo (fig. 230). Considerando que las masas que participan en tales vuelcos suelen tener muchos kilómetros cúbicos, y que el movimiento puede afectar el espacio hasta el límite de la troposfera, se deduce que las energías libertadas pueden ser considerables. De ellas se nutren las *tormentas de calor*.

El primero que analizó estos problemas, aquí solamente esbozados, fué el físico austríaco M. Margules. Sus estudios son modelos de corrección científica.

Como tercera fuente de energía para los vientos debe considerarse la energía térmica, libertada durante el proceso de condensación que suele acompañar los movimientos verticales de las masas aéreas. En esta fuente se apoya la teoría de la formación de los ciclones, establecida por Ferrel. Un análisis prolijo demuestra, sin embargo, que esta energía es relativamente pequeña y sólo desempeña un papel de importancia en la formación de los *ciclones tropicales*.

En la naturaleza, casos tan simples como los supuestos en las figuras 229 y 230 no se verifican. La realidad suele ser más compleja. Por esta razón es conveniente representar el estado atmosférico por medio de líneas de igual presión y densidad, llamadas "isobaras" e "isopícnicas". Las líneas isobáricas son prácticamente rectas horizontales. Cuando también las líneas isopícnicas son rectas horizontales, el caso se llama *barotrópico*; en caso contrario, o sea cuando son inclinadas, *baroclínico*. Solamente en este último caso puede ha-

ber movimientos tendientes a establecer una "CIRCULACIÓN" (fig. 231).

Estos movimientos son originados por la *fuerza de gravedad*, que tiene tendencia a nivelar las líneas de igual densidad. Debido a su intervención se producen corrientes descendentes (1) a la izquierda, y corrientes ascendentes (2) a la derecha. Para igualar la distribución de la masa, estas corrientes verticales se completan con corrientes horizontales compensadoras, una cerca de la superficie, dirigida de izquierda a derecha (3), y otra en la altura, dirigida de derecha a izquierda (4). Estas cuatro corrientes forman los cuatro eslabones de toda circulación.

En la mayoría de los casos, las isopícnicas cortan las isobaras, formando así una red. A cada malla de esta red corresponde, en el espacio, algo así como un tubo cuadrangular, denominado, por iniciativa de V. Bjerknes, *solenoides*¹.

En la práctica, en lugar de emplear líneas de igual densidad, más bien conviene trabajar con líneas de igual volumen específico, llamadas "isostéricas". Si las isobaras trazadas se diferencian sólo 0,001 milibares, igual a una unidad de presión expresada en el sistema absoluto, o sea en dinas/cm², y las isosteras una unidad de volumen específico, expresado en cm³/g, se tiene la ventaja de que el número de los solenoides que encierra una determinada formación es una medida de la energía disponible para la circulación.

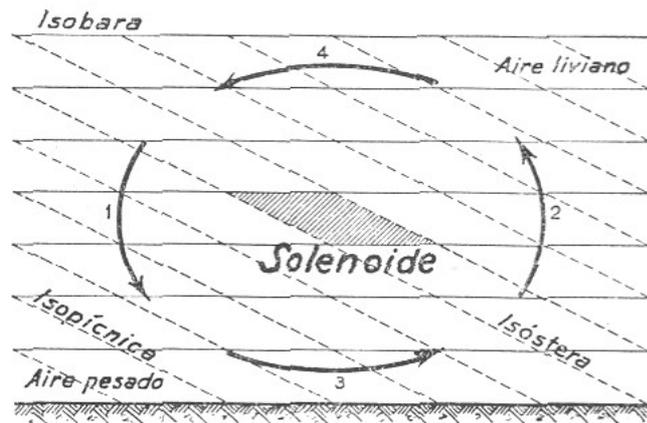


FIG. 231. — Formación de un "anillo de circulación", debido a la inclinación de las líneas isopícnicas e isostéricas respecto a las isobaras.

C) CINEMÁTICA DEL VIENTO

215. El "fluir del aire". — El aire se encuentra raras veces en calma; generalmente fluye de un lugar a otro, con mayor o menor rapidez. Este movimiento se representa por medio de líneas, llamadas "líneas de corrientes", o más acertadamente, *líneas de flujo*.

Al construir estas líneas debe cuidarse que la tangente, en cualquier punto de ellas, represente la dirección del movimiento. Si, además, se confeccionan en distancias tales que de entre ellas fluya una masa constante de aire, se tiene también un índice de velocidad

¹ Del latín *solen* = canal, y del griego *eidos* = forma; y en conjunto, forma de canal.

del movimiento. Una aproximación de las líneas indica un aumento de velocidad; el alejamiento, una disminución de la misma.

Las "líneas de flujo" del aire **no** deben confundirse con las *trayectorias* de las masas aéreas. La *trayectoria* es una línea que une los distintos lugares que ocupó "una misma masa aérea" durante su movimiento; mientras que la línea de flujo indica la dirección de la corriente aérea en distintos lugares "en un mismo momento". Las líneas de flujo y las trayectorias se identifican **sólo** en los llamados "movimientos estacionarios", en que tanto la dirección como la velocidad del viento son invariables en cada uno de los puntos del espacio.

De interés particular es el conocimiento del curso de las líneas de flujo al iniciarse el movimiento, el llamado *viento gravitacional*; luego, al haberse estabilizado, el llamado *viento de superficie*; y por fin, el fluir del aire en las capas atmosféricas elevadas, exentas ya de la influencia del rozamiento, el *viento de altura*.

Estos sistemas de líneas pueden ser construidos si se dispone de observaciones de la dirección del viento, o de la distribución de la presión atmosférica. El primer procedimiento exige muchas observaciones, pero tiene la ventaja de que permite el trazo de las líneas de flujo en concordancia con la topografía del terreno. El segundo exige pocas observaciones barométricas, pero permite la deducción de las líneas de flujo características para el estado del tiempo. Conviene dar preferencia a este último procedimiento, y recurrir a aquél sólo cuando se trata de representaciones locales, poco extensas, pero precisas y detalladas.

Como sabemos, el viento gravitacional es perpendicular a las isobaras. Dibujando, pues, líneas perpendiculares a éstas, se obtienen las líneas de flujo del aire al iniciarse el movimiento, llamadas *líneas de derrame* del aire. El viento de superficie forma en nuestro medio geográfico un ángulo de 45° con las isobaras. Trazando, pues, líneas inclinadas de 45° respecto a las isobaras hacia la derecha, se obtienen las líneas de flujo en las bajas capas atmosféricas. Este mismo resultado se obtiene también si se trazan líneas inclinadas 45° respecto a las "líneas de derrame", pero hacia la izquierda, como lo exige la influencia del giro de la Tierra. Por último, el viento de altura concuerda con la dirección de las isobaras, rondando las regiones de alta presión, siempre supuesto el hemisferio sur, de derecha a izquierda; y las regiones de baja presión, de izquierda a derecha. Su reinado se extiende desde los 500 m hasta el límite de la atmósfera.

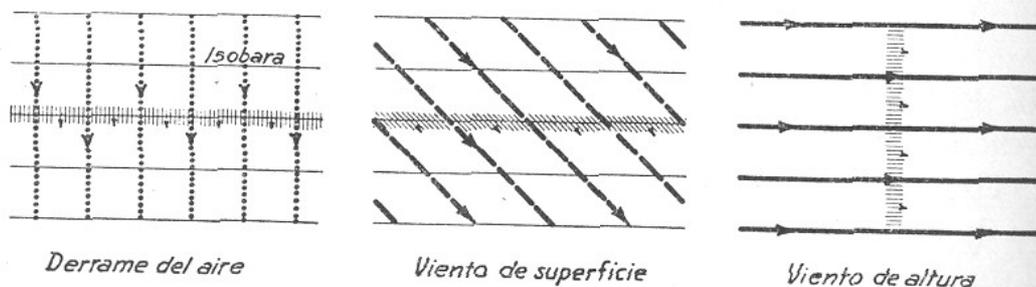


FIG. 232. — Líneas de flujo del aire en un campo de isobaras rectas paralelas.

Como primer ejemplo presentamos una distribución de la presión atmosférica, caracterizada, por medio de líneas isobáricas rectas, paralelas (fig. 232). Las líneas de flujo correspondientes a los tres vientos son rectas paralelas; el movimiento es de simple *traslación*.

El segundo ejemplo representa una "alta atmosférica", caracterizada por isobaras circulares (fig. 233). Las líneas de flujo correspondientes al viento gravitacional son rectas que emanan del centro de alta presión; las del viento de superficie, espirales logarítmicas encorvadas a la izquierda, que parten del mismo centro; y las del viento de altura, circunferencias que rodean al núcleo de presión,

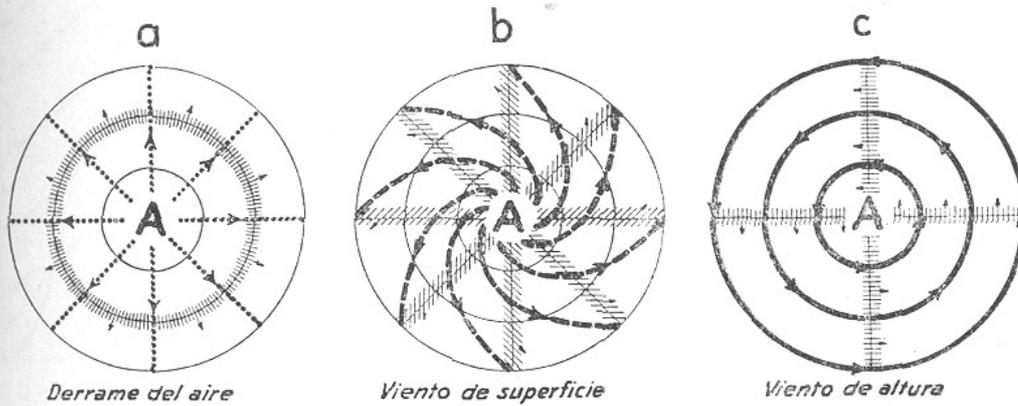


FIG. 233. — Líneas de flujo del aire en un campo de isobaras circulares que encierran una alta.

en un *movimiento anticiclónico*, contrario en nuestro hemisferio al movimiento de las agujas del reloj.

El tercer ejemplo representa una "baja atmosférica", igualmente representada por isobaras circulares (fig. 234). Las líneas de flujo del viento gravitacional son rectas que convergen hacia el centro de la formación; las del viento de superficie, espirales logarítmicas encorvadas a la derecha, dirigidas al mismo centro; y las del viento de altura, circunferencias que rodean al centro, en un *movimiento ciclónico*, concordante en nuestro hemisferio con el movimiento de las agujas del reloj.

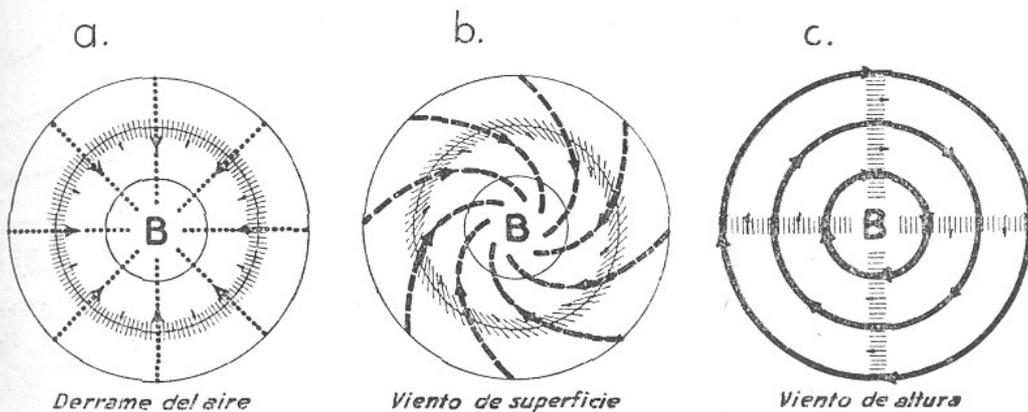


FIG. 234. — Líneas de flujo del aire en un campo de isobaras que encierran una baja.

El último ejemplo representa un caso general, una distribución cualquiera de la presión (fig. 234). En unos lugares, las líneas de flujo se aproximan, convergen; en otros se alejan, divergen. Las variedades que se presentan en la práctica son numerosísimas.

216. Particularidades de las líneas de flujo. — Construyendo las líneas de flujo correspondientes a todas las formaciones báricas, presentadas en las figuras 185 y 186, saltan a la vista ciertas particularidades de ellas, llamadas *singularidades*.

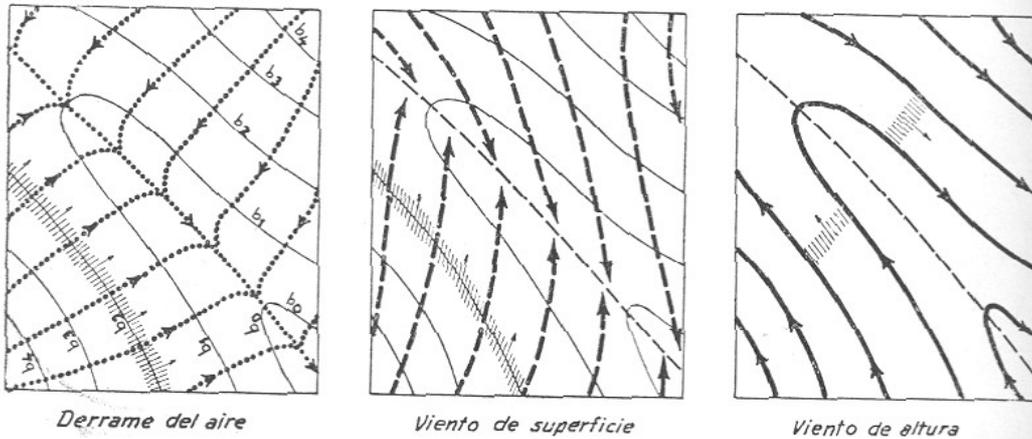


FIG. 235. — Líneas de flujo del aire en un campo de isobaras cualesquiera.

Las principales singularidades son:

a) Punto de divergencia, del cual parecen emanar las líneas de flujo (figs. 233 a y b).

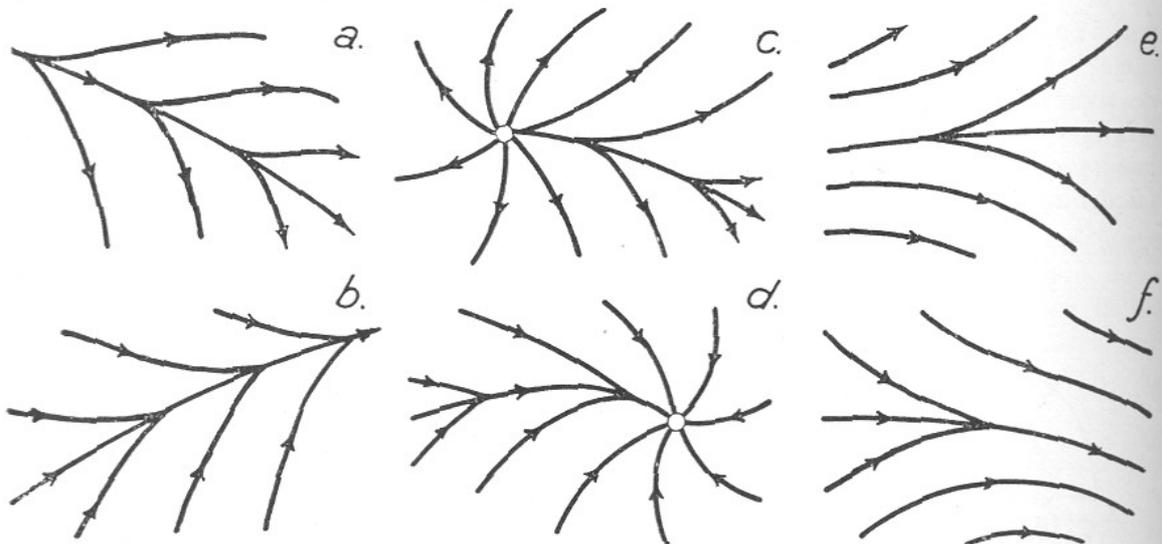


FIG. 236. — Singularidades de las líneas de flujo: a, línea de divergencia; b, línea de convergencia; c, nacimiento de una línea de divergencia en un punto de divergencia; d, terminación de una línea de convergencia en un punto de convergencia; e, línea ramificada; f, línea unificada.

b) Punto de convergencia, hacia el cual se dirigen las mismas (figs. 234 a y b).

c) Línea de divergencia, a partir de la cual se alejan las líneas de flujo; semeja a la "línea divisoria" de las aguas (fig. 236 a).

d) Línea de convergencia, hacia la cual se dirigen las mismas desde ambos costados (fig. 236 b).

En general, las "líneas de divergencia" emanan de un "punto de divergencia", y las "líneas de convergencia" finalizan en un "punto de convergencia" (figs. 236 c y d).

e) Líneas ramificadas, formadas por la división de una línea de flujo (fig. 236 e).

f) Líneas unificadas, formadas por la reunión de varias de ellas (fig. 236 f).

g) Punto de inflexión, donde cambia el sentido de la curvatura de una línea de flujo.

h) Punto neutro o hiperbólico, hacia el cual fluyen las corrientes aéreas desde dos direcciones opuestas, y del cual emanan, a la vez, en dos direcciones distintas. Son las corrientes correspondientes a la formación bórica llamada collado (figs. 184 y 239 f).

Estas particularidades permiten señalar las condiciones que deben tenerse en cuenta al confeccionar el cuadro de las corrientes aéreas:

- 1) Las líneas de flujo no deben cortarse.
- 2) Tampoco pueden arrancar o finalizar en un lugar cualquiera, sino sólo en el "punto singular" correspondiente.
- 3) Pueden emanar de una línea, o converger hacia una línea, pero nunca deben perder la continuidad.

217. Importancia de las líneas de flujo. — Las "líneas de flujo" del aire pueden ser paralelas, convergentes o divergentes.

Si son paralelas, la masa aérea que fluye entre dos líneas es constante, y constante también la densidad del aire por toda la extensión del campo de corrientes.

Si son convergentes, para que pueda pasar entre dos líneas la misma masa aérea, como lo exige la *Ley de Continuidad* debe aumentar la velocidad del flujo, y si son divergentes, disminuir. Pero la inercia, que caracteriza a todo movimiento, se opone a este cambio, de manera que la velocidad del viento no cambia mayormente. La *Ley de Continuidad* es satisfecha de otra manera: en caso de convergencia, una parte de la masa aérea se eleva, y en caso de divergencia, desciende (fig. 237).

Mas los movimientos verticales del aire están íntimamente vinculados a su

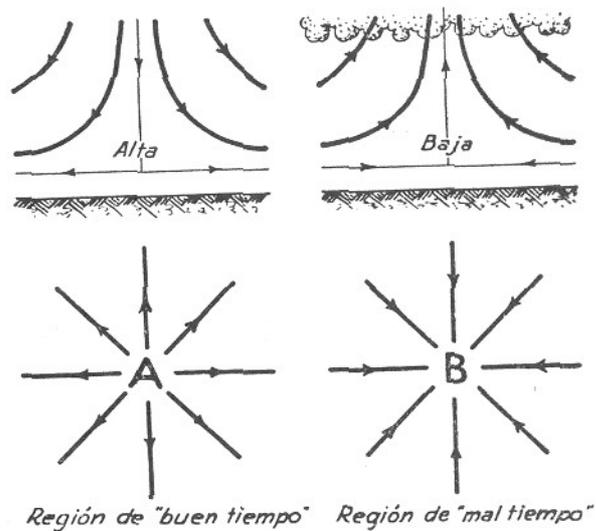


FIG. 237. — Relación entre la convergencia y divergencia de las líneas de flujo y las corrientes verticales.

estado térmico: aire que se eleva, se enfría; aire que descende, se calienta. Las regiones de vientos convergentes resultan así regiones de enfriamiento del aire; las de vientos divergentes, regiones de calentamiento.

Sabemos, por otra parte, que el aire siempre contiene humedad. Cuando el enfriamiento llega al "punto de rocío" principia la condensación, y con ello la formación de nubes. Por esta razón, regiones de corrientes aéreas convergentes son regiones de *mal tiempo*. Lo contrario ocurre en las regiones de corrientes divergentes. En ellas, debido al calentamiento, la capacidad del aire para sostener vapor de agua aumenta; las nubes se disuelven, y llegada la temperatura al "punto de rocío", el cielo queda despejado. Por eso las regiones de corrientes aéreas divergentes son regiones de *buen tiempo*.

Las corrientes aéreas, o sea las líneas de flujo del aire, pueden ser deducidas, como hemos visto, de la distribución de la presión atmosférica, por cuya causa existe también una íntima conexión entre la

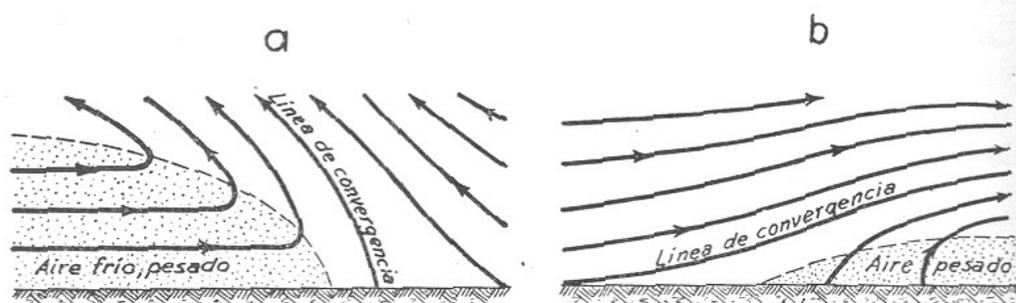


FIG. 238. — Líneas de flujo producidas: a, por diferencia de densidades; b, por diferencia de velocidades. (Ola de frío y ola de calor, de W. Sandström).

distribución de la presión atmosférica y el tiempo. Regiones de alta presión son regiones de buen tiempo; regiones de baja presión, de mal tiempo.

Esta relación entre la distribución de la presión atmosférica, las corrientes aéreas y el tiempo reinante es de mucha importancia. Si a su conocimiento se agrega todavía el de la dirección y velocidad de traslado de las formaciones béricas, se poseen los elementos fundamentales para la predicción del tiempo.

Corrientes ascendentes, y por consiguiente "mal tiempo", se producen también cuando se enfrentan dos masas aéreas de diferentes densidades. Las corrientes de aire frío, pesado, siguen fluyendo por la superficie, mientras que las corrientes livianas son elevadas y enfriadas, con todas las consecuencias hídricas (fig. 238 a). Análogos fenómenos se producen cuando corrientes aéreas livianas llegan frente a una masa aérea fría. Debido a su poco peso escalonan la masa pesada, arrastrando parte de ella (fig. 238 b). Estas dos clases de movimientos son importantes para la formación de los distintos sistemas de nubes. (Véanse figs. 128, 129 y 130.)

218. Movimientos simples. — Para facilitar el análisis matemático de las corrientes aéreas, conviene idealizar y sistematizar los cuadros de las líneas de flujo. Procediendo de esta manera se llegan a distinguir los siguientes *movimientos simples*:

a) Movimiento de traslación, compuesto por líneas de flujo rectas, paralelas (fig. 232 y 239 a). En el mismo, las líneas de flujo se identifican con las "trayectorias" de las masas aéreas.

b) Movimiento divergente, en que las líneas de flujo son rectas que emanan de un punto llamado "fuente" y se identifican con las trayectorias. La velocidad del flujo decrece con el alejamiento del centro. Esas corrientes se producen cuando se dilata una masa aérea, como consecuencia de su calentamiento (fig. 233 a y 239 b).

c) Movimiento convergente, en que las líneas de flujo son rectas convergentes que van hacia un punto denominado "sumidero" y se confunden con las trayectorias. La velocidad del flujo crece con el acercamiento al centro.

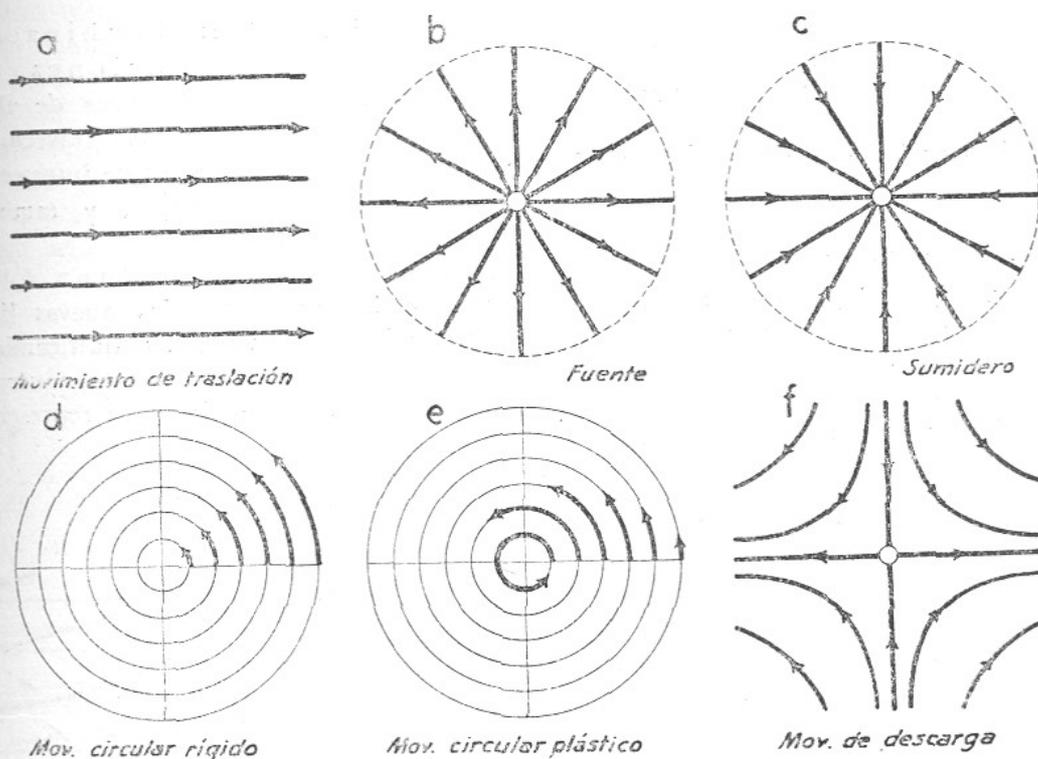


FIG. 239. — Movimientos aéreos simples: a, de traslación; b, de divergencia; c, de convergencia; d, de rotación rígida; e, de rotación plástica; f, de descarga.

Esas corrientes se originan cuando se contrae una masa aérea, como consecuencia de su enfriamiento (fig. 234 a y 239 c).

d) Movimiento circular rígido, en que la "velocidad angular" es igual para todos los puntos de la formación, y la "velocidad tangencial", proporcional a su distancia del centro. Las líneas de flujo representan a la vez las trayectorias. En esta forma gira el interior de perturbaciones atmosféricas tales como: remolinos, trombas, tornados y ciclones tropicales (fig. 239 d).

e) Movimiento circular plástico, llamado también "irrotacional", en el que tanto la velocidad angular como la tangencial disminuyen con el alejamiento del centro. Las líneas de flujo se identifican con las trayectorias. Este movimiento se encuentra en la parte exterior de las perturbaciones atmosféricas arriba mencionadas (fig. 239 e).

f) Movimiento de descarga, denominado también "campo de deformación", sostenido por dos sistemas de corrientes que se enfrentan y buscan una descarga hacia los dos costados. Las líneas de flujo coinciden con las trayectorias,

y son hipérbolas equiláteras. El cruce de los ejes de los dos sistemas de corrientes se llama "punto neutro" o "punto hiperbólico". La velocidad del flujo crece con el alejamiento de este punto (fig. 239 f).

219. Movimientos combinados. — Los movimientos aéreos simples son relativamente raros en la naturaleza. Más frecuentes son los *movimientos combinados*, es decir, la reunión de dos o tres movimientos simples. Los principales son:

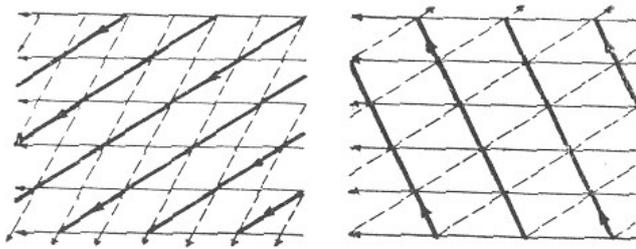


FIG. 240. — Combinación de dos traslaciones.

$1 = a + a$: Combinación de dos traslaciones (fig. 240). Las nuevas líneas de flujo, idénticas a las nuevas trayectorias, pasan por los puntos de intersección de los dos sistemas, y también son rectas, paralelas.

$2 = a + b$: Combinación de una traslación con una fuente (fig. 241 a). También en este caso, como en los siguientes, las nuevas líneas de flujo pasan por los puntos de intersección de los dos sistemas. Solidificando el eje horizontal del sistema y la línea de flujo que pasa a través del punto neutro N, se obtiene la semejanza con una "costa escarpada". Las líneas de flujo representan las corrientes aéreas que origina.

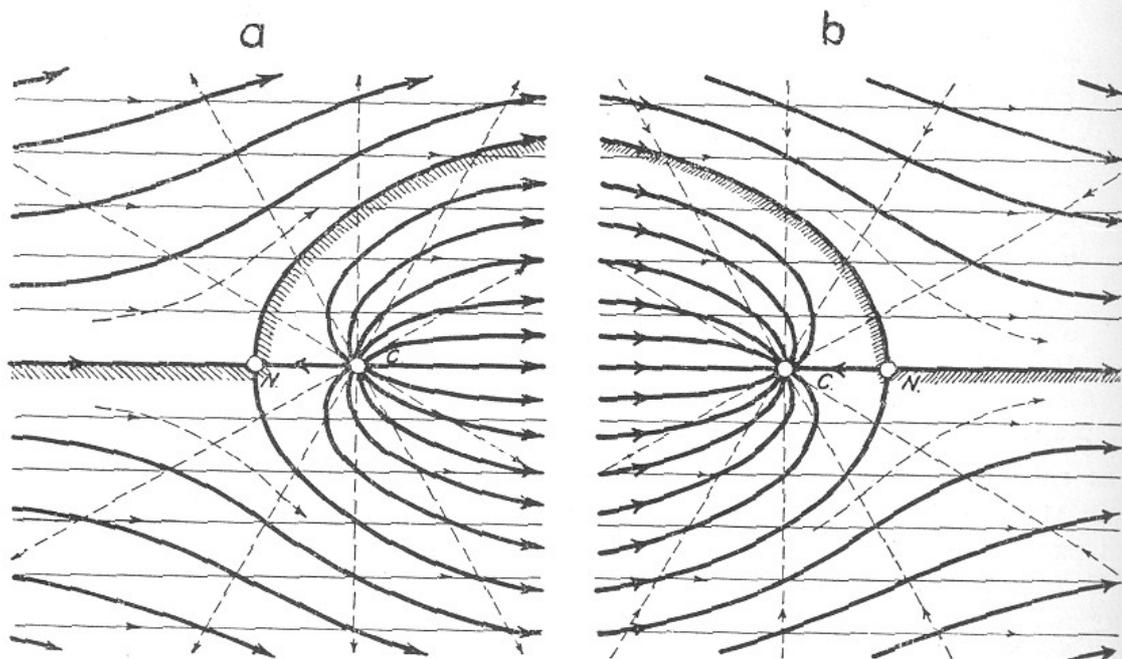


FIG. 241. — Combinación de una traslación con una fuente (a la izquierda) y con un sumidero (a la derecha).

$3 = a + c$: Combinación de una traslación con un sumidero, caso simétrico al anterior (fig. 241 b). Solidificando, también aquí, el eje horizontal y la línea de flujo que pasa por el punto neutro N, se obtiene el cuadro de las corrientes aéreas descendentes, que se producen detrás de una "costa escarpada".

4 = b + c: Combinación de una fuente con un sumidero (fig. 242). Las nuevas líneas de flujo son circunferencias que nacen en la fuente y mueren en el sumidero, atravesando los puntos de intersección de los sistemas de rectas, representantes de las primitivas líneas de flujo.

5 = a + b + c: Combinación de una traslación con una fuente y un sumidero (fig. 243). Las nuevas líneas de flujo pasan por los puntos de intersección de las rectas paralelas con los arcos de círculo antes mencionados. Solidificando la línea de flujo rayada en la figura, se obtiene el cuadro de las corrientes aéreas por encima de una elevación de terreno. La aproximación de las líneas de flujo sobre el obstáculo indica un aumento de la velocidad del flujo.

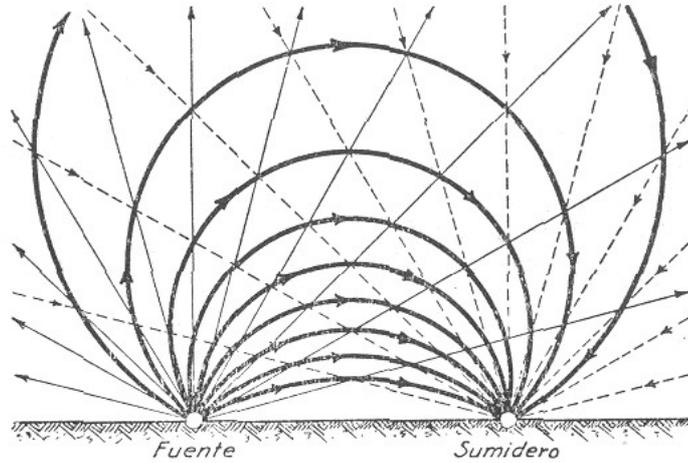


FIG. 242. — Combinación de una fuente con un sumidero.

6 = a + d: Combinación de una traslación con un movimiento circular rígido (fig. 244). Las líneas obtenidas no representan más las líneas de flujo, sino las "trayectorias" de pequeñas masas aéreas, ya que el movimiento no es estacionario, sino que cambia de aspecto a cada mo-

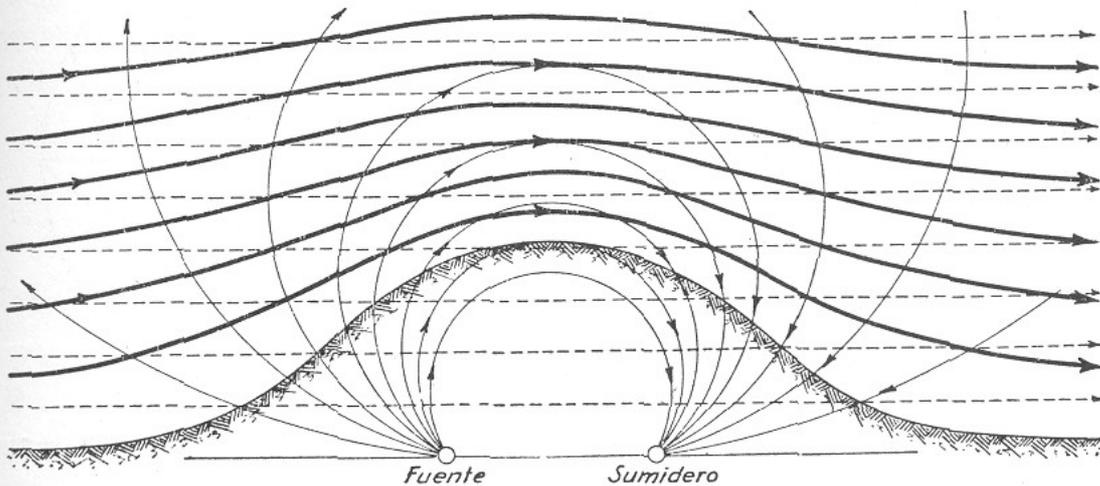


FIG. 243. — Combinación de una traslación con una fuente y un sumidero. Líneas de flujo sobre una loma.

mento. Estas líneas son "cicloides", las que, como se sabe, se obtienen haciendo rodar una circunferencia sobre un plano horizontal. La gráfica representa el movimiento de cuatro elementos de turbulencia. El 1º, cerca de la superficie de la tierra; el 2º, más alejado; el 3º, un tanto elevado —su trayectoria es ya un trocoide—, y el 4º, en la altura, donde no existe más turbulencia; su trayectoria, identificada con la línea de flujo, es una recta.

7 = b + d: Combinación de una fuente con un movimien-

to circular rígido (fig. 245 A). Las nuevas líneas de flujo son espirales logarítmicas. El caso representa un "movimiento anticiclónico" en nuestro hemisferio.

8 = c + d: Combinación de un sumidero con un movimien-

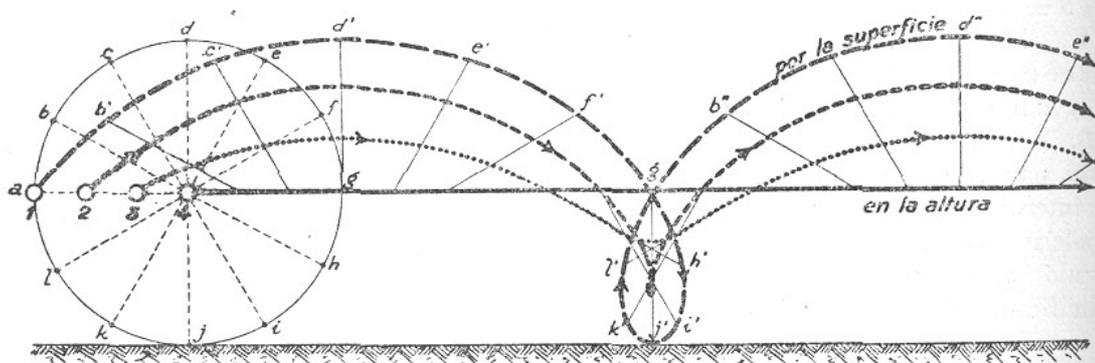


FIG. 244. — Combinación de una traslación con un movimiento circular rígido. Trayectorias de "elementos de turbulencia": 1, cerca de la superficie; 2, más elevado; 3, elevado; 4, en la altura.

to circular rígido (fig. 245 B). Igualmente aquí, las nuevas líneas de flujo son espirales logarítmicas. Este caso representa el "movimiento ciclónico" en nuestro hemisferio.

9 = a + c + e: Combinación de una traslación con un su-

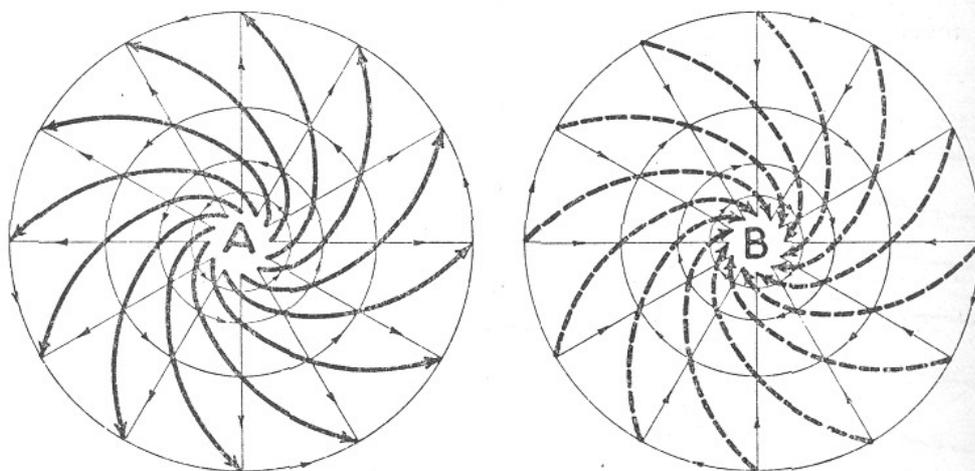


FIG. 245. — A, combinación de un movimiento circular rígido con una fuente; movimiento anticiclónico. B, combinación de un movimiento circular rígido con un sumidero; movimiento ciclónico.

midero y un movimiento circular plástico (fig. 246). Las líneas a trazos representan las líneas de flujo correspondientes al movimiento ciclónico; las líneas gruesas, las "trayectorias" recorridas por las pequeñas masas aéreas A, B, C y D, mientras que el centro de la formación se ha desplazado la distancia OD.

220. Movimiento ondulatorio. — El flúir ordenado del aire sobre la superficie de la tierra es perturbado por todo obstáculo que encuentre en su camino, originando en él un movimiento vertical

rítmico, que se calma sólo con lentitud. Este movimiento tiene mucha semejanza con un *movimiento ondulatorio amortiguado*. Cuando el estado de equilibrio de la atmósfera es "estable", o sea cuando el gradiente térmico es inferior a $-1^\circ/100$ m, debido a la poca densidad del aire, estas perturbaciones pueden llegar a mucha altura y facilitar la formación de nubes en bandas paralelas. Las corrientes verticales ascendentes que las acompañan revisten interés para el vuelo con planeadores.

El fenómeno puede compararse con el fluir del agua por un cauce escabroso. Si por ejemplo (fig. 247 a) en el lecho de un río de profundidad p se erige un obstáculo, el agua se embalsa detrás del mismo, aumentando su altura la cantidad Δp_1 .

Debido al correspondiente incremento de su energía potencial, el fluir del agua resulta acelerado, y su altura rebajada progresivamente, hasta que se produce el choque con la masa que le precede en el camino. Vuelve a embalsarse el agua, si bien algo menos que la primera vez, y vuelve a intensificarse su flujo y a bajar su grosor, hasta que es alcanzada otra vez la masa primitiva. El fenómeno suele repetirse varias veces, cada vez con menor intensidad, hasta que la influencia del rozamiento consigue normalizar el flujo.

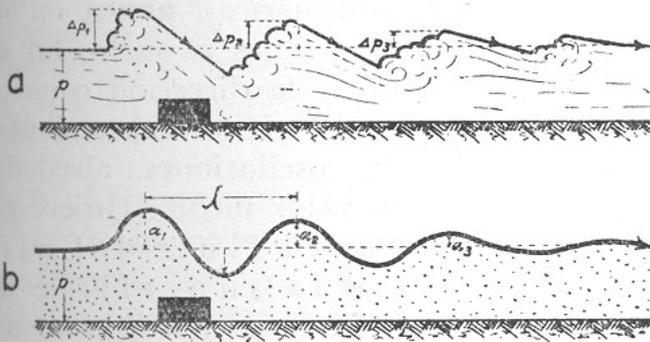


FIG. 247. — Perturbación del fluir del agua causada por un obstáculo, y su representación como un movimiento ondulatorio amortiguado.

Estos embalses y descargas sucesivos, cada vez más débiles, de las corrientes, producidas por la transformación de una parte de la energía cinética del caudal en energía potencial primero, y ésta nuevamente en energía de movimiento, en concordancia con la Ley de Bernouilli, tienen el aspecto de un *movimiento ondulatorio amortiguado*, y pueden ser representados por una línea sinusoidal de amplitudes decrecientes (fig. 247 b).

El mérito de haber efectuado el análisis matemático de este proceso, teniendo en cuenta la masa aérea troposférica íntegra, corresponde a M. L y r a. Los resul-

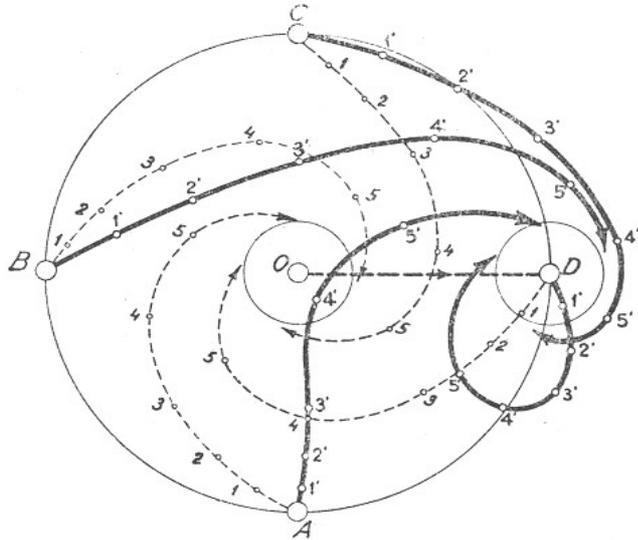


FIG. 246. — Combinación de un movimiento ciclónico con una traslación, en el hemisferio sur.

Los resultados de este análisis matemático demuestran que el viento en un sistema de alta y baja presión, cuando se mueve hacia el sur, describe una trayectoria que es la combinación de un movimiento ciclónico y una traslación. Las trayectorias espirales (1, 2, 3, 4, 5) representan el movimiento ciclónico, y las trayectorias traslacionales (1', 2', 3', 4', 5') representan el movimiento de traslación. La combinación de ambos movimientos resulta en una trayectoria compleja que se muestra en el diagrama.

tados de su estudio, aparecidos en 1943, están representados en la figura 248. La parte izquierda muestra la influencia de una serranía en las líneas de flujo del aire; la derecha, el efecto de una altiplanicie extensa. Las elevaciones que estas líneas experimentan están señaladas con punteado. Éstos son los lugares propicios para la

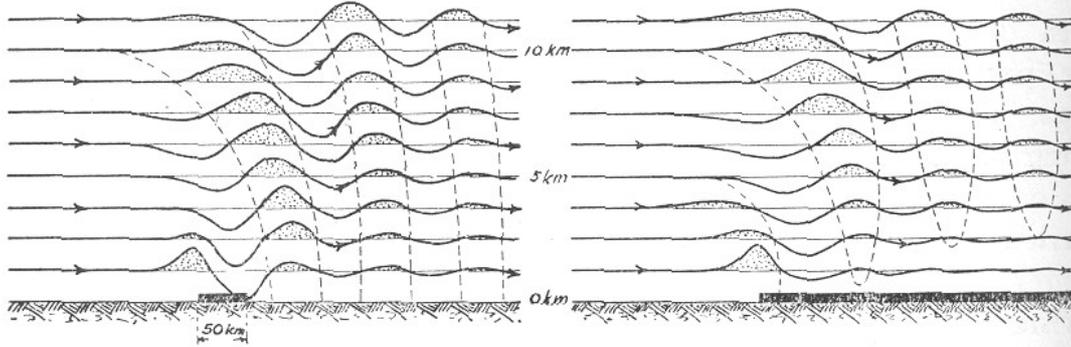


FIG. 248. — Movimiento ondulatorio amortiguado de la masa aérea troposférica, originada por una serranía y por una altiplanicie extensa, según M. Lyra.

formación de nubes. Observaciones efectuadas en los Alpes, y recientemente en las serranías de Córdoba y en la cordillera de los Andes, confirman las deducciones de este investigador.

D) TURBULENCIA DEL VIENTO

221. Generalidades. — La regularidad en el fluir del aire supuesta hasta este momento, sólo existe, con ciertas restricciones, en las altas capas atmosféricas, **nunca** en las capas cercanas al suelo. En éstas, tanto la dirección como la fuerza del viento experimentan fuertes oscilaciones alrededor de un valor medio. Quiere decir esto: el fluir del aire sobre la superficie de la Tierra no es ordenado, "laminar", sino más bien desordenado, *turbulento*. El viento suele ser "rachado". Las ráfagas, o sea los golpes de viento, alternan con períodos de relativa calma, durante los cuales el viento sopla con menos fuerza. Estas pulsaciones se repiten con cierta regularidad, dando la impresión de un fenómeno periódico.

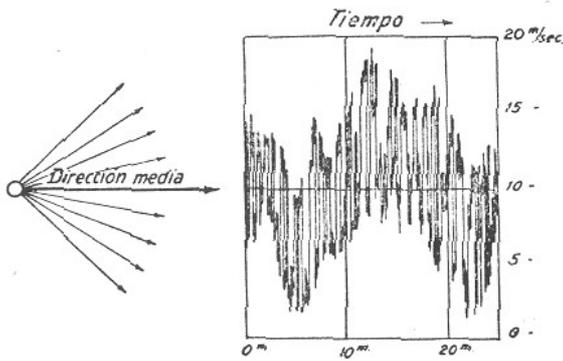


FIG. 249. — Esquema de la oscilación turbulenta de la dirección y velocidad del viento.

El movimiento turbulento del viento se ve claramente en la figura 249. La dirección suele oscilar, a veces, 45° alrededor de la dirección media, y la inten-

El movimiento turbulento del viento se ve claramente en la figura 249. La dirección suele oscilar, a veces, 45° alrededor de la dirección media, y la inten-

sidad de las ráfagas llegar a ser el doble de la velocidad media, y durante los períodos de calma reducirse a la quinta parte de ella. Por estas razones, una indicación precisa de la dirección y velocidad del viento es dificultosa y algo ilusoria.

El *fenómeno de turbulencia* fué descubierto por Osborne Reynolds en 1883, al observar el fluir del agua a través de tubos de vidrio. Introduciendo pequeñas cantidades de colorantes en el agua, obtenía venas bien visibles, que se prolongaban por todo el tubo. Pero estas venas desaparecían, coloreándose en su lugar toda el agua, al pasar la velocidad del flujo un determinado límite, transformándose el fluir ordenado, laminar, en un fluir desordenado, turbulento. Parecía como que se hubiesen formado pequeños remolinos en el interior del agua, que producían la repartición uniforme del colorante.

La *velocidad crítica* v , suficiente para producir un fluir desordenado, turbulento, dentro de un medio de densidad δ , puede ser expresada por la fórmula

$$v = \frac{R \cdot \mu}{\delta \cdot d} \cong \frac{2000 \cdot \mu}{\delta \cdot d} = \frac{C}{d},$$

donde d significa el diámetro del tubo, y μ el coeficiente del rozamiento interior del líquido, llamado también "coeficiente de viscosidad"; R es una constante cuyo valor aproximado es 2 000. Esta fórmula dice que para un mismo fluido, la velocidad crítica es inversamente proporcional al diámetro del tubo. Si el diámetro del tubo es de 1 cm, la velocidad crítica para el agua, considerando que $\mu = 0,0105$ gr/cm.sec, es igual a 21 cm/sec, y para el aire, 27,8 cm/sec, teniendo en cuenta que $\mu = 0,000180$ gr/cm.sec y $\delta = 0,001293$ gr/cm³.

El fluir del aire se realiza, por supuesto, a través de tubos imaginarios de gran sección, por lo cual la velocidad crítica resulta sumamente pequeña. La más leve brisa supera ya este valor. Es por esta razón que todo movimiento atmosférico es desordenado, turbulento. Por intermedio del mismo, pequeñas masas aéreas, llamadas "elementos de turbulencia", intercambian continuamente su lugar, produciendo una mezcla perfecta, en que la distribución del calor, del grado de humedad y del contenido en impurezas tiende a ser uniformado.

222. Elementos de turbulencia. — El movimiento turbulento del aire da la impresión de que sobre la superficie de la Tierra estuviesen rodando bolas de aire, especie de "remolinos", llamados *elementos de turbulencia*.

Parecería que para mover la pesada atmósfera, la naturaleza usara los mismos medios que los egipcios para transportar los grandes bloques de piedra empleados en la construcción de las pirámides, y el hombre moderno para trasladar o mover su pesada maquinaria: los "rodillos" y los "cojinetes de bolas". En efecto, la atmósfera se mueve por encima de una capa de aire de unos 500 m de espesor, bien revuelta, formada por torbellinos de diversos tamaños que, cual bolas de aire, ruedan sobre la superficie de la Tierra, facilitando el fluir del mismo (fig. 250).

El tamaño de estos elementos de turbulencia es muy variado. Los hay pequeños, que pasan en pocos segundos por un lugar, y tam-

bién grandes, que necesitan minutos y horas; y por último, elementos extraordinarios, que tardan días enteros en atravesar una región.

Conociendo la velocidad media del viento se puede determinar el diámetro de un elemento de turbulencia, midiendo el tiempo que transcurre entre dos ráfagas sucesivas. Así, por ejemplo, si $v = 10 \text{ m/sec} = 36 \text{ km/hora}$, se tiene, designando con t el intervalo de tiempo medido, y con D el diámetro del elemento de turbulencia,

$t =$	1 ^s	30 ^s	1 ^m	10 ^m	1 ^h	1 ^{día}
$D =$	10 m	300 m	600 m	6 km	36 km	864 km

Como "elementos de turbulencia" pueden ser consideradas también las grandes formaciones atmosféricas, los "ciclones" y "anticiclones" que modulan nuestro tiempo, que se mueven de oeste a este, en sucesión ordenada, con una velocidad de 12° de longitud por día.

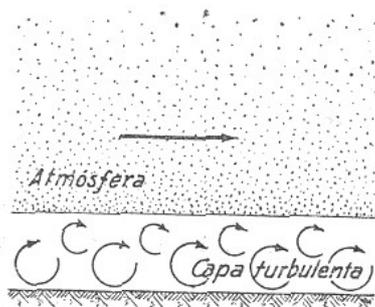


FIG. 250. — Movimiento de la atmósfera pesada sobre una capa de "bolas de aire".

223. Causas de la turbulencia. — El origen de la turbulencia reside en la variación de los factores que determinan la dirección y la velocidad del viento, y que son: el gradiente de presión, llamado también "fuerza de derrame", la fuerza de Coriolis y el rozamiento. El factor que con mayor facilidad y frecuencia cambia es el rozamiento en la superficie de la Tierra.

En efecto, cambiando el rozamiento, cambia la velocidad del viento; cambiando la velocidad se modifica la influencia del giro de la Tierra, la llamada "fuerza de Coriolis", cambiando en consecuencia la dirección del viento. Esta modificación origina nuevos trastornos, que siguen dificultando la conservación de la dirección y velocidad del viento. El resultado es una continua variación de estas características.

a) La causa principal de los cambios que se producen en el rozamiento es la topografía del terreno, inclusive la naturaleza de la superficie de la Tierra. El rozamiento, y por consiguiente también la turbulencia originada, es muy distinto, según que el movimiento se efectúe por sobre terreno quebrado, ondulado o llano; por sobre bosques, montes, tierras cultivadas o extensos prados; por sobre poblados, villas, ciudades o zonas desérticas.

b) Naturalmente, también repercuten las condiciones geográficas de la región atravesada durante el movimiento. El rozamiento sobre el mar es menor que sobre el continente, y en regiones montañosas, mayor que en llanuras.

c) Es apreciable, asimismo, la influencia de la densidad del aire que se mueve. El rozamiento es tanto mayor cuanto más denso y pesado es el aire. Por esta razón, el rozamiento es distinto si es día o noche, verano o invierno; si el movimiento se efectúa por regiones altas o bajas, calientes o frías, húmedas o secas.

d) Es notable la influencia de la convección vertical en la intensidad de la turbulencia, ya que realiza un intercambio de aire entre distintos niveles, en que la energía cinética no es la misma. La intensidad de la convección vertical depende del grado de estabilidad de las capas atmosféricas. Un estado de equilibrio "indife-

rente". condicionado por la constancia de la "temperatura potencial" en los distintos niveles y caracterizado por el "gradiente térmico adiabático", es el más favorable. Días de intenso calentamiento del suelo son, a la vez, días de fuerte turbulencia.

224. Iniciación de la turbulencia. — Imaginemos que delante de un viento que corre ordenadamente se levantara de repente un obstáculo prismático, de sección rectangular (fig. 251). Al chocar contra este obstáculo, el aire se comprime. Al expandirse se produce un viento hacia atrás, que se enfrenta con el viento primitivo. La consecuencia es una segunda compresión del aire. La expansión de éste se efectúa hacia arriba, con cierta vehemencia. El aire escapado de este modo es arrastrado por las corrientes aéreas que pasan por encima del obstáculo.

Debido al sobrepeso que la presencia de esta masa significa y a la disminución de la energía cinética del viento, existe una fuerte componente descendente en el movimiento. La masa aérea se comprime por

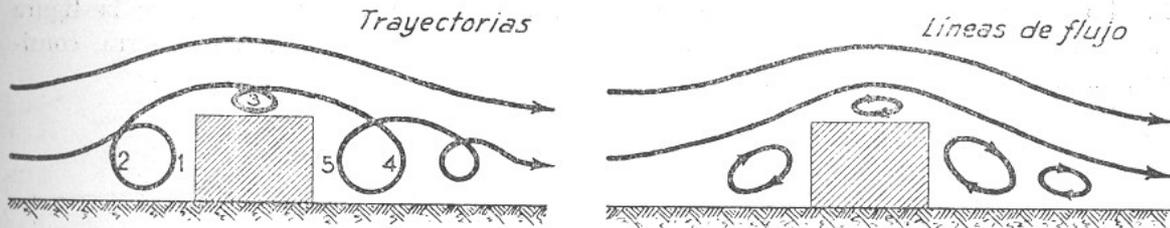


FIG. 251. — Influencia de un obstáculo en las trayectorias y líneas de flujo del aire, visto en un plano vertical.

tercera vez. La expansión que le sigue actúa como una fuerza elástica, que eleva la masa aérea y la incorpora de nuevo al seno de las corrientes aéreas.

Llegada ante el obstáculo, la masa aérea se hunde nuevamente, comprimiéndose a medida que se aproxima al suelo. Al expandirse, principalmente hacia el vacío dinámico formado delante del obstáculo, es elevada y arrastrada otra vez por las corrientes aéreas, proceso que puede repetirse, en casos propicios, una o varias veces.

Alejada la primera "bola de aire", principia la formación de la segunda. En esta forma, todo obstáculo en que choque el viento origina, en sucesión ordenada y continua, perturbaciones periódicas en su fluir, que llamamos *elementos de turbulencia*, o más simplemente, "bolas de aire".

En la figura 251 representamos la *trayectoria* de una "bola de aire" formada de este modo ante un obstáculo. Los números 1, 2, 3, 4 y 5 indican los lugares en que se han producido las compresiones a que nos hemos referido. Éstos son los sitios en que la masa aérea rodante ha recibido los impulsos que le han permitido penetrar en las corrientes aéreas y ser arrastrada por ella. La forma de la trayectoria es cicloidal. En la misma figura está representada también una trayectoria no perturbada por el obstáculo, y que, por consiguiente, coincide ya con una "línea de flujo" del aire. Entre las dos trayectorias existen otras, de forma trocoidal, tal

como lo hemos presentado detalladamente en la figura 244. En la parte derecha de esta misma figura están representadas las *líneas de flujo*, en su forma condicionada por la presencia del obstáculo.

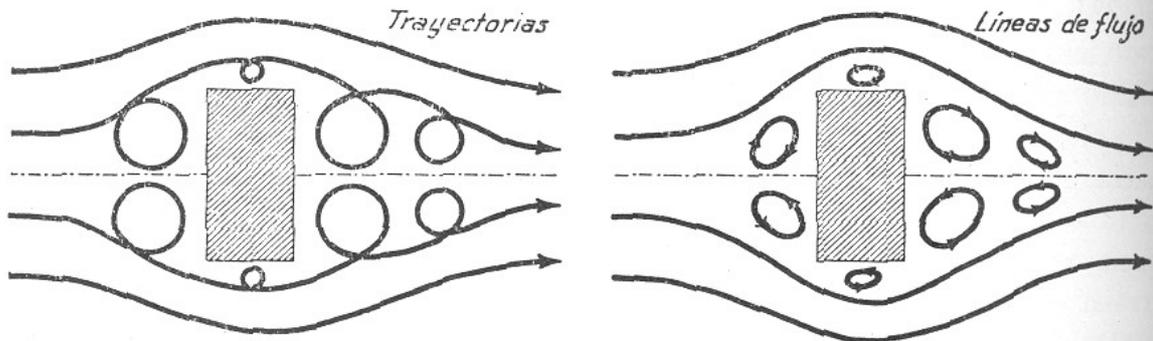


FIG. 252. — Trayectorias y líneas de flujo del aire alrededor de un edificio.

Acerca de las trayectorias y líneas de flujo del aire alrededor de un edificio de planta regular, ilustra la figura 252, que se ha obtenido de la figura anterior, completándola en forma simétrica con respecto a la línea de tierra, considerada como eje del edificio.

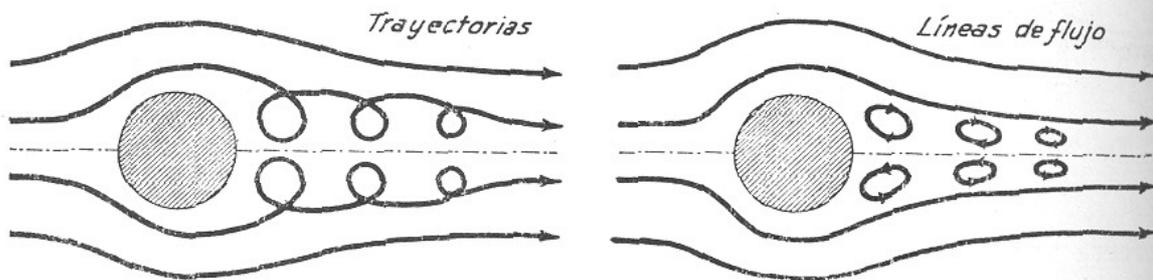


FIG. 253. — Influencia de una torre de agua sobre las corrientes aéreas.

De estos cuadros básicos, correspondientes a obstáculos de forma regular, es posible derivar las trayectorias y las líneas de flujo del aire que se producen alrededor de obstáculos de formas irregulares, como son la mayoría de las construcciones modernas, y los obstáculos naturales.

En la figura 253 representamos la influencia de una torre de agua. Debido

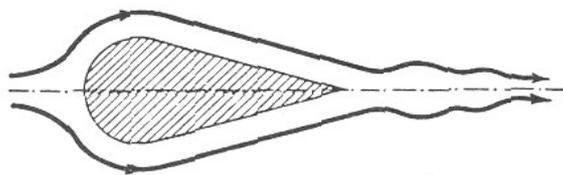


FIG. 254. — Ciertas formas de los cuerpos reducen a un mínimo los efectos de la turbulencia.

a su sección circular, que permite un fácil desvío de las corrientes aéreas, no se forman remolinos en el frente del mismo ni en sus costados, sino sólo en su espalda. Esta misma figura representa también los remolinos de aire que se forman detrás de los hilos metálicos suspendidos en el espacio, cuando las corrientes aéreas los cruzan perpendicularmente, originando el llamado "cantar de los alambres".

En la figura 254 está representado un cuerpo de poca resistencia aérea. Las líneas de flujo se amoldan muy bien a su contorno. Se forman remolinos solamente en su cola, al unirse las líneas de flujo de ambos costados, y son de pequeñas dimensiones. Su análisis y examen incumbe a la Aerodinámica.

Las trayectorias y líneas de flujo de aire correspondientes a una elevación de terreno, montaña o serranía se obtienen transformando el obstáculo de forma cuadrangular progresivamente en un triángulo o en una figura cualquiera, que se amolde a la sección del obstáculo natural, tal como lo representa la figura 255.

225. Efectos de la turbulencia. — Debido al carácter desordenado, turbulento, del fluir del aire, pequeñas masas se elevan, con todo su contenido en partículas sólidas, vapor de agua y calor, bajando en su lugar masas que carecen de estas propiedades. El resultado final de este proceso es una buena mezcla del aire, con todas sus consecuencias meteorológicas.

a) EFECTO TÉRMICO. Por lo general, en la atmósfera reina un gradiente térmico "semiadiabático", unos $-0,6^\circ/100$ m. Pero si la eleva-

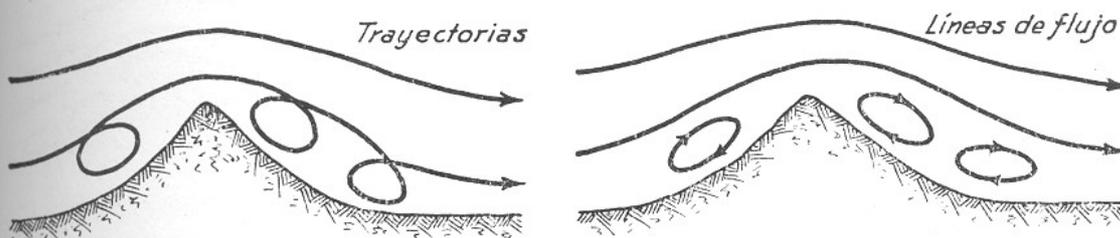


FIG. 255. — Influencia de una serranía en las corrientes aéreas.

ción y descenso de masas aéreas es rápida, como cuando el movimiento es turbulento, las masas aéreas no tienen tiempo para ganar ni para perder calor. Por esta razón se establece un gradiente térmico "adiabático", $-1^\circ/100$ m. En consecuencia, en lo alto el aire llega a ser más frío, y cerca del suelo, más caliente de lo que fué antes de la mezcla. En la superficie límite de la turbulencia se establece un "salto" en la temperatura, llamado *inversión de turbulencia*, ya que se ha perdido la continuidad que antes existía (fig. 64).

Tanto la turbulencia como sus efectos son tanto más grandes cuanto mayores son los obstáculos que se oponen al viento. Proporcional al grado de turbulencia es también la altura de la capa aérea revuelta. En la llanura, donde el rozamiento es pequeño, esta altura es modesta; en terreno quebrado, serrano, es considerable. La consecuencia es que en las montañas, cuando sopla viento la temperatura suele ser más baja que a igual altura en la llanura. Sobre las montañas, las isotermas parecen "hundidas" (fig. 256 a).

b) EFECTO HÍGRICO. Debido al movimiento turbulento del aire, hay un verdadero *transporte de humedad*, una "difusión aparente" del vapor de agua dentro de la masa aérea revuelta, cientos de miles de veces mayor que la "difusión molecular". Por esta razón, debajo del "límite de turbulencia" suele acumularse vapor de agua. Este hecho, en combinación con el descenso de la temperatura que se opera en el mismo lugar, rebaja el nivel de condensación, facilitando de

este modo la condensación del vapor de agua, la formación de nubes y las precipitaciones pluviales.

También se observa este efecto claramente en las montañas. La nubosidad y las precipitaciones son mayores en regiones serranas que en las llanuras, pareciendo a la vez "hundida" la capa de nubes, respecto al nivel que posee en la llanura (fig. 256 b).

c) EFECTO MECÁNICO. Es importante también el *transporte de partículas sólidas* dentro de la masa aérea revuelta. Si el suelo está cubierto de polvo, éste es arrastrado por los torbellinos de aire y elevado en el espacio, empeorando con ello la visibilidad, pero facilitando la condensación del vapor de agua debajo del "límite de turbulencia". Digno

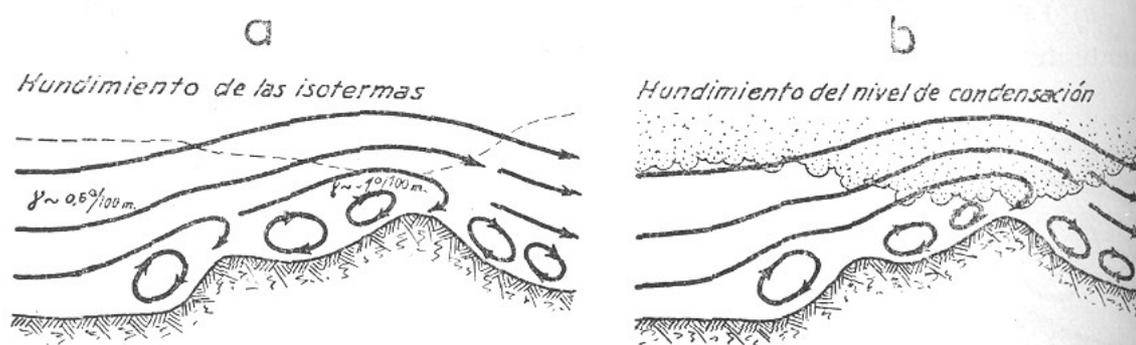


FIG. 256. — Sobre un obstáculo topográfico, el movimiento turbulento hunde las isotermas y el nivel de condensación.

de mención es, asimismo, el transporte y distribución en el espacio de las *impurezas*, tanto orgánicas como inorgánicas, que hay en el aire.

d) EFECTO DINÁMICO. El movimiento turbulento del aire es el causante de las *ráfagas del viento*, incremento casi momentáneo de su fuerza, tan peligroso por la presión que ejerce sobre los objetos y construcciones que se le oponen.

En Buenos Aires, por ejemplo, la velocidad media máxima del viento observada hasta 1950 fué de 71 km/hora, mientras que la intensidad de las ráfagas llegó a 113 km/hora. Las presiones correspondientes a estas velocidades son 39 y 99 kg/m², respectivamente, lo que significa un aumento de 250 % de su peligrosidad.

Como efecto dinámico de la turbulencia deben considerarse también los *remolinos* de toda clase que ella produce. Estos remolinos son relativamente pequeños detrás de los obstáculos, en la sombra del viento, y grandes delante de ellos. Remolinos peligrosos para la aviación se producen por las laderas de las montañas, principalmente en las corrientes descendentes. El influjo perturbador llega, según apreciación de W. Georgii, hasta un tercio de la altura de la elevación, sobre ésta, persistiendo su influencia hasta una distancia desde la cual la elevación se ve bajo un ángulo igual a la mitad de la pendiente natural de la misma.

Fuerte turbulencia se nota en todos los lugares en que, por una razón cualquiera, el rozamiento cambia bruscamente. Estos lugares son las costas de los mares, las orillas de los grandes ríos y lagos, los bosques, las montañas y serranías; igualmente los poblados y las ciudades, ex-

cepto que estuvieren cubiertos por aire frío, pesado, no enlazado todavía por las corrientes aéreas de altura.

En la figura 257 presentamos las costas uruguayas. A la mañana, mientras aire frío cubre el río de la Plata, el flujo del aire por encima del territorio uruguayo no está perturbado. No sucede lo mismo en las horas de calor, cuando la convección

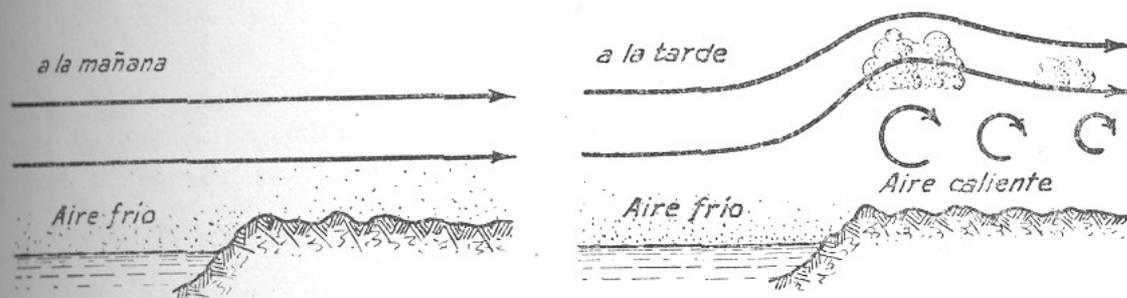


FIG. 257. — El fluir del aire por sobre las costas es regular cuando están cubiertas por aire frío, y turbulento cuando están cubiertas por aire caliente.

vertical es intensa. El fluir del aire es entonces turbulento. Las masas aéreas que pasan el nivel de condensación posibilitan la formación de nubes.

La intensidad del movimiento turbulento, reflejo fiel del "estado de agitación" del aire, suele expresarse por un *coeficiente de turbulencia*, universalmente llamado, por iniciativa de su inventor, el vienés W. Schmidt, AUSTAUSCH. Se lo designa con la letra A. Sus dimensiones son las mismas que las del "coeficiente de rozamiento interior".

Para que pueda haber movimiento turbulento dentro de la atmósfera, y con ello un "transporte", T, de alguna "propiedad", p, del aire, por ejemplo de partículas sólidas, vapor de agua, calor o energía de movimiento, debe existir previamente una desigual distribución de esta propiedad. El "transporte" resulta tanto más eficaz cuanto mayor es esta desigualdad y cuanto menor el desnivel z a que se encuentra; dependencia que se expresa por medio del "gradiente de la propiedad", $dp : dz$ (fig. 258). Depende, además, de la intensidad de la agitación del aire, o sea del "Austausch", A. Se tiene, de esta manera:

$$T = - A \cdot \frac{dp}{dz}$$

El valor de A está definido por la fórmula:

$$A = \frac{\Sigma m \cdot z}{s \cdot t},$$

donde s significa la superficie a través de la cual se efectúa el intercambio; t, el tiempo que duró el proceso; m, la masa de cada elemento de turbulencia, y z, la variación que se operó en su altura. Si $s = 1$ y $t = 1$, resulta que $A = \Sigma m \cdot z$, o sea la "suma de todos los productos", $m \cdot z$.

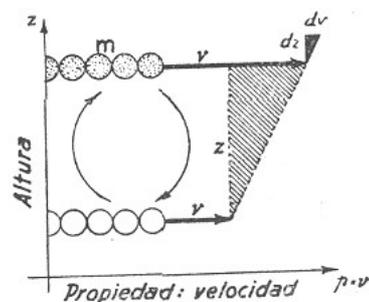


FIG. 258. — Representación del "gradiente de velocidad" de las bolas de aire, si el movimiento de éstas aumenta con la altura.

La agitación del aire, o sea la intensidad de la turbulencia, el *Austausch*, A , es un elemento sumamente variable. Su valor es mayor durante el día que durante la noche, y más acentuado en verano que en invierno. Por supuesto, crece con el alejamiento de la tierra, a medida que disminuye la densidad del aire y el efecto del rozamiento, factores ambos que facilitan el movimiento del aire.

He aquí algunos valores numéricos:

$A = 0,006$	g/cm sec	sobre el suelo, a la madrugada, en calma;
$= 0,14$	„	sobre una capa de nieve, en calma;
$= 5$	„	sobre los mares, con niebla;
$= 12$	„	sobre los océanos;
$= 20$	„	en regiones de baja presión atmosférica;
$= 90$	„	en la torre de Eiffel, en París;
$= 9-140$	„	en los vientos alisios.

Como "valor medio" se puede considerar el valor $A = 50$ g/cm sec. Considerando que el coeficiente del "rozamiento interior" es, en temperatura de $+15^{\circ}\text{C}$, sólo $0,00018$ g/cm sec, resulta que el efecto del movimiento turbulento del aire es aproximadamente 300 000 veces menor que el efecto del movimiento molecular. En esto consiste su importancia meteorológica.

El aumento del coeficiente de turbulencia con la altura lo demuestran las siguientes observaciones de Th. Stevenson, efectuadas sobre un campo de cebada:

Altura = 0,1	0,8	2,4	4,0	7,3	15,2 m
A = 0,26	1,35	3,5	5,4	8,9	16,1 g/cm sec.

Mediciones análogas, realizadas por Hesselberg y Sverdrup, en mayores alturas, han dado como resultado:

Altura entre 0 y 9, 10 y 200, 200 y 400, 300 y 500 m	
A = 0,9	40 50 60 g/cm sec.

EJEMPLO: Interesa conocer la intensidad de la evaporación de Córdoba, representativa de la región central de la Argentina.

La temperatura media es $t = 16,9^{\circ}\text{C}$; la presión atmosférica, $b = 724,3$ mm Hg, y la presión del vapor de agua, $e = 9,4$ mm Hg. Con estos elementos se puede calcular la "humedad específica", s , aplicando la fórmula $s = 622 \cdot e : b$, obteniendo $8,1$ gr/kg.

Sabemos ya cómo desciende la temperatura, la presión atmosférica y la presión del vapor de agua con la altura, de manera que podemos calcular también los valores de la humedad específica correspondientes a los primeros cinco kilómetros. Los valores obtenidos son:

$z = 0$	1	2	3	4	5	km,
$s = 8,1$	6,2	4,8	3,7	2,9	2,1	g/kg.

Estos valores se encuentran representados en la figura 259. Para deducir el gradiente respectivo, o sea la "disminución de la humedad específica por un centímetro de elevación en un gramo de aire", la línea representativa puede considerarse una recta, de manera que:

$$\frac{ds}{dz} = \frac{2,1 - 8,1 \text{ g}}{5000 \cdot 100 \text{ kgcm}} = -1,2 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^{-1}$$

valor que corresponde a la capa aérea entre 2 y 3 km de altura, lugar donde se forman las precipitaciones.

Debido a este "gradiente", existe un flujo de vapor de agua hacia arriba, que se realiza en forma turbulenta. La cantidad de agua transportada es, teniendo en cuenta que el coeficiente de difusión del vapor de agua es 2,5 veces mayor que el de rozamiento:

$$T = -A \cdot \frac{ds}{dz} = 2,5 \cdot 50 \cdot 1,2 \cdot 10^{-8} = 150 \cdot 10^{-8} \text{ g/cm}^2\text{sec.}$$

El día tiene 86 400 segundos; el año, 365 veces más todavía, de manera que la cantidad de agua transportada es

$$T = 47,30 \text{ g/cm}^2\text{año.}$$

Esta agua proviene de la *evaporación* de una capa de 473 mm de espesor.

El aire no puede sostener más vapor de agua que el indicado en la gráfica, de manera que toda esta cantidad tiene que "precipitarse" a tierra. En Córdoba llueven aproximadamente 700 mm al año. De esta cantidad 473 mm, o sea un 68 %, provienen de la evaporación; el resto, 227 mm, o sea el 22 %, del océano Atlántico, siendo transportado por los vientos.

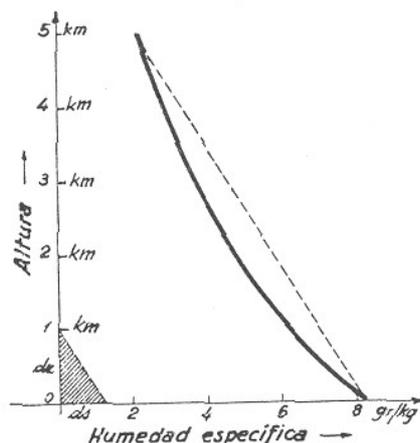


FIG. 259. — Disminución de la humedad específica con la altura, en Córdoba.

226. Influencia sobre el vuelo. — El avión, igual que un pájaro, no es más que un minúsculo cuerpo que se mueve en el océano aéreo. Una vez despegado de la tierra, es llevado por el viento. Por esto la velocidad que un avión desarrolla es sólo "con respecto al aire", y no con respecto a la tierra. De esta manera, la dirección y velocidad del vuelo, con referencia a la tierra, es la resultante de dos movimientos: el del avión y el del viento, que se combinan según el paralelogramo de las fuerzas. Por esta razón el viento aminora la velocidad del vuelo, en relación con la tierra, si sopla "de frente", y la aumenta si sopla "de cola".

Para que un avión se mantenga en el aire debe desarrollar cierta velocidad. En tiempo calmo, para despegar de tierra, el avión mismo tiene que desarrollar esta velocidad; pero si sopla viento, puede aprovechar de él y despegar "contra el viento", economizando así esfuerzo y acortando el carretaje. El mismo provecho se puede sacar en el momento del aterrizaje, volando también "contra el viento". La velocidad que el avión debe tener en este caso es menor, y por consiguiente, el espacio recorrido en el suelo más corto.

En caso de fuerte *turbulencia*, el avión que apenas despegó del suelo puede perder de repente velocidad respecto del aire y precipitarse, principalmente si se trata de un avión liviano. Lo mismo puede

ocurrir en el momento del aterrizaje, cuando el avión está ya cerca del suelo. Peligrosa es también la oscilación en la dirección del viento, porque puede tomar al avión de costado y dañar su tren de aterrizaje.

En tierra, si el viento sopla con ráfagas de mayor velocidad que la necesaria para la sustentación del avión, éste es elevado del suelo. Por esto es necesario cuidar el frenado y el amarre de los aviones livianos, como también su orientación respecto del viento.

Como hemos dicho, la intensidad del movimiento turbulento disminuye con la elevación. A 500 m de altura, ya apenas se nota. Sólo cuando el viento sopla con mucha fuerza y el gradiente térmico se acerca al adiabático, $-1^\circ/100$ m, su efecto llega, por encima de terreno escabroso, hasta 1 500, y en casos excepcionales, hasta 2 000 m de altura. El avión que vuela a través de la capa turbulenta se balancea y cabecea, movimientos que dificultan la conservación de la dirección del vuelo y la horizontalidad del aparato. Además, perjudican al material, fatigan al piloto y dificultan la observación. Por esto es aconsejable volar por encima de la capa turbulenta, o sea a una altura mayor de 500 m del suelo.

El efecto de la turbulencia sobre el avión es similar al que ejerce el oleaje sobre un bote: movimientos desordenados y molestos, llamados "embarcaciones", que dificultan el vuelo en formación. Si se nota fuerte turbulencia, conviene "abrir la formación", aumentando la distancia y el desnivel entre los aviones.

Muchos accidentes producidos durante el vuelo a través de tormentas han ocurrido no debido a la intensidad de las corrientes verticales, sino más bien a su carácter turbulento, que expone a un esfuerzo excesivo el material alar del avión.

E) ORIGEN DE LOS VIENTOS

227. Causas de los movimientos. — Como sabemos, cualquier diferencia que se produzca en la densidad del aire origina una diferencia en la presión atmosférica. Ésta, a su vez, es una fuerza, y como tal es capaz de provocar movimientos. De esta manera, las diferencias de presiones que continuamente se originan en los distintos lugares de la Tierra, como consecuencia de las modificaciones de la densidad del aire, son precursoras de movimientos aéreos, o sea de *vientos*.

La causa principal de la variación de la densidad del aire es la variación de su temperatura. Los sucesivos *enfriamientos* y *calentamientos* de las masas aéreas son, por esta razón, los fenómenos iniciales de los movimientos.

Si la temperatura de una masa aérea desciende, ésta se contrae y su densidad aumenta. Con ello aumenta la presión atmosférica. En consecuencia, el aire tiende a escurrirse en todas direcciones, produciendo así un *viento* (fig. 260). A la

inversa, si la temperatura de la masa aérea aumenta, entonces, debido a la mayor presión adquirida, se dilata, gastando en este esfuerzo la energía que le fué suministrada. Dilatación significa disminución de la densidad, y ésta, a su vez, una disminución de la presión atmosférica, por lo cual el aire tiende a fluir, desde todas las direcciones, hacia el lugar del calentamiento, originando de este modo también un viento. El fluir se inicia en el momento que la diferencia de presiones es suficiente para poner en movimiento el aire y vencer la resistencia que ofrece el rozamiento y el carácter turbulento del flujo.

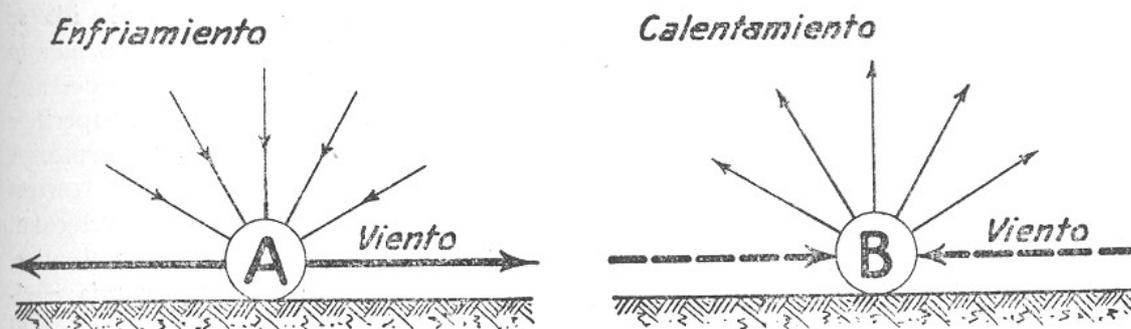


FIG. 260. — Origen de los vientos. El aire fluye del lugar de enfriamiento hacia el lugar de calentamiento.

Como se desprende de esta descripción, el aire fluye:

- | | | |
|----|---------------------------|----------------------------------|
| a) | del lugar de enfriamiento | hacia el lugar de calentamiento; |
| b) | „ „ „ contracción | „ „ „ „ expansión; |
| c) | „ „ „ mayor densidad | „ „ „ „ menor densidad; |
| d) | „ „ „ alta presión | „ „ „ „ baja presión. |

Sabemos, por otra parte, que “corrientes convergentes” de la superficie están acompañadas de “corrientes ascendentes”. El aire que éstas transportan produce una sobrecarga en la altura. Ésta causa un “derrame de aire” en todas direcciones. El aire volcado de esta manera “desciende” hacia la superficie, contribuyendo así al sostenimiento de la “diferencia de presiones” que exige esta serie de movimientos.

Alrededor de un lugar calentado, el aire se encuentra en CIRCULACIÓN. La rama ascendente es originada por el calentamiento y consecuente dilatación del aire; las ramas divergentes, por el derrame en la altura; las ramas descendentes, por la gravedad, y las ramas convergentes, por el fluir del aire hacia la región calentada.

Todos estos movimientos están representados en la figura 261, por medio de una “fuente”, A, donde reina alta presión, y por un “sumidero”, B, en el que la presión es baja. Éste es el lugar del calentamiento del aire; aquél, el lugar del enfriamiento. Sólo puede haber *circulación* si el lugar del enfriamiento se encuentra más alto que el lugar de calentamiento.

228. Comportamiento térmico de una isla durante el día. — Para mayor claridad, consideremos los fenómenos atmosféricos que se desarrollan sobre una isla en un día calmo.

A cierta hora de la mañana, la temperatura del aire sobre la isla es la misma que sobre el mar. Iguales son también las presiones atmosféricas y las densidades.

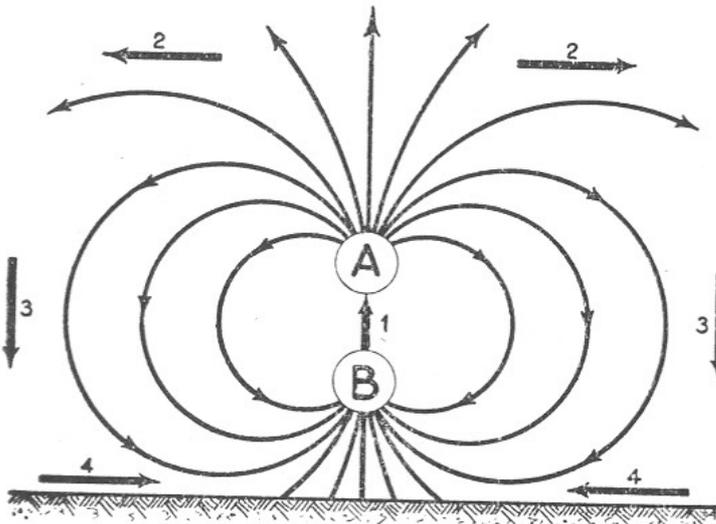


FIG. 261. — Esquema de la "circulación" producida por un calentamiento en lo bajo y un enfriamiento en lo alto.

Pero con el avanzar del día, debido al pequeño calor específico que la tierra tiene respecto del agua, la isla se calienta cada vez más, por lo cual la temperatura del aire en contacto con su superficie se eleva progresivamente. A mayor temperatura corresponde una mayor velocidad del movimiento molecular, con lo cual la energía cinética del aire aumenta. El aire de la isla empuja, pues, las masas aéreas que la rodean. La consecuencia es su "dilatación" y el aumento de su volumen. La dilatación se efectúa de preferencia en la dirección de menor resistencia, o sea en la dirección

de la vertical. Esta dilatación es el primer movimiento que produce el calor solar (flecha 1 de la fig. 262 a). Como consecuencia de ella, la densidad del aire disminuye. La presión atmosférica no ha cambiado todavía, porque el efecto del aumento de la temperatura quedó neutralizado por la dismi-

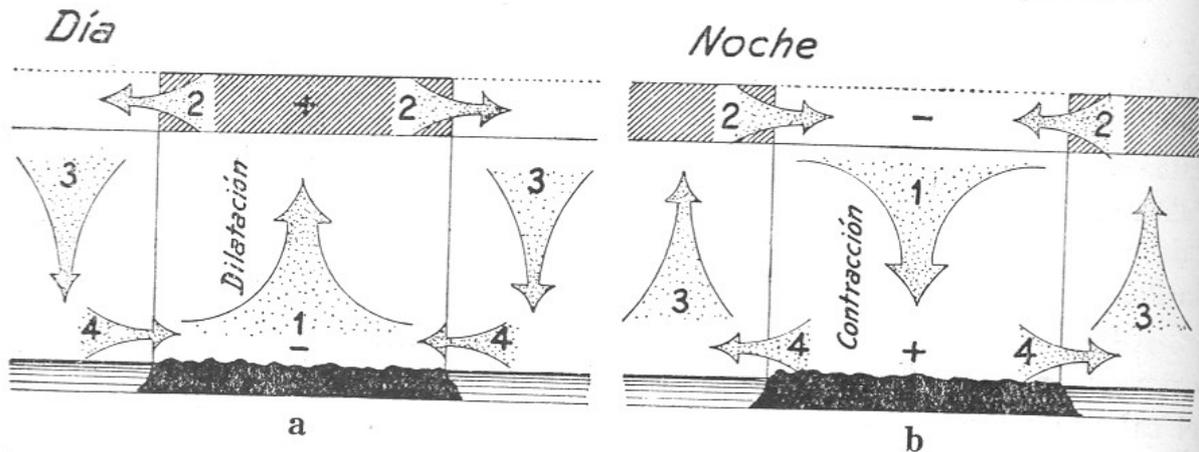


FIG. 262. — Corrientes aéreas que se producen sobre una isla, en el curso de un día y una noche.

nución de la densidad, o, dicho con otras palabras, la superficie de la isla sostiene aún la misma columna de aire que antes.

Durante este proceso de dilatación, una cierta cantidad de aire sobrepasó la "superficie límite" primitiva de la columna de aire considerada. Encima de esta superficie se encuentra ahora más aire que antes, por lo cual su densidad y la presión que ejerce son mayores. Esta pequeña sobrepresión es suficiente para ori-

ginar un *fluir del aire mar afuera*, ya que el aire de altura es liviano y no existe más rozamiento exterior que pudiera dificultarlo. Éste es el segundo movimiento que se produce (flechas 2 de la fig. 262 a).

Como consecuencia de este "vuelco del aire" en la altura, disminuye la presión atmosférica sobre la isla y aumenta sobre los mares. Debido a esta "sobrecarga", la columna de aire que cubre el mar es "comprimida". Esta *compresión* es el tercer movimiento que se engendra (flechas 3 de la figura 262a). En mérito de ella, el aire que cubre el mar es ahora más denso, y por consiguiente, la presión que ejerce es mayor que antes.

En este estado de evolución, la isla está cubierta por aire dilatado, y el mar, por aire comprimido, estado que se acentúa progresivamente. Cuando la "diferencia de presiones" entre el aire del mar y el aire de la isla alcanza la magnitud necesaria para vencer la resistencia que el rozamiento opone a su movimiento, se inicia el cuarto y último movimiento, el *flujo del aire tierra adentro*, dirigido hacia el centro de la región calentada, en este caso el centro de la isla (flechas 4 de la figura 262 a).

Estos cuatro movimientos, originados por el calor solar y continuados por la fuerza de gravedad, comúnmente restablecen el equilibrio perdido por el calentamiento, volviendo a reinar la calma. Pero pueden repetirse también durante el día, una o varias veces; hasta pueden transformarse en fenómenos continuos, que siguen desarrollándose hasta más allá de la puesta del Sol. Todo depende de la extensión de la isla, del calor específico de la materia que forma su superficie y de la intensidad de la insolación.

229. Desarrollo del proceso durante la noche. — Las aguas del mar son poco sensibles al calor solar, por lo cual la temperatura del aire encima de ellas no experimenta mayor variación. Lo contrario sucede sobre una isla cubierta de rocas, arena o tierra. Esta cubierta se calienta y se enfría con facilidad, comportamiento que afecta grandemente al estado térmico del aire encimado.

Por esta razón, después de la puesta del Sol el aire de la isla se enfría rápidamente. Como consecuencia disminuye la velocidad de su movimiento molecular, y con ello su energía cinética. La presión que ejerce no es ya suficiente para sostener la columna de aire encimado, por lo cual ésta se encoge. Esta *contracción*, de dirección preponderantemente vertical, es el primer movimiento que se produce (flecha 1 de la figura 262 b). Su resultado es un aumento de la densidad, sin que la presión atmosférica, o sea el peso de la columna de aire que la isla sostiene, experimente todavía cambio alguno. No existe, pues, ninguna "diferencia de presiones" que pudiera provocar un derrame del aire fuera de la isla.

Debido a esta contracción de la columna de aire que cubre la isla, se produce un "relativo vacío" en la altura, vacío en el cual principia a volcarse el aire del mar. Este *vuelco de aire tierra adentro*, que se verifica en la altura, es el segundo movimiento que nos es dable observar (flechas 2 de la figura 262 b).

Como consecuencia de este "vuelco de aire en la altura", la presión atmosférica aumenta sobre la isla y disminuye sobre el mar. La consecuencia es una *dilatación* del aire que cubre el mar, que se manifiesta como una "corriente vertical ascendente". Éste es el tercer movimiento que se verifica (flechas 3 de la figura 262 b).

El aumento de la presión atmosférica sobre la isla y la disminución de la misma sobre el mar, variaciones ambas producidas por el vuelco de aire en la altura, producen una "diferencia de presiones" en la superficie. Cuando esta diferencia alcanza un valor lo suficientemente grande como para vencer la resistencia que opone el rozamiento, se inicia el *derrame del aire de la isla mar afuera*. Éste es el cuarto y último movimiento que se produce (flechas 4 de la figura 262 b).

Con este derrame se restablece el equilibrio dinámico, perdido por el enfriamiento nocturno. La isla queda cubierta por aire "más caliente", descendido de la altura, y el mar por aire "más frío", venido de la isla. Desaparecida así la diferencia de temperaturas, las densidades y las presiones se igualan. Vuelve a reinar la calma, hasta que se repita el proceso, por continuación del enfriamiento.

230. El "anillo de circulación" aérea. — El bosquejo del comportamiento térmico de una isla demuestra que si se produce un calentamiento o enfriamiento en alguna parte de la superficie de la Tierra, se producen también "movimientos" que en conjunto forman cir-

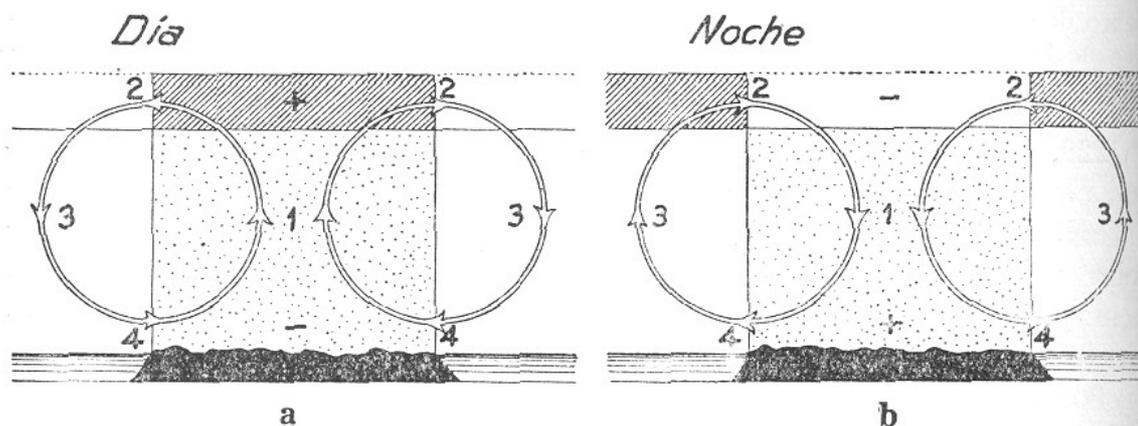


FIG. 263. — "Anillo de circulación" aérea que se forma sobre una isla en el curso de un día y una noche.

culaciones. En planos verticales, estas circulaciones aparecen bajo forma anular. De ahí deriva su nombre: *anillos de circulación*.

Cada anillo de circulación se compone de cuatro ramas o eslabones. Durante el día (fig. 263 a), la primera rama es ascendente, y consiste en la dilatación de la columna de aire, como consecuencia de un intenso calentamiento. La segunda rama es el vuelco del aire, elevado por la dilatación, sobre los alrededores de la región calentada. La tercera es descendente, producida por la sobrecarga en la altura, y consiste en una compresión de la columna afectada. La cuarta y última es paralela a la superficie de la Tierra, y consiste en el flujo del aire hacia el centro de la región calentada.

Durante la noche (fig. 263 b), el sentido de la circulación se invierte: La primera rama es descendente, y consiste en la contracción de la columna de aire que cubre la región enfriada. La segunda rama la forma el vuelco del aire de los alrededores en la altura, sobre la co-

lumna de aire enfriado. La tercera es ascendente, debido al alivio de presión producido por el vuelco de aire en la altura, y consiste en una dilatación. La cuarta y última es paralela a la superficie de la Tierra, y consiste en un flujo de aire desde la región enfriada hacia los alrededores inmediatos.

Toda diferencia en el calentamiento o enfriamiento de una porción de la superficie de la Tierra produce un "anillo de circulación". En consecuencia, existen tantos "anillos de circulación" como anomalías térmicas se encuentran en la superficie de la Tierra.

Hay anillos de circulación de todo tamaño. El menor es originado

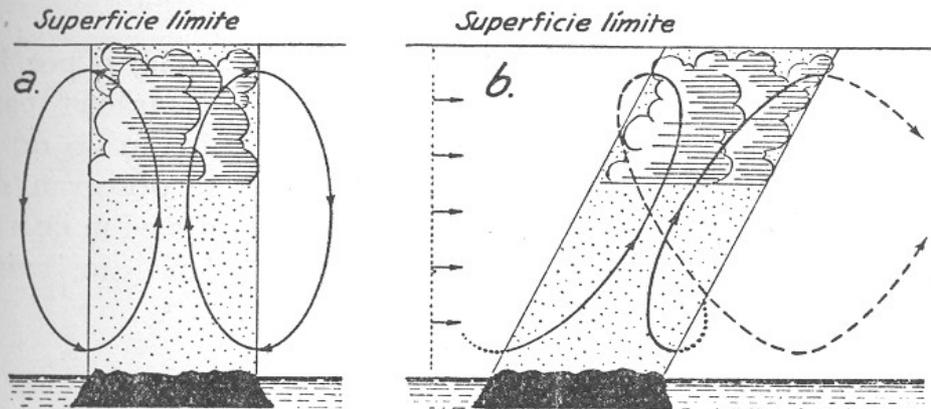


FIG. 264. — *a*, Anillo de circulación formado por aire húmedo; *b*, El mismo anillo combinado con una corriente aérea uniforme, o sea una traslación.

por el grano de arena más pequeño que existe; el mayor, por el desigual calentamiento del globo terráqueo.

Las circulaciones se combinan entre sí, como se combinan las fuerzas. Por esta razón, los vientos que soplan, y cuya dirección y velocidad medimos, son, en la mayoría de los casos, resultantes de varias circulaciones.

La figura 264 *a* representa un anillo de circulación en el que el aire, contrariamente a lo supuesto hasta ahora, no es seco, sino húmedo. Cuando este aire alcanza su nivel de condensación, se forma una nube de tipo cúmulus. Su extensión está limitada a la parte del espacio en que las corrientes son ascendentes. Movimientos descendentes, causantes de calentamiento del aire, la disuelven prontamente.

En la figura 264 *b*, este anillo de circulación se combina con la última rama de una circulación mayor, consistente en un flujo de aire de izquierda a derecha, con una velocidad uniforme en todo su espesor. Al combinarse las dos circulaciones, el anillo primitivo, representado por dos elipses con sus ejes mayores verticales, se transforma en dos cicloides. La nube se desplaza de la vertical de su nacimiento, iniciando un complejo movimiento a través del espacio, seguido de una pronta disolución de la misma.

Las posibilidades de la naturaleza son infinitas.

F) SISTEMA DE VIENTOS

231. Generalidades. — Al hablar de *vientos* nos referimos a movimientos aéreos horizontales, particularmente a aquellos que se observan en la cercanía del suelo. Pero cada movimiento horizontal, por el hecho de transportar aire de un lugar a otro, debe estar acompañado de un movimiento compensador, de dirección y efectos opuestos. Estos dos movimientos, a su vez, deben estar enlazados por movimientos verticales, ascendente uno y descendente el otro. Y ya sabemos: el conjunto de estos cuatro movimientos forma un *anillo de circulación*.

Un viento que llama la atención por su constancia, o por la regularidad de su aparición, y que suele imprimir un carácter particular al clima de una región, es la "rama baja" de algún anillo de circulación. La descripción de los diversos *vientos* que se observan sobre la faz de la Tierra exige, por consiguiente, el conocimiento de los distintos anillos de circulación que existen sobre ella.

Los principales *anillos de circulación* son:

- a) circulación costanera;
- b) circulación continental-marítima;
- c) circulación atmosférica general;
- d) circulación entre regiones frías y calientes;
- e) circulación térmica local;
- f) circulación orográfica.

Cada región geográfica suele tener sus *vientos particulares*, provenientes de la combinación de las ramas bajas de algunas de estas circulaciones, bajo cuyo dominio se encuentra. Estos vientos se llaman *vientos regionales*.

232. Circulación costanera. — Al describir el comportamiento térmico de una isla durante un día, hemos supuesto para ésta un diámetro de unos 50 km, o sea una extensión tal que la invasión del aire del mar pueda llegar a su centro. Si el diámetro es mayor, los fenómenos descritos quedan reducidos a una franja costanera de unos 50 km de ancho, a ambos lados de la línea divisoria de mar y tierra. El desarrollo de los fenómenos es, en este caso, el siguiente:

DURANTE EL DÍA, el aire que cubre la isla o el continente se calienta rápidamente y se dilata. En consecuencia, aire caliente y poco denso cubre las costas, mientras que el aire del mar conserva su baja temperatura y considerable densidad. Ya desde las primeras horas de la ma-

ñana existe, por lo tanto, una “diferencia de densidades”. Si bien esta diferencia es necesaria para que el aire del mar pueda invadir la costa, la invasión se realiza en cuanto existe suficiente “diferencia de presiones”, capaz de vencer la resistencia que el rozamiento le opone, o sea cuando aire de la isla o del continente se ha volcado en cantidad suficiente, mar afuera, en la altura. La disminución de la masa de aire que pesa sobre la tierra y el aumento de la que presiona el mar es, de este modo, la fuente de energía que produce la invasión de la costa por el aire del mar, la llamada *brisa del mar* (flecha 4 de la fig. 265 a).

DURANTE LA NOCHE, los fenómenos se desarrollan a la inversa. Debido a la ausencia de calor solar, la tierra se enfría rápidamente, y junto

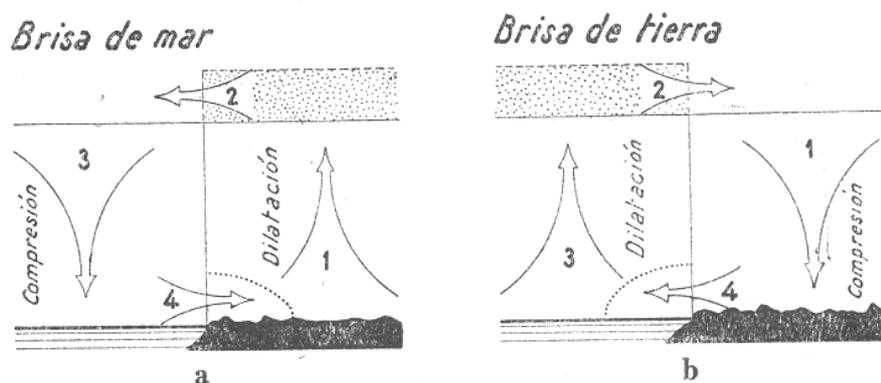


Fig. 265. — Circulación costanera en sus dos formas: brisa de mar y brisa de tierra.

con ella el aire que la cubre. Aire frío y denso ocupa ahora la costa, con tendencia a invadir el mar y elevar el aire caliente y liviano que reposa sobre el mismo. Pero falta todavía la fuerza necesaria, la “diferencia de presiones”, capaz de superar la resistencia que opone el rozamiento y ponerlo en marcha. Esta fuerza proviene de la invasión del aire del mar que se efectúa en la altura. Cuando ha alcanzado el valor necesario, principia la invasión del mar por el aire de la tierra, en forma de *brisa de tierra* (flecha 4 de la figura 265 b).

Como se ve, la “brisa de mar” y la “brisa de tierra” son las cuartas y últimas ramas o eslabones de dos anillos de circulación, uno diurno y otro nocturno, que se forman en la orilla del mar, y que en conjunto constituyen la **circulación costanera**. La dirección de la circulación en los dos anillos es opuesta. El “derrame” del aire por la superficie se efectúa durante el día en una dirección, y durante la noche, en otra diametralmente opuesta. Por esta razón, este “sistema de vientos” se llama también *virazón*.

La circulación costanera es una particularidad de las costas oceánicas y de los grandes ríos y lagos, particularmente en la región tropical. La invasión del aire

fresco y húmedo del mar suele producir un rápido descenso de la temperatura y un instantáneo aumento de la humedad relativa en el ambiente.

En nuestro medio geográfico, la circulación costanera se combina con la circulación continental-marítima. En la región del río de la Plata, la brisa de mar es más potente que la brisa de tierra. Es, además, fenómeno estival. Suele iniciarse alrededor del mediodía, y persistir hasta la medianoche. Su efecto se percibe, término medio, hasta 50 km de la costa, y en casos excepcionales, aun a distancias mayores. La velocidad del viento que produce es relativamente pequeña, de 2 a 3 m/sec, o sea de 7 a 10 km/hora.

233. Circulación continental-marítima. — La brisa de mar y la brisa de tierra pueden tener la misma intensidad sólo en dos épocas

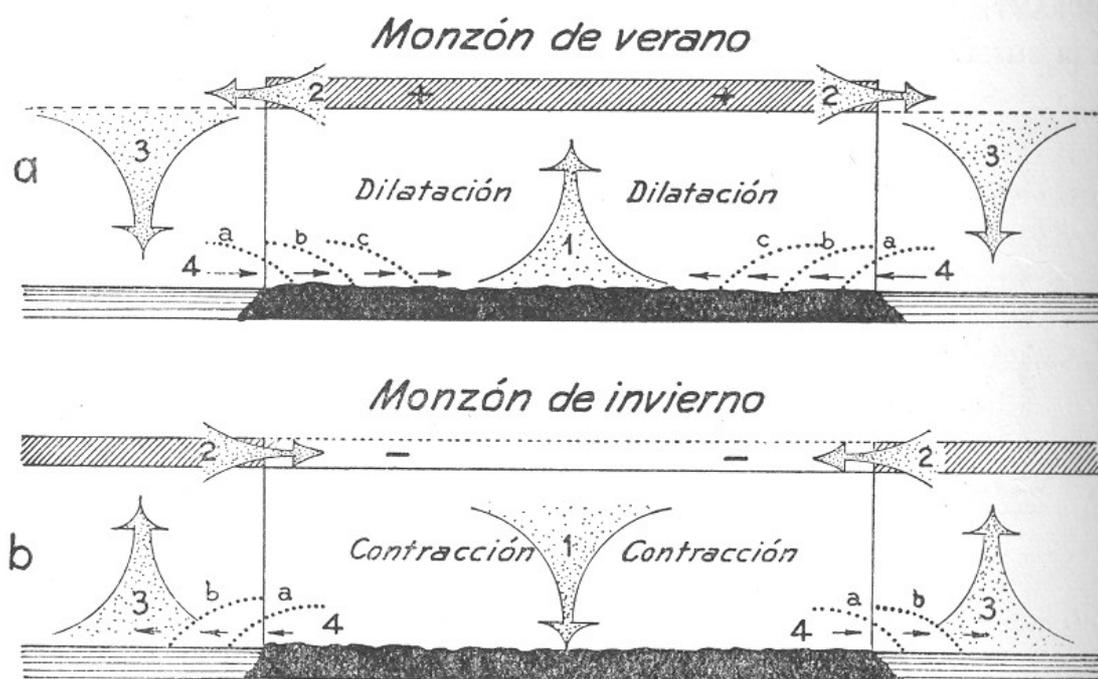


Fig. 266. — Circulación continental-marítima, en sus dos formas: monzón de verano y monzón de invierno.

del año: en la primavera y en el otoño, cuando la duración del día y de la noche son iguales. En las demás épocas del año, sus manifestaciones deben ser distintas.

Al aproximarse el VERANO, los días se alargan, aumenta el calentamiento de los continentes y disminuye su enfriamiento. Por esta razón se intensifica la brisa de mar y se debilita la brisa de tierra. El continente es invadido cada vez más profundamente por el aire del mar. Llega así un momento, en general algún tiempo después del solsticio de verano (22 de dic.), en que todo el continente está influido por las corrientes aéreas "venidas del mar". Llámase este estado atmosférico *monzón de verano* (fig. 266 a).

Al acercarse el INVIERNO, estos fenómenos se invierten. Los días se acortan, disminuye el calentamiento de los continentes y aumenta su enfriamiento. En consecuencia, se debilita la brisa de mar y se inten-

sifica la brisa de tierra. El mar es invadido cada vez más profundamente por el aire de tierra. Llega así un momento, comúnmente algún tiempo después del solsticio de invierno (22 de junio), en que todo el continente está influido por las corrientes aéreas "dirigidas al mar". Este estado atmosférico se llama *monzón de invierno* (fig. 266 b).

Tanto el monzón de verano como el monzón de invierno son vientos persistentes. Si el continente que los produce es extenso, pueden durar varios meses. El monzón de verano, al inundar el continente con aire húmedo del mar es causante de una "época de lluvia". El monzón de invierno, por cubrir el continente con aire descendido de lo alto, y por esto desprovisto de vapor, es causante de una "época de sequía". Al mismo tiempo en el mar, donde este viento eleva aire caliente y húmedo, son intensas las precipitaciones.

Son célebres los monzones del continente asiático, en particular en las Indias, donde su efecto sobre las precipitaciones es reforzado por la cadena de los montes Hilamaya. El "monzón de verano", compuesto de aire fresco de mar, pero muy



FIG. 267. — Circulación atmosférica general o planetaria, entre el ecuador y los polos.

húmedo, al chocar contra esta cordillera deja caer toda su humedad en sus laderas, en forma de lluvias que, cuando se prolongan, pueden asumir carácter catastrófico. A su vez, el "monzón de invierno", que transporta aire frío y muy seco de lo alto de la atmósfera a los mares tropicales, al descender al nivel del suelo se calienta mucho. De sus entrañas, ni una sola gota de agua se puede desprender. Durante su reinado se padece una intensa sequía.

234. Circulación atmosférica general. — La Tierra es esférica, y su calentamiento, por consiguiente, desigual. La región "tropical", debido a la incidencia casi vertical de los rayos, recibe mucho calor; las regiones "polares", donde los rayos llegan muy inclinados, poco. Aquélla es, en consecuencia, la región de calentamiento de la atmósfera; éstas, las regiones de enfriamiento. Por lo tanto, la columna de aire que cubre la región tropical se dilata; las que cubren las regiones polares se contraen. En la altura, la presión es mayor en las inmediaciones del ecuador que en las cercanías de los polos, por lo cual existe un fluir del aire de la región tropical hacia las regiones polares, y como consecuencia de la sobrecarga así producida en estas últimas, un fluir del aire, por la superficie de la Tierra, desde las regiones polares hacia la región tropical (fig. 267).

El gran anillo de circulación sobre la faz de la Tierra, llamado *cir-*

culación atmosférica general, consiste, de este modo, en corrientes ascendentes en la región tropical, y corrientes descendentes en las dos regiones polares, las que en lo alto se encuentran enlazadas por corrientes que se dirigen de la región tropical hacia las regiones polares, y en la superficie, por corrientes que se dirigen de las regiones polares hacia la región tropical.

Sin embargo, el desarrollo de esta circulación no es sencillo. El espacio de que se dispone para ella, debido a la esfericidad de la Tierra, disminuye al alejarse del ecuador. Por esta razón, no toda la masa aérea que inició su marcha hacia los polos llega a las regiones glaciales. Gran parte de ella es embalsada en el camino y obligada a retornar a la región de su desprendimiento, fenómeno que se verifica más o menos a la altura del paralelo 35°, en ambos hemisferios.

De la circulación atmosférica general entre el ecuador y los polos se desprenden así dos circulaciones menores, que no pasan mucho de los trópicos. Las ramas bajas

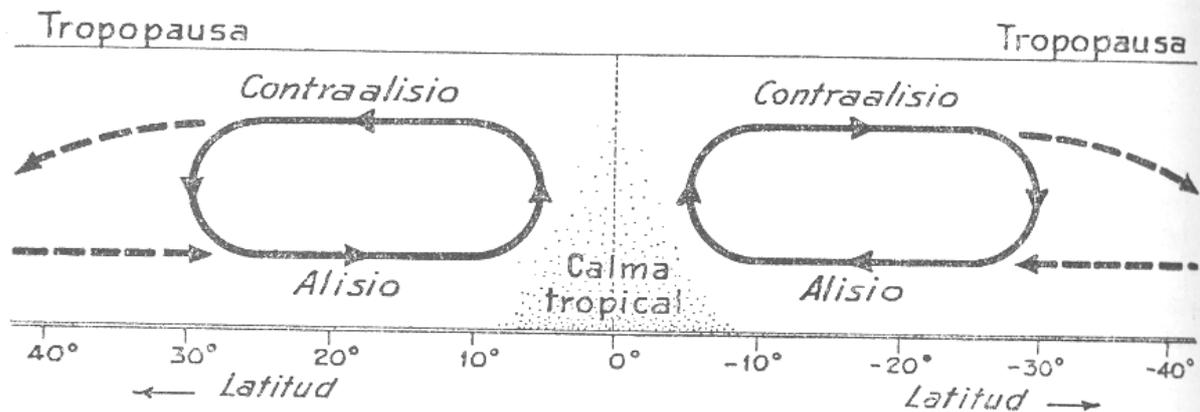


FIG. 268. — Alisios y contraalisios, vientos característicos de la región tropical.

de estas circulaciones forman vientos muy constantes y bien desarrollados sobre los mares, que por la superficie de la Tierra se dirigen hacia el ecuador; estos vientos se llaman *alisios*. Los vientos de altura que se dirigen hacia los polos, y que están separados de éstos por una capa de mezcla espesa, se llaman *contraalisios* (fig. 268).

NOTA: Este grandioso intercambio de aire entre el ecuador y los polos, como también entre los mares y los continentes, es analizado y descrito en sus pormenores, dada su importancia, en la "Meteorología Geográfica".

235. Circulación entre regiones frías y calientes. — Para que se establezca un "anillo de circulación" entre dos regiones, es suficiente que exista una pequeña diferencia en el calor específico de la materia que forma el suelo. Esa diferencia existe, por ejemplo, entre una región agrícola y otra boscosa, o entre una región cultivada y otra desértica. En la región de "pequeño" calor específico, el aire se calienta *más* que en la región de "elevado" calor. Por esta razón, en la descripción del origen de los vientos, aquélla desempeña el papel de la isla, y ésta, el papel de los mares. En la figura 269 representamos en forma esquemática la variante diurna de esta circulación.

Dada la importancia que estas circulaciones entre regiones frías y calientes de la Tierra tienen para la comprensión de los fenómenos atmosféricos, en la figura 270 representamos nuevamente el mismo caso, pero con mayor prolijidad, empleando "líneas isobáricas" y flechas indicadoras de la dirección y velocidad de las corrientes aéreas. Como se desprende de esta figura, las corrientes verticales son nulas en

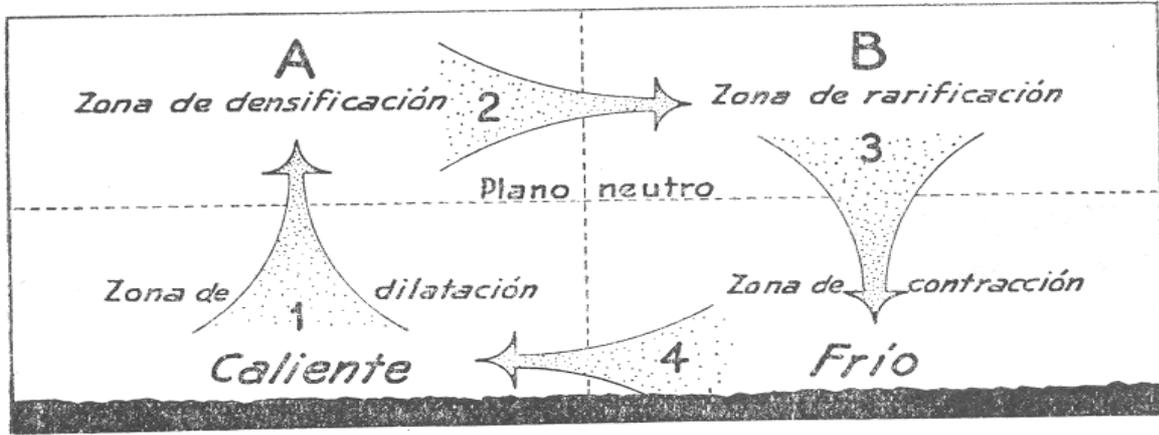


FIG. 269. — Representación esquemática de la circulación entre regiones frías y regiones calientes de la Tierra.

los lugares de su iniciación y finalización, alcanzando su valor máximo en el "plano neutro". También las corrientes horizontales son nulas en los lugares de su nacimiento y extinción, pero alcanzan su valor máximo en el "plano separatriz" de las dos regiones.

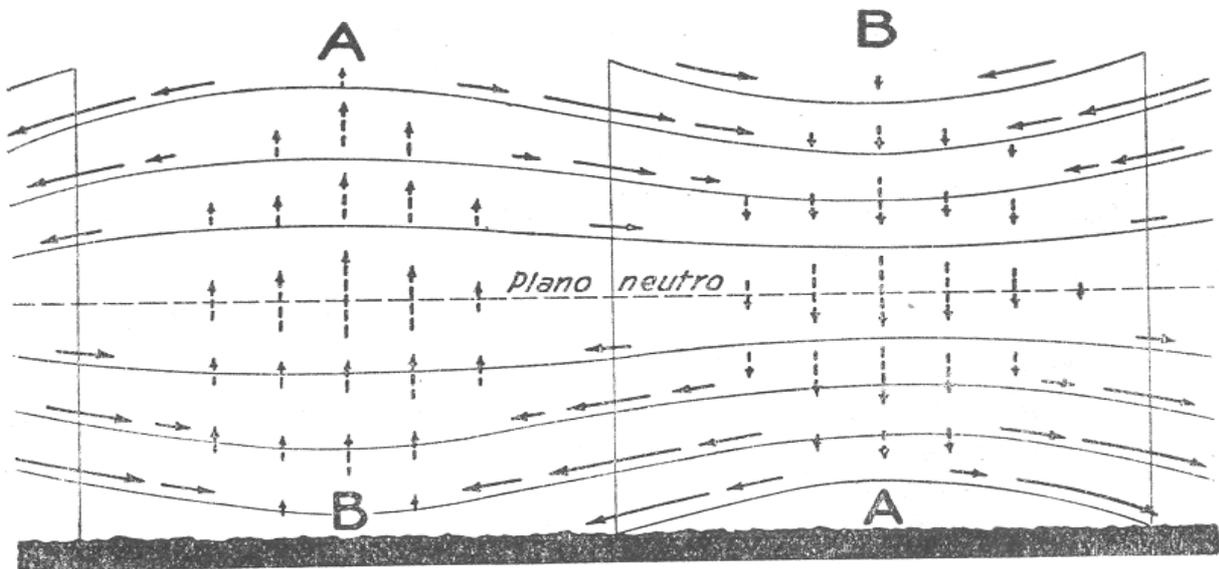


FIG. 270. — Circulación entre regiones frías y regiones calientes de la Tierra, causada por la deformación de las isobaras, con indicación de la dirección e intensidad de los movimientos.

Comparando estas dos figuras, se deduce que en la superficie de la Tierra, la región "caliente" es a la vez la región de baja presión, y la región "fría", la de alta presión atmosférica. Los centros de estas regiones, llamados simplemente ALTA y BAJA, están señalados con las letras A y B, respectivamente. Como es natural, el aire fluye de la región de alta presión hacia la región de baja presión.

En la altura, la situación es inversa. Debido a la dilatación de la columna de aire sobre la región caliente, existe una "densificación" del ambiente, acompañada de alta presión; y encima de la región fría, debido a la contracción del aire, una "rarificación", acompañada de baja presión atmosférica. Tal como corresponde, también en la altura el aire fluye de la región de alta presión hacia la región de baja presión.

Masas aéreas que se diferencian por su temperatura, grado de humedad y densidad, están formándose sin cesar en todas partes de la Tierra, siendo luego arrastradas por la circulación atmosférica general, y transportadas de un lugar a otro. La importancia de este TRASLADO de masas aéreas, junto con todos los fenómenos atmosféricos conexos con ellas, será demostrada en el capítulo VII: "Tormentas y cambios de tiempo".

236. Chimeneas y pozos de aire. — No carece de interés el caso cuando el calor específico del suelo acusa una gran diferencia ya a poca distancia de él. Es lo que ocurre, por ejemplo, cuando una cantera, roca desnuda o poblado está rodeado de campo cultivado. El aire se calienta muy rápidamente sobre estos lugares y se dilata. Cuando su densidad llega a ser inferior a la densidad del aire encimado, entonces es "exprimido" por el aire de los alrededores (véase § 70). Este proceso, en ciertos casos puede repetirse en seguida, pareciendo entonces como si una columna de aire se estuviese elevando sin cesar desde el lugar calentado, fenómeno llamado comúnmente *chimenea de aire*.

Este fenómeno tiene mucha semejanza con una fogata, en la que, como se sabe, una corriente de aire calentado por la combustión se eleva sin interrupción, siendo reemplazada, a medida que se verifica el proceso, por el aire de los alrededores.

El fenómeno inverso de la "chimenea de aire" es el *pozo de aire*. Éste se produce sobre un lugar formado por materia de elevado calor específico, como por ejemplo sobre los ríos, lagos y bosques. En estos lugares, el aire se calienta poco, en comparación con los alrededores inmediatos, conservando así su densidad y escurriéndose por la superficie del suelo siendo reemplazado por el aire que desciende de la altura. Cuando el fenómeno se repite con rapidez, parece como si una columna de aire estuviera descendiendo sobre el lugar poco calentado. Cualquier ser u objeto —pájaro, avión o nube— que penetre en esta columna participa del movimiento descendente, y parece "como si" hubiera entrado en un pozo de aire.

Se entiende que **no puede haber** espacios vacíos de aire. Cuando se produce un vacío, por ejemplo por una explosión, el mismo es llenado inmediatamente con la velocidad del movimiento molecular del aire, o sea 500 m/sec a la temperatura de 15° C.

En la figura 271 están representados estos dos fenómenos. Para que se restablezca la calma perturbada, las isobaras tienen que volver a estar horizontales. En consecuencia, sobre el lugar de calor específico reducido, las corrientes aéreas tie-

nen que ser ascendentes, y sobre el lugar de calor específico elevado, descendentes. Aquéllas dan la sensación de una *chimenea de aire*; éstas, la de un *pozo de aire*.

237. Circulación orográfica. — Las elevaciones del terreno facilitan el establecimiento de circulaciones. Con la altura disminuye la masa aérea y la cantidad de humedad que los rayos solares tienen que atravesar, razón por la cual el calentamiento de la superficie de la Tierra es mayor. Con la altura disminuye también la vegetación, aumentando en su lugar la pedregosidad del suelo. El declive del terreno, a su vez, facilita el descenso del aire enfriado y, en cierto sentido, también la elevación del aire calentado.

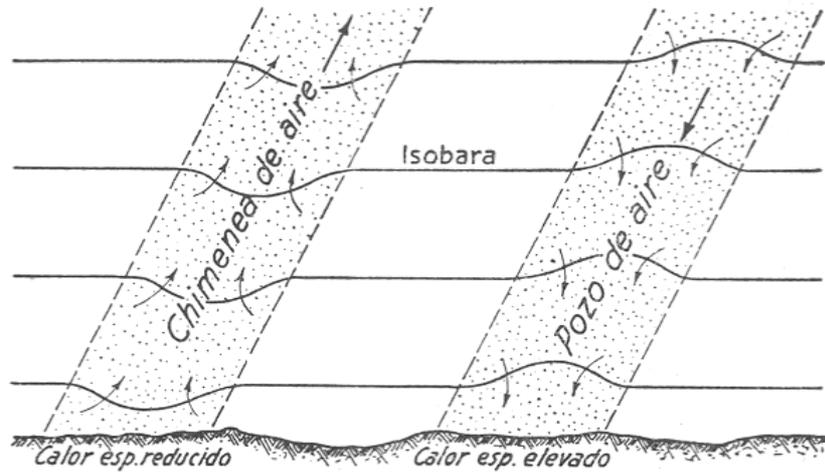


FIG. 271. — Chimenea y pozo de aire, con sus corrientes aéreas características, que tratan de "horizontalizar" las isobaras.

BRISAS DE LADERA. Durante el día, las laderas de las montañas expuestas al sol se calientan mucho, y por su intermedio el aire en contacto con ellas. Debido a la dilatación que este calentamiento origina,

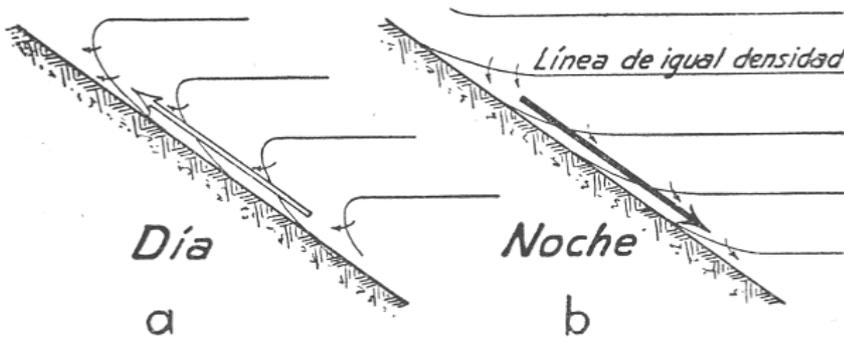


FIG. 272. — Influencia térmica del suelo en la densidad del aire, y por medio de éste en las corrientes aéreas.

la densidad del aire disminuye. El aire fresco y denso de los alrededores trata de "exprimir" este aire rarificado, originándose así una corriente aérea ascendente, llamada *brisa de ladera*.

Este proceso se encuentra representado en la figura 272 a, por medio de "líneas de igual densidad". Para que la calma se restablezca, estas líneas tienen que nivelarse, lo que se consigue por medio de una infinidad de pequeñas corrientes dirigidas hacia arriba, y que en conjunto forman el empuje del aire denso de los alrededores, tendiente a exprimir el aire calentado.

Durante la noche, los fenómenos se desarrollan en sentido inverso; las laderas se enfrían mucho, enfriando también el aire en con-

tacto con ellas. Debido a la contracción que este proceso origina, la densidad del aire aumenta. Este aire frío y pesado pronto inicia su fluir hacia las hondonadas del terreno, en forma de una corriente aérea descendente, llamada *brisa de ladera*.

Este proceso se encuentra representado en la figura 272 b. Las líneas de igual densidad, como se ve, están encorvadas hacia arriba. Para nivelarlas se necesitan pe-

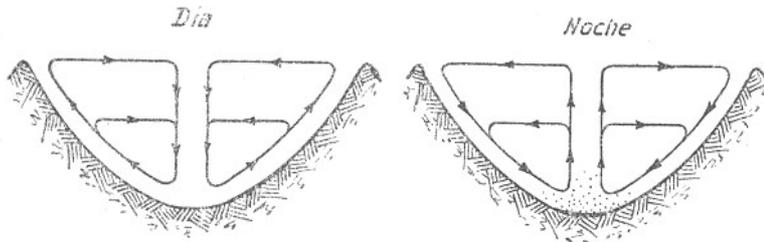


FIG. 273. — Brisa de ladera; representación según Wágner.

queñas corrientes dirigidas hacia abajo. El conjunto de ellas forma la corriente aérea descendente.

La figura 273 representa, según Wágner, un cuadro completo de la circulación aérea a través de un valle. De la misma se

deduce que un avión que vuela a lo largo de un valle, encuentra poca sustentación durante las horas de calor, y mucha durante las horas de frío.

BRISA DE MONTAÑA Y BRISA DE VALLE. Análogos son los fenómenos que se producen a lo largo de un valle. Las laderas y cumbres de las montañas se calientan mucho durante el día, y a la inversa, se enfrían mucho durante la noche. La consecuencia es que durante el día, se forma aire caliente y liviano en sus cercanías, el que, desde luego, es desalojado por el aire menos caliente y más denso de los alrededores,

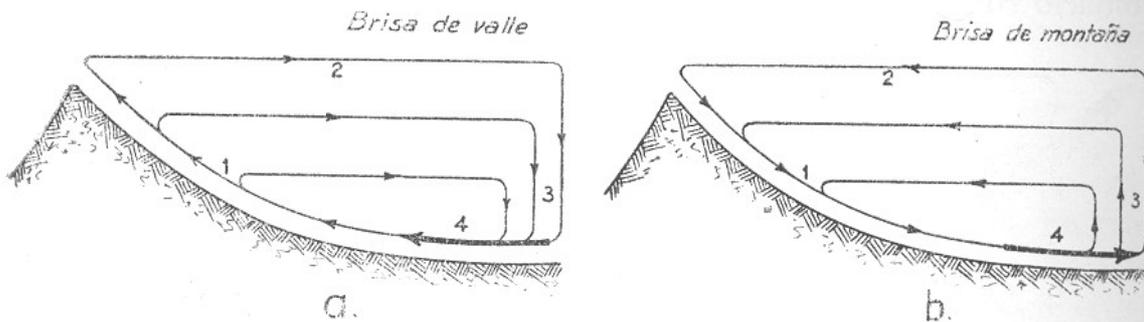


FIG. 274. — Brisa de valle y brisa de montaña, como formas de circulación orográfica,

res, y obligado a elevarse. En la altura, este aire se vuelca sobre el valle, produciendo una sobrepresión en la entrada del mismo, que empuja el aire hacia las cumbres, originando de esta manera una corriente aérea ascendente, llamada *brisa del valle* (fig. 274 a).

Durante la noche, los fenómenos se invierten. El aire enfriado en la cercanía del suelo fluye hacia abajo por el valle. Esta corriente descendente se llama *brisa de montaña*. La acumulación del aire en la entrada del valle origina una corriente aérea ascendente que, llegando a lo alto, se vuelca hacia las cumbres, cerrando así el "anillo de circulación" producido (fig. 274 b).

La "brisa de montaña" puede ser observada con una nitidez excepcional en Capilla del Monte, situada al oeste de las sierras Chicas, de Córdoba. El aire, enfriado por las laderas de los cerros Uritorco y El Ovejero, baja por el valle del río Calabalumba, inundando la villa, las noches de verano, después de las 22 horas.

Las brisas de ladera se combinan con las de montaña y valle. F. DEFANT da una representación gráfica de esta combinación en la figura 275:

De madrugada sopla la brisa de montaña y evacua el aire frío que llena el valle (véase *h*, en la figura). Esta evacuación continúa cierto tiempo, aún después de la salida del sol, es decir, luego de haberse iniciado la brisa de ladera ascendente; el aire del valle es todavía más frío que el aire de la llanura (véase *a*). La evacuación cesa en la hora del mayor calentamiento, y subsiste sólo la brisa de ladera (véase *b*). Cerca del mediodía comienza la penetración del aire de llanura dentro del valle, desalojando al aire liviano que lo llenaba (véase *c*). Al atardecer, y como consecuencia del enfriamiento de las laderas, cesa la brisa ascendente, y domina totalmente el valle la brisa de valle propiamente dicha (véase *d*). Cerca de la puesta del sol comienza a fluir hacia abajo el aire enfriado, por las laderas, y es arrastrado todavía por la brisa del valle hacia las cumbres (véase *e*). Pero la fuerza de esta última brisa se debilita progresivamente, de manera que a la hora de mayor enfriamiento sólo persiste la brisa de valle descendente (véase *f*). A medianoche el enfriamiento del aire que ocupa el valle es ya muy intenso, e inicia su flujo hacia la llanura (véase *g*). Esta evacuación del aire frío en forma de brisa de montaña, se intensifica hacia la madrugada, y afecta el valle íntegro (véase *h*). Estos fenómenos se repiten con la salida del sol y el despuntar del nuevo día.

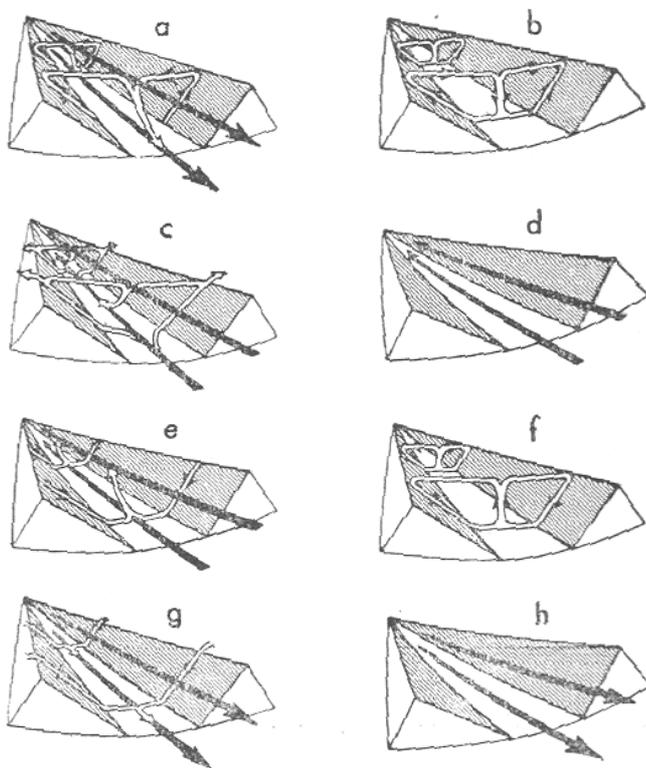


FIG. 275. — Combinación de brisas de ladera con las de montaña y valle: *a*) brisas después de la salida del sol; *b*) brisa de ladera descendente, a la hora de mayor calentamiento; *c*) combinación de las brisas, cerca de mediodía; *d*) predominio de la brisa de valle, al atardecer; *e*) combinación de las brisas, cerca de la puesta del sol; *f*) brisa de ladera descendente, a la hora de mayor enfriamiento; *g*) combinación de las brisas cerca de medianoche; *h*) predominio de la brisa de montaña al amanecer.

238. Combinación de las distintas circulaciones. — Los "anillos de circulación" se combinan entre sí. El viento que se observa en la su-

perficie de la Tierra es, por consiguiente, el resultado de las ramas bajas de varias circulaciones. Algunas veces se nota en la dirección y fuerza del viento la preponderancia de una de las circulaciones; otras se confunden tanto, que resulta difícil identificarlas. Los "vientos regionales" son ejemplos de estas combinaciones.

G) VIENTOS REGIONALES

La descripción de los vientos regionales corresponde a la Climatología. Sin embargo, consideramos útil adelantar una breve reseña de ellos, porque facilita la comprensión de las diversas circulaciones y el enlace entre ellas.

239. Bora y mistral. — Cuando una masa aérea fría y pesada llega al borde de una altiplanicie, se precipita en forma de viento de caída.

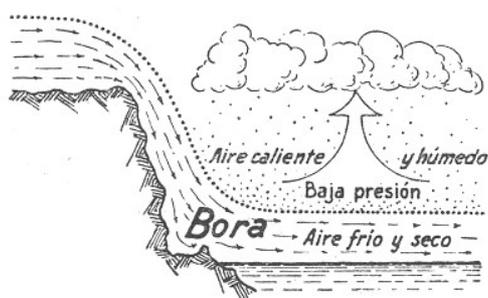


FIG. 276. — Bora de succión, originado por una baja atmósfera en el Adriático.

Si la caída no es muy grande, llega al lugar de su nuevo acomodo, a pesar de su calentamiento de 1° por cada 100 m de desnivel, todavía como "aire frío". Dos vientos con esta característica son: en las costas orientales del mar Adriático, el *bora*, y en la región de la desembocadura del río Ródano, el *mistral*. Con el alejamiento de las costas, el viento se debilita, y su energía cinética se agota en la remo-

ción del aire caliente y húmedo que le cierra el camino sobre el mar.

Pueden distinguirse dos clases de bora: de presión y de succión.

El *bora de presión* es originado por una masa aérea fría invasora. Su fuerza proviene de la "diferencia de presiones" que existe entre el aire advenedizo y el aire del mar. Raras veces sopla más de un día. Produce tiempo despejado y seco.

El *bora de succión* es causado por la elevada temperatura que suelen tener las aguas del mar en el invierno con respecto a una región costanera. En esta época, aire caliente y húmedo, o sea liviano, cubre el mar. Cuando la diferencia de presiones entre el aire de la tierra y el aire del mar ha alcanzado la magnitud necesaria, se inicia la caída del aire frío de las costas elevadas. Tiempo frío, nublado y lluvioso acompaña a esta invasión que, en condiciones propicias, dura semanas enteras. Este caso está representado en la figura 276.

240. Föhn, chinook y zonda. — Cuando una masa aérea llega a una montaña o serranía, es embalsada. Una vez alcanzada la altura de los pasos, principia a volcarse al otro lado de ellas, descendiendo por

sus valles. Durante esto, su temperatura aumenta continuamente, aproximadamente $1/2^\circ$ por cada 100 m mientras existan nubes, y 1° por cada 100 m una vez disueltas éstas. Por esta razón, el aire llega a la llanura como aire caliente y seco (fig. 277).

Un viento de tal origen, desarrollo y características se llama en los Alpes *föhn*, que deriva de la palabra latina *favonius*, o sea "viento caliente". En Norteamérica, donde desempeña un papel importante en el clima de las provincias situadas al pie de las montañas Rocallosas, se lo llama *chinook*, nombre de una tribu de indios que vivía en las orillas del río Columbia. En nuestro ambiente geográfico se observan vientos semejantes en toda la cordillera de los Andes. Particularmente intenso es este viento en la ciudad de San Juan, donde

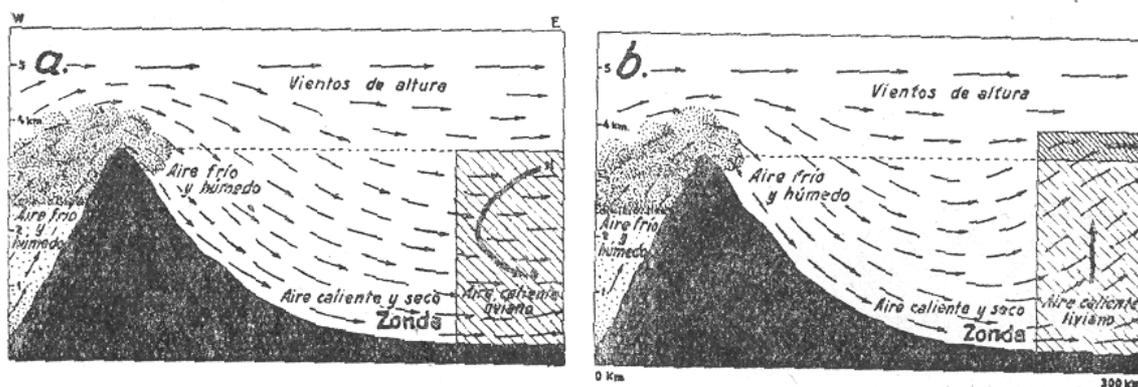


FIG. 277. — Zonda de succión: a, de origen dinámico; b, de origen térmico.

encontró también su nombre: *viento zonda*, por desembocar del valle de este mismo nombre.

Para que una masa aérea embalsada por la cordillera pueda descender por los valles cuyanos es necesario que su densidad sea siempre mayor que la densidad del aire por desalojar. Debido al calentamiento del aire descendente, esta condición no es cumplida siempre. Frecuentemente las dos densidades se igualan, antes que el aire invasor pueda alcanzar la llanura. Por esta razón pueden distinguirse varias clases de *zonda*, conforme con la altura en que se igualan las densidades.

a) Si el aire que se vuelca por los pasos cordilleranos no es muy frío, la igualdad se consigue pronto; su descenso por los valles es pequeño. El viento originado puede llamarse *zonda incipiente*.

b) Si el aire que penetra es frío, su descenso es mayor; la igualdad de las densidades se produce a una altura a la cual llegan ya los cerros y las altas pampas de las serranías cordobesas. Un viento fuerte, cálido y seco, un *zonda de altura*, se observa en las sierras de Córdoba, mientras que en San Juan reina todavía calma.

c) Si el aire que se vuelca es muy frío, la igualdad de las densidades no se realiza durante el descenso; el aire llega hasta la llanura y fluye por ella, inundando los espacios bajos y libres, antes de iniciarse su derrame en forma de un

viento seco, abrasador. Llamamos a este viento zonda de superficie.

La mayor o menor facilidad con que desciende el aire invasor depende también de la densidad del aire que cubre la llanura. Si esa densidad es pequeña, el descenso del aire invasor es facilitado; si es grande, dificultado. En la figura 276 están representadas las dos "posibilidades" que pueden alivianar el aire de la llanura; la evacuación parcial, debido a la existencia de algún gradiente de presión, o un calentamiento local, condicionado por el estado del tiempo reinante. En los dos casos suponemos que se vuelca aire muy frío y húmedo a través de los Andes, y que llega a la llanura en forma de un zonda muy cálido y seco.

241. Siroco y simúm. — En el Mediterráneo occidental se denomina *siroco*¹ a un viento caliente y seco que proviene del sur o sudeste, en

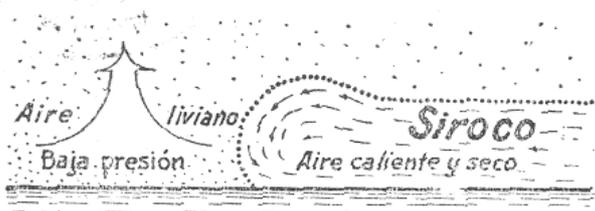


FIG. 278. — Siroco, viento caliente y seco, atraído por una baja atmosférica.

cualquier época del año, aunque de preferencia en los meses de julio y agosto. La región donde se origina se encuentra en el Sahara. Al cruzar las cordilleras costaneras y bajar al nivel del mar eleva su temperatura, ya de por sí considerable. Frecuentemente acusa una temperatura entre 40 y 50 grados, con una hu-

medad de sólo 15 %, o menos todavía. Sólo cuando su trayectoria por los mares es ya de consideración, como por ejemplo cuando penetra en el Adriático, es elevado su grado de humedad.

Lo particular del siroco es su alta temperatura. Para que, a pesar de ello, pueda elevar el aire relativamente frío que enfrenta en su camino, su densidad tiene que ser mayor que la densidad del aire encontrado. La influencia de la baja temperatura de éste tiene que estar superada por la influencia de la baja presión atmosférica (fig. 278).

En la región del nacimiento, en los resecos y abrasadores desiertos africanos y arábigos, este viento suele levantar mucha tierra y arena, originando así las célebres *tormentas de tierra*, que tanto temen las caravanas.

Los nombres que tiene el viento son varios: en el Egipto se lo llama *chamsin*; en Marruecos y Argelia, *simúm* o *samúm*; en Libia, el *ghibli*, y en las costas occidentales de África, *harmattán*, para no mencionar sino los principales.

En las épocas de sequía, el viento *pampero*, del oeste argentino, presenta algunas de las características del simúm africano. El 4 de octubre de 1948, a las 9, al llegar una tormenta de tierra a Córdoba, el cielo quedó oscurecido en forma impresionante.

242. Pampero y blizzard. — En las regiones polares, la tierra pierde más calor por irradiación que la que gana por insolación. La consecuencia es un enfriamiento progresivo del aire que las cubre. Cuando

¹ Del gr. *σειρω* = *secar*.

su densidad con respecto al aire de las regiones subpolares alcanza un grado suficientemente elevado, principia el derrame del aire polar en dirección a la región tropical. Comúnmente, del recipiente polar se desprende una masa aérea limitada, que, cual una gota inmensa, prosigue su viaje, en trayectorias algo complejas, hacia las regiones calientes. El paso de esta masa aérea fría y seca, pesada, desprendida del gran recipiente polar, a través de nuestra región geográfica, se realiza en forma de un viento sur o sudeste, llamado *pampero*.

El desencadenamiento del viento pampero significa en nuestro medio la iniciación de un cambio del tiempo. La temperatura y el grado de humedad del aire descienden instantáneamente, y principia a elevarse la presión atmosférica. Si el aire elevado del suelo tiene humedad suficiente, se forman nubes y caen precipitaciones.

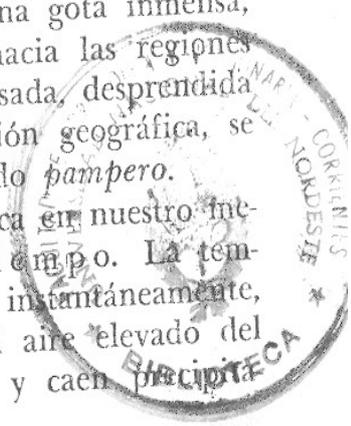
Los dos continentes americanos tienen de común que en su parte occidental se extienden altas serranías: la cordillera de los Andes en el continente sur, y las montañas Rocallosas en el norte, que, cual muros inmensos, limitan el movimiento de las masas aéreas polares hacia el poniente, facilitando de este modo su avance hacia la región tropical. Por esta razón hay una gran semejanza entre las irrupciones de aire polar en los dos continentes. El viento pampero tiene una réplica en el norte. Su nombre es *brizzard*, que significa tormenta de nieve. Ésta es su principal característica en las vastas llanuras canadienses, durante la estación de invierno. Más al sur se suavizan sus particularidades, identificándose progresivamente con las de nuestro pampero.

La importancia del viento pampero, tanto para el tiempo como para el clima de todas las regiones situadas al norte de la Patagonia y al este de la cordillera, es excepcionalmente grande. En atención de la misma, se lo considera detenidamente en el capítulo VII E: "Cambios de tiempo en nuestro país".

243. La "sudestada".— Por la costa del Atlántico, desde Tierra del Fuego hasta la bahía de Río de Janeiro, suelen producirse temporales con viento predominante del sector *sudeste*, llamado por esta razón *sudestada*. El aire con que este viento inunda las regiones costaneras, y frecuentemente también el interior del continente, es siempre húmedo; su temperatura es fresca en el verano y templada en el invierno. Suele ser causante de tiempo húmedo, acompañado de neblinas y lloviznas.

La *sudestada* es originada por el derrame de una masa aérea polar en movimiento hacia la región tropical, cuando su trayectoria es aproximadamente paralela a las costas del Atlántico. Su fuerza de derrame, en combinación con la influencia del giro de la Tierra y el rozamiento, produce vientos que en la dirección del derrame, coincidente con la trayectoria, parecen venir del sector "sudeste" (fig. 279).

244. Remolinos, trombas, tornados y ciclones.— Dentro de las corrientes aéreas se observan frecuentemente *perturbaciones* que, a pesar de la gran diversidad de tamaño, tienen de común un *m o v i m i e n*



to rotatorio, ciclonal, alrededor de un eje vertical.

REMOLINOS. La perturbación más pequeña es el *remolino*. Suele formarse sobre tierra seca, en las horas de mucho calor. Sobre las piedrecitas y la arena, el aire se calienta fuertemente, dilatándose en consecuencia. Cuando su densidad llega a ser inferior a la densidad del aire encimado, se produce un vuelco: el aire pesado, caído al suelo, desaloja al aire liviano. Este proceso, a pesar de su reducida extensión, está influido por el giro de la Tierra, encorvándose hacia la izquierda las corrientes que fluyen al lugar del calentamiento. El aire denso se acerca, de este modo, sólo en trayectorias espirales al centro de la formación, sin alcanzarlo. La fuerza centrífuga que se presenta al encorvarse las líneas de flujo, lo impiden terminantemente (fig. 280). El remolino parece, en consecuencia, un delgado cono

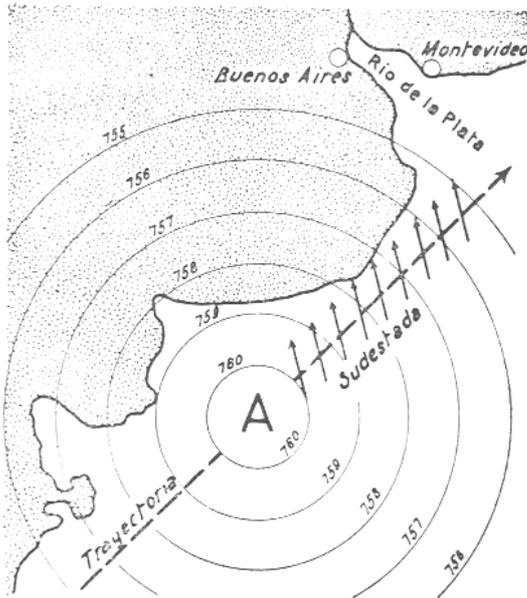


FIG. 279. — Sudestada; viento sostenido por el avance de una masa aérea fría por la costa del Atlántico.

de aire, en rápido movimiento giratorio, dentro del seno de las corrientes aéreas existentes, elevando tierra, arena y resaca del suelo. La formación se extingue recién cuando llega a un lugar carente de aire fuertemente calentado de qué nutrirse, y cuando el rozamiento en la superficie ha gastado toda su energía cinética.

Los remolinos son formaciones pequeñas. La relación entre su diámetro y su altura suele ser aproximadamente 1:100. Pueden girar tanto de izquierda a derecha como de derecha a izquierda, ya que en ellos la influencia de la fuerza centrífuga supera a la del giro de la Tierra.

Para la comprensión de la gran velocidad de rotación que suele tener el aire en los remolinos, recordemos que la velocidad final, v , de caída de un cuerpo por un plano inclinado de altura z , es igual a $\sqrt{2gz}$, donde g significa la aceleración de la gravedad, 981 cm/sec². Supongamos que el remolino tiene un diámetro, d , de 10 cm. Su perímetro es, entonces, $d \cdot \pi = 31,4$ cm. Si la presión atmos-

fero en el centro del remolino es inferior a la del exterior, el aire se eleva en el centro y cae en el exterior, produciendo un movimiento de rotación. Este movimiento, a pesar de su reducida extensión, está influido por el giro de la Tierra, encorvándose hacia la izquierda las corrientes que fluyen al lugar del calentamiento. El aire denso se acerca, de este modo, sólo en trayectorias espirales al centro de la formación, sin alcanzarlo. La fuerza centrífuga que se presenta al encorvarse las líneas de flujo, lo impiden terminantemente (fig. 280). El remolino parece, en consecuencia, un delgado cono

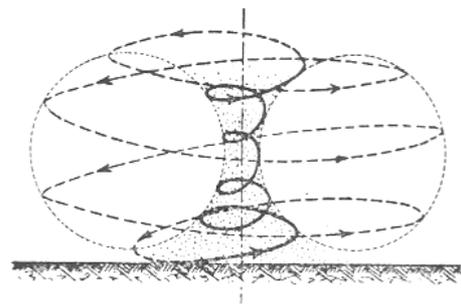


FIG. 280. — Remolino y sus corrientes aéreas compensadoras, según Ahlborn.

férica en su centro es tal que las "bolitas de aire" que penetran en el mismo caen 2 cm, la velocidad que adquieren es de $\sqrt{2 \cdot 921 \cdot 2} = 62,5$ cm/sec. Debido a la intervención de la fuerza centrífuga, esta "caída" se transforma en "rotación". Con la velocidad adquirida, las bolitas de aire pueden dar en un segundo dos vueltas alrededor del eje de la formación.

Por supuesto, no puede haber acumulación de aire en el centro del remolino, excepto en el momento de iniciarse su formación. La sobrepresión producida es una "fuerza adicional", que mantiene alejadas las corrientes que se dirigen al centro del remolino, contribuyendo a su elevación.

TROMBAS. La principal diferencia entre el remolino y la tromba es que la cuna de formación de esta última se encuentra en la altura, en las nubes Cu y Cunb (fig. 281). La tromba crece, en consecuencia, de arriba hacia abajo, extendiéndose cada vez más y más,

hasta alcanzar el suelo, levantando del mismo una cantidad de tierra, arena y resaca. Presenta el aspecto de una trompa de elefante. Su diámetro suele ser de 10 a 20 m; su velocidad de rotación, de 50

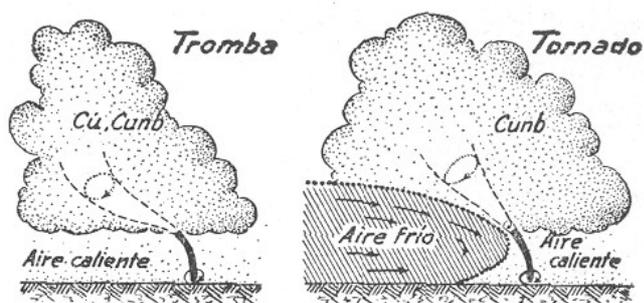


FIG. 281. — Formación de trombas y de tornados.

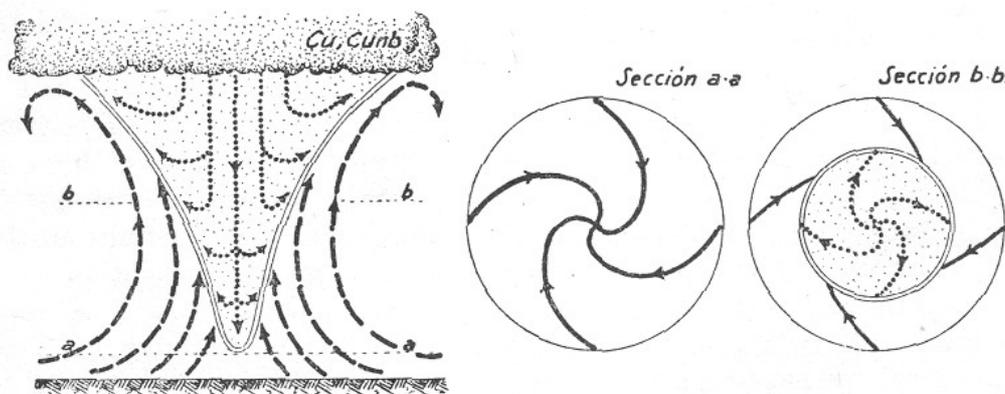


FIG. 282. — Corrientes de una tromba en secciones vertical y horizontales.

a 100 m/sec, mientras que su velocidad de traslación es igual a la velocidad de las corrientes aéreas en cuyo seno se encuentra, oscilando entre 5 y 15 m/sec. Las trombas son formaciones efímeras, que apenas sobreviven los 15 minutos. Las trayectorias que recorren alcanzan, por esta razón, una extensión sólo de 8 a 10 km. En el interior de la tromba parece reinar una presión atmosférica pequeña. Hacia este lugar convergen las corrientes aéreas, arrastrando consigo tierra y arena si se ha formado sobre los continentes, y pulverizando agua si se ha formado sobre los mares.

La figura 282 representa, según J. Letzmann, una sección vertical a tra-

vés de una tromba que todavía no ha alcanzado la superficie de la tierra. A la derecha, secciones horizontales a través de la misma.

TORNADOS. Formaciones de mayor tamaño y potencialidad que las trombas son los *tornados*. También su lugar de formación se encuentra en las nubes. Para que pueda formarse un tornado debe haber una gran diferencia de temperatura ya a poca distancia. Invasión de aire frío en la altura, que luego, debido al peso, se precipita al suelo y, durante la caída, entra en rotación, parece ser la constelación más favorable para su formación (fig. 281).

El diámetro del tornado oscila entre 100 y 300 m. Su altura es por lo general el doble. La velocidad del movimiento giratorio puede

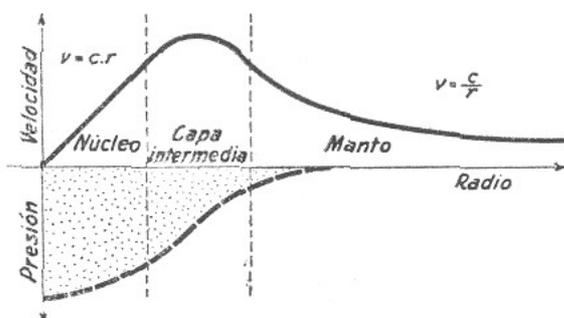


FIG. 283. — Velocidades y presión atmosférica en las distintas partes de las perturbaciones atmosféricas.

alcanzar los 100 m/sec, mientras que su movimiento traslatorio se identifica con la velocidad de avance de la masa aérea fría: unos 10 m/sec, igual a 36 km/hora. El camino que recorre oscila entre 30 y 50 km; en casos excepcionales llega, sin embargo, a 500 km.

En la figura 283 representamos la velocidad giratoria del tornado, en relación con el distanciamiento del centro. El núcleo gira como un cuerpo sólido, con una velocidad proporcional a la

distancia; el manto, con una velocidad decreciente, inversamente proporcional a esta distancia. La gran velocidad en la capa intermedia, que puede llegar a 100 m/sec, y la baja presión atmosférica en su centro son los dos factores que hacen peligroso y dañino el tornado. Su poder es suficiente para arrancar árboles de cuajo, derribar casas y transportar objetos pesados a grandes distancias.

El país más castigado por los tornados es Norteamérica, donde se registran término medio 150 cada año. También en la Argentina se producen, si bien con menos frecuencia y menor poder, durante la estación de verano, y en horas de mucho calor, en regiones secas, al irrumpir el viento pampero. Por un tornado fué destruido, el 22 de noviembre de 1951, el Observatorio Geofísico de Pilar, cerca de Córdoba.

CICLONES. Perturbaciones atmosféricas de gran magnitud y efecto deplorable son los *ciclones*. Su lugar de nacimiento se encuentra en regiones donde la temperatura y grado de humedad del aire son elevados, y donde soplan vientos turbulentos de distintas direcciones y con variada fuerza. Estas condiciones están cumplidas en la región tropical, especialmente en la zona de las "calmas tropicales", con excepción de una angosta faja cercana al ecuador mismo, en que la influencia del giro de la Tierra en la dirección del viento es nula, y donde, en consecuencia, no puede formarse remolino alguno.

En la plenitud de su desarrollo, el ciclón alcanza un diámetro de 500 a 1000 km; es, pues, 50 a 100 veces más ancho que alto. Las corrientes aéreas entran en órbitas casi circulares a su centro, aunque sin alcanzarlo, con una velocidad que puede llegar a 50 m/sec (fig. 283). Su velocidad de traslado es la de las corrientes aéreas que lo albergan, que algunas veces es sólo de 5 km/hora, y otras, de 70. Es notable la baja de la presión atmosférica en su centro, que puede llegar a 50 mm Hg. Las corrientes ascendentes que tienen su máxima velocidad en la capa intermedia del ciclón elevan aire caliente y húmedo, que al enfriarse adiabáticamente origina un anillo de nubes espesas, de las cuales suele llover en forma intensa. El centro del ciclón, "the eye of the storm", que suele tener un diámetro de 15 a 30 km, debido a las corrientes descendentes acusa poca o ninguna nubosidad. A través del mismo, muchas veces reluce el cielo. Este aclarar, junto con la rápida disminución del viento, que llega a la calma total en el centro del ciclón, representa un momento de alivio para las embarcaciones que lo atraviesan, condenadas a soportar nuevamente las peripecias de la travesía, esta vez en sentido contrario.

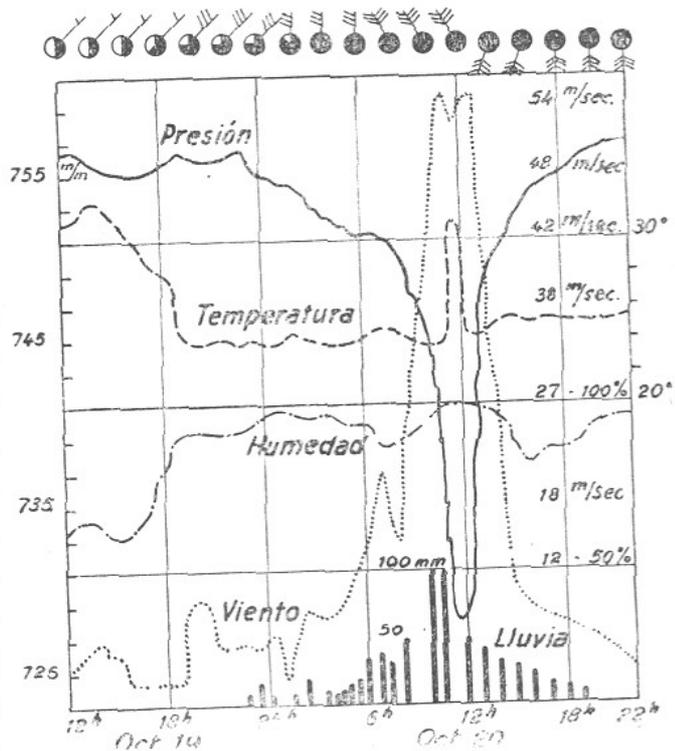


FIG. 284. — Elementos meteorológicos observados durante el paso de un ciclón por Manila, entre el 19 y 20 de octubre de 1882.

En la figura 284 están representados los elementos meteorológicos observados durante el paso de un ciclón por Manila, entre los días 19 y 20 de octubre de 1882.

Desde luego, las corrientes aéreas arrastran consigo a las aguas superficiales del mar. La consecuencia es una acumulación de agua, en el centro del ciclón, que puede llegar a 14 m de altura. Cuando esta marea alcanza la costa, puede ocasionar un verdadero desastre. Uno de los mayores de que se tiene memoria ocurrió el 31 de octubre de 1876 en el delta de los ríos Ganges y Brahmaputra, en el brazo Megna, que costó la vista de 200 000 seres humanos.

Los ciclones son formaciones marinas. Nacen en las partes orientales de los tres océanos, cerca del ecuador. Al principio su movimiento es dirigido hacia el oeste, con tendencia cada vez más acentuada a apartarse del ecuador y a penetrar en las corrientes aéreas que dominan en las regiones templadas, dirigidas hacia el naciente. Su trayectoria, por lo común, se asemeja a una inmensa parábola, con su punto de inflexión sobre el paralelo 30 en el hemisferio boreal, y sobre el 22 en el hemisferio austral.

Los ciclones formados en el Pacífico al este de las islas Filipinas, y que afectan al mar de la China y al mar Amarillo, se llaman *tifones*; los formados en el océano Índico, y que afectan al mar de Arabia y al golfo de Bengala, se denominan *ciclones*, y los formados en las Indias occidentales, y que afectan al mar Caribe, el golfo de México y el atlántico occidental, *huracanes de las Indias occidentales*. En el hemisferio sur se forman ciclones al este del continente australiano, llamados *huracanes del Pacífico austral*, y al este de la isla de Madagascar, llamados *huracanes de Mauritius*. El Atlántico austral está libre de ciclones. El hecho de que la "zona de las calmas ecuatoriales" se encuentra, durante todo el año, en el hemisferio boreal, impide su formación. La estación más propicia para su formación es el verano del respectivo hemisferio.