CAPÍTULO V

PRESIÓN ATMOSFÉRICA

A) MEDICIÓN DE LA PRESIÓN

(Barometría)

169. Generalidades. — Las moléculas de aire poseen masa y velocidad. Por esta razón, al chocar contra una superficie ejercen "presión". Esa presión, reducida a la unidad de superficie, se llama *presión atmosférica.*

Igual presión puede ejercer un peso. En consecuencia, la presión atmosférica puede ser interpretada también como el peso de la columna de aire que reposa sobre una unidad de superficie.

Para medir la presión atmosférica se usa un aparato llamado *barómetro,* inventado por Evangelista Torricelli en 1643. Su empleo se funda en el "principio de la balanza" (fig. 11). Sobre uno de los platillos presiona la columna de aire; sobre el otro, el peso de una columna de mercurio. Cuando las dos presiones están equilibradas, el "peso" de la columna de mercurio es igual al "peso" de la columna de aire, o sea a la "presión atmosférica".

Si el radio del tubo es r, la altura de la columna de mercurio b, y el peso específico de éste m, entonces el peso p de la columna de mercurio es:

$$p = r^2 \pi . b . m$$

Supuesta la sección del tubo $s = 1$ cm², y considerando que b es, en condiciones físicas normales, o sea en una temperatura de 0°, a nivel del mar y en el paralelo 45°, con gran aproximación, 76 cm, y $m = 13{,}595$ gr/cm³, resulta que:

$$p_0 = 1 \text{ cm}^2 . 76 \text{ cm} . 13{,}595 \text{ grcm}^{-3} = \mathbf{1033{,}25 \text{ gr}}$$

Como se ve, el peso de la columna de aire que reposa sobre 1 cm² de superficie es algo mayor de 1 kg, y por consiguiente, el peso que presiona sobre 1 m² es superior a 10 toneladas.

Si se han observado en un mismo lugar dos alturas de la columna de mercurio, la relación entre ellas es:

$$p_1 : p_2 = b_1 s m : b_2 s m = b_1 : b_2$$

o sea igual a la relación entre las presiones atmosféricas respectivas. Por esta razón,

la presión atmosférica puede ser expresada, en un mismo lugar, solamente con la *altura* de la columna de mercurio que la equilibra. Cuanto más alta es esta columna, mayor es la presión.

La relación anterior no cambia, si se la multiplica con un factor cualquiera. Ese proceder tiene el significado de un cambio de escala, empleada en la medición. La altura de la columna de mercurio puede ser expresada, pues, en una medida cualquiera, sea en "milímetros", en "milibares", o en "pulgadas".

Para poder comparar presiones observadas en distintos lugares, es necesario tener en cuenta también la intensidad de la GRAVEDAD, ya que una misma "masa" de mercurio tiene diferente "peso" según el lugar en que esté. La atracción gravitacional es mayor en los polos que en el ecuador, y mayor a nivel del mar que en las grandes alturas. La presión atmosférica se depura de la influencia de la gravedad, expresándola en el "sistema absoluto", o sea en el sistema CGS, con las medidas, *cm, g* y *sec.*

En este sistema, el peso de la columna de mercurio es:

$$p = s.b.m.g$$

significando ahora *m* la densidad del mercurio, y *g* la aceleración de la gravedad.

Si se han observado, en dos distintos lugares, las mismas alturas de la columna de mercurio, la relación entre las presiones atmosféricas respectivas es:

$$p_1 : p_2 = s.b.m.g_1 : s.b.m.g_2 = g_1 : g_2$$

o sea, igual a la relación de las aceleraciones de la gravedad en los dos lugares.

Según las *mediciones argentinas,* la aceleración de la gravedad es:

en el ecuador .... $g_0 = 978{,}049$ cm/sec²,
en el paralelo 45° .... $g_{45} = 980{,}644$ „
en los polos .... $g_{90} = 983{,}218$ „

y por consiguiente, el "peso" que tiene una columna de mercurio de 1 cm² de sección y 76 cm de altura,

$$P_0 = 1033{,}25 . g_0 = 1\,010\,577 \text{ g.cm/sec}^2$$
$$P_{45} = \text{„} . g_{45} = 1\,013\,257 \text{ „}$$
$$P_{90} = \text{„} . g_{90} = 1\,015\,919 \text{ „}$$

Como se sabe por el estudio de la física, la fuerza que obrando sobre una masa de 1 gramo es capaz de imprimirle una aceleración de 1 cm/sec² se llama *dina.* Un cuerpo que cae libremente acelera su velocidad, hasta finalizar el primer segundo a 981 cm/sec. La "fuerza" que actúa sobre la masa de 1 gramo, y que no es otra cosa que su "peso", es, por esta razón, aproximadamente 981 dinas.

La *dina* es una unidad demasiado pequeña para las necesidades prácticas. Por esto se opera con sus múltiplos. Éstos son:

bar .... $= 10^6$ dinas $= 16^6$ g.cm/sec
milibar .... $= 10^3$ „ $= 10^3$ „

Expresadas las presiones anteriores en esta última unidad, se obtiene:

$$P_0 = 1010{,}58 \text{ milibares}$$
$$P_{45} = 1013{,}26 \quad ,,$$
$$P_{90} = 1015{,}92 \quad ,,$$

Los servicios meteorológicos operan, cumpliendo un convenio internacional, con una sola aceleración de la gravedad, la correspondiente al paralelo 45°, que se supone de 980,665 cm/sec². La presión que una columna de mercurio de 76 cm de altura ejerce, en esta condición, es:

$$p_o = 1033{,}25 . 980{,}665 = \mathbf{1013{,}28} \text{ milibares.}$$

Ese proceder no es correcto. La gravedad no es constante en toda la superficie de la Tierra, sino que crece del ecuador hacia los polos. En consecuencia, el milibar usado en los servicios meteorológicos **no** es idéntico al milibar de la física, sino simplemente una nueva unidad de longitud, con la cual se reemplaza el milímetro de la medida legal.

En efecto, designando con b_0 la presión atmosférica a nivel del mar, y con b la presión en un lugar cualquiera, ambas expresadas en milímetros de la altura de la columna de mercurio, y con p_0 y p las mismas presiones en milibares de los servicios meteorológicos, se tiene,

$$p : p_0 = s.m.g.b \; : s.m.g.b_0 = b : b_0$$

y, considerando que $b_0 = 760$ mm, y $p_0 = 1013,\ 28$ mb,

$$p : 1013{,}28 = b : 760$$

de donde:

$$\mathbf{p} = 1{,}3333.b = \mathbf{4/3\ b}$$
$$\mathbf{b} = 0{,}7500.p = \mathbf{3/4\ p}$$

Como se ve, una columna de 750 mm de altura abarca exactamente 1000 mb. Empleando, pues, en la medición de la altura de la columna de mercurio una regla de 75 cm de longitud, dividida en 1000 partes iguales, se obtiene la presión atmosférica en "milibares" usados en los servicios meteorológicos.

La figura 164 suministra una información sobre la equivalencia de las dos medidas. Mayor exactitud, suficiente para los fines prácticos, permite alcanzar la figura 165, proyectando los valores de una escala en las divisiones de la otra.

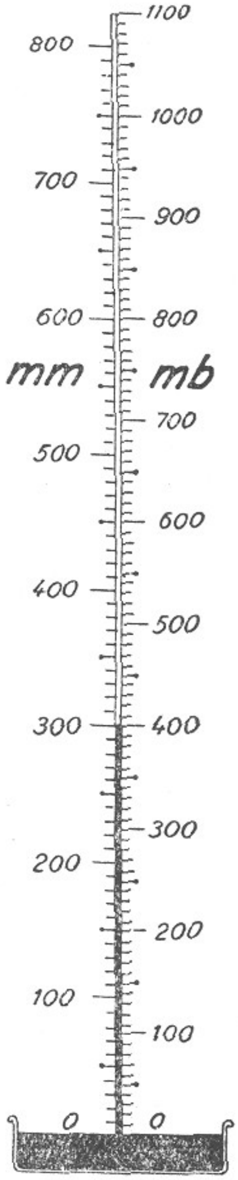

FIG. 164. — Esquema de un barómetro, con escalas en "milímetros", mm, y en "milibares", mb.

170. Barómetro de mercurio. — Los barómetros de mercurio que se fabrican en la actualidad son de dos tipos: barómetros de cubeta y barómetros de sifón.

a) En los *barómetros de cubeta*, un tubo de vidrio, aproximadamente de 1 m de longitud y de 2 a 12 mm de espesor, cerrado en su extremo superior y vaciado completamente de aire, se encuentra sumergido, por su extremo abierto, en una cubeta de mercurio. La presión del aire hace elevar el mercurio dentro de este tubo, hasta una cierta altura, dependiendo ésta del lugar en que se encuentra el aparato y de la pesantez momentánea que posee el aire. Establecido el equilibrio,

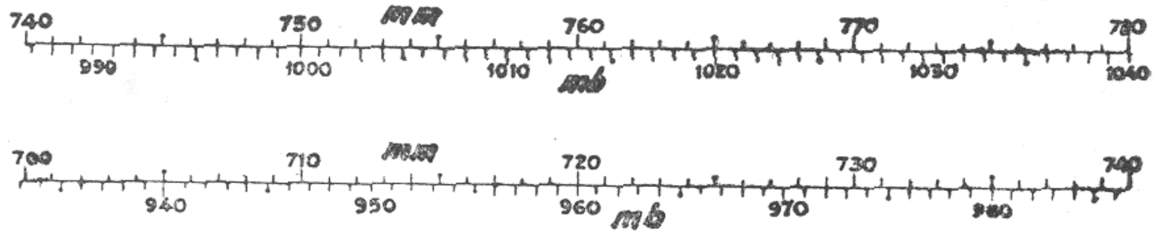

FIG. 165. — Escala de equivalencia de milímetros y milibares.

el peso de la columna de mercurio iguala la presión atmosférica, supuestas iguales secciones de referencia.

En la figura 166 están representadas las tres variedades de este grupo: *a* representa un barómetro con escala móvil; *b*, uno con escala fija, y por fin *c*, uno en que el nivel del mercurio puede ser elevado, por medio de un tornillo que actúa sobre el fondo de la cubeta, hecha de gamuza, hasta el "cero" de la escala.

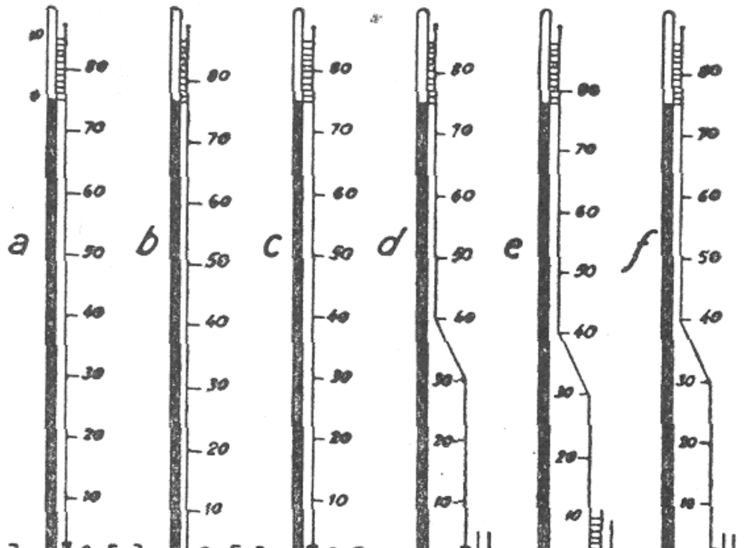

FIG. 166. — Tipos de barómetros de mercurio.

b) En los *barómetros de sifón*, el tubo de vidrio es curvo en su parte inferior. La rama larga es cerrada, y la corta, abierta. El aire presiona sobre esta rama abierta, por lo cual el nivel de mercurio se encuentra a distintas alturas. La diferencia de niveles entre las dos ramas es la medida de la presión atmosférica reinante.

En la misma figura 166 se encuentran representadas también las tres variedades de este grupo. La figura *d* representa un aparato con escala móvil; la *e*, uno con escala fija, y finalmente la *f*, uno de fondo de gamuza, en que el nivel de mercurio puede ser elevado hasta llegar al "cero" de la escala inferior.

Este último modelo es el más usado en los servicios meteorológicos. De su aspecto exterior da una idea la figura 167.

La medición de la altura de la columna de mercurio debe efectuarse teniendo el aparato en posición vertical, por lo cual éste debe estar suspendido de un garfio. Para conseguir cierta exactitud en la medición, los barómetros vienen acompañados de un cursor, provisto de una escala auxiliar, llamada *nonio,* en recuerdo de su inventor, el español Núñez. Acomodando el cursor de manera que esté rasante con la columna de mercurio, se leen los "milímetros" de la altura en la regla principal, y los "décimos de milímetro" en el nonio, en aquella línea de división que coincide con una línea de la regla principal. La figura 168 representa un caso de lectura de 761,5 mm.

FIG. 167. — Aspecto de un barómetro de mercurio, muy usado en los servicios meteorológicos.

Para que la lectura así obtenida represente la presión atmosférica y pueda ser comparada con presiones obtenidas en otros lugares, es necesario *corregirla:*

por la influencia de la temperatura del aparato;

por la depresión capilar;

por el remanente de aire en el vacío de Torricelli;

por la intensidad de la gravedad;

por la altura de su ubicación.

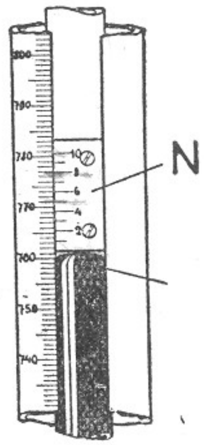

FIG. 168. — Para aumentar el grado de exactitud de la lectura del barómetro, se usa una escala auxiliar, llamada "nonio".

Conociendo la temperatura t^* del aparato por medio de un termómetro adjunto, y teniendo presente que el coeficiente de dilatación de mercurio $m = 0{,}180\ ^0/_{00}$ y el de la regla de latón $r = 0{,}018\ ^0/_{00}$, la corrección buscada, $\triangle b$, se obtiene por la fórmula:

$$\triangle b = -(m-r)b.t^* = -0{,}162.b.t^*$$

La figura 169 ilustra sobre la magnitud de esta corrección, de acuerdo con la temperatura y altura de la columna de mercurio.

La depresión capilar y la presión que ejerce el remanente de aire encerrado en el vacío de Torricelli, representan los "errores instrumentales" propiamente dichos. Su magnitud se obtiene comparando la presión dada por el barómetro con la indicada por un aparato patrón.

Sabemos ya que la intensidad de la gravedad no es la misma en todos los lugares. Por esta razón, para obtener la presión atmosférica correcta es necesario reducir la altura de la columna a la magnitud que tendría si la fuerza de gravedad, en el lugar de observación, fuera igual a la que existe a nivel del mar en el paralelo 45°. Esta corrección, $\triangle b'$, se obtiene por medio de la fórmula:

$$\triangle b' = -\left\{1 - \frac{2A}{r} - 0{,}00265.\cos^2\varphi\right\}b$$

Sobre la magnitud de la misma ilustra la figura 170.

Como veremos más adelante, la presión atmosférica cambia rápidamente con la altura del lugar. Por esta razón, para poder comparar presiones entre sí, es menester reducirlas previamente a un mismo *nivel de referencia,* que para los lugares bajos es el nivel del mar. La fórmula empleada es:

$$\log B = \log b + \frac{A}{18400\ (1 + \alpha t')}$$

en que *b* significa la altura de la columna de mercurio observada, *A* la altura del lugar, α = 1:273,16, el coeficiente de dilatación de los gases, y *t'* la temperatura media de la columna de aire entre el lugar y el nivel de referencia, que se obtiene sumando a la temperatura del aire del lugar una doscientava parte de la altura del mismo, expresada en metros.

Mejor resultado se obtendría si se tuviera en cuenta que la temperatura del aire crece, término medio, + 0,65° por 100 m de descenso, y se calculara, por consiguiente, con el valor

$$t' = t + (A : 300)$$

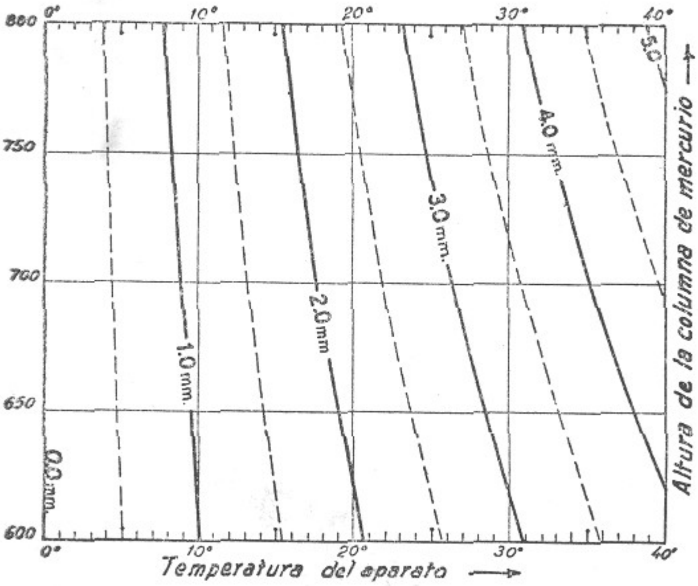

Fig. 169. — Corrección a aplicar a la altura de la columna de mercurio por la temperatura del aparato.

Asimismo, convendría reemplazar la constante 18400 por 18500, con lo que se tendría en cuenta también un discreto grado de humedad del aire.

Nota: Como se verá más adelante[1], esta fórmula de reducción es simplemente una variante de la f ó r m u l a d e L a p l a c e, usada en la hipsometría barométrica, de la cual fué despejado el factor log b_0, idéntico al factor log B.

Ejemplo: En Córdoba fué observada una altura de la columna de mercurio de 728,6 mm, indicando el termómetro acoplado al aparato + 22,0°, siendo, a la vez, la temperatura del aire de + 28,6°. El aparato se encuentra a una altura de 425,9 m sobre el nivel del mar, a 31° 25' de latitud. La corrección a aplicar por los errores instrumentales es, según una confrontación con un aparato patrón, de + 0,4 mm.

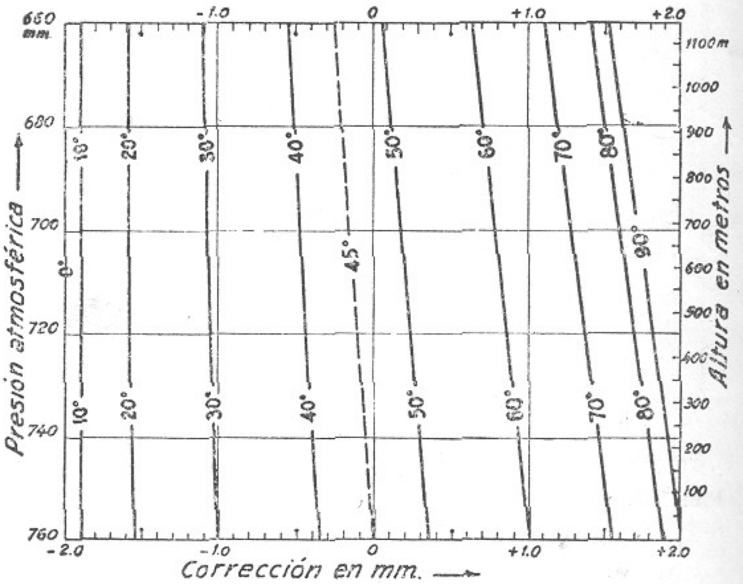

Fig. 170. — Corrección de la altura de la columna de mercurio por la gravedad, en función de la presión y de la latitud geográfica. Las rectas inclinadas representan los distintos paralelos.

[1] Ver pág. 264.

Altura de la columna de mercurio		=	728,6 mm
Corrección por la temperatura según figura 169		= −	2,6 „
Corrección por los errores instrumentales		= +	0,4 „
Corrección por la gravedad, según figura 170		= −	0,9 „
Presión atmosférica en el lugar		=	725,5 „
Temperatura del aire en el lugar	t	= +	28°,6
Corrección por la altura		= +	2°,1
Temperatura media de la columna de aire	t′	= −	30°,7
Reducción al nivel del mar		= +	35,6 „
Presión atmosférica al nivel del mar	B	=	761,1 „

Perniciosa es la influencia del viento. El aire en movimiento ejerce presión. Esta presión es restada a la presión que indica el barómetro. Por esta razón, los barómetros deben ser instalados en lugares donde estén resguardados del viento.

171. Barómetro aneroide. — El aparato más apropiado para una medición rápida de la presión atmosférica es el *barómetro aneroide* (sin aire), inventado en 1847 por Lucien Vidi (fig. 171).

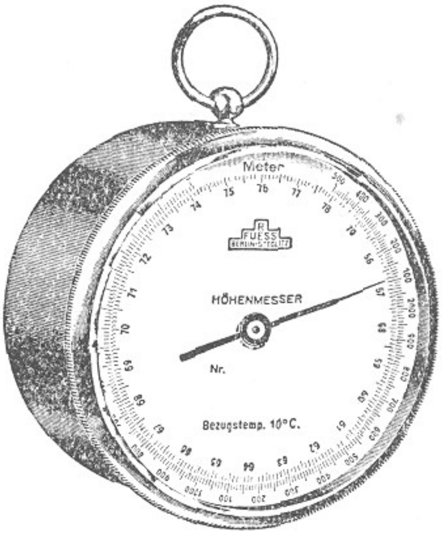

FIG. 171. — Barómetro aneroide.

La parte esencial de este aparato es una cápsula, de tapa elástica, acanalada, que contiene aire rarificado (figura 172). Para aumentar su resistencia, se encuentra montado un resorte. Debido a las variaciones de la presión atmosférica, la tapa de esta cápsula efectúa oscilaciones. Éstas son ampliadas considerablemente, por medio de un sistema de palancas, y hechas visibles por el movimiento de una aguja sobre una esfera que posee una escala adecuada; de modo que la posición de la aguja indica la presión atmosférica reinante. Esta división es empírica. Se obtiene comparando las indicaciones del aneroide con las presiones dadas por un barómetro de mercurio.

Las oscilaciones de la tapa varían entre 0,5 y 1 mm para una variación de la presión atmosférica de 100 mm. Por esta razón, para conseguir una exactitud de 0,1 mm en la presión es necesario registrar las oscilaciones de la tapa con una precisión de 1 μ, lo que da una idea de lo delicado del aparato y de la necesidad de su cuidadoso manejo. Los movimientos de la tapa son agrandados unas 250 veces por el mecanismo de transmisión, de manera que la medición de la presión resulta cómoda.

Las lecturas del barómetro aneroide tienen que ser *corregidas:*

a) por la torsión de la aguja;

b) por la temperatura del aparato;
c) por la errónea amplitud de la escala.

a) La presión leída en la esfera suele ser mayor o menor que la presión atmosférica verdadera, debido a que la cadenita de transmisión es demasiado corta o demasiado larga. El mismo efecto lo puede producir también una torsión de la aguja, en uno u otro sentido. Este error puede ser eliminado por medio de un tornillo de corrección, que se encuentra en el dorso del aparato.

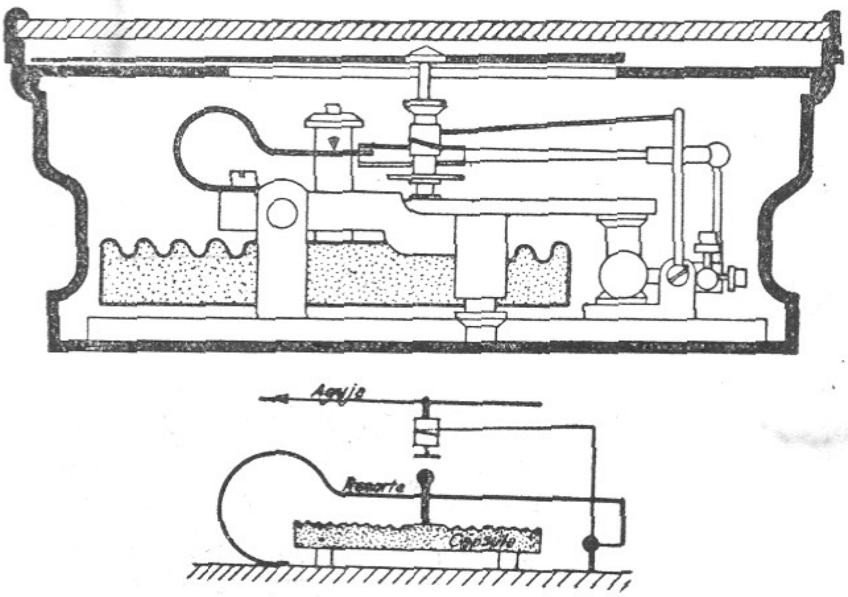

FIG. 172. — Esquema del interior de un aneroide.

b) La indicación del aneroide no debería variar con la temperatura. Sin embargo, esta exigencia no se cumple en la práctica, ya que el aparato se compone de metales de distinta dilatación térmica. Por esta razón, la lectura obtenida tiene que ser corregida por la temperatura del aparato. A este fin, los aneroides finos llevan un pequeño termómetro en la esfera. La temperatura indicada por el mismo puede considerarse como la "temperatura del aparato".

c) En general, los intervalos de la escala son o demasiado amplios o demasiado estrechos con respecto al mecanismo del aparato. También por esta razón debe corregirse la lectura. Esta corrección suele ser proporcional a la variación de la presión.

Las correcciones a aplicar a las indicaciones de un aneroide se obtienen merced a un examen minucioso de su comportamiento en diferentes condiciones, comparándolas con las señaladas por un aparato patrón, y se expresan, en forma matemática, por la llamada *ecuación del aneroide.*

Si b es la presión atmosférica leída en el aneroide, t la temperatura indicada por el termómetro adjunto, c_0 la "torsión de la aguja" y c_1 y c_2 coeficientes determinados por las confrontaciones descriptas, la presión atmosférica verdadera, B, queda expresada, en forma general, por la ecuación:

$$B = b + c_0 - c_1 t + c_2 (760 - b)$$

Así, por ejemplo, un aparato marca Bohne, Nº 411, tiene la siguiente "ecuación":

$$B = b + 3{,}6 - 0{,}022 . t + 0{,}0053 . (760 - b)$$

EJEMPLO: Si la presión atmosférica observada con este aparato es $b = 715{,}3$ mm, y la temperatura indicada por el termómetro adjunto $t = 18°$ C, la presión atmosférica reinante, B, es:

$B = b$	....	$=$	715,3 mm,
$+ c_0$	....	$= +$	3,6 „
$- 0{,}022 . 18°$	....	$= -$	4,0 „
$+ 0{,}0053\,(760{,}0 - 715{,}3)$	......	$= +$	0,2 „
	B	$=$	**715,1 mm.**

Dado que los aneroides se calibran con ayuda de las presiones acusadas por los barómetros de mercurio, debidamente reducidas, las presiones por ellos indicadas **no** requieren más corrección por la intensidad de la gravedad.

172. Barógrafo. — Para registrar la presión atmosférica en forma continuada, se emplean *barógrafos aneroides* compuestos de una serie de cápsulas. Las oscilaciones de éstas son convenientemente ampliadas y registradas en una hoja de papel adherida a un tambor, que, movido por un mecanismo de reloj, efectúa un giro completo en 24 horas o en 7 días, según la finalidad del aparato (fig. 173).

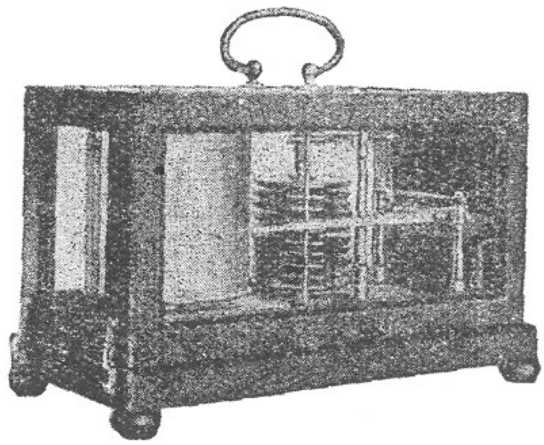

FIG. 173. — Barógrafo común, con registro semanal de la presión.

La mayoría de los barógrafos registran las variaciones de la presión atmosférica en escala original, o sea en la misma medida en que oscila la altura de la columna de mercurio. Hay también aparatos que las registran, para mayor comodidad en las lecturas, en escala doble, o triple.

Debido a la facilidad con que se descomponen estos aparatos, sus indicaciones tienen que ser verificadas frecuentemente con las presiones que suministra un barómetro de mercurio.

173. Termobarómetros. — La presión atmosférica puede ser determinada también mediante un termómetro fino, midiendo la temperatura de ebullición del agua químicamente pura o del agua de lluvia. Los termómetros usados para este fin se llaman *termobarómetros*, o, en consideración a que con los mismos puede determinarse también la altura del lugar de observación, *hipsómetros*.

Como sabemos[1], de la superficie del agua se desprenden continuamente partículas de vapor de agua, que se difunden por el espacio. Esta evaporación es tanto más intensa cuanto más caliente es el agua. Cuando la temperatura llega a 100°, la cantidad de vapor que difundió en el espacio es de 588 gr/m³, y su presión, de 760 mm, o sea "idéntica" a la presión atmosférica normal. Si la temperatura aumenta algo más todavía, esta presión "supera" la presión que ejerce el aire. Desde este momento, el paso del agua del estado líquido al gaseoso es rápido.

Si la presión atmosférica es menor que la normal, la presión del

[1] Ver páginas 33 y 37.

vapor de agua la iguala ya en una temperatura inferior a 100°. Éste es el f e n ó m e n o b á s i c o, en que se funda la determinación de la presión atmosférica, por medio de la medición de la temperatura del agua en estado de ebullición.

Fig. 174. — Relación entre la temperatura de ebullición del agua y la presión atmosférica reinante.

La figura 174 representa la relación entre estos dos elementos. De ella se desprende, por ejemplo, que en el cerro Champaquí, de las sierras de Córdoba, que tiene una altura de 2850 m, y donde, por consiguiente, reina una presión atmosférica de 536 mm, el agua hierve a una temperatura de 90,5°.

En consideración a que la temperatura de ebullición varía muy poco con la presión atmosférica (0,01° por 0,25 mm de presión), se entiende que los termómetros empleados en estas mediciones deben ser muy precisos, y su lectura efectuarse con sumo cuidado. Para mayor comodidad, ellos vienen graduados ya en "milímetros de presión", de modo que se evita la transformación de las temperaturas en presiones.

La figura 175 muestra un *hipsómetro* listo para prestar servicio. Desde el momento en que principia a hervir el agua que se encuentra en el recipiente A, se espera unos 5 minutos para que todo el aparato uniforme su temperatura, cuidando a la vez que el hilo de mercurio del termómetro sobresalga del tubo B sólo unos 5 mm. La lectura se efectúa con ayuda de una lente. La presión así obtenida no necesita corrección alguna, si la escala del termómetro está correctamente graduada.

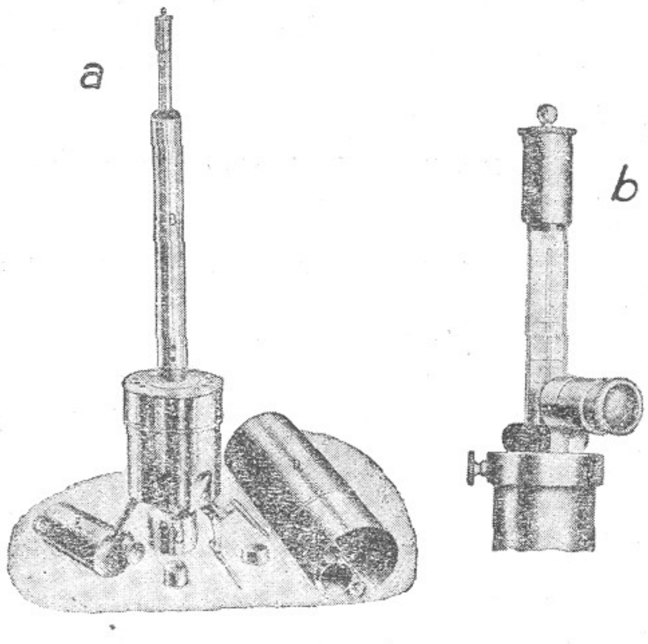

Fig. 175. — Termobarómetro. *a*: conjunto de las piezas, *b*: lente de aumento para la observación del hilo de mercurio.

El hipsómetro es un aparato indicado para la medición de la presión atmosférica y para el control de los barómetros aneroides en v i a j e s d e e x p l o r a c i ó n, por su solidez, comodidad de transporte y elevada precisión.

174. Variómetros. — Frecuentemente interesa conocer no tanto la presión atmosférica como s u s v a r i a c i o n e s e n e l t i e m p o. Los aparatos que permiten medirlas se llaman *variómetros,* o también *microbarómetros.* Se componen de un recinto isotérmico, en comunicación con el aire exterior por un tubo capilar. Si la presión exterior aumenta, el aire de este recinto se comprime. Y a la inversa, cuando disminuye, se dilata. La magnitud de estas variaciones se hace visible por el movimiento de un índice líquido, consistente en una gota introducida en el capilar.

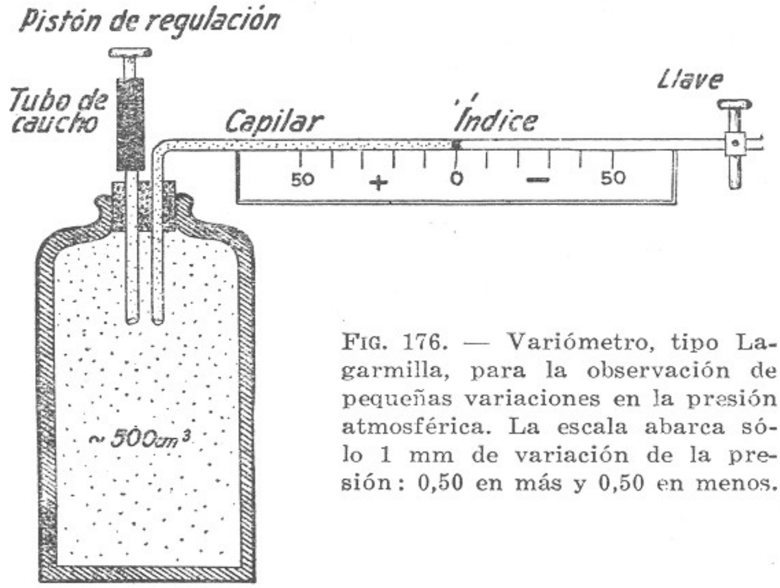

Fig. 176. — Variómetro, tipo Lagarmilla, para la observación de pequeñas variaciones en la presión atmosférica. La escala abarca sólo 1 mm de variación de la presión: 0,50 en más y 0,50 en menos.

Con un variómetro, fácilmente se registran variaciones de 0,01 mm de presión atmosférica, por lo cual puede ser empleado en la observación minuciosa de las modalidades del viento y del movimiento de pequeñas masas aéreas por la superficie de la tierra.

En la figura 176 reproducimos un variómetro tipo R. Lagarmilla, Montevideo, que con relativa facilidad puede ser construído por cualquier aficionado. Consta de un frasco Dewar de medio litro de capacidad, que hace de recinto isotérmico. Su tapón, de goma, lleva dos perforaciones, que permiten el paso de dos trocitos de tubo de vidrio. Uno de ellos empalma con un capilar, en posición horizontal, de 3 mm de diámetro interior, sujeto a una tablilla que lleva una escala graduada en centésimos de milímetro de presión de mercurio. El otro tubo comunica con un pistón de regulación, cuyo cuerpo es un trozo de tubo de caucho, y cuyo émbolo lo constituye un trozo de varilla de vidrio. La misión de este pistón es permitir llevar el índice líquido, consistente en una gota de xilol o de nafta ligera, introducido en el capilar mediante un cuentagotas, al centro de la escala graduada.

Para poner el aparato en estado de servir, se abre la llave de paso del tubo capilar, y valiéndose del pistón de regulación se lleva la gota al centro de la escala. La observación consiste en la apreciación del movimiento de la gota. Terminada la observación, corresponde bloquear el aparato, cerrando de nuevo la llave de paso del aire.

La *aviación* emplea el variómetro para el vuelo por una isobara, ajustándose en todo momento al índice del aparato, que ha de permanecer en el centro de la escala. El vuelo de esta característica se llama "vuelo horizontal". Con el mismo instrumento se mide también la rapidez de la variación de la presión atmosférica, y con ello la velocidad de ascenso o descenso del avión.

Igualmente en la *altimetría fina* le está reservado un importante lugar a este aparato.

B) DENSIDAD DEL AIRE

175. Generalidades. — Por *densidad* del aire se entiende[1] la relación que existe entre la MASA total de las moléculas de los distintos gases que lo componen y el VOLUMEN que ocupa.

El volumen del aire se expresa en centímetros cúbicos, en decímetros cúbicos, o sea el "litro", y cuando se tiene en cuenta también el grado de humedad del aire, en metros cúbicos.

En condiciones físicas normales —temperatura $t = 0°$, presión $p = 760$ mm, altura $A = 0$ m, o sea a nivel del mar y latitud $\varphi = 45°$—, la densidad del aire seco es:

$$\begin{aligned} \delta_o &= \mathbf{1{,}29307}\ \mathrm{kg/m^3}; \\ &= 1{,}29307\ \mathrm{gr/dm^3}; \\ &= 0{,}001293\ \mathrm{gr/cm^3}. \end{aligned}$$

Como se desprende de la definición dada, la densidad del aire depende de dos factores: la masa y el volumen. La masa la da el número total de las moléculas y el peso molecular de ellas; el volumen está condicionado por la temperatura que tiene el aire y la presión a que está expuesto. Si alguno de estos factores cambia, automáticamente varía la densidad del aire.

A la *expresión matemática* de la densidad del aire se llega con el siguiente razonamiento:

Como sabemos[2], comprimiendo el aire encerrado en un recipiente, su volumen disminuye. Por esta razón, sus moléculas disponen de menos espacio; su acomodo, en consecuencia, es más denso. La relación entre los factores que intervienen en el fenómeno lo expresa la LEY DE BOYLE-MARIOTTE. Según ella, supuesta la temperatura constante,

$$P_o : p = \delta_o : \delta = V : V_o$$

de donde:

$$\begin{aligned} \delta &= \delta_o \,.\, p : p_o = \mathrm{const}_1 \,.\, p \\ &= \delta_o \,.\, V_o : V = \mathrm{const}_2 : V \end{aligned}$$

lo que expresa que la densidad del aire es directamente proporcional a la presión bajo la cual se encuentra, e inversamente proporcional al espacio que ocupa. A mayor presión corresponde mayor densidad; a mayor espacio, menor densidad.

Sabemos también[3] que calentando el aire, su volumen aumenta, siempre que no se modifique la "presión" bajo la cual se encuentra. En este caso, las moléculas disponen de más espacio; su acomodo resulta, en consecuencia, menos denso. Si, al contrario, quedara conservado el "volumen" del aire durante el calentamiento,

[1] Ver página 23.
[2] Ver página 28.
[3] Ver página 29.

la presión aumentaría, pero no se modificaría la densidad, porque ni el volumen del aire ni el número de moléculas habría cambiado. Estas relaciones las expresa la LEY DE GAY-LUSSAC, según la cual:

$$V = V_0\ (1 + \alpha t) = V_0 . T : T_0 = const_3 . T$$
$$p = p_0\ (1 + \alpha t) = p_0 . T : T_0 = const_4 . T$$
$$\delta = \delta_0 : (1 + \alpha t) = \delta_0 . T_0 : T = const_5 : T$$

Esta última ecuación expresa que la densidad del aire es inversamente proporcional a su temperatura absoluta, mientras no varíe la presión bajo la cual se encuentra.

La fórmula que expresa la influencia de la temperatura y de la presión a la vez, la obtenemos razonando de la siguiente manera:

Una masa de aire puede ser primero comprimida, luego calentada. Durante la compresión obedecerá a la ley de Boyle-Mariotte; durante el calentamiento se comportará conforme a la ley de Gay-Lussac. El primer proceso está expresado por la ecuación:

$$\delta' = \delta_0 . \frac{p}{p_0}$$

el segundo por la ecuación:

$$\delta = \delta' : (1 + \alpha t)$$

Teniendo en cuenta los dos procesos a la vez, resulta:

$$\delta = \frac{\delta_0}{1 + \alpha t} \cdot \frac{p}{p_0} = \delta_0 . \frac{T_0}{T} \cdot \frac{p}{p_0}$$

fórmula que expresa la densidad del aire de acuerdo con sus variables principales: temperatura y presión. La densidad del aire es directamente proporcional a la presión bajo la cual se encuentra, e inversamente proporcional a la temperatura absoluta que tiene.

En la figura 177 se encuentran representados los valores numéricos correspondientes a esta fórmula, valores que pueden ser interpretados indistintamente como densidad —kilogramo de "masa" por metro cúbico—, o como peso específico —kilogramo de "peso" por metro cúbico.

176. Influencia de la humedad. — En el aire siempre hay humedad, o sea cierta cantidad de vapor de agua, variable de un lugar a otro y de un momento a otro.

Según la LEY DE AVOGADRO, en iguales condiciones físicas, el número de moléculas que hay en un determinado volumen es igual para todos los gases. Este número es $27 . 10^{18}$ por cm^3. En el aire húmedo, las moléculas de agua ocupan sitios que antes, mientras el aire era seco, ocupaban las moléculas de aire. Pero las moléculas de agua son más livianas que las moléculas de aire. Por esta razón, la densidad del aire húmed o, c o m o t a m b i é n s u p e s o e s p e c í f i c o, e s *menor* q u e e l d e l a i r e s e c o.

La corrección que corresponde aplicar a la densidad del aire seco, por su contenido en humedad, se obtiene de la siguiente manera:

Ya que según la Ley de Avogadro, en igualdad de condiciones físicas, en igual volumen se encuentra igual número de moléculas, resulta que e n t r e l a s d e n s i d a d e s d e d o s g a s e s d e b e e x i s t i r l a m i s m a r e l a c i ó n q u e e n t r e s u s p e s o s m o l e c u l a r e s. Designando con *a* la densidad del aire y con

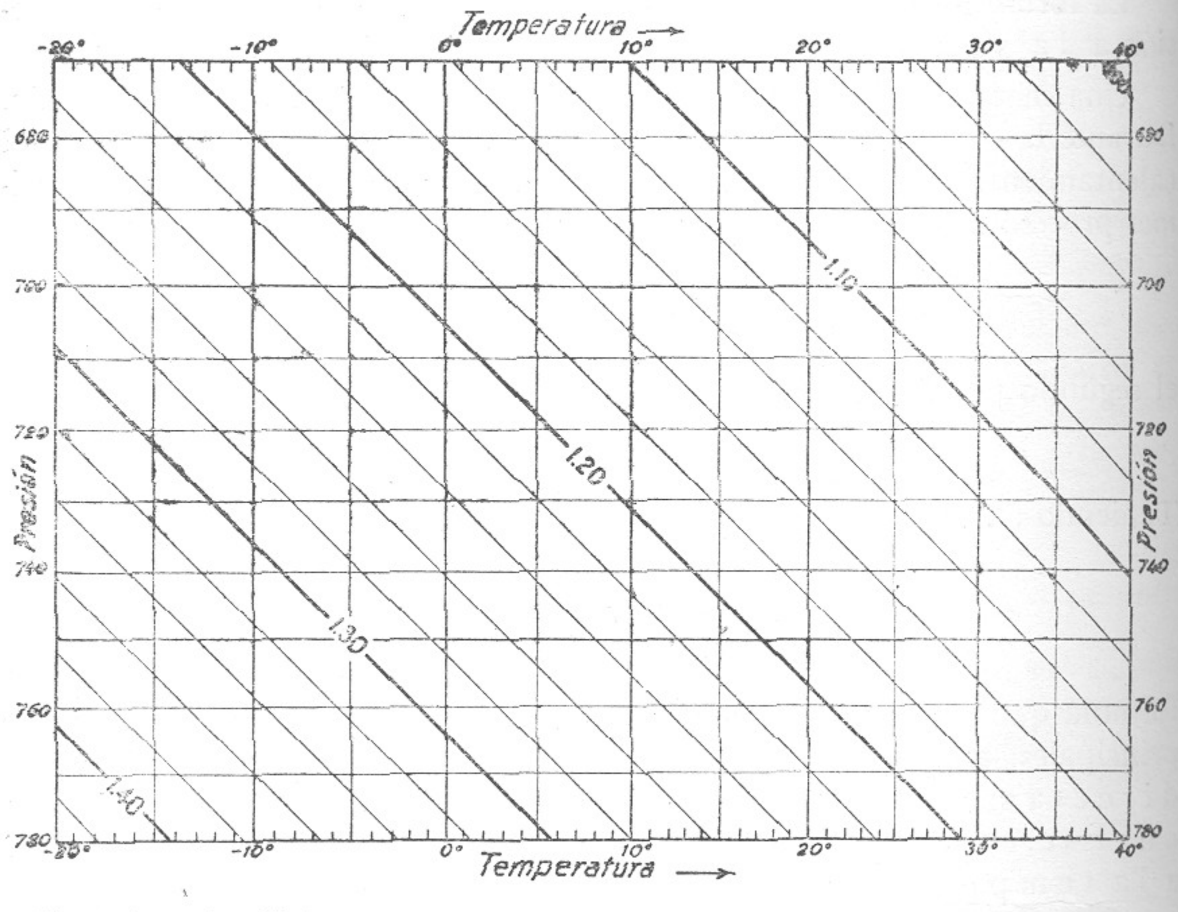

FIG. 177. — Densidad y peso específico del aire en dependencia de su temperatura y presión.

h la densidad del vapor de agua, y con m_a y m_h los pesos moleculares correspondientes, 28,95 y 18,02, respectivamente, se tiene:

$$h : a = m_h : m_a = 18{,}02 : 28{,}95$$

de donde:

$$h = \frac{18{,}02}{28{,}95} \cdot a = 0{,}623 \cdot a \cong \frac{5}{8} \cdot a$$

Comparando ahora d o s ambientes húmedos, uno en el que la presión del vapor de agua es sólo *e* mm, con otro en el cual la presión es *p* mm, basándose en la Ley de Boyle-Mariotte, entre las densidades respectivas existe la misma relación que entre las presiones, o sea que:

$$h' : h = h' : \frac{5}{8}.a = e : p$$

por lo cual:

$$h' = \frac{5}{8}.a.\frac{e}{p}$$

Si este mismo medio estuviese formado por moléculas de aire, en lugar de moléculas de agua, su densidad sería:

$$a' = \frac{8}{8}.a.\frac{e}{p}$$

Sustituyendo, pues, las moléculas de aire por moléculas de agua, la reducción de la densidad del medio es:

$$\triangle a = a' - h' = \frac{3}{8}.a.\frac{e}{p}.$$

La densidad del aire húmedo puede ser considerada como igual a la densidad del aire seco, disminuída por esta reducción, o sea:

$$a'' = a - \frac{3}{8}.a.\frac{e}{p} = a \left(1 - \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{p}\right)$$

Usando las designaciones anteriores, y reemplazando *a* por el valor dado en la fórmula, deducida más arriba, se obtiene:

$$\delta = \frac{\delta_0}{1+\alpha t} \cdot \frac{p}{p_0} \left\{1 - \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{p}\right\}$$

$$= \frac{1{,}29307}{760} \cdot \frac{p}{1+\alpha t} \left\{1 - 0{,}377 \frac{e}{p}\right\}$$

fórmula que expresa la *densidad del aire* ya en relación con tres variables: temperatura, presión atmosférica y grado de humedad.

La REDUCCIÓN de la densidad del aire, por su contenido en humedad, es pequeña. Los valores máximos, correspondientes a aire saturado, son:

t°	=	−20°	−10°	0°	10°	20°	30°	40°	50°
$\triangle\delta$	=	− 0	− 1	−3	−6	−10	−18	−31	−50 gr/m³

Para un ambiente de humedad relativa, de 50 %, por ejemplo, estas correcciones se reducen a la mitad. Por esta razón, los valores representados en la figura 117 pueden ser utilizados también para el aire húmedo, mientras no se necesite una exactitud muy elevada y no se trate de ambientes muy calientes.

177. Influencia de la gravedad. — Si la presión atmosférica no hubiera sido medida con un barómetro aneroide o con termobarómetro, sino con un barómetro de mercurio, entonces correspondería efectuar todavía una *corrección por la gravedad,* dependiente de la latitud φ y la altura *A* del lugar de observación.

La expresión completa de la densidad del aire, de acuerdo con las cinco variables que la determinan —supuesta, pues, medida la presión con un barómetro a mercurio—, sería:

$$\delta = \frac{\delta_0}{1+\alpha t} \cdot \frac{p}{p_0} \left(1 - 0{,}377 \frac{e}{p}\right) \left\{1 - \frac{2A}{r} - 0{,}00265.\cos^2\varphi\right\}$$

178. Variación de la densidad. — Los tres elementos principales que determinan la densidad del aire —temperatura, presión y grado de humedad— acusan considerables variaciones en el tiempo y en el espacio. Por esto se observan también variaciones de consideración en la densidad del aire, tanto en el curso de un día como a lo largo del año, perfilándose a través de ellas netamente la existencia de un *período diurno* y de un *período anual* de la misma.

El aire alcanza su "máxima densidad" a la madrugada, a la salida del sol, y su "mínima densidad" durante las horas de mayor calor. Gran densidad posee el aire, asimismo, en el invierno, y pequeña en verano. En Córdoba, situada en el centro geográfico de la Argentina, la diferencia entre los valores estacionales extremos llega a 20 %.

Grande es también la diferencia de densidades entre la región tropical y las regiones polares. En julio, la densidad media del aire en el polo sur es de 1,536 kg/m^3; en el ecuador, al mismo tiempo, sólo de 1,169 kg/m^3; la diferencia es, pues, de 24 %.

179. Disminución de la densidad con la altura. — Como sabemos[1], el número de moléculas de los gases que componen el aire, inclusive la cantidad de vapor de agua, disminuye con la altura. Como consecuencia natural, también disminuye la densidad del aire.

Conociendo la temperatura, la presión atmosférica y el grado de humedad del aire en distintas alturas, las densidades correspondientes pueden ser calculadas. Para una expresión matemática sencilla de los valores así obtenidos podría buscarse una parábola o una hipérbola, con la exigencia de que se ajuste lo mejor posible a ellos.

La expresión matemática correcta de la *disminución de la densidad* del aire, en relación con la altura es:

$$\log \delta = \log \delta_0 + \left(\frac{g}{R\gamma} - 1\right)\{\log T - \log T_0\}$$

donde g significa la aceleración de la gravedad, γ el gradiente térmico, y R la llamada "constante de los gases", cuyo valor es $p_0 : \delta_0 . T_0 = p_0 . V_0 . \alpha$.

Si el aire fuese seco y de igual temperatura en cualquier nivel, la disminución de la densidad seguiría la ley de crecimiento orgánico, de manera que elevándonos en progresión aritmética, encontraríamos la densidad del aire disminuída en progresión geométrica. Debido al descenso continuo de la temperatura con la altura, esta ley no se cumple con el debido rigor.

En la "Atmósfera Standard", con temperatura + 15° en la superficie de la tierra, y por consiguiente, con $\delta_0 = 1{,}2255$ kg/m^3, la reducción de la densidad en progresión geométrica se realiza en las siguientes alturas *A*:

$\delta_0 = 1.\ \delta_0 = 1{,}2255$ kg/m^3	$A_0 = 0$ m		
$\delta_1 = 1/2\ \delta_0 = 0{,}6128$ „	$A_1 = 6659$ „	$\triangle A_1 = 6659$ m.
$\delta_2 = 1/4\ \delta_0 = 0{,}3064$ „	$A_2 = 12088$ „	$\triangle A_2 = 5429$ „
$\delta_3 = 1/8\ \delta_0 = 0{,}1532$ „	$A_3 = 16484$ „	$\triangle A_3 = 4396$ „

Como se ve, las diferencias de altura $\triangle A$ no son constantes, sino que disminu-

[1] Ver página 47.

yen con la altura, debido al descenso de temperatura, que se verifica en la medida de 0,65° por cada 100 m de elevación.

NOTA: En atención a que tanto la temperatura del aire como la presión atmosférica y el grado de humedad, que en conjunto determinan la densidad del aire, disminuyen con la altura, parece factible, del valor circunstancial de ellos, deducir la altura en que fueron observados. Con esta posibilidad, de mucho interés para la cartografía, ingeniería, exploraciones científicas, turismo y aviación, nos ocuparemos más adelante, en el capítulo V, D) *Altimetría.*

180. Vuelco de masas aéreas. — Los factores "principales" que determinan la densidad del aire son la presión y la temperatura. Ambos disminuyen con la altura. Debido a la disminución de la presión, la densidad del aire, conforme a la ley de Boyle-Mariotte, disminuye, pero debido a la disminución de la temperatura, conforme a la ley de Gay-Lussac, aumenta. En la gran mayoría de los casos prevalece la influencia de la presión, de modo que la densidad del aire disminuye con la altura.

Se entiende que cuanto más rápido es el descenso de la temperatura con la altura, más frenada queda la influencia de la disminución de la presión. Las dos influencias se equilibran, o sea que la densidad del aire queda invariable cuando el descenso de temperatura llega a $-3{,}4°$ por 100 m de elevación. En este caso, la densidad del aire es la misma en cualquier altura. La atmósfera de esta condición se llama *atmósfera homogénea.*

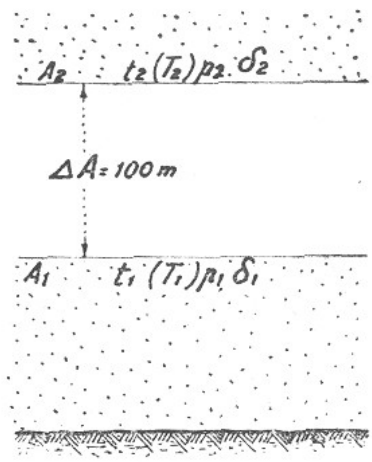

FIG. 178. — Condiciones atmosféricas reinantes en dos niveles, separados 100 m.

Supongamos dos alturas, A_1 y A_2, con las condiciones atmosféricas correspondientes (fig. 178). Las densidades respectivas están expresadas por las fórmulas:

$$\delta_1 = \frac{\delta_0}{1 + \alpha t_1} \cdot \frac{p_1}{p_0} \qquad\qquad \delta_2 = \frac{\delta_0}{1 + \alpha t_2} \cdot \frac{p_2}{p_0}$$

Si las dos densidades son iguales, entonces:

$$\frac{p_1}{p_2} = \frac{1 + \alpha t_1}{1 + \alpha t_2} = \frac{T_1}{T_2}$$

o sea: en una atmósfera homogénea, entre las temperaturas absolutas existe la misma relación que entre las presiones.

Esta relación puede ser escrita también en la forma:

$$2 \cdot \frac{p_1 - p_2}{p_1 + p_2} = 2 \cdot \frac{T_1 - T_2}{T_1 + T_2}$$

Reemplazando:

$p_1 - p_2$ por Δp = disminución de la presión;
$(p_1 + p_2) : 2$ " p = promedio de presiones;
$T_1 - T_2$ " ΔT = disminución de la temperatura;
$(T_1 + T_2) : 2$ " T = promedio de temperaturas,

y despejando ΔT, se tiene:

$$\Delta T = T \cdot \frac{\Delta p}{p}$$

En el subcapítulo siguiente se demostrará que un desnivel $\Delta A = A_1 - A_2$ puede ser expresado por la fórmula:

$$\Delta A = -k\,(1 + \alpha t)\,\frac{\Delta p}{p}$$

$$= -k\,\frac{T}{T_0} \cdot \frac{\Delta p}{p}$$

donde k significa una "constante", cuyo valor numérico, para la región central de la Argentina, es 8030. De esta relación resulta que:

$$\frac{\Delta p}{p} = -\frac{\Delta A}{k} \cdot \frac{T_0}{T}$$

lo que, substituído en la fórmula anterior, da:

$$\Delta T = -\frac{\Delta A . T_0}{k}$$

Para un desnivel $\Delta A = 100$ m, obtenemos:

$$\Delta T^0 = \frac{100.273,16^\circ}{8030} = -\ \mathbf{3{,}42^\circ}$$

gradiente térmico que conocemos ya por el nombre de *gradiente isostérico u homogéneo.*

Desde el momento en que el gradiente térmico llega a ser mayor de $-3{,}4^\circ/100$ m, prevalece sobre la densidad del aire la influencia de la temperatura. El aire en la altura llega a ser, entonces, más denso que el aire que cubre el suelo, situación que no puede durar. El aire pesado cae sobre la superficie de la tierra, desparramándose por la misma y desalojando de este modo al aire liviano que la cubre.

Ese "vuelco" o "inversión" de las masas aéreas es muy frecuente en la Naturaleza. En realidad, forma la esencia del fenómeno llamado *convexión* de las masas aéreas. Se realiza en todas las dimensiones, desde las más pequeñas, milimétricas, hasta las muy grandes, kilométricas. Estas últimas desempeñan un papel de importancia en la formación de las tormentas (véase Cap. VII).

181. Importancia de la densidad para la meteorología. — Consideremos dos prismas de aire, P_1 y P_2 (fig. 179), que cubren dos regiones, separadas por la distancia D. Supongamos que la presión atmosférica por encima de estos prismas es *idéntica*, p_0, *pero distinta en* la base de ellas, siendo en la primera p_1 y en la segunda p_2. Unamos estos dos prismas por medio de un túnel cuya sección sea $s = 1$. El prisma de aire que contiene este túnel es presionado, en uno de sus frentes, por la fuerza p_1, *y en el otro, por* la fuerza p_2. Cuando la diferencia de estas dos presiones $\Delta p = p_1 - p_2$, llega a ser lo suficientemente potente como para vencer la resistencia que el rozamiento opone al desplazamiento de este *prisma*, el aire se pone en movimiento. Dicho de otra manera: *se inicia el viento.*

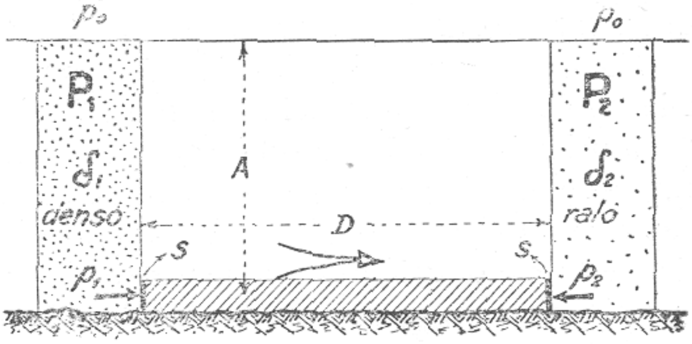

FIG. 179. — *Diferencia de densidades del aire produce diferencia de presiones. Ésta suele originar movimientos.*

Las presiones a que está expuesto este prisma son:

$$p_1 = p_0 + A. \ \delta_1.g \qquad y \qquad p_2 = p_0 + A. \ \delta_2.g$$

donde *A* significa la altura de los prismas, δ las densidades, y *g* la aceleración de la gravedad. De estas dos ecuaciones se deduce que:

$$p_1 - p_2 = \Delta p = A. \ g\{\delta_1 - \delta_2\}$$

o sea que:

$$\Delta p = \text{const.} \Delta \delta$$

lo que indica que la diferencia de presiones es proporcional a la diferencia de densidades. Cuanto mayor es la diferencia de densidades, mayor es la "posibilidad" de que el aire se ponga en movimiento y se inicie el viento.

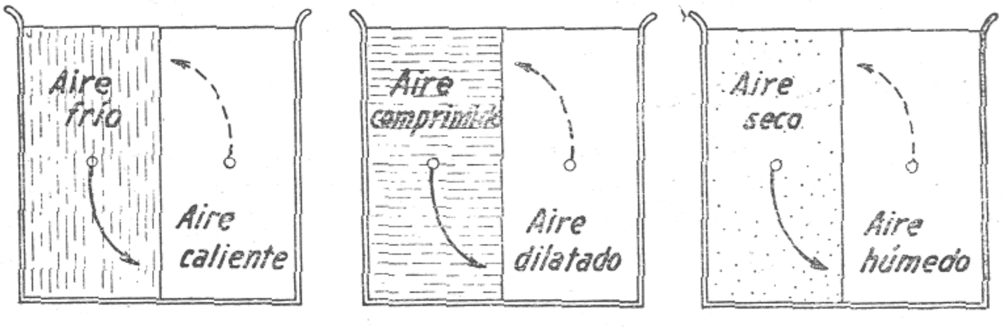

FIG. 180. — El aire trata de acomodarse conforme a su densidad. El aire *frío* desaloja al aire caliente, el aire comprimido al aire dilatado y el aire seco al aire húmedo.

Estos movimientos tienen como finalidad realizar un acomodo de las masas aéreas sobre la superficie de la Tierra, conforme a su densidad: las pesadas, en contacto con el suelo; las livianas, en la altura. Teniendo en cuenta los tres factores que determinan la densidad del aire, puede decirse también (fig. 180) que:

el aire frío desaloja al aire caliente;
el aire seco desaloja al aire húmedo;
el aire presionado desaloja al aire dilatado.

La causa de todos estos movimientos es la *fuerza de gravedad*. En cuanto se produce alguna diferencia de densidad, existe la posibilidad de su intervención.

Como puede deducirse de estas pocas consideraciones, el conocimiento de la densidad del aire en los distintos lugares de la Tierra sería de mucha utilidad para la comprensión y, como resultado, también para la previsión de los movimientos de las masas aéreas. Desgraciadamente, no existe todavía ningún aparato mediante el cual pueda adquirirse este conocimiento. La densidad del aire no se mide; cuando se necesita, es menester calcularla.

Este inconveniente se suple, en gran parte, teniendo en cuenta que, según la última fórmula, la diferencia de presiones entre dos lugares es proporcional a la diferencia de densidades existente en los mismos. El conocimiento de la distribución de la presión atmosférica puede reemplazar, de esta manera, al conocimiento de la distribución de la densidad. Por esta razón, la presión atmosférica adquiere un lugar preponderante entre los elementos meteorológicos, llegando a ser el *barómetro* uno de los aparatos de mayor importancia.

182. Importancia de la densidad para la aviación. — Para que un avión pueda volar, es necesario que sea "sostenido" en el aire y que pueda vencer la "resistencia a su avance".

La *sustentación* del avión es tanto más fácil cuanto mayor es la superficie alar, cuanto mayor es su velocidad y cuanto mayor es la densidad del aire.

Designando con s_h la superficie horizontal del avión, con δ la densidad del aire, con g la aceleración de la gravedad, con v la velocidad del vuelo, y con c_h un coeficiente que depende de la forma del avión, la sustentación S del avión está expresada por la fórmula:

$$S = c_h \cdot s_h \cdot \frac{\delta}{2g} \cdot v^2$$

En invierno y en las horas de la mañana, en que la densidad del aire es elevada, se requiere poca velocidad para despegar el avión del suelo y sostenerlo en el espacio; el *decolage* y el *aterrizaje* resultan fáciles. Lo contrario sucede en verano y en las horas de mucho calor, cuando la densidad del aire es pequeña. En este caso, se necesita mayor velocidad. El *decolage* y el *aterrizaje* son dificultados.

La densidad del aire disminuye con la altura. Por esta razón, cuanto más alto se encuentra un aeródromo, mayor velocidad necesita el avión para despegar del suelo. Pero, para adquirir mayor velocidad se necesita más tiempo y mayor espacio. El *carreteo* del avión resulta forzosamente más largo. En consecuencia, las pistas de aterrizaje situadas en lugares elevados deben tener mayor longitud que aquellas que se encuentran ubicadas en lugares muy bajos, próximos al nivel del mar.

También la *resistencia al avance* que encuentra el avión depende de la densidad del aire. En capas atmosféricas bajas, en que la densidad es elevada, igualmente lo es la resistencia. Lo contrario sucede en las capas altas, en que la densidad es pequeña. En ellas, también la resistencia al avance es pequeña, y por consiguiente, la velocidad del vuelo puede ser mayor. Es por esta razón que se buscan las grandes alturas cuando se pretende alcanzar gran velocidad en el vuelo.

La resistencia al avance, *R*, se expresa, a su vez, por la fórmula:

$$R = c_v \cdot s_v \cdot \frac{\delta}{2g} \cdot v^2$$

donde s_v significa la superficie frontal del avión, y c_v un coeficiente dependiente de la forma del mismo.

La densidad del aire es un factor importante, asimismo, para el proceso de *carburación*. Por la disminución de la densidad del aire con la altura entra cada vez menos aire, y por consiguiente, también menos oxígeno en el carburador. La mezcla detonante resulta así demasiado rica, su combustión es imperfecta, y por consiguiente, aminorado su rendimiento.

Para evitar esta disminución de la potencialidad del motor hay que cuidar que en el carburador entre siempre, a cualquier altura que se encuentre el avión, la cantidad de aire necesaria para la combustión. Esto se consigue con el empleo del llamado "corrector altimétrico".

C) IMPORTANCIA DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

183. Factores que determinan la presión atmosférica. — De la ecuación que expresa la densidad del aire en relación con la presión y la temperatura, puede despejarse la *presión atmosférica,* obteniendo:

$$p = \frac{\delta}{\delta_0} \cdot (1 + \alpha t) \cdot p_0$$

$$= \frac{\delta}{\delta_0} \cdot \frac{T}{T_0} \cdot p_0$$

y con los valores numéricos respectivos, $\delta_0 = 1{,}29307$ kg/m³, $p_0 = 760$ mm y $T_0 = 273{,}16°$.

$$p = 587{,}8 \cdot \delta \cdot (1 + \alpha t)$$
$$= 2{,}152 \cdot \delta \cdot T$$

En caso de tener en cuenta también la pequeña influencia que el grado de humedad del aire ejerce, estas fórmulas se transforman en:

$$p = 587{,}8 \,.\, \delta \,.\, (1 + \alpha t) \,.\, (1 - \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{p})$$

$$= 2{,}152 \,.\, \delta \,.\, T \; (1 - \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{p})$$

Como se desprende de ellas, la magnitud de la *presión atmosférica* depende de la densidad del aire, de su temperatura y de su grado de humedad. La presión que ejerce el aire denso es mayor que la del aire ralo; la presión del aire caliente, mayor que la del aire frío, y la presión del aire húmedo, menor que la del aire seco.

La presión atmosférica no varía mucho a lo largo de la superficie de la Tierra, ni tampoco acusa mayores cambios en el curso del año. La máxima presión, 802 mm, fué observada en la ciudad de Tomsk, Siberia, el 16 de diciembre de 1877, acompañada de una temperatura de –40,3° C. La mínima, 684 mm, en Japón, en el Observatorio Muroto, el 21 de septiembre de 1934. La diferencia alcanza a sólo 118 mm.

En la Argentina, la diferencia entre las presiones observadas es todavía menor. En Buenos Aires, la máxima registrada es de 779,1 mm; la mínima, de 741,1 mm, lo que da una diferencia de sólo 38 mm. En la isla de los Estados, la diferencia alcanza a 68 mm.

184. Gradiente de presión. — La "diferencia de presiones" entre dos lugares no es todavía un elemento de juicio suficiente para fundar en él deducciones sobre probables movimientos aéreos. Es necesario tener en cuenta también la "distancia" entre los dos lugares, o sea la longitud del prisma de aire que tendrá que ser movido. Una misma "diferencia de presiones" puede surtir mucho efecto si se presenta a corta distancia, y poco si corresponde a dos lugares muy alejados entre sí. Por esta razón, para valorar las diferencias de presiones en su justa medida, es necesario reducirlas a una misma distancia de referencia. El valor así obtenido, introducido en la meteorología en 1867 por Th. Stevenson, se llama *gradiente de presión*.

La distancia de referencia era antes de 111 km, o sea la longitud de un arco de meridiano, cuyo ángulo céntrico es 1°. Hoy, conforme a un convenio internacional, esta distancia es de 100 km.

El gradiente de presión tiene mucha semejanza con la *pendiente del terreno*, expresada por la subida o bajada del mismo, entre dos puntos distantes 100 m. Si, por ejemplo, un camino sube desde un lugar ubicado a 235 m de altitud, hasta otro lugar a 280 m de altitud, distante 560 m, la pendiente es, usando las anotaciones de la figura 181:

$$p\% = 100 \,.\, \frac{A_2 - A_1}{D}$$

$$= 100 \,.\, \frac{280 - 235}{560} = 8\,\%$$

Análogamente se calcula el *gradiente de presión*. Si en Córdoba fué observada una presión $p_1 = 1017{,}1$ mb, en Paraná una presión $p_2 = 1018{,}6$ mb, y teniendo en cuenta que la distancia D entre los dos lugares es de 348 km, se obtiene:

$$\gamma = 100 \cdot \frac{p_2 - p_1}{D}$$

$$= 100 \cdot \frac{1018{,}6 - 1017{,}1}{348} = 0{,}35 \text{ mb}/100 \text{ km}$$

Los gradientes de presión son en general pequeños. Valores de 10 % y más sólo se encuentran en los ciclones tropicales.

NOTA: Si cortamos el terreno por varios planos verticales que pasan por un mismo punto, obtenemos varias "pendientes". Entre todas ellas, la que reviste mayor interés es la *pendiente máxima*, porque por ella corre el agua de lluvia.

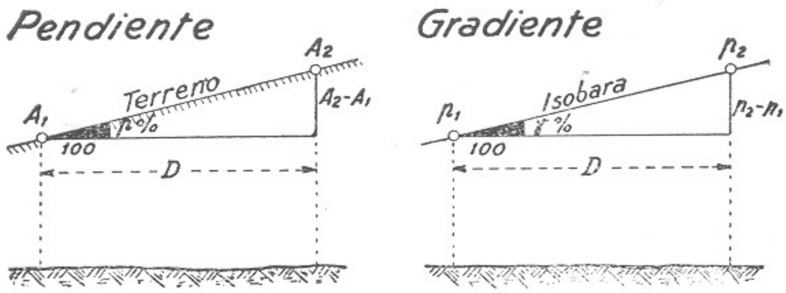

FIG. 181. — Analogía entre la pendiente del terreno y el gradiente de presión.

Lo mismo se puede decir del "gradiente". Hay tantos gradientes como direcciones se consideren. Entre ellos, el de mayor importancia es el *gradiente máximo*, porque indica la dirección en que fluye el aire. Sólo a este "gradiente" nos vamos a referir en adelante.

185. Isobaras. — Para una comprensión cabal del estado de movimiento del aire en la cercanía de la tierra, en determinado instante, es necesario conocer la distribución de la presión atmosférica. Este conocimiento se adquiere por la medición directa de ella en muchos lugares, reduciendo los valores obtenidos a un mismo nivel y ubicándolos en un plano o mapa, y buscando luego, por interpolación, aquellos lugares en que la presión atmosférica tiene una magnitud determinada, expresada por algún número entero. Uniendo los puntos así obtenidos se logra una línea, llamada *isobara,* o *línea isobárica.*

Como se deduce de esta descripción, las *isobaras* son líneas imaginarias, que unen aquellos puntos del terreno en que la presión atmosférica, reducida al nivel del mar, es idéntica. En consecuencia, las isobaras son líneas de igual presión atmosférica.

El primero que dibujó isobaras fué el inglés Brandes, en 1819.

Para informarnos sobre la distribución de la presión en el espacio empleamos un procedimiento análogo. Imaginamos unidos todos los puntos del espacio en que la presión tiene un valor determinado. La superficie así obtenida se llama *superficie isobárica.*

La distribución de la presión atmosférica en el espacio suele representarse por medio de "líneas isobáricas", que se obtienen cortando las superficies isobáricas con planos verticales y planos horizontales. Entre estos últimos, el de mayor importancia es el plano horizontal, coincidente con el nivel del mar, mencionado más arriba.

Llama la atención la poca inclinación de las líneas isobáricas que se obtienen cuando las superficies isobáricas son cortadas con planos verticales. Estas líneas se parecen a líneas rectas, paralelas a la superficie de la Tierra.

Volviendo al ejemplo anterior, la presión atmosférica es en Paraná 1,5 mb más alta que en Córdoba. Supuesto que tengamos que elevarnos, en Paraná, 11,2 m para

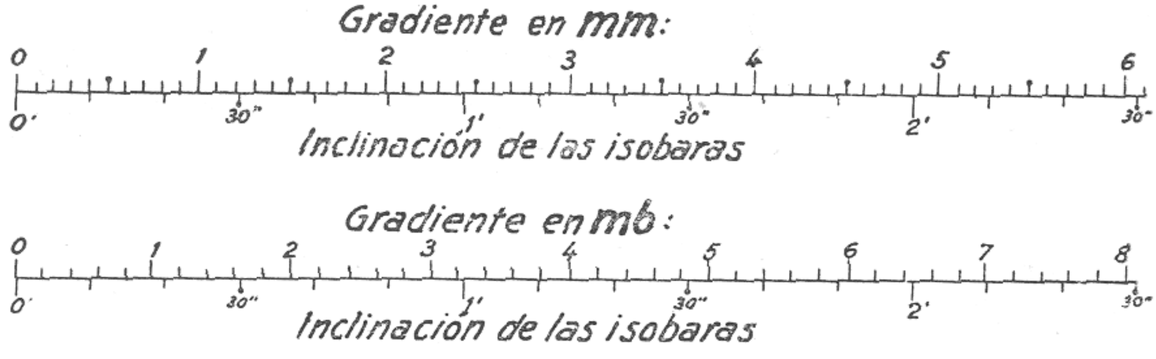

FIG. 182. — Inclinación de las isobaras en dependencia del gradiente de presión, expresado en milímetros y en milibares.

que la presión disminuya 1 mm, o, que es lo mismo, 8,4 m para que disminuya 1 mb, la altura Δa, en que se encuentra la isobara de Córdoba es $8{,}4 \times 1{,}5$ m $= 12{,}6$ m. La inclinación de la isobara es, en consecuencia:

$$\alpha'' = \rho'' \cdot \frac{\Delta a}{D} = 206265'' \cdot \frac{12{,}6 \text{ m}}{348000 \text{ m}} = 7{,}5''$$

o sea una línea sensiblemente horizontal. Su inclinación es sólo de 4 cm por kilómetro. Para representar esta pequeña inclinación en algún corte vertical, es forzoso aumentar la escala de las alturas y reducir la de las distancias.

En la figura 182 se encuentran representadas las inclinaciones de las isobaras para los distintos gradientes, expresados en "milímetros" o en "milibares".

186. Formaciones báricas. — En la representación de la presión atmosférica por medio de isobaras aparecen siempre ciertas *formaciones típicas,* íntimamente ligadas con el estado del tiempo reinante. R. Abercromby fué el primero, en 1887, que observó esta particularidad. El número de las formaciones típicas es 13. Teniendo en cuenta su importancia en meteorología, se encuentran representadas en las figuras 183 y 184.

Observando estas figuras, salta a la vista la semejanza con representaciones de la topografía del terreno por medio de "curvas de nivel", o sea líneas que se obtienen cortando el terreno con planos horizontales equidistantes y que se proyectan sobre un plano horizontal. De este modo, las *curvas de nivel* unen todos los puntos del terreno de "igual altura", y las *isobaras,* todos los puntos de "igual presión".

Cuando llueve, el agua corre por el terreno del lugar alto hacia el lugar bajo, por la línea de mayor pendiente, o sea perpendicularmente a las curvas de nivel. Lo mismo hace el aire por la superficie de la Tierra; fluye de la región de alta presión hacia la región de baja presión, por la línea de mayor pendiente bárica, coincidente con la dirección del gradiente de presión. Estas *líneas de flujo* de aire,

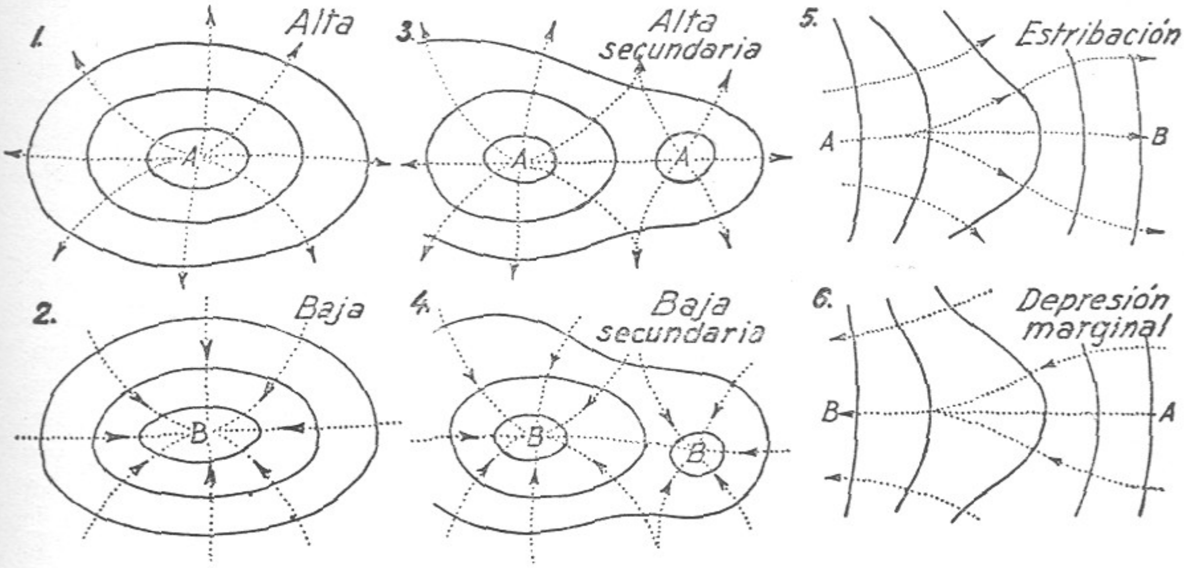

FIG. 183. — Formas típicas de isobaras, con las líneas de flujo de aire correspondientes.

representadas en las figuras por medio de líneas punteadas, facilitan la comprensión de las formaciones báricas y hacen entrever su importancia.

1. *Alta* o "región de alta presión", llamada también a n t i c i c l ó n A. Está compuesta por isobaras que rodean un lugar de mayor presión. Las líneas de flujo

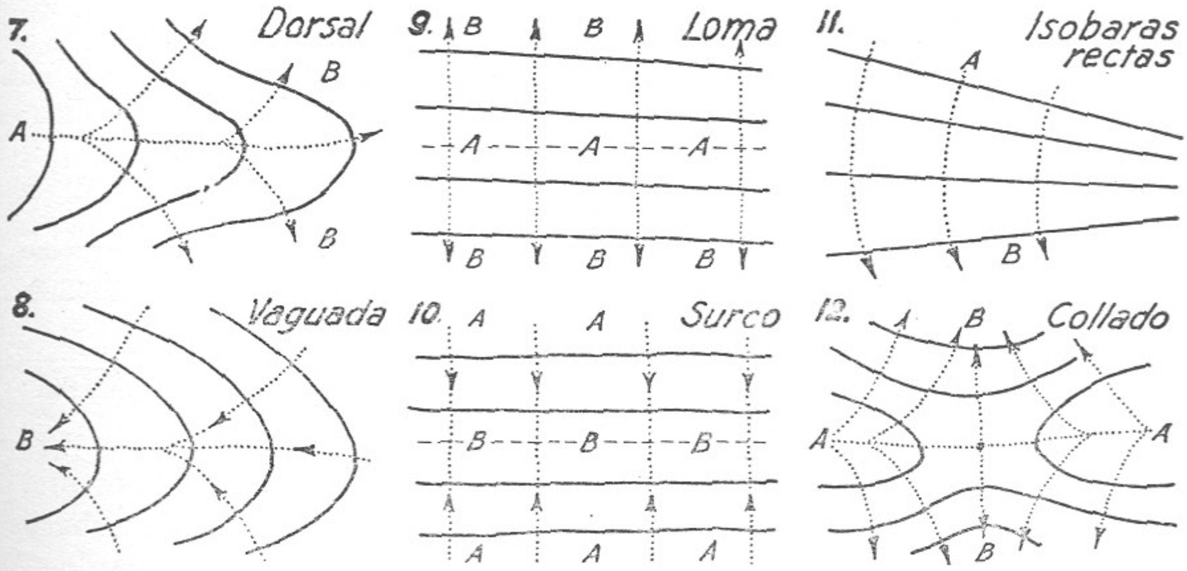

FIG. 184. — Otras formas típicas de isobaras, con las líneas de flujo de aire correspondientes.

son "divergentes". La formación tiene parecido con una elevación del terreno.

2. *Baja* o "región de baja presión", llamada también c i c l ó n B. Está formada por isobaras que rodean el lugar de menor presión. Las líneas de flujo son "convergentes". La formación se asemeja a una depresión del terreno.

3. *Alta secundaria.* Acusa las mismas características de la alta, sólo su intensidad es menor. Tiene semejanza con una elevación de menor altura, al lado de una prominencia mayor.

4. *Baja secundaria.* Posee las mismas características que la baja, siendo más reducida su intensidad. Tiene semejanza con un bajo del terreno al lado de una depresión mayor.

5. *Estribación.* Representa una forma en que alguna isobara está combada "hacia afuera", afectando sensiblemente el curso de las líneas de flujo.

6. *Depresión marginal.* A su vez, representa una forma en que alguna isobara está combada "hacia adentro", afectando en forma apreciable las líneas de flujo.

7. *Dorsal.* Está formada por varias isobaras combadas hacia afuera. Representa el caso común de la divergencia de las líneas de flujo del aire.

8. *Vaguada.* Está formada por varias isobaras combadas hacia adentro. Es el caso corriente de convergencia de las líneas de flujo de aire. Se distinguen dos variedades de vaguada: cuando las isobaras están redondeadas, se habla de una vaguada o depresión en forma de U, y cuando son angulosas, de vaguada o depresión en forma de V.

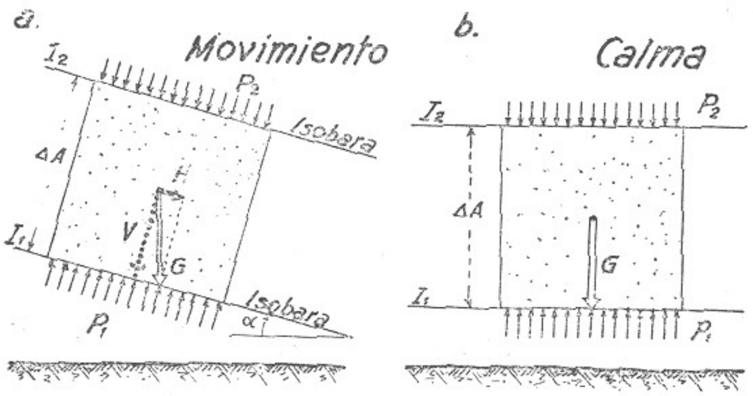

FIG. 185. — **Calma existe sólo cuando las superficies isobáricas son horizontales. Si son inclinadas, el aire tiende a fluir hacia el lugar de baja presión.**

9. *Loma.* Está formada por isobaras paralelas, que encierran una "alta" entre sí; se asemeja a una cresta en la montaña. Desde ella, las líneas de flujo corren en direcciones opuestas.

10. *Surco.* Está formado, igualmente, por isobaras paralelas, pero que encierran una "baja" entre sí. Tiene semejanza con un valle en la montaña. Hacia el mismo corren las líneas de flujo de aire, desde direcciones opuestas.

11. *Isobaras rectas.* Representan una formación parecida a las faldas en la montaña. Las líneas de flujo del aire se asemejan a arcos de círculos.

12. *Collado o silla.* Es una formación caracterizada por la presencia de dos "altas" y dos "bajas", con líneas de flujo en parte divergentes y en parte convergentes. Su equivalente en la topografía es el paso en la montaña.

13. *Pantano.* Si la presión atmosférica es uniforme en una gran extensión, el caso no puede ser representado gráficamente por medio de isobaras. Por su semejanza con un "pantano", se lo denomina de esta manera.

187. Condiciones de equilibrio en la atmósfera. — Imaginemos una masa aérea de forma prismática, limitada por dos superficies isobáricas planas, paralelas, inclinadas respecto a la horizontal el ángulo α (fig. 185). Este prisma está presionado, en su cara inferior, por la fuerza unitaria p_1, de manera que la presión total que soporta es $P_1 = p_1 s$, significando s la superficie. En su cara superior es presionado por la fuerza unitaria p_2; la presión total a que está expuesto es, pues, $P_2 = p_2 s$. Las presiones laterales se equilibran, por lo cual no se tienen en cuenta.

El peso de este prisma lo designamos con G. Su valor es $\triangle A.s.\delta.g$, donde $\triangle A$ significa la altura del prisma, o sea el distanciamiento de las superficies isobáricas, δ la densidad del aire, y g la aceleración de la gravedad. Este *peso* actúa como una f u e r z a, en la dirección de la vertical. La misma puede ser descompuesta en una componente, $V = G.\cos\alpha$, perpendicular a las superficies isobáricas, y en otra $H = G.\text{sen}\,\alpha$, paralela a las mismas.

El componente H trata de m o v e r el prisma de aire hacia el lugar de menor presión. Como consecuencia del "flujo del aire" que se produce, la densidad del aire aumenta progresivamente en este lugar, y paralelamente con ella, también la presión. El proceso prosigue hasta que queda uniformada la presión, y con ello horizontalizadas las superficies isobáricas. Cuando se consigue este estado, el componente H queda reducido a 0. No existe más fuerza alguna en condiciones de sostener el movimiento. Principia a reinar c a l m a, hasta tanto no se produzca una nueva perturbación que sea capaz de desequilibrar las presiones e inclinar las superficies isobáricas.

Este ejemplo nos permite deducir las *condiciones del equilibrio dinámico* de una masa aérea.

Para que una masa aérea se encuentre en *reposo*, es necesario que las superficies isobáricas que limitan su extensión vertical sean p l a n o s h o r i z o n t a l e s y, como tales, p a r a l e l o s. Cuando esta condición no se encuentra cumplida, o sea: cuando las superficies isobáricas e s t á n inclinadas, el aire tiene tendencia a ponerse en *movimiento* y a "fluir" desde el lugar de alta presión atmosférica hacia el lugar de baja presión. El movimiento se inicia cuando la fuerza disponible es capaz de vencer la resistencia que el rozamiento opone, y prosigue mientras conserve la intensidad necesaria.

Como consecuencia del movimiento de las masas aéreas, o sea debido al **viento**, las presiones atmosféricas se igualan y las superficies isobáricas se nivelan. Con ello desaparece la razón del movimiento. Las masas aéreas se calman, el ambiente se tranquiliza. El nuevo estado de reposo perdura mientras no se presente alguna nueva fuerza perturbadora.

Como hemos visto antes [1], la presión atmosférica depende de la densidad del aire, y ésta, a su vez, de la temperatura y grado de humedad. Para que exista c a l m a en la atmósfera, es necesario, por consiguiente, no sólo que exista igualdad de presiones en el mismo nivel, sino también igualdad de densidades, de temperaturas y grados de humedad. Las *condiciones de equilibrio dinámico* e s t á n c u m p l i d a s, pues, s ó l o c u a n d o t a n t o l a s s u p e r f i c i e s d e i g u a l p r e s i ó n c o m o l a s d e i g u a l d e n s i d a d, t e m p e r a t u r a y g r a d o d e h u m e d a d, s o n p l a n o s h o r i z o n t a l e s, p a r a l e l o s a l a s u p e r f i c i e d e l m a r.

Las desigualdades en la temperatura y grado de humedad del aire, y mediante ellas las desigualdades en la densidad y la presión atmos-

[1] Véase pág. 251.

férica, causantes de toda clase de movimientos en el seno de la atmósfera, las produce el *calor solar*. El nuevo acomodo de las masas aéreas perturbadas, conforme a sus densidades, lo realiza la *fuerza de gravedad.*

Como se deduce de esta descripción, la fuerza perturbadora de nuestra atmósfera es el "calor solar", y la fuerza reguladora, la "gravedad". Aquélla es una fuerza revolucionaria; ésta, una fuerza conservadora. Los fenómenos atmosféricos que nos es dable observar a lo largo del tiempo no son sino aspectos momentáneos de la lucha que sostienen estas dos fuerzas desde el principio de la creación.

188. Importancia de la presión atmosférica. — Como acabamos de ver, para que pueda haber movimiento de masas aéreas es necesario que existan desigualdades en la presión atmosférica.

Por esta razón, el *conocimiento* de la distribución de la presión atmosférica por la superficie de la Tierra resulta imprescindible, tanto para la explicación como para la previsión de los movimientos de masas aéreas, o sea de los vientos. Este conocimiento se adquiere por medio de la observación de la altura de la columna mercurial, cuyo peso contrarresta la presión atmosférica.

El *barómetro* resulta, por esta razón, uno de los instrumentos de mayor importancia, por lo cual no debe faltar en ninguna estación meteorológica, pues facilita el conocimiento de la distribución de la *presión atmosférica,* fundamento del análisis del estado atmosférico, y de la previsión de sus modificaciones. (Véase también § 181.)

D) ALTIMETRÍA BAROMÉTRICA

189. Principio de la medición. — Si instalamos dos barómetros en lugares de distinta altitud, notamos que la altura de la columna de mercurio es menor en el lugar más elevado. La explicación de este fenómeno es sencilla. En el lugar elevado, el peso de la columna de mercurio tiene que equilibrar el peso de una columna de aire menor que en el lugar bajo. Repitiendo estas observaciones en muchos lugares, comprobamos pronto que con cada altura está ligada una determinada presión atmosférica, por lo cual, a la inversa, es posible *determinar la altura del lugar* por la presión atmosférica que reina en el mismo.

El primero que demostró esta relación fué Périer, cuñado de Pascal, quien, por indicación de éste, en 1648, escaló el cerro Puy de Dôme, comprobando de un modo convincente la disminución de la presión atmosférica con la altura.

190. Ecuación diferencial de la hipsometría barométrica. — Sean P_1 y P_2, dos puntos del terreno, de altura A_1 y A_2, respectivamente (fig. 186). Si el desnivel entre ellos, $A_2 - A_1$, es pequeño, podemos decir que los dos puntos están separados por una "diminuta altura" $dA = A_2 - A_1$. Midamos ahora la presión atmosférica en los dos puntos. En el punto bajo, la altura de la columna de mercurio es b_1; en el punto alto, b_2. La diferencia de estas alturas, $b_1 - b_2$, es una cantidad pequeña, que vamos a designar con $-db$. El signo "menos" se debe a la circunstancia de que la presión atmosférica disminuye con la altura.

Sabemos ya (véase fig. 11) que el barómetro funciona como una balanza. En uno de los platillos presiona el aire; en el otro, el peso de la columna de mercurio. Si trasladamos esta balanza desde el punto P_1 al punto P_2, el peso de la columna de mercurio disminuye tanto como el peso de la columna de aire.

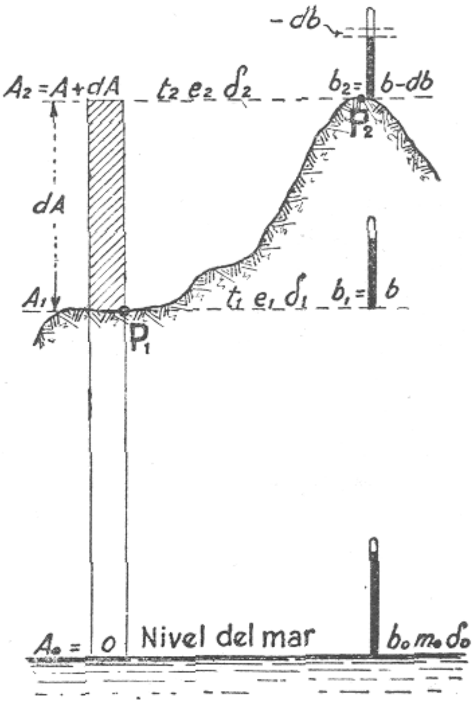

FIG. 186. — Elementos que determinan la disminución de la presión atmosférica con la elevación.

La disminución del peso de la columna de *aire* es igual al peso del cilindro de aire, cuya altura es igual al desnivel dA, y cuya sección s es la superficie del platillo. Designando con δ la densidad del aire, y con g la aceleración de la gravedad, se tiene para el peso de este cilindro:

$$Q_a = s \cdot dA \cdot \delta \cdot g$$

La disminución del peso de la columna de *mercurio* es, a su vez, designando con m la densidad del mercurio:

$$Q_m = - s \cdot db \cdot m \cdot g$$

Igualando las dos cantidades y simplificando, se tiene:

$$dA \cdot \delta = - db \cdot m$$

de manera que:

$$dA = - \frac{m}{\delta} \cdot db$$

La diferencia entre la densidad del mercurio y la densidad del aire es muy grande, de modo que a una pequeña variación en la altura de la columna de mercurio corresponde ya un desnivel considerable. Conviene, por esta razón, expresar las variaciones de db en milímetros, y las variaciones de dA en metros, o sea en unidades 1000 veces mayores. Procediendo de esta manera se obtiene:

$$dA = - \frac{m}{1000 . \delta} . db$$

Ésta es la *ecuación diferencial* de la hipsometría barométrica en su forma primitiva.

Si para *db* suponemos una cantidad determinada, 1 mm de Hg, por ejemplo, entonces la fórmula puede ser escrita en la forma:

$$dA = - \frac{\text{constante}}{\delta}$$

que dice que la altura *dA* a la que tenemos que elevarnos para que la presión atmosférica se reduzca 1 mm, es inversamente proporcional a la densidad del aire. La densidad del aire disminuye con la altura; por consiguiente, aumenta la elevación requerida.

El mercurio es un líquido. Su densidad no depende de la presión, sino sólo de su temperatura. El valor que se emplea en los cálculos, $m = 13{,}59545$ g/cm^3, es el correspondiente a 0° C. Por esta causa, la reducción de la altura de la columna de mercurio se efectúa a esta temperatura. En cambio, el aire es un gas. Su densidad no sólo depende de la temperatura, sino también, como lo hemos demostrado en la página 242, de la presión y de su grado de humedad. Reemplazando, pues, δ por su valor circunstancial, se obtiene:

$$dA = - \frac{m}{1000\, \delta_0} . \frac{(1 + \alpha t)}{(1 - \frac{3}{8} . \frac{e}{b})} . \frac{b_0}{b} . db$$

supuesto que las presiones hubieran sido medidas con un aneroide. En caso de haber sido empleado un barómetro de mercurio, las presiones obtenidas tendrían que ser corregidas, todavía, por la gravedad reinante en el lugar.

Uniendo en un solo coeficiente k_0 todos los factores constantes, se tiene:

$$dA = - k_0 . (1 + \alpha t) . (1 + \frac{3}{8} . \frac{e}{b}) . \frac{db}{b}$$

Ésta es la *ecuación diferencial* de la hipsometría barométrica en su forma definitiva.

La fórmula precedente puede ser simplificada aún, si se tiene en cuenta que la influencia de la humedad del aire es pequeña y de escasa variación en el curso del año, por lo cual puede ser considerada como "constante", eligiendo para *e* y *b* los valores climatológicos medios de la región. La fórmula anterior adquiere, por consiguiente, el siguiente aspecto:

$$dA = - k . (1 + \alpha t) . \frac{db}{b}$$

siendo el valor de:

$$k = \frac{m}{1000 . \delta_e} . b_0 \ (1 + \frac{3}{8} . \frac{e}{b}) = 7991 . (1 + \frac{3}{8} . \frac{e}{b})$$

Como puede deducirse de esta fórmula, la cantidad dA que tenemos que elevarnos, para que la presión db, disminuya *1 mm*, depende de la temperatura del aire y de la presión atmosférica que reina en el lugar. Supuesta constante la temperatura del aire, la elevación necesaria es inversamente proporcional a la presión. Cuanto menor es la presión, mayor es esta elevación.

Los valores numéricos del coeficiente k, para los principales lugares de nuestra región geográfica, son:

Buenos Aires	k = 8035	Montevideo	k = 8034
Córdoba	= 8030	Asunción	= 8050
Tucumán	= 8038	Santiago de Chile	= 8024
Mendoza	= 8027	La Paz	= 8022
Bariloche	= 8016	Lima	= 8051
Santa Cruz	= 8014	Quito	= 8034

191. Escalón barométrico. — La ecuación anterior puede ser escrita también en la forma:

$$dA = - \left\{ k \frac{(1 + \alpha t)}{b} \right\} . db$$

$$= - P . db$$

Si la variación de la presión $db = 1$ mm, entonces P significa un desnivel, y se llama *escalón o paso barométrico.*

El "escalón barométrico" es, en consecuencia, el desnivel que corresponde a una variación de la altura de la columna de mercurio de 1 mm.

Valores numéricos del escalón barométrico para distintas temperaturas y presiones, calculadas con la constante k = 8020, se encuentran en la figura 187. Estos valores corresponden a la región central de la Argentina, en particular a las serranías de Córdoba, ya que la constante empleada corresponde a sus condiciones climatológicas, caracterizadas por e ≅ 6 mm, b ≅ 640, o sea A ≅ 1600 m. Igualmente, se ajustan muy bien a las condiciones climáticas de la región patagónica.

Sobre los valores de escalón en distintas alturas ilustra la figura 188. Los cálculos respectivos fueron ejecutados con la constante k = 8000. Los valores representados corresponden a la zona del Río de la Plata.

192. Determinación de desniveles. — La ecuación diferencial establecida para un diminuto desnivel, dA, puede ser empleada también para "diferencias de alturas" $\triangle a = A_2 - A_1$, ya de consideración, siempre que no se busque un grado de exactitud muy elevado.

Supongamos que se ha observado la presión atmosférica y la temperatura del aire en los dos extremos del desnivel (véase fig. 186). Con estos datos formaremos:

el promedio de las temperaturas . $\quad t = (t_1 + t_2) : 2$
el promedio de las presiones .... $\quad b = (b_1 + b_2) : 2$
la diferencia de presiones .... $\quad \triangle b = b_1 - b_2$

las que, introducidas en la ecuación diferencial, dan la fórmula:

$$\triangle A = - k \, . \, (1 + \alpha \, t) \, . \, \frac{\triangle b}{b}$$

donde $\triangle A$ significa la diferencia de las alturas $A_2 - A_1$,

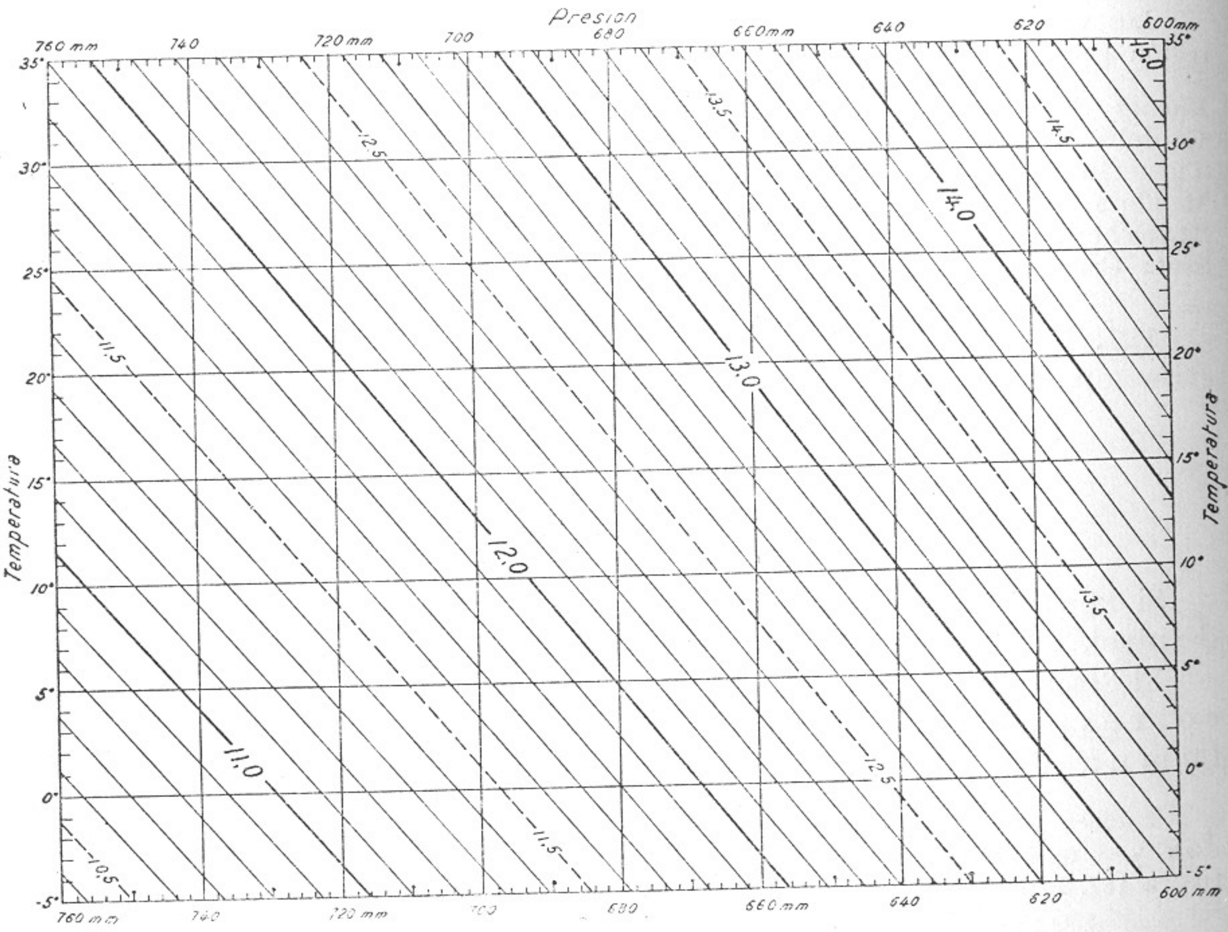

FIG. 187. — Escalón barométrico para distintas temperaturas y presiones.

Si el promedio de las temperaturas observadas es igual a la "temperatura media" de la columna de aire entre los dos niveles, el resultado que se obtiene mediante esta fórmula es bueno. Éste es el caso cuando el descenso de la temperatura es "proporcional" a la altura, o sea, cuando el gradiente térmico γ es constante, exigencia que se cumple en la mayoría de los casos. Según el grado de exactitud que se pretende obtener, la fórmula puede ser aplicada hasta un par de centenares de metros.

Muy cómodo y rápido resulta el cálculo por medio del *escalón barométrico,* porque en este caso, el desnivel es simplemente el producto del escalón por la variación de la presión atmosférica:

$$\triangle A = - P \,.\, (b_1 - b_2) \qquad \text{(V. 27)}$$

El valor del escalón barométrico se saca de la figura 187, de acuerdo con el promedio de las temperaturas y el promedio de las presiones observadas.

Fig. 188. — Escalón barométrico correspondiente a la Atmósfera Standard, válido especialmente para la región del río de la Plata.

Ejemplo: En dos puntos, P_1 y P_2, de las sierras de Córdoba, han sido medidas, con un aneroide, las presiones $b_1 = 705{,}3$ mm, y $b_2 = 692{,}7$ mm, y con un termómetro de honda las temperaturas del aire, $t_1 = 24{,}2°$ y $t_2 = 25{,}6°$, respectivamente. La mayor temperatura en P_2 se debe al tiempo empleado en la ascensión, que insumió unos 40^m. ¿Cuál es el desnivel?

La constante a emplear es $k = 8030$. Con ella

$$\triangle A = -8030 \,.\, (1 + \frac{t}{273{,}16}) \,.\, \frac{\triangle b}{b}$$

$$= - \{8030 + 29{,}40 \,.\, t\} \,.\, \frac{\triangle b}{b}$$

Siendo:

$t_1 = + \;24{,}2°$	$b_1 = 705{,}3$ mm	
$t_2 = + \;25{,}6°$	$b_2 = 692{,}7$ „	$b_1 - b_2 = -\,$**12,6** mm
$t_1 + t_2 = 49{,}8°$	$b_1 + b_2 = 1398{,}0$ „	
$t = 24{,}9°$	$b = 699{,}0$ „	

Con estos valores:

$$\triangle A = - \{8030 + 29{,}40 \,.\, 24{,}9°\} \,.\, \frac{12{,}6}{699{,}0} = 158{,}0 \text{ m}$$

En ningún caso conviene calcular con mayor exactitud que un decímetro. Los cálculos pueden efectuarse con tablas logarítmicas de 4 decimales, o con una máquina de calcular.

Este mismo resultado se obtiene, más cómoda y rápidamente, si se utiliza el *escalón barométrico* que da la figura 187. Llevando a la intersección la horizontal, correspondiente a $t = 24{,}9°$, con la vertical correspondiente a $b = 699{,}0$ mm, se obtiene un punto que, interpolado en el sistema de líneas oblicuas, da un valor de 12,52 mm. El desnivel resulta, de este modo,

$$A = -12{,}52 \cdot 12{,}6 = 157{,}8 \text{ m}.$$

Este cálculo conviene ejecutarlo con una regla logarítmica. En los cálculos téngase presente que a 0,1 ne el desnivel corresponde una variación de 0,01 mm en la presión, valor que no puede ser apreciado en los aneroides comunes. La exactitud de la lectura suele ser, en el mejor de los casos, ± 0,1 mm, a la que en el desnivel corresponde una incertidumbre de ± 1 m.

La presión atmosférica es un elemento meteorológico variable. Por esta razón, conviene apresurar las mediciones. Observaciones simultáneas, es decir: "poco separadas en el tiempo", dan los mejores resultados.

193. Fórmulas para alturas absolutas. — Frecuentemente interesa determinar la altura absoluta de un punto, llamada también *altura sobre el nivel del mar*. A su conocimiento se llega sumando todos los "diminutos desniveles" o "alturas" dA en que se puede descomponer el espacio entre el lugar y el nivel del mar, operación que en el análisis matemático se llama "integración".

Consideremos de nuevo la ecuación diferencial:

$$dA = -k_0 \ (1 + \alpha t) \cdot (1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}) \cdot \frac{db}{b}$$

Teniendo en cuenta que k_0 y α son constantes, y que también t, la temperatura media de la columna de aire, puede ser considerada constante —lo que es el caso cuando su descenso es proporcional a la elevación—, se obtiene, integrando,

$$A = -k_0 \ (1 + \alpha t) \cdot (1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}) \int \frac{db}{b} + c$$

$$= -k_0 \ (1 + \alpha t) \cdot (1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}) \ \ln b + c$$

La constante de integración la podemos determinar aplicando la ecuación al nivel del mar, donde $A = A_0 = 0$. Designemos la presión atmosférica que reina en el nivel del mar con b_0. Entonces:

$$0 = -k_0 \ (1 + \alpha t) \cdot (1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}) \ \ln b_0 + c$$

de donde:

$$c = k_0 \ (1 + \alpha t) \cdot 1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}) \ \ln b_0$$

lo que, llevado a la ecuación anterior, da:

$$A = k_0 \ (1 + \alpha t) \ (1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}) \ \{\ln b_0 - \ln b\}$$

Para pasar de los logaritmos naturales a los logaritmos vulgares, corresponde dividir el miembro a la derecha por el "módulo de transformación", $M = 0{,}434294$, con lo cual se obtiene:

$$A = \frac{k_0}{M} \cdot (1 + \alpha t) \cdot (1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}) \{\log b_0 - \log b\}$$

y con una nueva designación para la parte invariable:

$$A = C_0 \ (1 + \alpha t) \cdot (1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}) \log \frac{b_0}{b}$$

Ésta es la llamada *fórmula de Laplace* de la hipsometría barométrica. En ella, b_0 es la presión atmosférica observada a nivel del mar, b la presión en el lugar cuya altura se desea obtener; t la temperatura media de la columna de aire entre el lugar y el mar, y e la presión media del vapor de agua en la misma.

También esta fórmula puede ser simplificada, sin mayor daño, si se prescinde de la medición del grado de humedad, operando en su lugar con los valores climatológicos medios de la presión del vapor de agua y de la presión atmosférica, obteniendo entonces:

$$A = C(1 + \alpha t) \log \frac{b_0}{b}$$

siendo el valor de

$$C = \frac{k}{M} \cdot (1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b})$$

Los valores numéricos de este coeficiente C, para los mismos lugares antes considerados, son:

Buenos Aires	C = 18 500	Montevideo	C = 18 500
Córdoba	= 18 491	Asunción	= 18 535
Tucumán	= 18 508	Santiago de Chile	= 18 477
Mendoza	= 18 482	La Paz	= 18 471
Bariloche	= 18 457	Lima	= 18 538
Santa Cruz	= 18 453	Quito	= 18 473

Las últimas dos fórmulas dan buen resultado sólo para lugares cercanos a las costas del mar, o sea cuando existe una columna de aire debajo del lugar de observación. Para regiones alejadas del mar, esta ventaja no existe.

Si se trata, pues, de determinar la altura de un punto dentro del continente, conviene determinar primero *alturas relativas*, o sea alturas con respecto a un punto de altura conocida, y luego transformarlas en alturas absolutas.

Designando con A_1 la altura absoluta del punto de referencia, con A_2 la altura absoluta del punto nuevo, con b_1 y b_2 las presiones atmosféricas, con t_1 y t_2 las temperaturas del aire, y con e_1 y e_2 las presiones del vapor de agua, observadas, si fuera posible, simultáneamente (véase la figura 186), se tiene:

$$A_2 = A_1 + C_0 \left(1 + \alpha \cdot \frac{t_1 + t_2}{2}\right) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \frac{e_1 + e_2}{b_1 + b_2}\right) \log \frac{b_1}{b_2}$$

y para fines prácticos, suprimiendo la medición del grado de humedad:

$$A_2 = A_1 + C \left(1 + \alpha \frac{t_1 + t_2}{2}\right) \log \frac{b_1}{b_2}$$

El resultado que se obtiene es bueno si el punto de referencia, comúnmente una estación meteorológica de altura conocida, no se encuentra lejos del lugar cuya altura se desea determinar.

EJEMPLO: Queremos determinar la altura absoluta del Observatorio Meteorológico "Cristo Redentor", situado en la cordillera de los Andes, por el camino de Mendoza a Santiago de Chile. Los elementos necesarios los encontramos en los *Anales Climatológicos, Año 1943,* publicados por el Servicio Meteorológico Argentino. Efectuaremos el cálculo sólo con los promedios del mes de enero.

Los promedios observados son:

Mendoza	$b^*_1 = 924{,}1$ mb	$t_1 = +\ 24{,}6°$	$e_1 = 12{,}5$ mb
Cristo Redentor ..	$b^*_2 = 643{,}9$,,	$t_2 = +\ 5{,}2$	$e_2 = 4{,}9$,,
	Promedio:	$t = +\ 14{,}9$	$e = 8{,}7$ mb

Las presiones no están reducidas todavía a la gravedad normal, como lo exige la teoría; falta la corrección por la altura. Ésta es

$$\triangle b_1 = -\frac{2A_1}{r} \cdot b_1 = \frac{2.0{,}769\ \text{km}}{6370\ \text{km}} \cdot 924\ \text{mb} = -0{,}22\ \text{mb}$$

$$\triangle b_2 = -\frac{2A_2}{r} \cdot b_2 = \frac{2.3{,}83\ \text{km}}{6370\ \text{km}} \cdot 644\ \text{mb} = -0{,}77\ \text{mb}$$

con lo que:

$b^*_1 = 924{,}1$ mb	$b^*_2 = 643{,}9$ mb	$b = 783{,}5$ mb
$+\triangle b_1 = -\ 0{,}22$,,	$\triangle b_2 = -\ 0{,}77$,,	
$b_1 = 923{,}88$ mb	$b_2 = 643{,}13$ mb	

Aplicando la fórmula, se tiene:

$\log b_1$: 2,96561	$\log C$	: 4.26480
$-\log b_2$: 2,80830	$+\log(1 + \alpha t)$	: 0.02307
$= \log \frac{b_1}{b_2}$: 0.15731	$+\log\left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right)$	: 0.00182
	$+\log\left(\log \frac{b_1}{b_2}\right)$	: 9.19676
	$\log \triangle A$	: 3.48645

Desnivel o altura relativa .... $\triangle A = 3065{,}1$ m
Altura de Mendoza .... $A_1 = 768{,}8$,,
Altura de "Cristo Redentor" .... $A_2 = A_1 + \triangle A = 3833{,}9$ m

Se entiende que cuanto más largas son las observaciones que se emplean en el cálculo, mayor es el grado de exactitud del resultado.

194. Altímetros y su empleo. — La mayoría de los aneroides, y entre ellos el representado en la figura 171, llevan, además de una escala de presiones, una escala de alturas, de manera que al mismo tiempo que indican la presión atmosférica, señalan la altura a que se encuentra el observador. Los aneroides de estas condiciones se llaman *altímetros.*

La escala altimétrica, que presentamos en la fig. 189, corresponde a las condiciones atmosféricas medias. La constante C se supone 18400; la presión atmosférica al nivel del mar, $b_0 = 760$ mm; la

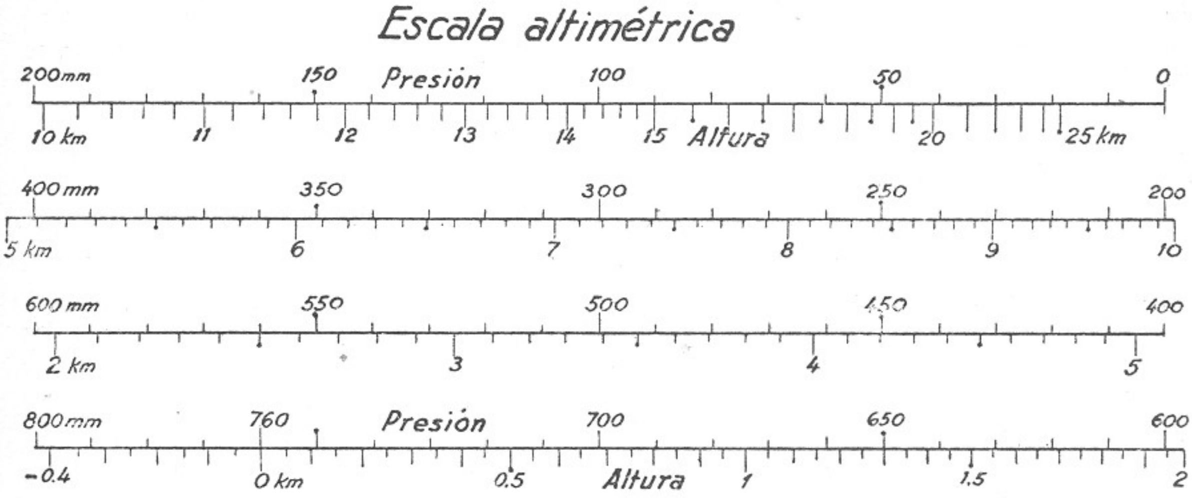

FIG. 189. — Escala altimétrica, que permite conocer la presión atmosférica media en cualquier altura, como también coordinar a cualquier presión su altura correspondiente.

temperatura $t = +15°$, con un descenso de 6,5° por cada kilómetro de elevación, hasta los 11 km de altura, conservándose constante, $-56{,}5°$, más arriba. No se tiene en cuenta la influencia de la humedad del aire. Semejantes escalas se usan en los altímetros.

El altímetro puede ser empleado tanto para determinar las alturas absolutas como para las relativas.

a) Cuando se trata de determinar la *altura absoluta,* es importante conocer la presión atmosférica que reina a nivel del mar en el momento de la medición. Si esta presión es diferente de 760 mm, el cero de la escala altimétrica, que suele ser movible, se lleva a coincidir con la misma, con lo cual las indicaciones del altímetro ganan mucho en precisión.

Si en lugar de conocer la presión al nivel del mar podemos situarnos en un lugar de altura conocida, moviendo la escala altimétrica hasta que la altura del punto llegue a coincidir con la presión atmosférica reinante en el lugar, se obtiene la misma ventaja.

b) Si sólo interesasen las *alturas relativas,* o sea las alturas con respecto a un punto del terreno, es suficiente llevar el cero de la escala altimétrica a la presión atmosférica reinante en el mismo.

Procediendo de esta manera, queda subsistente todavía la influencia de la temperatura del aire, si es distinta de la supuesta en el cálculo, y el efecto de la humedad, ya que ésta no es tenida en cuenta en la preparación de la graduación. Por estas razones, los valores suministrados por los altímetros sólo pueden satisfacer las exiguas exigencias de los naturalistas y los excursionistas, pero no las exigencias algo elevadas de los ingenieros y cartógrafos. Para éstos, el altímetro es sólo un aneroide, apropiado para medir las presiones atmosféricas con comodidad y precisión.

El altímetro tiene especial importancia para la aviación, tanto para la determinación de la altura absoluta del vuelo como para la determinación de la altura relativa del avión sobre el suelo, en particular sobre un campo de aterrizaje.

En esta última aplicación, el altímetro es reemplazado, en los grandes aviones, con indiscutible ventaja, por el *radar,* o por la *sonda acústica,* que permiten determinar la altura relativa con mayor exactitud y con mayor comodidad, ya que toda la operación se realiza en el avión mismo.

Al servirse del altímetro en el vuelo, conviene no olvidar que sólo se dispone de un "barómetro aneroide", que indica bien la presión atmosférica, pero de una manera algo dudosa la altura. Además, el altímetro funciona tanto más correctamente cuanto menos se lo necesita, es decir: cuando el tiempo es bueno y se ve el suelo y la topografía del terreno. En particular, sus indicaciones son completamente equivocadas cuando está formándose hielo sobre el avión, porque entonces el tubo de entrada del aire en el aparato queda tapado, de modo que las cápsulas del altímetro no son presionadas de acuerdo con la presión atmosférica que reina en el nivel de vuelo, sino en medida menor, indicando así una altura mucho mayor que aquella en que el avión se encuentra en realidad; error que en terreno montañoso puede resultar de fatales consecuencias.

Las *causas* comunes de la indicación errónea de los altímetros durante el vuelo son dos:

a) La histéresis, o sea el retardo constante con que el aparato se acomoda a la presión atmosférica reinante. Ascendiendo rápidamente, el altímetro señala una altura demasiado baja; y a la inversa, descendiendo rápidamente, una demasiado alta. El error, fácilmente llega a 50 m.

b) El resabio de elasticidad, que en el aparato se manifiesta como una "falta de costumbre" de acomodarse rápidamente a la presión atmosférica reinante. Este error suele ser particularmente grande en los aparatos nuevos y en los poco usados. El error que produce puede alcanzar a 150 m.

La construcción de los altímetros es cada vez más perfecta. Verificando su funcionamiento minuciosamente, antes de instalarlo en el avión, se evitan sorpresas desagradables.

E) MISCELÁNEA

195. Masa de la atmósfera. — Recordando que en un barómetro de mercurio el "peso" de la atmósfera está equilibrado por el "peso" de la columna de mercurio, estamos en condiciones de determinar la *masa total de la atmósfera de la Tierra.*

Designando con r al radio de la Tierra, con $S = 4r^2\pi$ su superficie, con m la densidad del mercurio, y con b la altura de la columna de mercurio, la masa M de la atmósfera se obtiene por la fórmula:

$$M = 4r^2\pi . b . m$$

Siendo $r = 6370$ km $= 6{,}37 . 10^8$ cm, $S = 5{,}10 . 10^{15}$ cm², $m = 13{,}59545$ g/cm³ y $b = 76$ cm, resulta:

$$M = 5{,}27 . 10^{21} \text{ gr} = 5{,}27 . 10^{15} \text{ toneladas}$$

Debido a las elevaciones que posee la superficie de la Tierra, la presión atmosférica media no es de 760 mm, sino sólo de 740 mm, de manera que la "masa" de la atmósfera queda reducida a:

$$\mathbf{M} = 5{,}13 . 10^{21} \text{ gr} = \mathbf{5{,}13 . 10^{15} \text{ toneladas.}}$$

Teniendo en cuenta que la masa del globo terráqueo es de $5{,}98 . 10^{21}$ toneladas, resulta que la masa de la atmósfera es sólo una milonésima parte de la masa de la Tierra.

196. Atmósfera homogénea. — Conociendo la densidad del aire y la presión que ejerce, podemos calcular su altura, supuesto que la densidad fuera constante en toda la extensión. La atmósfera que llena esta condición se llama *atmósfera homogénea.*

La integración de la ecuación diferencial, de la altimetría barométrica, que lleva al conocimiento de esta altura, es sencillísima, considerando invariable δ_0. Efectuando la operación se obtiene:

$$A_0 = \frac{m}{1000\ \delta_0} \int db = \frac{m}{1000\ \delta_0} . b_0$$

ya que la suma total de las diminutas variaciones de la presión db, o sea su integral, es la presión a nivel del mar, b_0.

Con los valores numéricos $m = 13{,}59545$ gr/cm³, $\delta_0 = 1{,}29307$ gr/cm³ y con $b_0 = 760$ mm, se obtiene:

$$A_0 = \mathbf{7990{,}70\ m}$$

magnitud llamada *altura de la atmósfera homogénea.*

Para obtener el valor correspondiente a otra temperatura que no fuese 0° C, y a una latitud cualquiera, debe tenerse en cuenta la densidad respectiva del aire:

$$\delta = \delta_0 (1 - \alpha t) . \{1 - 0{,}00265 \cos^2 \varphi\}$$

Para la región del Río de la Plata resulta, de este modo, para la temperatura:

t = + 15°	A = 8448 m
= 0°	= 8008 „
= − 15°	= 7658 „

Dentro de una "atmósfera homogénea", lógicamente, el descenso de la presión es proporcional a la altura. Pero el aire es un gas, y por consiguiente, cuando se encuentra bajo menor presión se dilata. Para contrarrestar el efecto de esta dilatación y conservar su densidad, el aire tiene que enfriarse. El enfriamiento debe ser, tal como la disminución de la presión, p r o p o r c i o n a l a l a a l t u r a.

Expresando estas exigencias matemáticamente, se tiene:

$$b : b_0 = T : T_0 = A : A_0$$

de donde:

$$b = \frac{b_0}{A_0} . A = \frac{760}{7991} . A = 0{,}095 . A$$

$$T = \frac{T_0}{A_0} . A = \frac{273{,}16}{7991} . A = 0{,}034 . A$$

El descenso de la temperatura en una atmósfera homogénea es c o n s t a n t e: $-3{,}42°/100$ m. En su límite, la temperatura es $T = 0°$, $t = -273°{,}16$, y la presión atmosférica, $b = 0$ mm.

197. Atmósferas polimorfas. — Existen muchas atmósferas en las cuales el d e s c e n s o d e l a t e m p e r a t u r a e s c o n s t a n t e. Entre éstas, la atmósfera homogénea es sólo un "caso límite", ya que el valor del gradiente térmico, como sabemos [1], no puede pasar del valor de $-3{,}42°/100$ m, porque automáticamente se produce un vuelco de las masas aéreas, seguido por un nuevo acomodo de ellas. El conjunto de estas atmósferas se llaman *atmósferas polimorfas*.

La altura que alcanzan las distintas atmósferas de esta característica puede ser calculada, teniendo presente que cuanto más lento es el descenso de la temperatura en ellas, a mayor altura se encuentra su superficie límite, en que la temperatura absoluta es $0° = -273{,}16°$ C. Este hecho autoriza a decir que l a a l t u r a d e u n a a t m ó s f e r a p o l i m o r f a e s i n v e r s a m e n t e p r o p o r c i o n a l a l g r a d i e n t e t é r m i c o q u e r e i n a e n e l l a.

Usando el lenguaje matemático se tiene, para una

Atmósfera homogénea .... $A_0 = c : \gamma_0$
Atmósfera cualquiera .... $A = c : \gamma$

Dividiendo las dos ecuaciones y despejando A, resulta:

$$A = \frac{A_0 \gamma_0}{\gamma} = \frac{K}{\gamma}$$

Considerando que $A_0 = 7991$ m, y $\gamma_0 = 0{,}034°/100$ m, de modo que $K = 273{,}16$, resulta que:

$$A = -\frac{273{,}16°}{\gamma}$$

Los valores numéricos de A para los distintos gradientes γ, se encuentran representados en la figura 190.

P a r t i c u l a r i n t e r é s t i e n e n, en meteorología, además de la *atmósfera homogénea,* la

[1] Véase pág. 248.

a) Atmósfera adiabática, caracterizada por el gradiente $\gamma = -1°/100$ m (exactamente $-0,98°/100$ m), porque separa el estado de equilibrio estable del inestable[1].

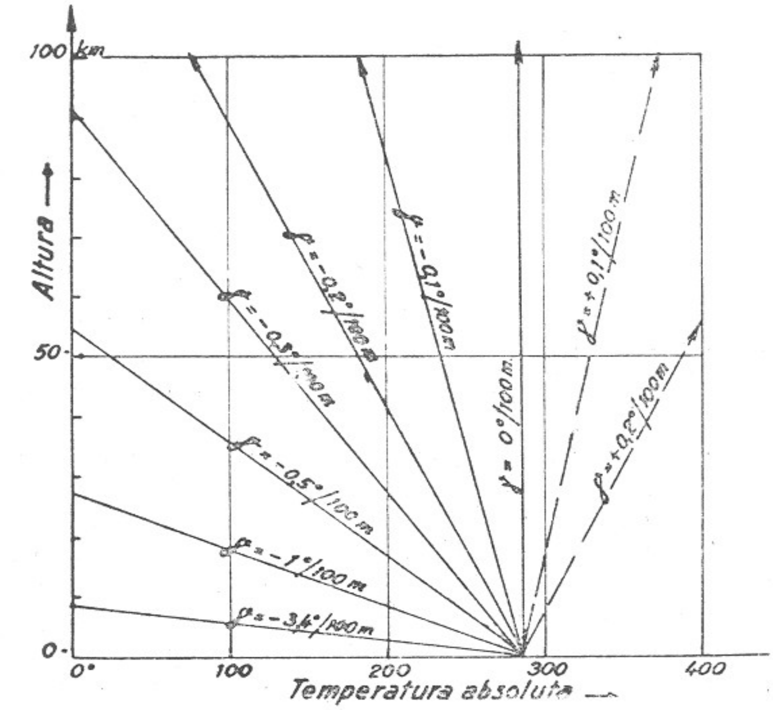

Fig. 190. — Alturas de las atmósferas polimorfas, para los distintos gradientes térmicos.

b) Atmósfera isotérmica, de temperatura constante, dentro de la cual el gradiente térmico es $0°/100$ m, porque representa un estado de equilibrio eminentemente estable[2], y, por fin la

c) Atmósfera media, llamada comúnmente "Atmósfera Standard", con el gradiente térmico más frecuente, $-0,65°/100$ m, y por esto de mayor interés práctico.

Para la zona del Río de la Plata y para una temperatura en la superficie de la Tierra de $+15°$ C, la fórmula anterior se transforma en:

$$A = \frac{K(1 + \alpha t)\ \{1 + 0,00265\ \cos^2\varphi\}}{\gamma}$$

$$= \frac{288,51}{\gamma}$$

fórmula con la cual se obtiene, para la:

Atmósfera homogénea	$\gamma = -$ 3,4°/100 m,	A =	8,45 km
„ adiabática	$= -$ 0,98 „	=	29,5 „
„ media	$= -$ 0,65 „	=	44,3 „
„ isotérmica	$= +$ 0,00 „	=	∞ „

Sabemos que hay también gradientes térmicos positivos, o sea casos en los cuales la temperatura del aire aumenta con la altura. En este supuesto, la altura sobrepasa el infinito, adjudicándose un signo negativo; una razón más para no atribuir demasiado valor a este concepto científico.

198. Atmósfera Standard. — El estado real de nuestra atmósfera no puede ser expresado con "una sola" atmósfera polimorfa, debido a la gran discontinuidad que se encuentra más o menos a los 11 km de al-

[1] Ver págs. 164 y 165.

[2] Ver pág. 164.

tura. Para ello son necesarias "dos" atmósferas; una, de condiciones medias, para la troposfera, y otra, isotérmica, para la parte baja de la estratosfera. Las dos atmósferas, en conjunto, se llaman atmósfera normal, atmósfera media, o, de preferencia, *Atmósfera Standard*.

La *Atmósfera Standard* es una atmósfera hipotética, convencional, basada en la suposición de que la presión atmosférica a nivel del mar es de 760 mm, la temperatura del aire + 15° C, y por consiguiente, su densidad $\delta = 1{,}2255$ kg/m³. Se supone, además, que la temperatura desciende − 0,65° por cada 100 m de elevación, hasta los 11 km, y que desde este nivel se mantiene constante, − 56,5°, hasta los 25 km, límite convenido para esta atmósfera. No se tiene en cuenta el contenido de vapor de agua del aire.

Esta atmósfera se ajusta muy bien a las condiciones atmosféricas reales. En efecto, la presión media a nivel del mar es de 758 mm, y la temperatura media, de + 14,3°. También el gradiente térmico supuesto concuerda bien con el gradiente verdadero, que oscila entre − 0,5° y − 0,7° por 100 m. Particularmente buena es la concordancia de sus elementos con los valores observados en las zonas templadas de la Tierra.

Sobre los valores numéricos de los elementos meteorológicos de la "Atmósfera Standard", hasta los 25 km de altura, ilustra la siguiente tabla, en que representa:

A = altura en km;
t = temperatura del aire en ° C;
b = presión atmosférica en mm de Hg;
p = presión atmosférica expresada en mb;
δ = densidad del aire en kg/m³;
d = densidad relativa (en la superficie = 1);
P = presión ejercida en kg/cm².

A km	t°	b mm	p mb	δ kg/m³	d	P kg/cm²
0	+ 15,0	760	1013	1,2255	1,000	1,033
1	+ 8,5	674	899	1,1121	0,907	0,916
2	+ 2,0	596	795	1,0068	0,822	0,811
3	− 4,5	526	701	0,909	0,742	0,715
4	− 11,0	462	616	0,819	0,668	0,627
5	− 17,5	405	540	0,736	0,601	0,551
6	− 24,0	354	472	0,660	0,538	0,481
7	− 30,5	308	411	0,590	0,481	0,418
8	− 37,0	267	356	0,525	0,428	0,363
9	− 43,5	230	307	0,466	0,380	0,313
10	− 50,0	198	264	0,413	0,337	0,269
11	− 56,5	170	226	0,364	0,297	0,231
12	− 56,5	145	193	0,310	0,254	0,197
14	− 56,5	106	141	0,227	0,185	0,144
16	− 56,5	77	103	0,165	0,135	0,105
18	− 56,5	56	75	0,121	0,098	0,076
20	− 56,5	41	55	0,088	0,072	0,056
25	− 56,5	18,6	25	0,040	0,033	0,025

Estos mismos datos se encuentran representados también en la figura 191, con escalas individuales para los tres elementos principales: temperatura del aire, presión atmosférica y densidad.

199. Límite teórico de la atmósfera. — Con el perfeccionamiento de los aparatos y métodos de observación, se descubren vestigios de atmós-

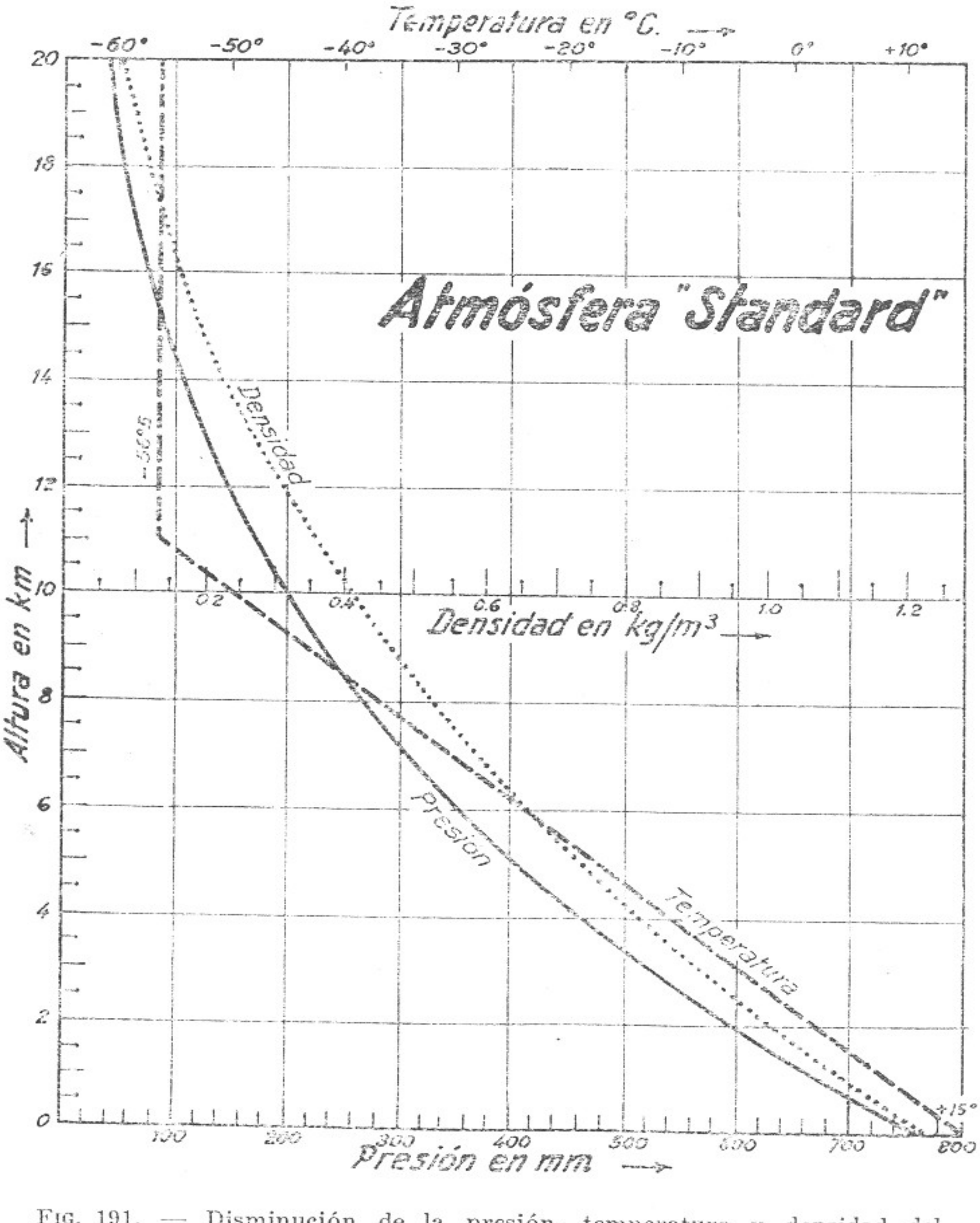

FIG. 191. — Disminución de la presión, temperatura y densidad del aire con la altura en la Atmósfera Standard.

fera en alturas cada vez mayores. No carece de interés, pues, la pregunta sobre cuál es la *altura límite* de nuestra atmósfera.

Como sabemos, las capas atmosféricas b a j a s participan en la rotación de la Tierra. Si así no fuera, por la pampa argentina ($\varphi = -35°$) soplaría un viento del este con una velocidad de 380 m/sec = 1368 km/

hora, viento que evidentemente no se observa. Generalizando este fenómeno, o sea suponiendo que la atmósfera entera participa de esta rotación, su *altura límite* puede ser deducida. Se encuentra a una distancia del centro de la Tierra en que la fuerza centrífuga de ésta es igual a la fuerza de atracción.

Designemos, como indica la figura 192, con r el radio de la Tierra, con R la altura límite de la atmósfera, contada desde el centro de la Tierra, con g_0 la aceleración de la gravedad y con f_0 la aceleración de la fuerza centrífuga en la superficie de la Tierra, y con g y f los valores respectivos en el límite de la atmósfera. Una molécula m, que gira en este límite con la velocidad v, recorrería en tiempo t la distancia D y se apartaría de la órbita circular el espacio e. Pero ella está también bajo la influencia de la gravedad, que la atrae hacia el centro de la Tierra, haciéndola "caer" durante este tiempo t el mismo espacio e, de manera que su movimiento prosigue por la circunferencia. Para que este proceso se verifique, f tiene que ser igual a g.

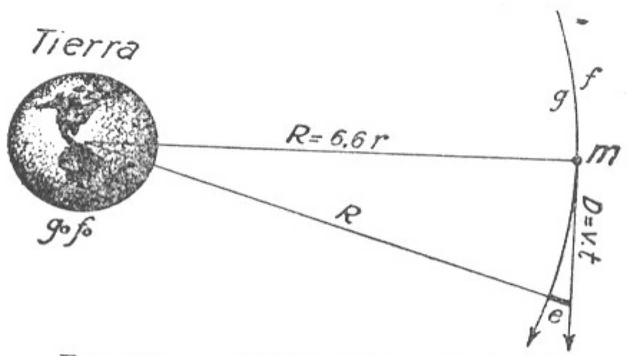

Fig. 192. — Límite teórico de la atmósfera de la Tierra en el plano del ecuador.

Como se sabe, por los estudios de física, las aceleraciones centrífugas están en la misma relación que las distancias, de manera que:

$$f : f_0 = R : r, \qquad \text{de donde} \qquad f = (R : r)\, f_0$$

Las aceleraciones de la gravedad, a su vez, están en relación inversa con los cuadrados de las distancias, o sea:

$$g : g_0 = r^2 : R^2, \qquad \text{de donde} \qquad g = (r^2 : R^2)\, g_0$$

Igualando f con g, se obtiene:

$$R^3 = \frac{g_0}{f_0} \, . \, r^3$$

En el ecuador, $g_0 = 978{,}05$ cm/sec², y $f_0 = 3{,}31$ cm/sec²; valor que se obtiene elevando al cuadrado la velocidad superficial $v_0 = 465$ m/sec y dividiendo por el radio de la Tierra, $r_0 = 6377{,}4$ km. Con estos valores:

$$R^3 = 288{,}4 \, . \, r^3$$
$$\mathbf{R = 6{,}607 \, . \, r}$$

El *límite de la atmósfera*, deducido con esta premisa, se encuentra, en consecuencia, a una altura

$$A = R - r = 5{,}6 \, . \, r \cong 36000 \text{ km}$$

o sea unas 30 veces mayor que la altura conocida hasta hoy.

Observaciones efectuadas en los últimos tiempos demuestran, sin embargo, que las altas capas atmosféricas **no** participan en la rotación de la Tierra, con lo cual queda invalidado el resultado deducido. Lo único que queda en pie es que, debido a la presencia de la fuerza centrífuga —nula en los polos, pero apreciable en el ecuador—, la atmósfera tiene mayor altura en la región tropical que en las regiones polares, semejando su forma un elipsoide de revolución considerablemente achatado.

200. Disminución de la presión atmosférica con la altura. — En la fórmula de la hipsometría barométrica,

$$A = C(1 + \alpha\, t)\log \frac{b_0}{b}$$

con cada presión *b* está coordinada una altura *A;* y, a la inversa, con cada altura, una presión, supuesto conocida la temperatura media de la columna de aire hasta el nivel del mar.

Interesa encontrar las alturas A_1, A_2 y A_3, en que las presiones b_1, b_2 y b_3 son la "mitad", la "cuarta" y la "octava" parte de la presión b_0, registrada al nivel del mar.

$$\begin{array}{llll} \text{Si } b_1 = b_0 : 2, & \text{entonces} & b_0 : b_1 = 2 = 2^1 \\ \phantom{\text{Si }} b_2 = b_0 : 4, & & b_0 : b_2 = 4 = 2^2 \\ \phantom{\text{Si }} b_3 = b_0 : 8, & & b_0 : b_3 = 8 = 2^3 \end{array}$$

y en consecuencia:

$$\begin{aligned} A_1 &= C(1 + \alpha t)\log 2^1 = 1.C(1 + \alpha t)\log 2 \\ A_2 &= C(1 + \alpha t)\log 2^2 = 2.C(1 + \alpha t)\log 2 \\ A_3 &= C(1 + \alpha t)\log 2^3 = 3.C(1 + \alpha t)\log 2 \end{aligned}$$

Reemplazando $C(1 + \alpha t)\log 2$ por $\triangle A$, se tiene:

$$\begin{array}{lll} A_1 = 1.\triangle A & \text{para} & b_1 = b_0 : 2 \\ A_2 = 2.\triangle A & \text{,,} & b_2 = b_0 : 4 \\ A_3 = 3.\triangle A & \text{,,} & b_3 = b_0 : 8 \end{array}$$

con lo cual queda demostrada la *ley de Halley,* del año 1686, según la cual, elevándonos en progresión aritmética, salvando siempre el mismo desnivel, las presiones se reducen en progresión geométrica, o sea en la "mitad", la "cuarta" y la "octava" parte de la presión reinante en el nivel de referencia [1].

Supuesta una temperatura de 0° (atmósfera isoterma), se tiene:

$$\begin{aligned} \triangle A &= C(1 + \alpha t)\log 2 \\ &= 18400.0{,}30103 = 5539 \text{ m} \end{aligned}$$

y por consiguiente, las tres alturas a que habría que elevarse para encontarr reducida la presión *b* a:

$$\begin{array}{lllll} b_1 = b_0 : 2, & \text{sería} & A_1 = 5{,}54 \text{ km} & & \\ b_2 = b_0 : 4, & \text{,,} & A_2 = 11{,}08 \text{ ,,} & & \triangle A = 5{,}54 \text{ km} \\ b_3 = b_0 : 8, & \text{,,} & A_3 = 16{,}62 \text{ ,,} & & \triangle A = 5{,}54 \text{ ,,} \end{array}$$

La *disminución de la presión* atmosférica con la elevación, puede ser expresada también de la siguiente forma:

Despejando de la ecuación diferencial de la hipsometría barométrica $db : dA$, y supuesto la temperatura *t* constante, se obtiene

$$\frac{db}{dA} = - \frac{1}{k(1 + \alpha t)} . b = - c . b$$

[1] Véase figs. 22 y 23.

que expresa que la variación de la presión, en relación con la altura, es proporcional a la presión misma.

En el análisis matemático se demuestra y se justifica que la interdependencia de los factores que figuran en esta ecuación puede ser expresada en la forma:

$$b = b_0 \, e - \frac{A}{k\,(1 + \alpha t)}$$

donde *e* significa la base de los logaritmos naturales, o sea: 2,718282.

Esta fórmula expresa que la presión atmosférica es una función exponencial de la altura.

201. Disminución de los gases con la altura. — Conociendo la elevación necesaria $\triangle A_0$, para que la presión atmosférica se reduzca a la mitad, se puede determinar la elevación correspondiente a cualquier gas que entra en la composición del aire, si se conoce su peso molecular.

En efecto, recordando que:

$$C_0 = \frac{k}{M} \qquad y \qquad k = \frac{m \, . \, b_0}{1000 \, . \, \delta_0}$$

y que la densidad δ_0 puede ser expresada como la masa total de las *N* moléculas, de peso unitario m_0 cada una, que hay en la unidad de volumen, o sea que:

$$\delta_0 = N \, . \, m_0$$

se tiene, en consideración a que, según la ley de Dalton, *N* es constante para todos los gases,

$$C_0 = \frac{m \, . \, b_0}{1000 \; N} \cdot \frac{1}{m_0} = \frac{C^*}{m_0}$$

lo que expresa que la constante de la fórmula hipsométrica es inversamente proporcional al peso molecular del aire.

Designando a la elevación necesaria, para que la presión atmosférica se reduzca a la mitad, con $\triangle A_0$, y con $\triangle A$ la elevación correspondiente a un gas cuyo peso molecular es m, se tiene, usando la fórmula de Laplace:

$$\triangle A_0 = \frac{C^*}{m_0} \; (1 + \alpha t) \log \frac{b_0}{b}$$

$$\triangle A = \frac{C^*}{m} \; (1 + \alpha t) \log \frac{b_0}{b}$$

Dividiendo estas dos fórmulas, y simplificando, se tiene:

$$\triangle A : \triangle A_0 = m_0 : m$$

de donde:

$$\triangle A = \frac{\triangle A_0 \, . \, m_0}{m} = \frac{5539 \, . \, 28{,}95}{m}$$

$$= \frac{160{,}35}{m}$$

fórmula que hemos empleado en la preparación de la tabla que figura en la página 48.

Esta fórmula expresa que la elevación necesaria para que la presión de un gas, como también el número de sus moléculas, se reduzca a la mitad, es inversamente proporcional a su peso molecular, y por medio de éste, a su densidad. Los gases pesados desaparecen rápidamente con la elevación; los livianos, lentamente. En consecuencia, en lo alto la atmósfera puede estar compuesta sólo por gases muy livianos, en particular por el gas hidrógeno y helio.

202. Caso particular del vapor de agua. — La atmósfera de vapor de agua que envuelve a la Tierra no parece una dispersión "monomolecular" ($1 . H_2O$), sino "pentamolecular" ($5 . H_2O$) del agua. El peso molecular del vapor de agua es, por consiguiente, 90,081, y no 18,0162.

Substituyendo estos valores en la fórmula anterior, se obtiene:

$$\triangle A = 160{,}35:90{,}081 = 1780 \text{ m, supuesto } m = 90{,}081, \text{ y}$$
$$(\triangle A) = 160{,}35:18{,}016 = 8901 \text{ ,, } \quad \text{,, } (m) = 18{,}016.$$

La *elevación necesaria* para que la presión del vapor de agua, y por consiguiente también su cantidad, o sea la humedad absoluta, se reduzca a la mitad, es 1780 m, y no 8900, como se supone generalmente.

Las observaciones climatológicas confirman esta deducción. Ya las sierras de Córdoba, con su altura media de 2200 m, representan una verdadera "línea divisoria de climas", y en mayor grado, naturalmente, la cordillera de los Andes, especialmente en su parte elevada.

La *presión del vapor* de agua, en un nivel cualquiera, puede ser calculada mediante la fórmula de Laplace, análogamente como se ha procedido en el caso del aire.

Expresando la presión del vapor de agua en la superficie de la Tierra con e_0, la presión en una altura de A km con e, y la constante de la fórmula con la letra V (vapor de agua), se tiene:

$$A = V \,.\, (1 + \alpha t) \,.\, \log \frac{e_0}{e}$$

de donde:

$$\log e = \log e_0 - \frac{A}{V(1 + \alpha t)}$$

Recordando que la constante hipsométrica es inversamente proporcional al peso molecular del gas considerado, se tiene:

$$V : C_0 = m_0 : m$$

de donde:

$$V = \frac{C_0 . m_0}{m} = \frac{18400 . 28{,}9564}{90{,}081} = 5915 \text{ m}$$

por lo que:

$$\log e = \log e_0 - \frac{A \text{ km}}{5{,}915\,(1 + \alpha t)}$$

Los valores calculados por medio de esta fórmula, supuesta una presión en la superficie de la Tierra de $e_0 = 10$ mm, comparados con los valores observados en la atmósfera libre, L, y en montañas, M, reducidos a la misma cantidad de referencia, son los siguientes:

A = 0 km,	e = 10,0 mm,	L = 10,0 mm,	M = 10,0 mm,
= 1 „	= 6,8 „	= 6,8 „	= 7,0 „
= 2 „	= 4,6 „	= 4,1 „	= 4,8 „
= 3 „	= 3,1 „	= 2,6 „	= 3,4 „
= 4 „	= 2,1 „	= 1,7 „	= 2,3 „
= 5 „	= 1,4 „	= 1,1 „	= 1,6 „
= 6 „	= 0,91 „	= 0,54 „	...
= 7 „	= 0,59 „	= 0,28 „	...
= 8 „	= 0,38 „	= 0,13 „	...

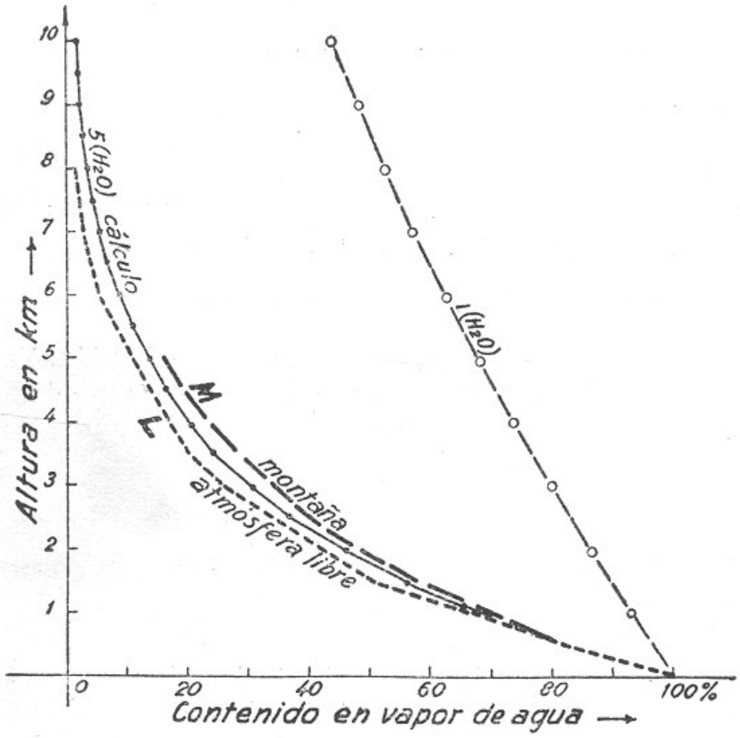

FIG. 193. — Disminución de la presión del vapor de agua con la altura, en la atmósfera libre, *L*, en la montaña, *M*, y según nuestros cálculos.

En la figura 193 se encuentran representados todos estos valores. Como se ve, los valores calculados, supuesto el vapor de agua como conjuntos pentamoleculares, son algo inferiores a los valores observados en la montaña, agrandados por la evaporación que en la misma se produce, aunque algo superiores a los observados en el aire libre, por medio de aeronaves. Esta particularidad hace suponer que el peso molecular del vapor de agua "crece" con la disminución de la temperatura. Observaciones de soluciones de sal (NaCl) a bajas temperaturas parecen acusar el mismo fenómeno.

Sobre la distribución del vapor de agua en el espacio, hasta 15 km de altura, en "por ciento" de la cantidad registrada en la superficie para temperaturas medias normales, ilustra la figura 194.

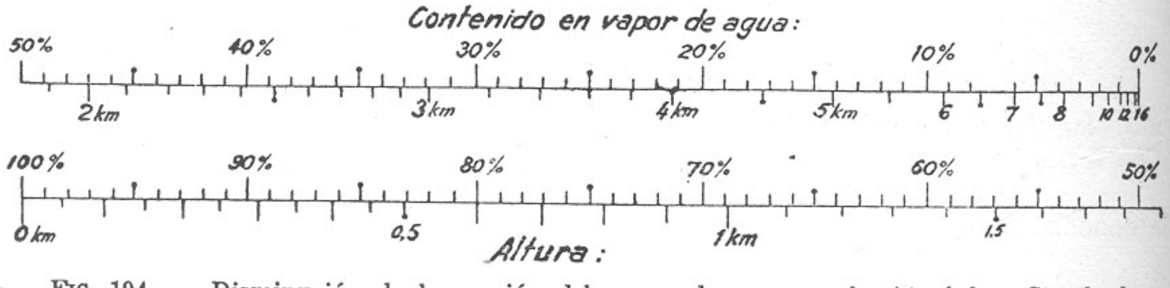

FIG. 194. — Disminución de la presión del vapor de agua en la Atmósfera Standard.