

LA ATMÓSFERA

A) PARTÍCULAS SÓLIDAS EN EL AIRE

(Aire impuro)

7. Existencia de partículas sólidas en el aire. — Para la comprensión de los fenómenos atmosféricos es indispensable conocer la composición y estructura del aire. Este conocimiento debería adquirirse por visión directa, pero el poder de la vista humana es limitado. Sólo se perciben objetos cuyo tamaño aparente excede los 0,02 mm, o sea aquellos que aparecen bajo un ángulo de vista mayor de 20'', por lo cual, de los cuerpos minúsculos que hay en la atmósfera, únicamente vemos, a simple vista, gotas de agua, granos de hielo, cristales de nieve y partículas de tierra.

Pero en el aire existen partículas más pequeñas aún que éstas, como son las que percibimos en un cuarto oscurecido, cuando penetra en el mismo un rayo de sol. La escasa luz reflejada por las partículas es suficiente todavía para producir una sensación en nuestra retina, acusando así su presencia. De este modo resultan perceptibles partículas varias veces menores que las distinguidas con la iluminación difusa ordinaria. Aumentando, además, el poder de nuestra vista por medio de un potente microscopio, se alcanzan a percibir partículas más pequeñas todavía, de sólo $0,2 \mu = 0,0002$ mm de diámetro¹.

Si, por fin, dispusiésemos de un ultramicroscopio, que aumentase un millón de veces el poder de nuestra vista —con los actuales microscopios electrónicos se ha llegado ya a cien mil—, podríamos ver todas las partículas sólidas que hay en el aire. El cuadro que se presentaría a nuestra vista sería interesantísimo. Grandes rocas, cayendo hacia la tierra, se abrirían camino entre un enjambre de piedras menores, de todo tamaño, que aparentemente estarían suspendidas en el

¹ El signo μ es una letra griega, llamada *mu* (con el sonido de una *u* francesa), que equivale a nuestra *m*. Con este signo se representa un milésimo de milímetro.

espacio, efectuando un movimiento irregular, caprichoso —movimiento browniano—, debido al empuje de las moléculas de aire que llenan el vacío, y que ni aun con este microscopio podrían ser percibidas con toda nitidez.

8. Naturaleza y procedencia de las partículas. — La mayoría de las partículas sólidas es *materia inorgánica*: partículas de tierra, arena finísima, trocitos de minerales, productos de combustión. Algunas son sales marinas; otras, polvillo de origen volcánico. También hay en el espacio partículas de *origen orgánico*, principalmente en la cercanía del suelo: partículas de plantas secas, polen, microbios y bacterias.

Las partículas de origen mineral son, en su mayoría: SiO_2 = anhídrido silícico (cuarzo); Al_2O_3 = óxido de aluminio (corundo); TiO_2 = óxido de titanio; FeO_2 = óxido férrico (hematita); FeO = óxido ferroso.

Los productos de combustión son: C = carbono; SO_2 = anhídrido sulfuroso; SO_3 = anhídrido sulfúrico; H_2SO_4 = ácido sulfúrico.

Las sales marinas están formadas por:

NaCl = cloruro de sodio	$4,0 \cdot 10^{-5}$ g/m ³ de aire ¹
MgCl_2 = cloruro de magnesio	0,6 " " " "
MgSO_4 = sulfato de magnesio	0,4 " " " "
CaSO_4 = sulfato de calcio anhidro	0,2 " " " "

Las partículas de origen mineral provienen de las regiones secas y arenosas de la Tierra; las levanta el viento, y en menor escala, las corrientes aéreas ascendentes producidas por el calor. Las partículas de sales marinas llegan de los océanos, junto con el vapor de agua que se evaporó de su superficie. El polvillo volcánico debe su presencia temporaria a las frecuentes erupciones. Muchas partículas sólidas provienen también de los incendios de campos de pastoreo y de bosques, y en no menor escala, de las grandes ciudades y centros industriales.

9. Caída de las partículas. — Las partículas sólidas caen, por su peso, hacia tierra. Esta caída es obstaculizada por la presencia del aire,

¹ Para expresar números muy grandes o muy pequeños, se recurre a las potencias de 10. Así se expresa:

$10 = 1 \cdot 10 = 10^1$	$\frac{1}{10} = 1:10 = 1:10^1 = 10^{-1}$
$100 = 10 \cdot 10 = 10^2$	$\frac{1}{100} = 1:100 = 1:10^2 = 10^{-2}$
$1000 = 10 \cdot 10 \cdot 10 = 10^3$	$\frac{1}{1000} = 1:1000 = 1:10^3 = 10^{-3}$

El radio de la Tierra tiene 6370 km. Si lo expresamos en medidas cada vez menores, tendremos:

$$\begin{aligned}
 r &= 6\ 370\ \text{km} = 6,37 \cdot 10^3\ \text{km} \\
 &= 6\ 370\ 000\ \text{m} = 6,37 \cdot 10^6\ \text{m} \\
 &= 637\ 000\ 000\ \text{cm} = 6,37 \cdot 10^8\ \text{cm}.
 \end{aligned}$$

entre cuyas moléculas deben abrirse camino, y por las corrientes aéreas verticales, que las elevan nuevamente. La caída de las partículas, es, por consiguiente, tanto más lenta, cuanto más pequeñas y livianas son, cuanto más denso es el aire que atraviesan, y cuanto más intensas son las corrientes verticales. Otras veces es su carga eléctrica la que les impide acercarse a la tierra.

El polvillo volcánico arrojado a las altas capas atmosféricas, puede necesitar años para llegar a la superficie de la Tierra. En esto reside su importancia climatológica. Humphreys ha calculado la velocidad de caída de las partículas sólidas desde distintas alturas, como también el tiempo que necesitan para atravesar un espacio de 1 cm. Si el diámetro de las partículas es de $18,4 \mu$, la densidad 2,3, y la temperatura del ambiente de 21°C , los valores respectivos son los siguientes:

Altura	=	40	30	20	15	11	0	km
Velocidad	=	1,02	0,24	0,07	0,05	0,04	0,026	cm/sec
Tiempo	=	1	4	13	20	24	39	sec/cm

10. Cantidad de partículas existentes en el aire. — La cantidad de partículas que hay en el aire varía. No es exagerado suponer que su número, en nuestro ambiente continental, alcanza a 100000 por centímetro cúbico. El viento las levanta de la superficie de la Tierra y las transporta de un lugar a otro. Su distribución en el espacio, por lo tanto, raras veces es uniforme.

Por lo general, el número de partículas suspendidas en el aire es mayor en las regiones secas que en las regiones húmedas, en días ventosos que en días calmos. Particularmente grande es su número en las primeras horas de la madrugada, en que se aglomeran cerca de la superficie de la Tierra, debido a su lenta caída y a la falta de corrientes ascendentes.

11. Distribución de las partículas. — Tanto el tamaño como el número de las partículas disminuye rápidamente con la altura.

A. Wiegand ha observado, durante sus vuelos en esféricos, la siguiente cantidad de partículas en un centímetro cúbico:

Altura	=	100	500	1000	2000	3000	5000	8500 m
Cantidad	=	44000	13000	5000	550	200	50	5

A mayor altura, el aire es cada vez más puro.

También en la superficie de la Tierra se nota una gran diferencia en la cantidad de partículas.

Según Landsberg, su número por centímetro cúbico es:

Encima de los mares	800
En la costa y en el interior de los continentes	9 500
En ciudades pequeñas y zonas industriales	35 000
En grandes ciudades	150 000

Dentro de la atmósfera de partículas sólidas que envuelve al globo terráqueo, podemos distinguir, debido a la disminución progresiva que se observa en su cantidad y naturaleza, *tres capas* diferentes (fig. 2):

- a) capa de partículas de tierra, que llega hasta 2 km de altura;
- b) capa de sales marinas, hasta 11 km de altura;
- c) capa de polvillo volcánico, que puede llegar hasta 80 km.

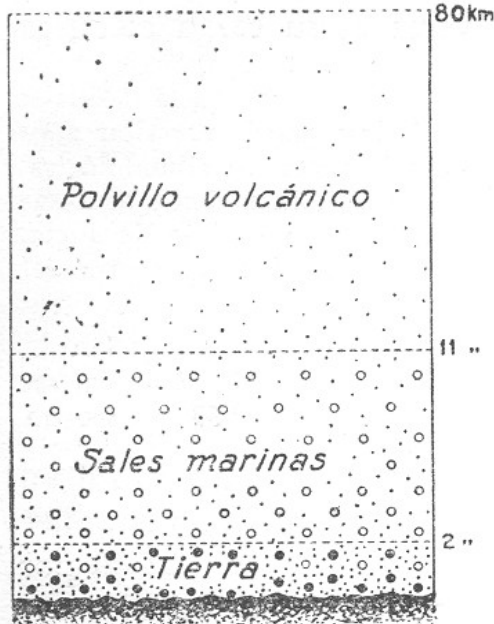


FIG. 2. — Las tres capas de la "atmósfera de partículas sólidas" que envuelven a la Tierra.

12. Influencia de las partículas sobre la visibilidad. — Las partículas sólidas interceptan y desvían parte de la luz que nos viene de los cuerpos iluminados, por lo cual disminuyen la visibilidad (fig. 3).

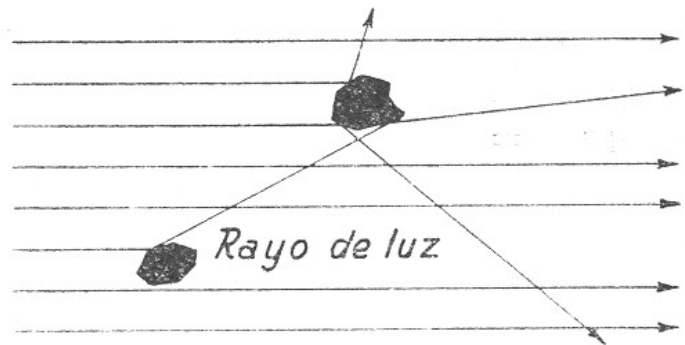


FIG. 3. — Las partículas sólidas que hay en el aire debilitan la luz y dificultan la visibilidad de los objetos lejanos.

La visibilidad es buena cuando hay pocas partículas en el aire; por ejemplo, después de una lluvia o nevada, o durante las horas de la mañana. En cambio, es mala cuando hay muchas partículas en el aire;

por ejemplo, cuando el tiempo es seco, o en las primeras horas de la tarde, o cuando sopla un fuerte viento. Cuanto más lejos está el objeto que miramos, más partículas sólidas hay entre él y nuestros ojos, y más reducida es la visibilidad.

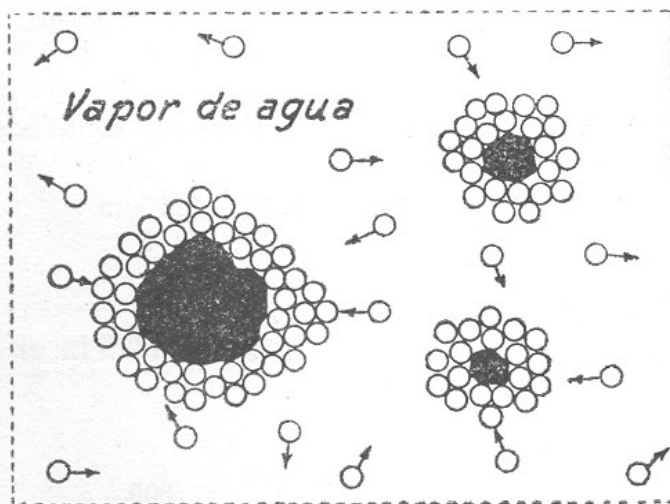


FIG. 4. — Las partículas sólidas son núcleos de condensación para el vapor de agua.

de agua, se mueven con menos velocidad que las moléculas del aire, particularmente cuando su número es elevado, o sea cuando el aire es muy húmedo. En este caso, muchas partículas de vapor se mueven con una

13. Influencia sobre la condensación del vapor de agua. — Las partículas de vapor de agua, que son conglomerados de cinco moléculas

velocidad ínfima, y al chocar con ciertas partículas sólidas, no pueden alejarse más de la esfera de acción de sus fuerzas moleculares y quedan adheridas a ellas. Muchas partículas sólidas resultan así "centros de atracción" para el vapor de agua, llamándose las, por esto, *núcleos de condensación* (fig. 4).

Este efecto tiene mucha importancia. Sin partículas sólidas, la humedad del aire tendría que ser de cuatro a ocho veces mayor para que pudiera iniciarse la condensación del vapor de agua. Las nubes, por consiguiente, serían escasas, y las lluvias casi imposibles. El clima en nuestro planeta cambiaría fundamentalmente.

Según Landsberg, el número de los núcleos de condensación que se encuentra en las distintas capas atmosféricas, es el siguiente:

Capa = 0,0 — 0,5 km;	Cantidad = 22 300 en cm ³
" = 0,5 — 1,0 "	" = 11 000 " "
" = 1,0 — 2 "	" = 2 500 " "
" = 2 — 3 "	" = 780 " "
" = 3 — 4 "	" = 340 " "
" = 4 — 5 "	" = 170 " "
" = 5 — 8 "	" = 80 " "

La cantidad total de núcleos de condensación que se encuentra en una columna de aire de 1 cm² de sección, en la Europa central, es de 20,68.10⁸. Por toda la Tierra hay, término medio, 2.10⁸ por centímetro cuadrado de superficie. El número total de núcleos de condensación que hay en la atmósfera es aproximadamente de 10²⁷.

14. *Influencia sobre la temperatura del aire.* — La mayoría de las partículas sólidas son conglomerados de cristales, limitados por caras pla-

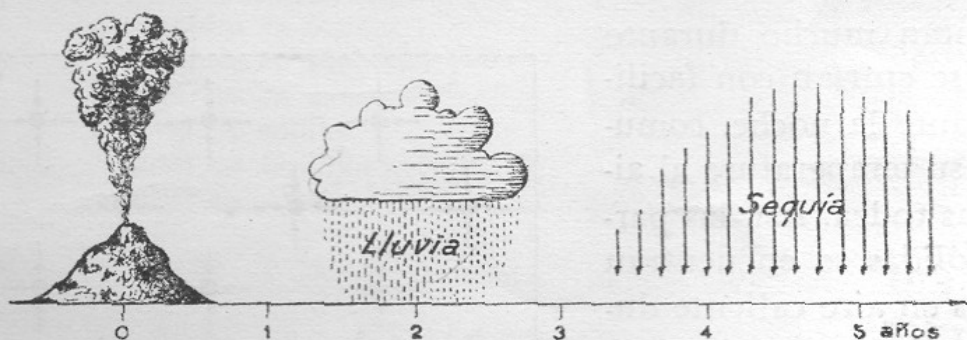


FIG. 5. — Las erupciones volcánicas son seguidas, a tiempo fijo, por épocas de lluvia y de sequía.

nas, muchas veces brillantes, que reflejan tanto la luz como el calor. Por consiguiente, cuando hay muchas partículas sólidas en el aire, especialmente polvillo volcánico en las altas capas atmosféricas, llega menos calor que de costumbre a la superficie de la Tierra.

Después de la erupción del volcán Katmai, en 1912, la reducción de la cantidad de calor solar llegó al 50 % en los primeros cuatro meses posteriores a la erupción, y representaba todavía el 20 % durante los dos años siguientes. Después de la erupción del Descabezado, en 1932, se observó una reducción del 20 %, persistiendo su efecto durante ocho meses.

Cualquier reducción en la cantidad del calor solar que llega a la superficie de la Tierra afecta a la intensidad de la circulación atmosférica y de la circulación oceánica. A su vez, las modificaciones en estas circulaciones alteran el tiempo, produciendo sequías o épocas de lluvias anormales.

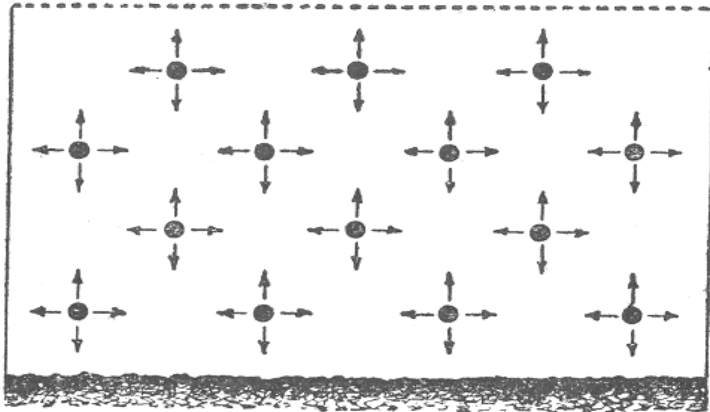


FIG. 6. — Durante el día, las partículas sólidas se calientan mucho, comunicando calor al aire que las rodea.

En nuestro ambiente geográfico argentino, dos años después de una erupción volcánica importante, aparece una época de lluvias, y cinco años después, una sequía (fig. 5). Una actividad volcánica prolongada y potente podría originar hasta épocas glaciales.

Las últimas erupciones volcánicas, y su efecto sobre nuestro tiempo, se produjeron:

Santa María,	en 1902;	lluvias en 1904;	sequía en 1907-08;
Katmai,	„ 1912;	„ „ 1914;	„ „ 1915-17;
Calbuco,	„ 1917;	„ „ 1919;	„ „ 1921;
Santa María,	„ 1924;	„ „ 1926;	„ „ 1929;
De Cabezado,	„ 1932;	„ „ 1934;	„ „ 1937.

A la par de este efecto *climatológico*, las partículas sólidas ejercen también un efecto *meteorológico*. Debido a su reducido calor específico, se calientan mucho durante el día y se enfrían con facilidad durante la noche, comunicando su temperatura al aire que las rodea. Así, las partículas sólidas se encuentran envueltas en aire caliente durante el día, y en aire frío durante la noche (figs. 6 y 7). Como hay más partículas sólidas cerca de la tierra que en la altura, la temperatura del aire, en la proximidad del suelo, resulta más alta de lo que correspondería en las primeras horas de la tarde, y más baja de lo que debería ser, a la madrugada. La amplitud diaria de la temperatura, o sea la diferencia entre la “máxima” y la “mínima”, depende, de este modo, de la cantidad de partículas sólidas que hay en el aire, resultando grande

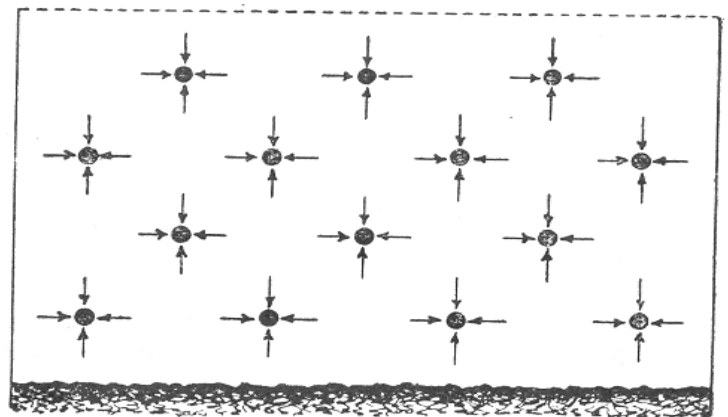


FIG. 7. — Durante la noche, las partículas sólidas se enfrían rápidamente, restando calor al aire.

en las regiones secas de la Tierra, especialmente en los desiertos, y pequeña en las regiones húmedas.

15. Características coloidales del aire impuro. — Llamamos *aire impuro* al aire con todas las partículas extrañas que accidentalmente se encuentran dispersas en su seno.

Por *dispersión* se entiende una índole especial de mezcla de sustancias, en la cual una, dividida en partículas pequeñísimas, está uniformemente o casi uniformemente diseminada en el seno de la otra. Las sustancias que intervienen en esta mezcla se llaman *fases*. Las dispersadas forman la fase interna o *fase dispersa*, y el medio en el cual se efectuó la dispersión, la fase externa o *fase dispersante*.

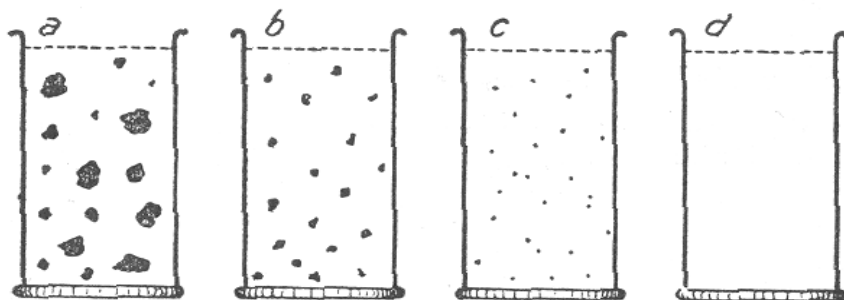


FIG. 8. — Los cuatro estados de dispersión de las partículas sólidas en el aire: *a* = suspensión gruesa; *b* = suspensión fina; *c* = dispersión coloidal; *d* = dispersión molecular.

Según el estado físico de las sustancias afectadas, distinguimos dispersiones de:

sólidos en sólidos	:	roca granítica;
sólidos en líquidos	:	agua turbia;
sólidos en gases	:	nieve en el aire, humo;
líquidos en sólidos	:	humedad de la roca;
líquidos en líquidos	:	leche, vino, cerveza;
líquidos en gases	:	nube, neblina, niebla, bruma;
gases en sólidos	:	olor de la piedra;
gases en líquidos	:	espuma de agua;
gases en gases	:	perfumes, aire.

Según el *tamaño* de las partículas dispersas en el aire, distinguimos:

1) **Suspensiones gruesas**, cuyas partículas dispersas —de más de 0,02 mm— son perceptibles a simple vista. Su tamaño afecta grandemente la visibilidad.

EJEMPLOS: la tierra levantada por el viento, el humo espeso, las neblinas densas, las nubes formadas por gotitas de agua, los copos de nieve, el granizo y el polvo volcánico (fig. 8, *a*).

2) **Suspensiones finas**. Las partículas dispersas no son perceptibles a simple vista, pero sí con el microscopio. También ellas afectan la visibilidad. Su tamaño es de 0,02 mm a 0,4 μ .

EJEMPLOS: la bruma espesa, la neblina fina, los pequeños cristales de nieve y el fino polvo volcánico (fig. 8, *b*).

3) **Dispersión coloidal**¹. Las partículas dispersas sólo son perceptibles con el ultramicroscopio², pero afectan todavía la visibilidad. Su tamaño es de $0,4 \mu$ a $0,004 \mu$. Estas partículas no tienen movimiento propio de importancia; son simples juguetes de las moléculas del aire, en continuo y desordenado vuelo a través del espacio.

EJEMPLOS: el polvillo volcánico, las partículas de sales marinas, la bruma en su estado de formación, las bacterias y los microbios (fig. 8, c).

4) **Dispersión molecular**. Las partículas dispersas no son perceptibles más, ni aún con ultramicroscopio, y, por consiguiente, no afectan la visibilidad. Su tamaño es inferior a $4 m\mu$ ³, es decir, a cuatro millonésimos de milímetro. Tienen movimiento propio según la temperatura.

EJEMPLOS: el vapor de agua y los demás productos gaseosos que se encuentran accidentalmente en el aire (fig. 8, d).

También el aire es una dispersión molecular. Las moléculas de los gases que lo componen están dispersadas en un medio hipotético, llamado *éter*.

Una solución coloidal hecha en el agua, se llama *hidrosol*⁴. Una solución coloidal efectuada en el aire, se denomina *aerosol*⁵.

La Química coloidal ha resultado un valioso auxiliar para la explicación de ciertos fenómenos atmosféricos en los últimos años.

B) COMPOSICIÓN DEL AIRE

16. **Aspecto del aire.** — El aire se presenta a nuestros sentidos como un gas muy sutil, liviano y transparente, que ocupa por completo el espacio, hasta en sus más recónditos lugares, y que colma cualquier vacío que se produzca en él con una rapidez superior a la del sonido.

Diferente sería el aspecto del aire, si lo pudiéramos contemplar con un supermicroscopio de unos 10 millones de aumento, que nos permitiría ver un punto hecho en el papel con una pluma, como un círculo de 1 kilómetro de diámetro. El cuadro que se nos presentaría a la vista sería completamente distinto. En primer lugar, encontraríamos, enormemente agrandadas, las partículas sólidas que a simple

¹ *Coloide* se deriva del griego: *kolla* = cola, y *eidos* = forma.

² Lámase así a un microscopio cuyo campo visual es iluminado lateralmente.

³ el signo $m\mu$ (véase pág. 9) representa un millonésimo de milímetro.

⁴ *Hidrosol*, del griego *hydro* = agua, y *sol*, abreviatura del latín *solutum* = disuelto. *Hidrosol* significa, en consecuencia, "disuelto en agua".

⁵ *Aerosol*, "disuelto en aire".

vista ni siquiera distinguimos, y que ahora veríamos precipitarse a tierra como enormes rocas. Veríamos, además, una multitud de pequeños cuerpos esféricos, no mayores que un garbanzo, cruzar el espacio a grandes velocidades, entrechocando un sinnúmero de veces y, en consecuencia, cambiando la dirección de vuelo a cada instante: son las *moléculas* que componen el aire.

El tamaño y el peso de estos cuerpecitos es muy variado. Y es variada también su estructura interior, lo que determina sus propiedades químicas. Para distinguirlos entre sí, hasta nos conviene atribuirles diferentes colores.

Una *molécula* es la menor cantidad de materia que goza todavía de las propiedades de ésta. Así, podemos partir en pedazos cada vez más pequeños un trozo de sal común, y serán siempre "trozos de sal". Pero llegará un momento en que el pedazo será tan pequeño que, partiéndolo nuevamente, los nuevos trozos ya no serán sal, sino otras sustancias diferentes. Este último pedazo, que aun era sal común, es la molécula, que ante una nueva partición pierde sus características y deja de ser sal.

Las moléculas están formadas por uno, dos o más cuerpecitos menores, llamados *átomos*, de la misma o de distintas sustancias. Así, una molécula de sal se compone de un átomo de sodio, cuyo símbolo es Na, y un átomo de cloro, con símbolo Cl. De ahí su nombre, "cloruro de sodio", y su símbolo, NaCl. La molécula de oxígeno está formada por dos átomos del mismo oxígeno, siendo su símbolo O_2 . Hay 94 átomos de distintas propiedades y, por consiguiente, también 94 cuerpos simples o *elementos*, cuya combinación da las diversas materias que conocemos.

Los *átomos* parecen pequeños sistemas solares, con un enjambre de planetas, más o menos numerosos. El cuerpo central, que representaría al Sol, es materia con carga eléctrica positiva, y se llama "núcleo". Las partículas elementales que lo forman son entre sí iguales, y se llaman *protones*. Alrededor del núcleo giran, con una velocidad de 100 000 km/sec, pequeñísimas partículas, casi inmateriales, pero que poseen una carga eléctrica negativa. Se llaman *electrones*. En las moléculas se encuentran también combinaciones de protones y electrones en estado eléctrico neutro, cuya carga positiva está equilibrada por la negativa, llamadas por esto *neutrones*.

El *electrón* es el cuerpo físico más liviano. Su diámetro se estima en un dos y medio millonésimos de un millonésimo de un centímetro, o sea en 1:2 500 000 000 000 cm, que en forma abreviada se puede escribir como 4.10^{-13} cm. Su masa se estima en $0.9.10^{-27}$ g.

El *protón* tiene una masa 1845 veces mayor que el electrón, o sea $1.66.10^{-24}$ g. El tamaño del protón, por lo que hasta hoy sabemos, parece ser menor que el del electrón.

Al parecer, tanto los electrones como los protones son simples remolinos de éter. La materia sería, pues, sólo una cierta forma de la energía.

Los *fenómenos atmosféricos* son *fenómenos físicos*. Mientras ellos se verifican, sólo se modifica el estado de las moléculas, pero no su naturaleza. Durante las tormentas, aunque en pequeña escala, se producen también *fenómenos químicos*; se descomponen moléculas existentes y se forman nuevas, de naturaleza distinta. *Fenómenos radioactivos*, caracterizados por cambios en la constitución de los átomos, ocurren sin interrupción en las altas capas atmosféricas y en la superficie de la Tierra, durante las tormentas eléctricas.

17. Composición de la atmósfera. — Contando el número de moléculas del mismo tamaño y peso que hay en un volumen determinado

de *aire*, por ejemplo en 1 cm³, y averiguando su naturaleza por algún procedimiento químico, se llega a la siguiente conclusión:

- a) el aire no es un medio homogéneo, sino una mezcla de moléculas de distintos gases;
- b) en esa mezcla predominan las moléculas de nitrógeno y de oxígeno, en proporción 4:1 entre sí;
- c) la relación exacta entre los diversos componentes es:

Nitrógeno, N ₂	=	78,08	% del vol.
Oxígeno, O ₂	=	20,95	„ „ „
Argón, Ar	=	0,93	„ „ „
Anhídrido carbónico, CO ₂ ..	=	0,03	„ „ „
<hr style="width: 20%; margin: 0 auto;"/>			
Total aproximado	=	100,00	„ „ „

Además de estos elementos, suele haber en el aire una cantidad variable de vapor de agua, 5 (H₂O), que puede llegar al 4 % del volumen, y pequeñas cantidades de:

Helio, He	=	5,3.10 ⁻⁴	% del volumen
Hidrógeno, H ₂	=	5.10 ⁻⁴	„ „ „
Neón, Ne	=	1,8.10 ⁻⁶	„ „ „
Criptón, Kr	=	1.10 ⁻⁴	„ „ „
Xenón, Xe	=	8.10 ⁻⁶	„ „ „
Ozono, O ₃	=	1.10 ⁻⁶	„ „ „
Radón, Rn	=	6.10 ⁻¹⁸	„ „ „
Amoníaco, NH ₃	=	2,6.10 ⁻⁶	„ „ „
Superóxido de agua, H ₂ O ₂	=	4.10 ⁻⁶	„ „ „
Yodo, I ₂	=	3,5.10 ⁻⁹	„ „ „

18. Características moleculares del aire. — No sólo el tamaño, sino también el peso de las moléculas de los gases que componen el aire es pequeño. La molécula de hidrógeno es la más liviana. Su átomo pesa sólo 1,6615.10⁻²⁴ gramos. Este peso fué elegido como “peso unidad” para expresar el peso de los demás átomos y moléculas. Los valores así obtenidos son los llamados pesos atómicos y pesos moleculares.

Sin embargo, por razones de comodidad se fijó como “unidad del peso atómico” el peso de una dieciséisava parte del átomo de oxígeno. En este sistema convencional, el peso del átomo de hidrógeno es 1,008, y el del oxígeno, 16,000; mientras que los pesos, según la definición anterior, serían 1,000 y 15,987. La relación entre ambos valores es la misma.

Las investigaciones recientes dan los siguientes valores aproximados

para el peso molecular m , el peso absoluto P y el diámetro d de las moléculas de los gases que componen el aire:

N ₂	$m = 28;$	$P = 46,2 \cdot 10^{-24} \text{ g};$	$d = 3,8 \cdot 10^{-8} \text{ cm}$
O ₂	$= 32$	$= 52,8 \text{ ,, ,,}$	$= 3,6 \text{ ,, ,,}$
Ar	$= 40$	$= 65,8 \text{ ,, ,,}$	$= 3,7 \text{ ,, ,,}$
CO ₂	$= 44$	$= 75,6 \text{ ,, ,,}$	$= 4,6 \text{ ,, ,,}$
5 (H ₂ O)	$= 90$	$= 148,5 \text{ ,, ,,}$	$= 5,6 \text{ ,, ,,}$
He	$= 4$	$= 6,6 \text{ ,, ,,}$	$= 2,2 \text{ ,, ,,}$
H ₂	$= 2$	$= 3,3 \text{ ,, ,,}$	$= 2,7 \text{ ,, ,,}$

La *velocidad* con que estas moléculas se mueven es considerable. Siendo la energía cinética de todas ellas igual, la velocidad individual debe ser distinta según el peso molecular: las moléculas pesadas vuelan lentamente, y las livianas, rápidamente. La velocidad de cada una es inversamente proporcional a la raíz cuadrada de su peso molecular; depende, además, de la temperatura: a mayor temperatura, mayor velocidad.

Supuesta una presión atmosférica de 760 mm de Hg, estas *velocidades* son, en temperaturas de 0° y 15°, aproximadamente las siguientes:

N ₂	$m = 28;$	$V_0 = 493 \text{ m/sec,}$	$V_{15} = 507 \text{ m/sec}$
O ₂	$= 32$	$= 461 \text{ ,,}$	$= 474 \text{ ,,}$
Ar	$= 40$	$= 413 \text{ ,,}$	$= 424 \text{ ,,}$
CO ₂	$= 44$	$= 394 \text{ ,,}$	$= 404 \text{ ,,}$
5 (H ₂ O)	$= 90$	$= 275 \text{ ,,}$	$= 282 \text{ ,,}$
He	$= 4$	$= 1305 \text{ ,,}$	$= 1340 \text{ ,,}$
H ₂	$= 2$	$= 1835 \text{ ,,}$	$= 1888 \text{ ,,}$

19. El aire como gas ideal. — En lugar de considerar al aire como mezcla de varios gases, nos conviene suponerlo como un *gas ideal*, compuesto por moléculas homogéneas, y llamarlo simplemente *aire*. Para conocer las características moleculares de este gas ideal, basta promediar los valores correspondientes a los distintos gases que componen el aire, en la proporción en que se encuentran mezclados.

Supuestas condiciones físicas normales —temperatura 0°, presión atmosférica 760 mm Hg, nivel del mar y latitud 45°—, las características moleculares del *aire* son:

Peso molecular	= 29 = (28,95)
Número de moléculas en 1 cm ³	= 27.10 ¹⁸
Masa de una molécula	= 48.10 ⁻²⁴ g
Diámetro de la molécula	= 3,7.10 ⁻⁸ cm
Velocidad media del vuelo, en 0°C	= 485 m/sec
Velocidad media en t = 15°C	= 498 m/sec
Distancia media entre dos moléculas	= 400 diámetros
Número de colisiones en 1 cm ³	= 20.10 ²³ por sec
Espacio recorrido entre dos colisiones	= 5,9.10 ⁻⁶ cm
Tiempo transcurrido entre dos colisiones .	= 3.10 ⁻¹⁰ sec.

Las moléculas están separadas por grandes espacios vacíos. Si el supermicroscopio permitiera ver las moléculas de aire como esferas de 1 cm de diámetro, en un espacio de 4 m de ancho, 4 m de fondo y 4 m de altura, habría sólo una molécula. Este hecho nos permite comprender ciertas leyes físicas, que mencionaremos más adelante.

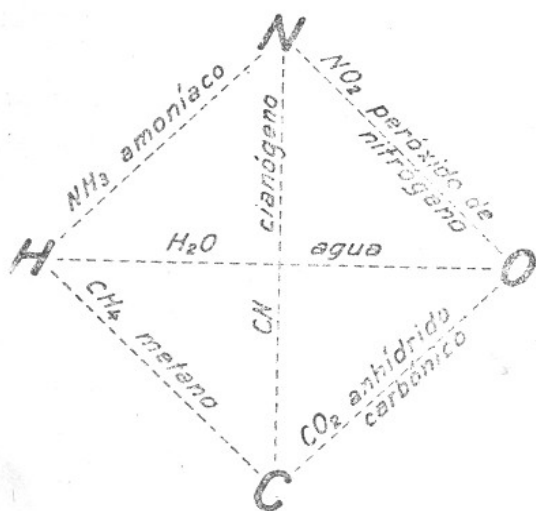


FIG. 9. — Los cuatro elementos principales y sus combinaciones inmediatas.

20. Importancia de la composición del aire. — En la antigüedad, se consideraban *cuatro elementos* como principales: aire, agua, tierra y fuego. La química moderna los sustituyó por carbono, oxígeno, nitrógeno, e hidrógeno.

En la figura 9 representamos estos cuatro elementos, con sus combinaciones inmediatas más frecuentes:

el agua, H_2O , sin la cual no habría vida;

el anhídrido carbónico, CO_2 , intermediario entre la vida animal y la vida vegetal;

el metano, CH_4 , combinación fundamental, que se repite muchas veces en los compuestos orgánicos;

el amoníaco, NH_3 ;

el peróxido de nitrógeno, NO_2 ;

el cianógeno, CN , la primera combinación química que se formó sobre la faz de la Tierra, en el albor de su vida, cuando reinaba todavía una elevada temperatura.

Estos cuatro elementos de la química moderna, verdaderos puntales de la vida, forman en la actualidad nuestra atmósfera.

Entre ellos, el más importante es el *oxígeno* (O_2), tan necesario para la vida. La vida significa movimiento. El movimiento exige energía.

La energía que pueda desarrollar un ser orgánico es producto del calor. Por consiguiente, todos los seres vivos generan calor. El calor es el resultado de la combustión. Toda combustión es un proceso de oxidación; reunión impetuosa del oxígeno del aire con el carbono de las materias orgánicas, formando anhídrido carbónico y produciendo calor.

En las plantas, la combustión es lenta. Ellas no se mueven y, por consiguiente, no necesitan mucho calor. Más viva es la combustión en los cuerpos animales. La temperatura producida en el cuerpo humano es de 37° . La combustión de la materia orgánica al aire libre es muy rápida, y va acompañada de incandescencia. La temperatura producida, en consecuencia, es elevadísima.

El *nitrógeno* (N_2), que forma la mayor parte del aire, es un gas indiferente, que no interviene en los procesos químicos. En la atmósfera desempeña las funciones de un "elemento moderador" de las actividades demasiado violentas del oxígeno. Sin el nitrógeno, todos los procesos de combustión se desarrollarían con mucha vehemencia. En lugar de la ignición lenta, se produciría una súbita inflamación de la mayoría de los cuerpos.

El nitrógeno es un importante componente en la composición del protoplasma, que llena las células. El cuerpo humano contiene 2 kg de este elemento, y exige, además, 8 gr diarios del mismo para su funcionamiento. Y este alimento tan imprescindible, se encuentra en cantidad ilimitada en la atmósfera. Pero el organismo humano no puede extraerlo del aire. Cuando lo logre, comenzará la "época paradisíaca" para el hombre, porque estará libre de su preocupación actual: la conquista del pan diario. Hasta entonces deberá seguir cultivando, "con el sudor de su frente", las plantas, capaces de asimilar —con ayuda de microorganismos, llamados nitrobacterias—, el nitrógeno del aire, para que le sirvan de alimento, y criando los animales que se nutren de ellas, para poder consumir su carne.

Muy necesaria en la Naturaleza es el *agua* (H_2O). El agua se encuentra en el aire en estado gaseoso, como vapor de agua, imperceptible a nuestra vista; en estado líquido, como gotitas, formando las nubes y neblinas; y en estado sólido, como cristales de nieve y granos de hielo. En estado líquido y sólido, su permanencia en el espacio es sólo pasajera, ya que, debido a su peso, pronto cae a tierra, en forma de lluvia, nieve, granizo o "piedra".

Ningún componente de nuestra atmósfera cambia tan frecuentemente de estado como el agua. De la superficie de los mares se eleva como vapor finísimo; en lo alto de la atmósfera se condensa en pequeñas gotitas o menudos cristales, formando las nubes. En forma de hielo cubre las regiones polares; como nieve, blanca, cristalina, las altas montañas; y como lluvia fecundante, humedece las llanuras. En millares de arroyos espumosos se precipita de las montañas hacia los llanos, nutriendo los ríos, llenando los lagos y lagunas, para, al fin, volver al mar, seno de la Naturaleza.

Donde hay agua, puede haber vida. Donde cae rocío y lluvia, florecen los prados y crecen los árboles. Sin agua, cesa la vida vegetal y se extingue la vida animal.

La mayor parte de los organismos, tanto vegetales como animales, está constituida por agua. El agua es alimento de las plantas; las plantas, a su vez, alimento de los animales. El organismo humano necesita dos litros diarios de agua para su subsistencia. Si no la encuentra, muere.

El *anhídrido carbónico* (CO_2) es más pesado que el aire, e impide la combustión. Por eso se emplea en aparatos extintores del fuego. Cuando el aire contiene más del 14 % de este gas, se hace irrespirable, y la vida pelagra. Para las plantas, el anhídrido carbónico es un alimento¹. De él toman el carbono que necesitan para sus tejidos. El oxígeno libertado en este proceso de reducción es el que van a aspirar los animales. Las plantas absorben anhídrido carbónico y exhalan oxígeno. Los animales aspiran oxígeno y exhalan anhídrido carbónico. Sin el reino animal, el aire carecería del anhídrido suficiente para las plantas. Sin el reino vegetal, el aire contendría anhídrido carbónico en cantidad mortal para los animales. El equilibrio entre la producción y consumo de anhídrido carbónico es regulado por las aguas de los mares.

Si la cantidad de CO_2 que contiene el aire llega a ser mayor que la normal, o sea 3/10 000 del volumen, el excedente es absorbido por los carbonatos, CaCO_3 y Na_2CO_3 , que contienen los mares, transformándose, con participación del agua, en bicarbonatos, $\text{Ca}(\text{CO}_3\text{H})_2$. Luego, cuando la cantidad de CO_2 llega a ser menor que la normal indicada, estos bicarbonatos se descomponen, formándose nuevamente carbonatos, anhídrido carbónico y agua. El proceso está representado por la igualdad:



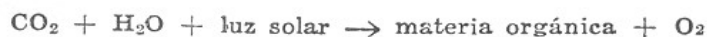
El *hidrógeno* (H_2) es un gas muy liviano. Hoy día ya sólo se lo encuentra en pequeñas cantidades en el aire. Casi todo el hidrógeno que existía antes de la era arcaica está ahora ligado al oxígeno, formando el agua.

El hidrógeno se inflama con facilidad; arde al contacto con el aire, desarrollando temperaturas elevadísimas. Con él se llenan los grandes dirigibles, los esféricos, y los globos de caucho empleados en los sondeos meteorológicos. Tiene el inconveniente de su rápida difusión, ya que sus moléculas se mueven con gran velocidad, y de su fácil inflamación.

El *helio* (He) es el más inerte de los gases. Se lo encuentra en ciertos minerales, como la cleveita, uranitita y fergusonita, en algunas aguas minerales, y también como emanación de fuentes minerales. Es más pesado que el H_2 ; sin embargo, se lo prefiere para los dirigibles, por su difícil inflamación y su combustión extremadamente lenta.

El *argón* (Ar), gas noble, que también se encuentra en cantidad apreciable en el aire, parece ser un estimulador del crecimiento de las plantas.

¹ El mecanismo de la *fotosíntesis*, o sea la reducción de CO_2 , en presencia de H_2O , con intervención de la clorofila y como efecto de los rayos luminosos, se puede expresar, grosso modo, en la fórmula:



C) COMPORTAMIENTO FÍSICO DEL AIRE SECO

(El aire como gas ideal)

21. **Medidas empleadas en la Meteorología.** — Dos son los *sistemas* en que se suelen expresar las medidas fundamentales empleadas en la Física. Son ellos: el sistema técnico y el sistema absoluto.

Las *unidades fundamentales* del sistema técnico son: el centímetro (cm) para la longitud; el peso de un gramo (gr) para el peso, y el segundo (sec) para el tiempo. Las mismas unidades, en el sistema absoluto, son: el centímetro (cm) para la longitud; la masa de un gramo (g) para la masa, y el segundo (sec) para el tiempo. La diferencia entre los dos sistemas consiste, como se ve, en que en el técnico figura el PESO de los cuerpos, mientras que en el absoluto lo es su MASA.

Siendo el "peso" igual a "masa" por "aceleración de la gravedad", resulta que las medidas expresadas en sistema técnico cambian de un lugar a otro, porque dependen de la gravedad, y ésta, a su vez, de la latitud geográfica y de la altura sobre el nivel del mar. Las medidas indicadas en el sistema absoluto son, por el contrario, independientes del lugar. En esto consiste su valor científico, y por esto las emplearemos con preferencia.

EL PESO de un cuerpo es menor en la montaña que al nivel del mar, y en el ecuador que en los polos, mientras que su MASA es invariable.

Por *densidad* del aire —mejor sería decir: por "masa específica" del aire— se entiende, en el "sistema absoluto", la masa total de las moléculas de aire que se encuentran en un determinado volumen, elegido como volumen de referencia, y que puede ser el centímetro cúbico, el decímetro cúbico o el metro cúbico.

Conociendo la masa de aire que ocupa un determinado volumen, su densidad se puede calcular por la fórmula:

$$\text{DENSIDAD} = \frac{\text{MASA}}{\text{VOLUMEN}}$$

En condiciones físicas normales, y supuesto el aire "seco", o sea "sin vapor de agua", su densidad¹ es:

$$\begin{aligned} \delta &= 1,29307 \text{ kg/m}^3 \\ &= 1,29307 \text{ g/litro o g/dm}^3 \\ &= 0,001293 \text{ g/cm}^3 \end{aligned}$$

Por *peso específico* se entiende, en el "sistema técnico", el peso total de las moléculas de aire que se encuentran

¹ La densidad se representa con la letra delta minúscula del alfabeto griego: δ .

en un determinado volumen, elegido como volumen de referencia.

Se calcula por la fórmula:

$$\text{PESO ESPECÍFICO} = \frac{\text{PESO}}{\text{VOLUMEN}}$$

En condiciones físicas normales, y supuesto nuevamente el aire "seco", o sea "sin vapor de agua", el peso específico del aire¹ es:

$$\begin{aligned} s &= 1,29307 \text{ kg/m}^3 \\ &= 1,29307 \text{ gr/litro} \\ &= 0,001293 \text{ gr/cm}^3 \end{aligned}$$

valores numéricamente iguales a los valores anteriores.

Por *volumen específico* del aire se entiende, en el "sistema absoluto", el volumen dentro del cual se encuentra una determinada masa de aire, elegida como masa de referencia.

Conociendo el volumen de una determinada masa de aire, su volumen específico se calcula por la fórmula:

$$\text{VOLUMEN ESPECÍFICO} = \frac{\text{VOLUMEN}}{\text{MASA}}$$

En condiciones físicas normales, y supuesto el aire "seco", su volumen específico es:

$$\begin{aligned} v' &= 1:1,29307 \text{ m}^3/\text{kg} = 0,77335 \text{ m}^3/\text{kg} \\ &= 1:1,29307 \text{ litro/g} = 0,77335 \text{ litro/g} \\ &= 1:0,001293 \text{ cm}^3/\text{g} = 773,35 \text{ cm}^3/\text{g} \end{aligned}$$

En el "sistema técnico", el volumen específico del aire se define como volumen dentro del cual se encuentra un determinado peso de aire, elegido como peso de referencia.

Se calcula por la fórmula:

$$\text{VOLUMEN ESPECÍFICO} = \frac{\text{VOLUMEN}}{\text{PESO}}$$

También en este caso, en condiciones físicas normales, y supuesto el aire "seco", los valores numéricos coinciden con los valores anteriores.

¹ El peso específico se representa con la primera letra de la palabra *specific* = específico.

$$\begin{aligned} v &= 0,77335 \text{ m}^3/\text{kg} \\ &= 0,77335 \text{ litro/gr} \\ &= 773,35 \text{ cm}^3/\text{gr} \end{aligned}$$

Un centímetro cúbico de agua, a 4°C de temperatura, tiene una masa que llamamos GRAMO. La misma masa contiene setecientos setenta y tres centímetros cúbicos de aire. Quiere decir esto que el agua es 773 veces más pesada que el aire; y, a la inversa, el aire es 773 veces más liviano que el agua. Como se ve, la "densidad" y el "volumen específico" son conceptos recíprocos. El producto de ellos es = 1.

$$\delta \cdot v' = 1 \quad \delta = \frac{1}{v'}$$

En el LENGUAJE COMÚN, se entiende por *densidad* el número que indica cuántas veces una materia contiene más masa que otra materia de igual volumen elegida como materia de referencia; o también, cuántas veces es mayor el peso de una materia que el de otra de igual volumen, elegida como materia de comparación.

Como se deduce de esta definición, por "densidad" se entiende "algo" que en el sistema absoluto debería llamarse "densidad relativa". Mejor sería, sin embargo, aceptar esta definición de la densidad, y hablar de "masa específica" cuando se desea expresar la cantidad de masa de una materia que hay en la unidad de volumen.

La materia de referencia suele ser el **agua**, y sólo en casos especiales el **aire**. Siendo la masa de 1 cm³ de agua un gramo, resulta que las *densidades relativas* son simples números, que carecen de dimensión.

Las *densidades relativas* de las principales materias de interés en la Meteorología, con referencia al agua (δ) y al aire (δ'), son:

Mercurio	$\delta = 13,595$	$\delta' = 10514$
Agua, a temperatura de 4° C .	$= 1,00000$	$= 773,35$
Hielo	$= 0,85-0,95$	$= 650-750$
Nieve	$= 0,1-0,8$	$= 77-620$
Anhídrido carbónico, CO ₂	$= 0,001 9768$	$= 1,5287$
Oxígeno, O ₂	$= 0,001 4291$	$= 1,1052$
Aire	$= 0,001 2931$	$= 1,0000$
Nitrógeno, N ₂	$= 0,001 2507$	$= 0,9672$
Helio, He	$= 0,000 1785$	$= 0,1380$
Hidrógeno, H ₂	$= 0,000 08985$	$= 0,0695$

22. Presión del aire. Barómetro. — Las moléculas del aire tienen masa y velocidad, por lo que, cuando chocan contra un obstáculo, ejercen presión. Por consiguiente, la *presión atmosférica* es la presión ejercida contra una superficie por las moléculas del aire, en constante vuelo a través del espacio. Ésta es la “definición dinámica” de la presión, basada en la teoría cinética de los gases.

La misma *presión* puede ser definida, también, como el peso de la columna de aire que reposa sobre una determinada superficie. Ésta es la “definición hidrostática” de la presión.

Esta segunda definición se basa en la suposición de que el aire fuese un líquido, o sea que sus moléculas se tocasen, o por lo menos que hubiera contacto entre las esferas dentro de las cuales realizan su movimiento. Sabemos ya que esto no es cierto. Las moléculas del aire sólo ocupan la $1:400^3$ parte, o sea una sesenta y cuatro millonésima del espacio. Entre ellas existe, pues, un inmenso vacío.

A pesar de su falta de precisión, la definición hidrostática de la presión es correcta, siempre que se considere un cilindro de aire de sección grande, porque

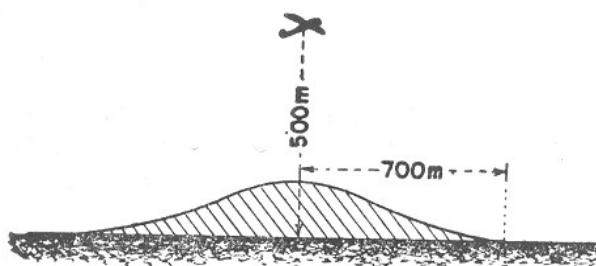


FIG. 10. — Distribución del peso de un avión en vuelo sobre la superficie de la Tierra.

en este caso, el peso de los cuerpos que flotan en el aire —gotas de agua, granos de hielo, nieve, aves y aeronaves—, debido al movimiento molecular del aire, se reparte en forma de una campana sobre una superficie extensa, y no afecta la indicación de nuestros aparatos de medición. El peso de un avión de 3000 kg, que vuela a 500 m de altura, por ejemplo, se distribuye sobre una superficie circular de un radio de 700 m. El aumento de la presión debajo del avión mismo llega sólo a

2 gr/m^2 , equivalente al peso de una columna de mercurio de $0,144 \mu$ de altura, que, desde luego, no puede ser comprobado (fig. 10).

El aparato clásico con que se mide la presión atmosférica se llama *barómetro* (fig. 11). Puede ser comparado con una balanza, en la cual sobre uno de los platillos presiona el aire, y sobre el otro, de igual sección, una columna de mercurio. Cuando el fiel de la balanza está vertical, la presión que ejerce el peso de la columna de mercurio es igual a la presión ejercida por el aire. La magnitud de la presión atmosférica puede ser expresada, por consiguiente, por medio de la **altura** (b) de la columna de mercurio, cuyo peso la equilibra.

La misma presión puede ser expresada, también, y con mayor corrección, por el **peso** (P) de la columna de mercurio que la equilibra.

Actualmente, los servicios meteorológicos no expresan ya la altura de la columna de mercurio en *milímetros* (mm Hg), o sea en milésimos de "metro", sino en milésimos de una "barra" de 750 mm de longitud, llamados *milibares* (mb). Resulta así que:

$$1 \text{ milibar} = 3/4 \text{ de milímetro,}$$

$$1 \text{ milímetro} = 4/3 \text{ de milibar.}$$

La presión atmosférica al nivel del mar y en la latitud de 45°, la llamada "presión normal", es, según como se expresa:

$$b_0 = 760,00 \text{ mm Hg,}$$

$$p_0 = 1013,25 \text{ mb o } \text{dín/cm}^2,$$

$$P_0 = 1033,2 \text{ gr/cm}^2.$$

NOTA: De la medición de la presión atmosférica nos ocuparemos detalladamente más adelante, en el capítulo V, A: Barometría.

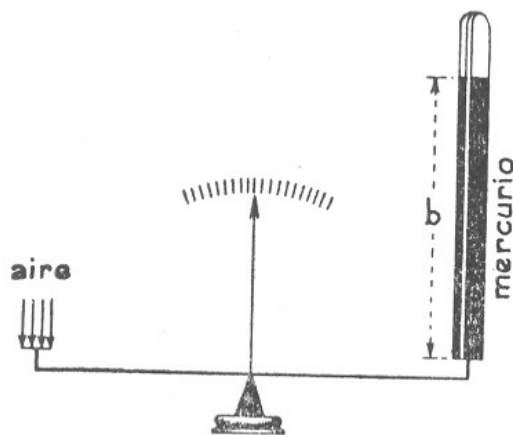


FIG. 11. — El barómetro funciona como una balanza. En un platillo presiona el aire; en el otro, el peso de la columna de mercurio. Las dos presiones son iguales.

23. Temperatura del aire. Termómetros. — Si calentamos el aire encerrado en un recipiente, aumenta la presión que ejerce sobre las paredes de éste. Como ni la masa ni el número de las moléculas encerradas ha podido cambiar, forzoso es suponer que ha aumentado la velocidad de su movimiento molecular. La *temperatura* que medimos depende, pues, de la intensidad del movimiento molecular. Sentimos el aire tanto más caliente, cuanto mayor es la velocidad con que se mueven sus moléculas.

Cuanto más intenso es el movimiento molecular de un cuerpo, mayor es el espacio que ocupa: el cuerpo se dilata. Toda dilatación puede ser considerada, por consiguiente, como indicio de un cambio en el estado térmico del cuerpo, o sea en su temperatura.

El aparato con que se mide la temperatura del aire se llama *termómetro*. Consta de un pequeño recipiente de vidrio, lleno de mercurio, que se comunica con un tubo capilar. Como la dilatación del mercurio es considerablemente mayor que la dilatación del vidrio, el mercurio sube por el tubo capilar cuando ha aumentado la temperatura, y baja cuando ha disminuído. El extremo del hilo de mercurio que llena el capilar señala, de este modo, la temperatura reinante.

La *escala* en que se expresa la temperatura es, hoy día, entre nosotros, la *escala Celsius*. Sus puntos de referencia son: 0° para la temperatura de hielo en estado de fusión, y 100° para la temperatura del agua en estado de ebullición.

Al disminuir la velocidad del movimiento molecular del aire, también disminuye, como hemos dicho, su temperatura. Si cesara por completo este movimiento, las moléculas de aire, cual arena finísima y pesadísima, cubrirían la Tierra; no habría más atmósfera ni temperatura. El hilo de mercurio de nuestro termómetro estaría contraído al extremo, indicando, pues, la temperatura mínima absoluta.

Desde este estado térmico conviene iniciar la medición de la temperatura del aire, si queremos que ella sea fiel reflejo de la intensidad de su movimiento molecular.

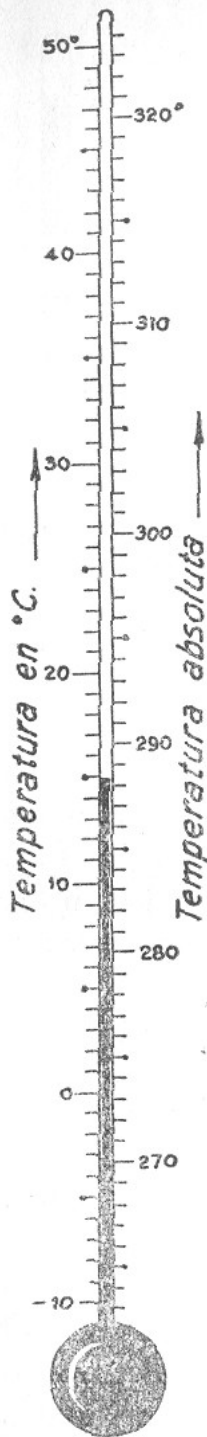


FIG. 12. — Termómetro con escala Celsius y escala absoluta.

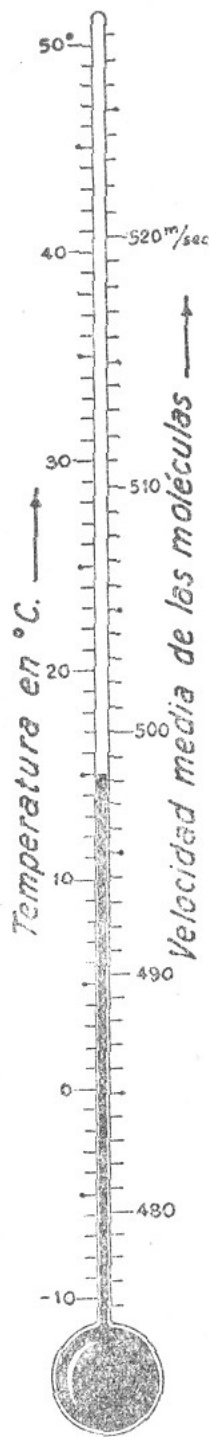


FIG. 13. — Temperatura del aire, expresada por medio de su movimiento molecular.

Un termómetro común, con escala Celsius, en el momento de cesar el movimiento molecular del aire, indicaría la temperatura de $273^{\circ},16$ bajo cero. Principiando a medir la temperatura desde este estado, se obtiene la llamada "temperatura absoluta" del aire. La temperatura absoluta es, por consiguiente, la temperatura indicada por un termómetro común, aumentada en $273^{\circ},16$. Esta temperatura crece con el cuadrado de la velocidad del movimiento molecular (figs. 12 y 13).

Designando con t la temperatura en grados Celsius, con T la temperatura absoluta, y con v la velocidad de movimiento molecular, resulta

$$T = 273,16 + t \quad T = \frac{v^2}{861,6}$$

$$t = T - 273,16 \quad v = 29,35 \sqrt{T}$$

NOTA. — Para más detalles véase el capítulo II, A: Medición de la temperatura.

24. Compresión del aire. Ley de Boyle-Mariotte. — Comprimiendo una determinada masa de aire, su *volumen disminuye*. Si la temperatura no varía durante el experimento, notamos, además, que tanto la densidad del aire como la presión que el mismo ejerce ha aumentado, debido a que las moléculas del aire disponen de menos espacio que antes, y porque el

número de moléculas que golpean contra una determinada superficie es ahora mayor.

La relación entre el volumen, la presión y la densidad que suce-

sivamente adquiere una masa aérea, está expresada por la *Ley de Boyle-Mariotte*, que dice: el volumen de un gas es inversamente proporcional a su presión y a su densidad. Cuanto mayor es la presión, mayor es su densidad y menor su volumen (fig. 14).

Designando con V_0 y V dos volúmenes de aire, con p_0 y p las presiones, y con δ_0 y δ las densidades correspondientes, la relación mencionada está expresada por las siguientes fórmulas:

$$V_0:V = p:p_0 = \delta:\delta_0$$

$$V_0 \cdot p_0 = V \cdot p = \text{constante,}$$

$$V_0 \cdot \delta_0 = V \cdot \delta = \text{constante.}$$

De la primera ecuación se deduce que

$$\delta = \frac{\delta_0}{p_0} \cdot p = \text{const. } p,$$

que dice que la densidad del aire es proporcional a la presión bajo la cual se encuentra.

Las regiones de "alta presión" atmosférica son, al mismo tiempo, lugares en que la densidad del aire es "elevada". El aire "denso" trata de desparramarse por la superficie de la Tierra. Las regiones de "alta presión" son, por esta razón, los "centros" desde los cuales emanan los vientos.

25. Dilatación térmica del aire. Ley de Gay-Lussac. — Si calentamos una masa de aire encerrada en un recipiente, aumentamos la velocidad de su movimiento molecular. Sus moléculas poseen ahora mayor energía cinética, por lo cual presionan con más fuerza las paredes del recipiente. Si alguna de las paredes no resiste este aumento de presión, *el aire se dilata*, es decir, ocupa mayor espacio que antes.

El aire aumenta de volumen cuando es calentado, siempre que no varíe la presión bajo la cual se encuentra. Cuando aumenta de volumen, sus moléculas tienen mayor espacio a su disposición; su densidad disminuye. Por esto la densidad del aire es inversamente proporcional a su temperatura absoluta. A mayor temperatura corresponde menor densidad; a menor temperatura, mayor densidad. La dilatación producida es proporcional al aumento de la temperatura; su contracción, a la disminución de ella. De este modo, el

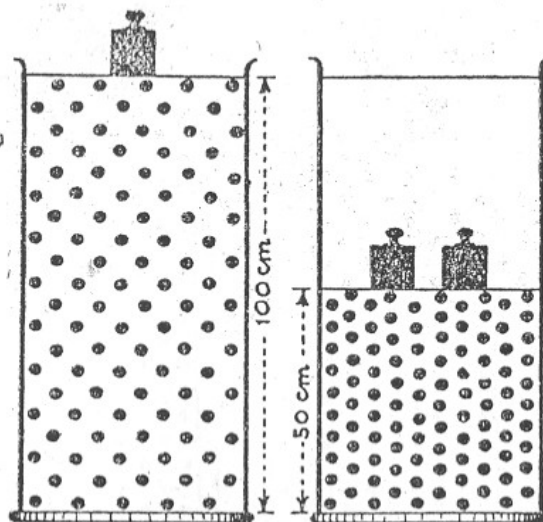


FIG. 14. — Consecuencias de la compresión del aire. Representación de la Ley de Boyle-Mariotte.

volumen que ocupa el aire es proporcional a su temperatura absoluta (fig. 15).

Si durante el calentamiento el aire se encuentra encerrado en un recipiente de "volumen invariable", constante, el incremento de la

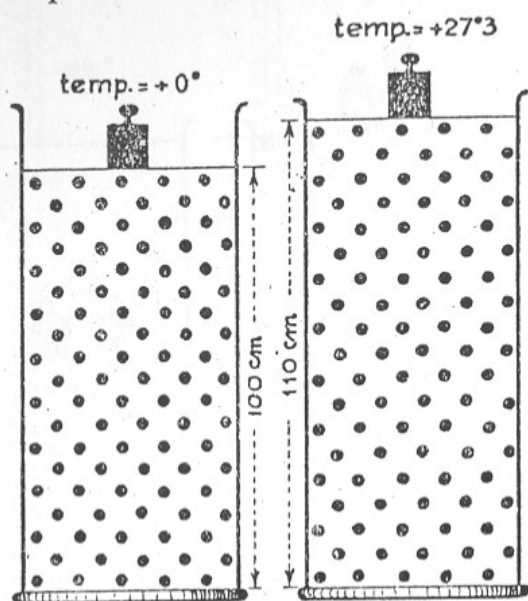


FIG. 15. — Consecuencias del calentamiento del aire. Representación de la Ley de Gay-Lussac.

Empleando las designaciones anteriores, tenemos:

$$\begin{aligned} V &= V_0 + V_0 \alpha t = V_0 (1 + \alpha t) \\ p &= p_0 + p_0 \alpha t = p_0 (1 + \alpha t) \\ \delta &= \delta_0 - \delta_0 \alpha t = \delta_0 (1 - \alpha t) \end{aligned}$$

donde α significa el "coeficiente de dilatación" del aire, y cuyo valor numérico es $= 1:273,16 = 0,003660$.

Recordando que la temperatura absoluta $T = 273 + t$, estas ecuaciones pueden escribirse también en la forma:

$$\begin{aligned} V &= \frac{V_0}{T_0} \cdot T = c_1 \cdot T \\ p &= \frac{P_0}{T_0} \cdot T = c_2 \cdot T \\ \delta &= \frac{\delta_0}{T} \cdot T_0 = \frac{c_3}{T} \end{aligned}$$

La primera ecuación expresa que si la presión es constante, el volumen que ocupa el aire es proporcional a su temperatura absoluta. La segunda ecuación expresa que si el volumen del aire no varía, la presión que éste ejerce es proporcional a su temperatura absoluta. La tercera ecuación, a su vez, dice que mientras la presión no varía, la densidad del aire es inversamente proporcional a su temperatura absoluta.

La dilatación del aire, por calentamiento, tiene mucha importancia en la Meteorología. Así, si durante el día la temperatura de una columna de aire de 1000 m de altura aumenta $27,3^\circ$, entonces, debido a la dilatación producida, la altura de la misma aumenta 100 m. El barómetro, que a 1000 m de altura soportaba antes una presión p , ahora tiene que soportar una presión mayor, $p + dp$, donde dp significa el "diminuto aumento de presión" producido por el peso del aire que sobrepasó el plano límite. Esta

velocidad de su movimiento molecular produce un aumento en su presión; y a la inversa, durante el enfriamiento, la reducción de la velocidad origina una disminución de la misma.

Estas relaciones están expresadas por la Ley de Gay-Lussac.

NOTA: Las leyes de Boyle-Mariotte y Gay-Lussac rigen los sucesivos cambios que experimentan las masas aéreas en su temperatura y presión. Más adelante, al tratar la "Densidad del Aire", expresaremos sus efectos en una sola fórmula. (Véase pág. 242 y sig.).

mayor presión en la altura origina un desparramamiento del aire en todas direcciones. De esta manera se inician los vientos (fig. 16).

26. Comportamiento efectivo del aire. Ley de Poisson.— La temperatura de una masa de aire es mayor al final de una compresión que al principio. A la inversa, cuando una masa de aire se dilata, su temperatura es más baja al terminar la dilatación que al iniciarse. Suponemos, naturalmente, que durante el experimento la masa de aire no ha perdido ni ha ganado calor, o sea que el proceso ha sido "adiabático", es decir, no influenciado por calor exterior.

Esta particularidad se debe a que las moléculas de aire son cuerpecitos elásticos, que al chocar contra un "obstáculo fijo" sólo son reflejadas, sin modificar su velocidad. Pero, si chocan contra un "obstáculo móvil" que se aproxima a ellas — caso de la compresión —, rebotan con una velocidad mayor que la que tenían, porque durante el brevísimo contacto con el móvil,

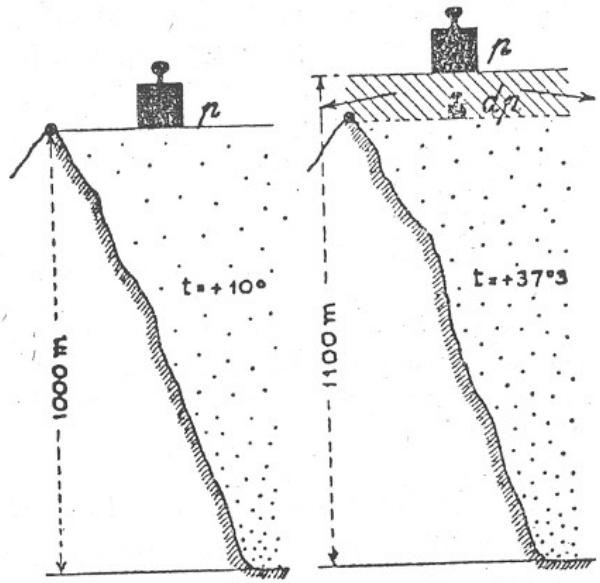


FIG. 16. — El calentamiento del aire origina una dilatación; ésta, un aumento de presión y un derrame de aire en la altura.

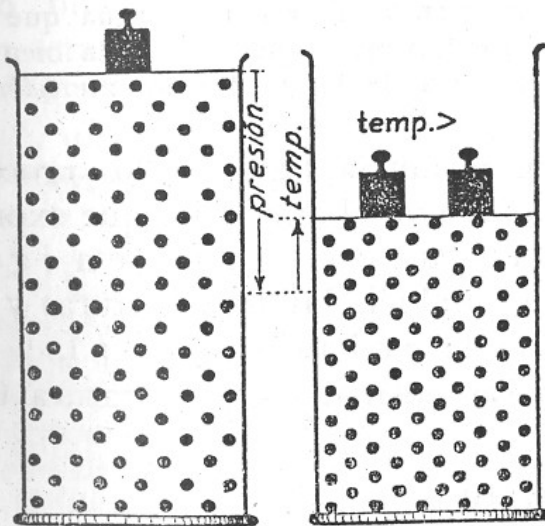


FIG. 17. — El aire presionado se calienta también; por esto, su volumen es mayor y su densidad menor de lo que corresponde. Representación de la Ley de Poisson.

las moléculas adquieren un impulso; su velocidad aumenta, como lo prueba el aumento de la temperatura del aire. A la inversa, si chocan contra un obstáculo que se aleja de ellas — caso de la dilatación —, pierden impulso, por lo que rebotan con una velocidad menor, lo que se manifiesta como un descenso de la temperatura. Este comportamiento de los gases lo expresa la Ley de Poisson.

Conforme a esta Ley, si una masa aérea es comprimida, ocupa "mayor volumen" que el que correspondería a la presión, debido al calentamiento producido por

esta compresión. Lo contrario sucede cuando disminuye la pre-

sión. En este caso, su volumen es menor que el que debería tener (fig. 17).

Si

$$\begin{aligned}c_p &= \text{calor específico del aire a presión constante,} \\c_v &= \text{calor específico del aire a volumen constante,} \\k &= c_p : c_v = 1,41,\end{aligned}$$

la *Ley de Poisson* dice que

$$\begin{aligned}T \cdot V^{k-1} &= \text{constante,} \\p \cdot V^k &= p_0 \cdot V_0^k = \text{constante.}\end{aligned}$$

Como se ve, la Ley de Boyle-Mariotte, que expresa que $p \cdot V = \text{constante}$, es sólo un caso particular de la Ley de Poisson; caso durante el cual la temperatura del aire comprimido queda invariable, o sea cuando se trata de un proceso "isotérmico".

27. Independencia de los gases entre sí. Ley de Dalton. — En condiciones físicas normales, las moléculas del aire ocupan sólo $1:400^3 = 1:64\ 000\ 000$ parte del espacio. Por esta razón, si en el mismo espacio se introduce una cierta cantidad de moléculas de otro gas, éstas no afectan la presencia de las moléculas de aire; ni la disposición, ni el comportamiento de ellas experimenta variación alguna. La *Ley de Dalton* expresa esta relación en la siguiente forma: cada gas se comporta como si ocupara él solo el espacio; o, dicho de otra manera: los gases que componen el aire tienen un comportamiento independiente entre sí.

Esta Ley nos permite analizar el comportamiento del vapor de agua que hay en el aire, independientemente de los demás gases, ventaja que concuerda bien con el importante papel que desempeña en la mayoría de los fenómenos atmosféricos.

28. Ley de Avogadro. — Mucha importancia tiene en los procesos atmosféricos la *Ley de Avogadro*, formulada ya el año 1811, que expresa que, cualquiera sea el gas de que se trate, en iguales volúmenes, supuesto iguales también las temperaturas y las presiones, el número de las moléculas es igual.

Este número es, en condiciones físicas normales —temperatura 0°C y presión 760 mm de Hg—,

$$N = 27,06 \cdot 10^{18}$$

Cuando en algún lugar se evapora agua, en el primer momento, conforme a la Ley de Boyle-Mariotte, la presión atmosférica aumenta. Pero, debido a este incremento de presión, el aire se dilata. Terminado este proceso, en un mismo volumen, por ejemplo $1\ \text{m}^3$, muchas moléculas de aire, cuyo peso molecular es 29, han sido reemplazadas por moléculas de agua, de peso molecular 18 solamente. La consecuencia es un "aligeramiento" del aire. En efecto, el aire húmedo es más liviano que el aire seco.

Un gas que se comporta conforme a las Leyes de Boyle-Mariotte, Gay-Lussac y Poisson, se llama **gas ideal**. El aire seco, y aun el aire húmedo que no ha alcanzado todavía su "grado de saturación", cumple esta condición mejor que cualquier otro gas. **El aire es un gas ideal por excelencia.**

Sin embargo, cuando el aire está "sobresaturado" de vapor de agua, pierde esta característica. Su comportamiento es, entonces, distinto y notablemente más complicado.

1 Partícula es un conjunto de 5 Moléculas de Agua.

D) COMPORTAMIENTO FÍSICO DEL AIRE HÚMEDO

(El aire como gas real)

29. El vapor de agua. — El aire contiene siempre, aun en los casos en que su temperatura es muy baja, una determinada cantidad de agua, invisible para nuestra vista y los microscopios. Si esta cantidad es relativamente pequeña, decimos que el aire "está seco", y si es grande, que "está húmedo". La mayor o menor cantidad de agua invisible que existe en el espacio determina, así, el grado de humedad del aire.

Esta agua invisible está formada por pequeñas partículas de este líquido, llamadas *vapor de agua*. El comportamiento particular del agua nos induce a suponer ¹ que esas partículas son conjuntos de cinco moléculas de agua, de manera que cuando el agua se evapora, se dispersan en el espacio asociaciones de cinco moléculas. Por consiguiente, el *vapor de agua* es, como los demás componentes del aire, un gas, formado por conjuntos de cinco moléculas de agua.

Con esta interpretación, se explican varias particularidades del agua.

La fuerza de cohesión de un líquido formado por conjuntos de cinco moléculas es, lógicamente, mayor que la de otro líquido formado por moléculas simples. En consecuencia, es necesaria más fuerza, es decir, más calor, para intensificar su movimiento molecular. El elevado "calor específico" que tiene el agua —el más elevado que se conoce—, la lentitud de su evaporación, el elevado valor de su "calor de vaporización" —aproximadamente 600 cal/cm³—, lo mismo que su considerable "calor de fusión" —unas 80 cal/cm³—, se explican con esta interpretación. La característica tan particular del agua, de que adquiere su "máxima densidad" ya a 4°C, o sea antes de que alcance su "temperatura de congelación", la podemos interpretar "como si" a esta temperatura se iniciara ya el nuevo acomodo de sus moléculas, aflojándose los conjuntos existentes, y agrandándose, en consecuencia, su volumen, para luego, cuando la temperatura haya descendido bajo 0°, ocupar el lugar definitivo que en el nuevo estado sólido, cristalino, les corresponde. Este debi-

¹ Véase JUAN JACSICH, *La constitución del vapor de agua y su distribución en el espacio*. Revista Meteorológica, Montevideo, tomo II, 1943, p. 15.

litamiento de la cohesión de los conjuntos moleculares y su nuevo ordenamiento en sistema hexagonal es tanto más retardado —o, lo que es igual, se efectúa a una temperatura tanto más baja—, cuanto mayor es la presión bajo la cual se encuentra el agua. En el fondo de los océanos, el agua se encuentra todavía en estado líquido a una temperatura de -3°C , debido a la gran presión que soporta.

Las *características moleculares del vapor de agua* son las siguientes:

Número de moléculas	5
Peso molecular de la partícula	90
Masa de una partícula	$148,5 \cdot 10^{-24}$ g
Diámetro de una partícula	$5,6 \cdot 10^{-8}$ cm
Número de partículas en 1 g	$67,3 \cdot 10^{20}$
Velocidad media a 0°C	275 m/sec
Velocidad media a $+ 15^{\circ}\text{C}$	282 „
Puede elevarse, debido a su velocidad, a ..	4,1 km
Se reduce a la mitad cada	1,77 „

30. Humedad absoluta y humedad específica. — Las partículas de vapor de agua poseen masa y, por consiguiente, pesan. Cuanto más vapor de agua hay en el aire, mayor es el peso de éste. Este peso puede ser empleado, con ventaja, para la expresión del grado de humedad reinante.

Llámase *humedad absoluta* a la cantidad de vapor de agua, expresada en gramos, dispersa en un metro cúbico de aire.

$$\text{HUMEDAD ABSOLUTA} = \frac{\text{PESO DEL VAPOR DE AGUA}}{\text{VOLUMEN DEL AIRE}}$$

La “humedad absoluta” no define el grado de humedad con la precisión necesaria, porque el volumen que ocupa una masa aérea depende de su temperatura y de la presión. Más exacto es el concepto de “humedad específica”.

Humedad específica es la cantidad de vapor de agua, expresada en gramos, que hay en un kilogramo de aire.

$$\text{HUMEDAD ESPECÍFICA} = \frac{\text{PESO DEL VAPOR DE AGUA}}{\text{PESO DEL AIRE}}$$

La “humedad específica” es útil en la identificación de las masas aéreas y en el análisis y pronóstico del tiempo.

31. Presión del vapor de agua. — Como las partículas de vapor de agua tienen peso, y se desplazan con una velocidad elevada, necesariamente ejercen “presión” sobre los obstáculos que se les oponen. Esta presión, como la del aire, puede medirse con la altura de la columna de mercurio, cuyo peso la equilibra.

Llamamos *presión del vapor de agua*, a la presión ejercida por las partículas de vapor de agua en su movimiento en el espacio. La "presión del vapor de agua" se suma a la presión ejercida por el aire seco, o sea por las moléculas de los gases que componen el aire.

Además del concepto "de presión del vapor de agua", es importante, en Meteorología, el concepto de *presión máxima*, que puede ejercer el vapor de agua.

PRESIÓN MÁXIMA

Supongamos un recipiente cuyo volumen sea exactamente 1 m^3 , y que el aire que lo llena sea completamente seco. El aire tendrá una cierta temperatura y, por consiguiente, sus moléculas ejercerán una determinada presión. Cuidemos que durante el experimento se mantenga esta temperatura y, por lo tanto, también la presión. Introduzcamos ahora vapor de agua en este recipiente, haciendo evaporar porciones de 1 cm^3 , o sea 1 gramo de agua cada vez. Difundido uniformemente en el espacio el vapor de agua, la presión que observamos habrá aumentado, debido a la presión que ejercen las partículas del vapor de agua introducido. El aumento es proporcional a la cantidad de agua evaporada —aproximadamente 1 mm Hg por cada centímetro cúbico—, de acuerdo con la Ley de Boyle-Mariotte, según la cual la presión ejercida por el vapor de agua es proporcional a su densidad, la que, a su vez, depende de la cantidad de vapor de agua introducido en el recipiente.

Pero si proseguimos este experimento, notaremos que, después de haber introducido una determinada cantidad de vapor de agua en el recipiente, la presión no aumenta más. Esta presión límite se llama *presión máxima*. Cuando en el recipiente exista tal cantidad de vapor de agua que la presión ejercida por el mismo es ya la máxima presión posible, decimos que el aire está "saturado" de vapor de agua. Naturalmente, podemos continuar con la introducción de vapor de agua. En este caso, el aire contendrá más vapor de agua que el necesario para su saturación. Decimos, en este caso, que el aire está "sobresaturado" de vapor de agua.

Llamamos *presión máxima del vapor de agua* a la presión límite que puede ejercer el vapor de agua existente en el espacio, a una temperatura dada. Esta presión, igual que la atmosférica, puede ser medida con la altura de la columna de mercurio, cuyo peso la equilibra.

La cantidad de vapor de agua que hay en el aire, o sea la humedad absoluta, la designaremos con $q \text{ gr/m}^3$; la presión que el mismo ejerce, con $e \text{ mm Hg}$; la cantidad de vapor de agua necesaria para su saturación, con $Q \text{ gr/m}^3$, y la máxima presión, alcanzada al mismo tiempo, con $E \text{ mm Hg}$. Como se desprende del experimento descrito, q y e son variables; y Q y E , constantes para la misma temperatura. Además, e es siempre inferior a E ; mientras que q puede ser mayor o menor que Q . La causa es sencilla. La cantidad de vapor de agua que puede haber en el aire es prácticamente **ilimitada**, pero la presión que ejerce es **restringida**.

Hasta tanto el aire no está saturado de vapor de agua, la presión ejercida por éste es proporcional a su densidad, o sea a la humedad absoluta, de acuerdo con la Ley de Boyle-Mariotte. El aire húmedo se comporta todavía como un **gas ideal**. Pero al alcanzar su grado de saturación, la presión ejercida por el vapor

de agua no aumenta más. La Ley de Boyle-Mariotte no tiene más validez para el mismo. El aire sobresaturado se comporta como un gas real (fig. 18).

Para comprender este comportamiento tan particular del aire sobresaturado, consideremos un ejemplo de la vida diaria. Estamos cavando una gran fosa; cuantos más obreros empleemos, más rápido progresa el trabajo. Pero no nos conviene exagerar el número de operarios, porque se estorbarían mutuamente y el trabajo no se aceleraría. Hay en la ejecución del trabajo una velocidad máxima, que no puede ser superada, cualquiera sea el número de obreros empleados.

Aplicando este ejemplo a nuestro experimento, el estancamiento de la presión que alcanza el vapor de agua introducido en el espacio tiene ya una explicación

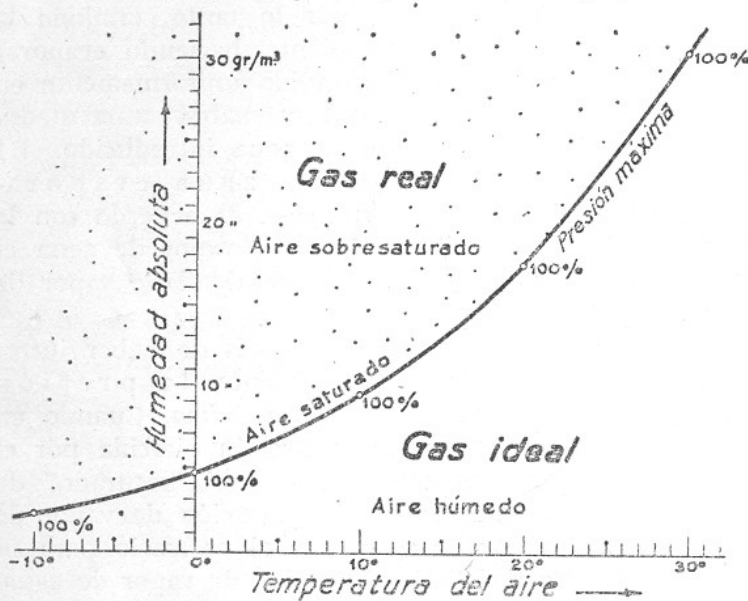


FIG. 18.—La cantidad de vapor de agua que hay en el aire; esto determina su comportamiento físico como "gas ideal" o como "gas real".

De lo dicho se deduce también que, cuanto mayor cantidad de vapor de agua hay en el aire saturado, menor es la velocidad media de su movimiento molecular; fenómeno de suma importancia para la condensación del vapor de agua, como veremos más adelante.

32. Saturación a distintas temperaturas.—El vapor de agua y el aire tienen siempre la misma temperatura. Por esto, si aumenta la temperatura del aire —o sea la velocidad de su movimiento molecular—, aumenta también la velocidad de las partículas de vapor de agua y, como es lógico, la presión que estas partículas ejercen. Para que quede afectado el movimiento del vapor de agua en este nuevo ambiente, se necesita mayor cantidad de partículas que antes. Dicho de otra manera: la cantidad de vapor de agua requerida para la saturación aumenta con la temperatura.

Si relacionamos este fenómeno con el ejemplo de la excavación de una fosa, diríamos: cuanto más listos sean los obreros, más tardará en resentirse el rendi-

sencilla. Mientras la cantidad de partículas de vapor de agua no es excesiva, su movimiento molecular no es afectado, por lo que la presión que ejercen es proporcional a su número. Si la cantidad de vapor de agua aumenta, este número puede llegar a ser tan elevado, que las partículas se estorben en el movimiento; fenómeno que se manifiesta en la disminución de la velocidad de su vuelo. El incremento en la presión, por aumento del número de las partículas, queda neutralizado, en este caso, por la disminución en su velocidad. La presión ha alcanzado su límite máximo.

miento de su trabajo; o sea que mayor puede ser el número de los obreros ocupados, con provecho para el adelanto de la obra.

La tablilla siguiente ilustra sobre la cantidad de vapor de agua (Q) requerida para la saturación en distintas temperaturas, como asimismo sobre la máxima presión (E) que éste puede ejercer.

$t = - 60^\circ$	$T = 213^\circ$	$Q = 0,019$ gr/m ³	$E = 0,014$ mm Hg
$= - 50$	$= 223$	$= 0,06$..	$= 0,05$..
$= - 40$	$= 233$	$= 0,17$..	$= 0,14$..
$= - 30$	$= 243$	$= 0,44$..	$= 0,37$..
$= - 20$	$= 253$	$= 1,06$..	$= 0,93$..
$= - 10$	$= 263$	$= 2,35$..	$= 2,14$..
$= 0$	$= 273$	$= 4,86$..	$= 4,58$..
$= + 10$	$= 283$	$= 9,41$..	$= 9,21$..
$= + 20$	$= 293$	$= 17,32$..	$= 17,54$..
$= + 30$	$= 303$	$= 30,35$..	$= 31,82$..
$= + 40$	$= 313$	$= 51,08$..	$= 55,32$..
$= + 50$	$= 323$	$= 82,77$..	$= 92,51$..
$= + 60$	$= 333$	$= 129,8$..	$= 149,4$..
$= + 100$	$= 373$	$= 588$..	$= 760,0$..

Estos valores se encuentran representados también en las figuras 19 y 20, respectivamente.

La cantidad de vapor de agua que hay en 1 m³ se puede calcular por la presión que el mismo ejerce, por las fórmulas:

$$q = 289 \frac{e}{T} \text{ gr/m}^3 \text{ para el aire húmedo,}$$

$$Q = 289 \frac{E}{T} \text{ gr/m}^3 \text{ para el aire saturado.}$$

Como se ve, a los $16^\circ\text{C} = 289^\circ$ absolutos, la cantidad de vapor de agua necesaria para la saturación, expresada en gr/m³, es numéricamente igual a la presión máxima ejercida por el mismo, y expresada en mm Hg. Los valores de Q y de E son, por consiguiente, en temperaturas ordinarias, aproximadamente iguales. En consecuencia, la figura 18, que representa la humedad absoluta, necesaria para la saturación en las distintas temperaturas, ilustra también sobre la máxima presión que puede haber al mismo tiempo.

La presión del vapor de agua que figura a temperaturas inferiores a 0° , sólo se verifica en presencia de agua en estado de sobrefusión. Sobre el hielo, la presión producida es menor.

33. Humedad relativa. — No siempre existe en el aire la cantidad de vapor de agua necesaria para su saturación, y mucho menos todavía la cantidad capaz de producir una sobresaturación. Esto, sin embargo, nada modifica la posición del vapor de agua como elemento meteorológico de primer orden.

Llamamos *humedad relativa* a la relación entre la cantidad de vapor de agua que *hay* en el aire y la cantidad que *debería haber* para que estuviese saturado. Por comodidad, esta relación suele expresarse en porcentajes, multiplicándosela por 100.

Designando con q la cantidad de vapor de agua existente en el aire, y con Q la cantidad necesaria para su saturación, la humedad relativa, en porcentos, $h \%$, se calcula por la fórmula:

$$h \% = 100 \frac{q}{Q}$$

La *humedad relativa* puede ser definida también, y ésta es la manera más usual, como la relación entre la presión que ejerce el vapor de agua que *hay* en el aire y la presión máxima que *podría haber* a la misma temperatura.

Designando con e la presión del vapor de agua existente, y con E la presión máxima posible a la misma temperatura, la humedad relativa, en porcentos, $h \%$, se calcula por la fórmula

$$h \% = 100 \cdot \frac{e}{E}$$

La humedad relativa es tanto menor cuanto más seco está el aire, y tanto mayor cuanto más húmedo está. El aire saturado tiene una humedad relativa de 100 %; el aire sobresaturado, mayor todavía. Es posible, y probable también, que a grandes alturas, donde la temperatura del aire es muy baja, se produzcan accidentalmente sobresaturaciones de 400 %, y a veces hasta de 800 %.

34. Los procesos de condensación y evaporación. — Como hemos visto antes, cuanto mayor es la cantidad de vapor de agua que hay en el aire sobresaturado, menor es su movimiento molecular. El "exceso" de vapor de agua con respecto a la cantidad necesaria para la saturación resulta, de este modo, un simple estorbo, que la Naturaleza trata de

eliminar. La eliminación se hace por el proceso de *condensación* del vapor de agua.

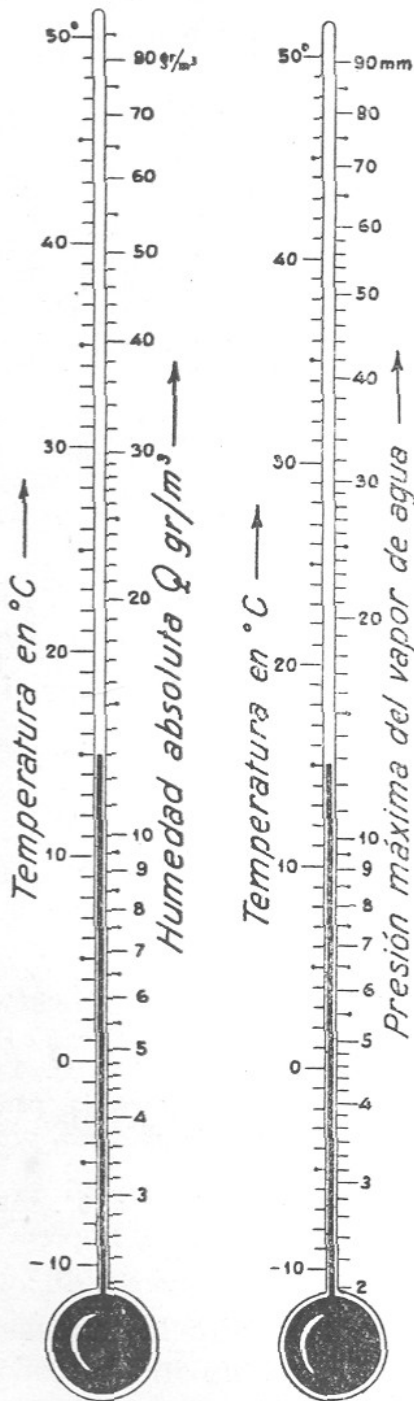


FIG. 19. — Cantidad de vapor de agua necesario para la saturación en distintas temperaturas.

FIG. 20. — Presión máxima que puede alcanzar el vapor de agua a distintas temperaturas.

La velocidad del movimiento molecular del vapor de agua no es uniforme. Muchas partículas se mueven con velocidad superior a la media; otras, con velocidad inferior. Si existe un exceso de vapor de agua, estas partículas, poseídas de pequeña velocidad, son las que pueden ser eliminadas. Los instrumentos de que se vale la Naturaleza para su captación son las partículas sólidas y las gotitas de agua ya formadas que hay en el espacio.

Lo contrario sucede cuando el aire **no** está saturado de vapor de agua. En este caso puede sostener más vapor de lo que hay en el espacio, sin que se resienta su movimiento molecular. La cantidad que falta todavía para el grado de saturación es despegada de las gotitas de agua existentes. Esta separación del vapor de agua de conjuntos mayores, se llama *evaporación*.

Para que haya condensación, el aire tiene que estar sobresaturado de vapor de agua; la humedad relativa tiene que ser *mayor* de 100 %.

Para que haya evaporación, el aire no puede estar saturado; su humedad relativa tiene que ser *menor* de 100 %.

En caso de que el aire esté saturado de vapor de agua, o sea cuando la humedad relativa es 100 %, la intensidad de evaporación es igual a la intensidad de condensación. Los dos procesos se equilibran: las gotitas de agua no cambian de tamaño.

NOTA: Dada la importancia de estos procesos para un elevado número de fenómenos atmosféricos, son desarrollados detenidamente en el capítulo III.B.

35. Consecuencias térmicas de la evaporación y de la condensación.

— Si para evaporar agua se necesita calor, es lógico esperar que, a la inversa, cuando se condense vapor de agua, se libere calor. Los procesos de evaporación y de condensación deben estar acompañados, por esta razón, de fenómenos térmicos de consideración. En efecto:

Para *evaporar* una gotita de agua, es necesario, ante todo, separar de ella las partículas de vapor de agua de que está formada, y luego ponerlas en movimiento rectilíneo, de manera que su velocidad media sea de 282 m/sec en una temperatura de $+15^{\circ}\text{C}$. Estas dos operaciones exigen un trabajo que requiere fuerza. Ésta, en este caso, sólo puede ser extraída de la energía cinética del movimiento molecular del aire mismo. Como el número de moléculas del aire no cambia, la disminución de su energía cinética debe ser resultado de una reducción de la velocidad de su movimiento. Pero si la velocidad del movimiento molecular disminuye, el termómetro acusa una temperatura más baja. Como se ve, la evaporación de las nubes, neblinas y demás productos de la condensación, como también del agua que se encuentra en la superficie de la Tierra, se efectúa a cuenta de la temperatura del aire.

Esta disminución de temperatura puede expresarse también en otra forma.

Antes de la evaporación de las gotitas de agua, las moléculas de aire tenían una determinada velocidad media, y conforme a esta velocidad, el termómetro indicaba una cierta temperatura. Después de su evaporación, existían más partículas de vapor de agua en el aire que antes, y menos moléculas de aire propiamente dicho, ya que muchas de ellas habían sido desalojadas por el vapor de agua. Éste es el caso cuando el aire puede dilatarse libremente, de manera que la presión no se altera. Pero debido a su gran masa, las partículas de vapor de agua tienen pequeña velocidad, por lo que el promedio de la velocidad del movimiento molecular del aire, incluyendo en él también al vapor de agua, es ahora menor. La temperatura del aire ha bajado.

De mucha importancia para los fenómenos atmosféricos es la evaporación del agua de los ríos, lagos y mares, inclusive la evaporación, frecuentemente elevadísima, que efectúa la cubierta vegetal de la Tierra. La fuerza que realiza este trabajo es el *calor solar*.

En la *condensación* del vapor de agua sucede lo contrario. Si las partículas de vapor de agua que tienen pequeña velocidad —y que, por consiguiente, sólo estorban el movimiento molecular del aire— son eliminadas, la velocidad media del movimiento de las moléculas del aire, inclusive de las partículas del vapor de agua restante, es mayor. Esta intensificación aparente del movimiento se manifiesta como un aumento de la temperatura del aire. La condensación del vapor de agua, y, como consecuencia de ello, la formación de las nubes y neblinas, calienta el aire.

La cantidad de calor que insume el proceso de evaporación puede determinarse experimentalmente. Llamando *caloría* a la cantidad de calor capaz de elevar la temperatura de un gramo de agua en un grado, se observa que para evaporar 1 cm³, o sea 1 gr de agua, se necesitan aproximadamente 600 calorías. Esta cantidad de energía se denomina *calor de vaporización*.

Si para evaporar agua se necesita calor, cuando el vapor de agua es condensado, debe liberarse calor. En efecto, si la cantidad de vapor de agua condensado en forma de agua es igual a 1 cm³, o sea 1 gr, el calor libertado es aproximadamente de 600 calorías. Llamamos a esta cantidad de energía *calor de condensación*.

El calor de vaporización y el calor de condensación son iguales. Sus valores numéricos dependen de la temperatura: si la temperatura aumenta, estos valores disminuyen. La dependencia de los dos elementos está expresada por las fórmulas:

$$C_1 = (598 - 0.65 t) \text{ cal/cm}^3$$

$$C_2 = (595 - 0.55 t) \text{ cal/gr.}$$

Con la última ecuación se obtiene

Para t°	=	-40°	-20°	0°	+ 20°	+ 40°	+ 60°	+ 100°
.. C_2	=	675	606	595	584	573	562	540 cal/gr.

Las relaciones descritas explican muchos fenómenos meteorológicos y climáticos.

La condensación del vapor de agua calienta el aire; la evaporación lo enfría.

Donde la condensación es intensa, se produce calor; donde la evaporación es intensa, se insume calor.

Cuando se condensa vapor de agua, se engendra calor; cuando se evapora agua, se gasta calor. Si este calor proviene del Sol, el calentamiento del aire se resiente.

Regiones donde se evapora agua, son relativamente frías; regiones donde se condensa el vapor de agua, relativamente calientes.

E) CARACTERÍSTICAS DEL AIRE EN LA ALTURA

36. Formación de nuestra atmósfera. — Si un arenal compuesto de granos de igual tamaño fuera bombardeado ininterrumpidamente, flotarían sobre él una nube de arena. La elevación de la arena la produciría la fuerza explosiva de las balas; su caída, la gravedad de la Tierra (fig. 21). La nube así formada tendría una determinada altu-

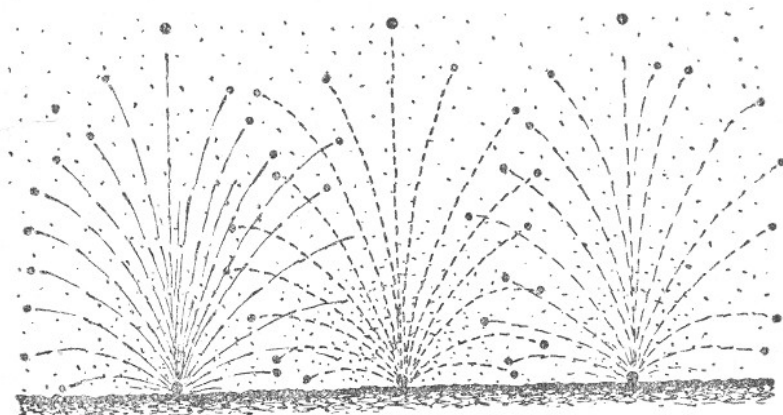


FIG. 21. — La formación de la atmósfera de la Tierra semeja un gigantesco "fuego artificial". El calor solar eleva las moléculas de aire; la fuerza de gravedad las atrae.

ra. Su mayor densidad se encontraría cerca del suelo. Si repitiésemos este experimento con arena más gruesa, notaríamos que la altura de la nube formada sería menor; y reiterándolo con arena más fina, mayor. Por fin, si empleásemos arena de desigual tamaño, veríamos que, dentro de la nube, la arena fina se elevaría más alto que la arena gruesa. Y si, por último, bombardeásemos el campo con balas más potentes, observaríamos, como es natural, una nube mayor.

Reemplazando mentalmente, en este experimento, los granos de arena por las moléculas de los distintos gases que forman el aire, y las balas explosivas por los corpúsculos de calor y de luz que nos vienen del Sol, la nube que se formaría sería una nube de moléculas del aire, o sea una verdadera atmósfera, tal como la que posee nuestra Tierra.

En este experimento nada cambia si, en lugar de atribuir a los corpúsculos de luz y de calor una fuerza explosiva, como lo acabamos de hacer, suponemos que estos corpúsculos son capaces de producir "algún cambio", en el estado del éter, capaz de influir en el movimiento de las moléculas del aire.

37. Factores que determinan la existencia de la atmósfera. — El calor que sentimos, y que indican nuestros termómetros, está íntimamente relacionado con la velocidad del movimiento molecular del aire. Si este movimiento cesara, las moléculas del aire caerían a tierra, y, cual arena finísima, cubrirían el suelo, mientras que nuestros termómetros acusarían una temperatura de -273°C , o sea el "cero absoluto".

Si suponemos ahora que, bajo la influencia del *calor solar*, esta arena finísima pudiera adquirir de repente una temperatura de $+15^{\circ}\text{C} = 288^{\circ}\text{A}$, la consecuencia inmediata sería que este "mar de moléculas" se pondría en movimiento. La velocidad media del movimiento sería de 498 m/sec. Con esta velocidad, las moléculas se elevarían del suelo y se alejarían de la Tierra, en un movimiento rectilíneo uniforme, en todas direcciones, dispersándose en el espacio infinito. Por supuesto, las moléculas livianas, poseídas de alta velocidad, se dispersarían más rápidamente que las moléculas pesadas.

Esta dispersión, sin embargo, no se produce, debido a la *gravedad*. La Tierra ejerce atracción sobre todos los cuerpos, aun sobre las moléculas del aire. La intensidad de esta atracción es proporcional a la masa de las moléculas. Las moléculas que se alejan de la Tierra deben vencer esta atracción que quiere retenerlas. En este esfuerzo, pierden energía cinética. Como la masa de las moléculas no puede cambiar, el esfuerzo se realiza a costa de su velocidad. La rapidez con que las moléculas se alejan de la Tierra se reduce, por consiguiente, progresivamente, hasta llegar a cero. Desde este momento, el movimiento se invierte y se transforma en una caída hacia la Tierra.

La existencia de nuestra atmósfera es, pues, el resultado de dos fuerzas: *el calor solar y la fuerza de gravedad*.

Sin calor solar no habría atmósfera. La Tierra estaría cubierta por una delgada, pero pesada y homogénea capa, formada por las moléculas del aire.

Sin gravedad, las moléculas del aire, animadas de velocidad por el calor solar, se alejarían de la Tierra y se dispersarían en el espacio infinito.

El calor solar trata de alejar las moléculas de aire de la Tierra; la fuerza de gravedad, de acercarlas.

Si no existiese calor solar, ni gravedad, se manifestaría nítidamente la *fuerza centrífuga* de la Tierra. Las moléculas del aire serían lanzadas al espacio con una velocidad de 465 m/sec en el ecuador. La misma suerte correría, a la larga, la demás materia. La Tierra se pulverizaría y se disiparía en el espacio.

La fuerza de atracción que ejerce la Tierra es constante, pero es variable la cantidad de calor solar que llega a ella. Hubo épocas, en los lejanos albores de la

vida, en que el calor fué mayor que hoy, y vendrán épocas en que será menor que hoy. Pero su atmósfera se acomodará siempre a la cantidad de calor que le suministra el Sol.

Así como la Tierra tiene "su" atmósfera, los demás cuerpos celestes tienen la suya, con las particularidades que derivan de la temperatura que se registra en su superficie y de la fuerza de atracción que ejercen. En el *Sol*, por ejemplo, la gravedad es 28 veces mayor que en la superficie de la Tierra, a la par que la temperatura, en su superficie, es elevadísima, 6 000°, aproximadamente. La atmósfera del Sol es, por consiguiente, muy densa y, a la vez, muy alta. Es tal la intensidad del movimiento molecular en esta atmósfera, que hasta moléculas de metales pesados, como hierro, aluminio, calcio, sodio y otros, participan en su composición. Lo contrario sucede en nuestro satélite, la *Luna*. En ella, la gravedad es seis veces menor que en la Tierra. Además, el "día lunar" es largo, dura casi cuatro semanas; por consiguiente, la mitad expuesta al Sol se calienta mucho, y la opuesta se enfría mucho. Durante el tiempo de mayor calentamiento, la temperatura de su superficie probablemente supera los 100°C; durante la época de mayor enfriamiento, posiblemente se acerque a 0°A, o sea a -273°C. Tan grandes variaciones en la temperatura, asociadas a tan pequeña fuerza de gravedad, son factores desfavorables para que exista una atmósfera. Por eso la Luna ya no la tiene. La Luna es, según expresión del abate Moreaux, el "país del gran silencio, en el que las rocas se precipitan sin ruido por las faldas de las montañas; un mundo muerto, perfecta imagen de nuestra Tierra cuando hayan pasado, en el reloj del tiempo, millones y millones de años..."

38. Altura aproximada de la atmósfera. — Como *altura aproximada* de nuestra atmósfera podemos considerar la que alcanzarían las moléculas de los gases que la componen, en una ascensión vertical, iniciada con una velocidad determinada por la temperatura media de la Tierra, o sea + 15° C. Esta altura es igual al espacio que recorrería un cuerpo en caída, a través del vacío, hasta tanto su velocidad llegara a igualar la velocidad del movimiento molecular del aire que observamos en la superficie de la Tierra.

Designando con:

t = tiempo de caída,

g = aceleración de gravedad = 980,616 cm/sec².

v = velocidad final de la molécula,

A = espacio recorrido = altura alcanzada,

y recordando que

$$v = gt$$

y

$$A = \frac{1}{2} gt^2$$

resulta que

$$A = \frac{1}{2} \frac{v^2}{g}$$

Las *alturas* así obtenidas para las moléculas de los distintos gases, supuesta la temperatura + 15° C, son:

Aire	m = 29	v = 498 m/sec	A = 12,7 km
N ₂	= 28	= 507 „	= 13,1 „
O ₂	= 32	= 474 „	= 11,5 „
H ₂ O	= 18	= 632 „	= 20,3 „
5 (H ₂ O) ..	= 90	= 282 „	= 4,1 „
Ar	= 40	= 424 „	= 9,2 „
CO ₂	= 44	= 404 „	= 8,3 „
He	= 4	= 1340 „	= 91,6 „
H ₂	= 2	= 1888 „	= 181,8 „

El *electrón* tiene una masa de sólo $0,9033 \cdot 10^{-27}$ g, y un peso atómico de $1:1824,8 = 5,479 \cdot 10^{-4}$, por lo que su velocidad, a la temperatura de $+15^{\circ}$ C, llega a 114 455 km/sec. Debido a su gran velocidad, los electrones pueden escapar del campo en que actúa la gravedad de la Tierra, pérdida que se compensa con la entrada de electrones emitidos por el Sol, en forma de radiación corpuscular.

La *altura real* de nuestra atmósfera es mayor que la obtenida por el cálculo anterior. Para llegar a un resultado más acorde con la realidad, debería tenerse en cuenta: 1) la disminución de la gravedad con la altura; 2) el aumento de la fuerza centrífuga con la altura, particularmente en la región ecuatorial; 3) el grado de ionización de la atmósfera, causante de la repulsión entre las moléculas del aire; y 4) la temperatura que reina en los distintos niveles y que, según opiniones autorizadas, en ciertas alturas alcanza valores elevados.

39. **Características del aire en dependencia de la altura.**— El continuo bombardeo del mar de moléculas que forma nuestra atmósfera por corpúsculos de calor que llegan del Sol, y el sencillo cálculo que acabamos de realizar, permiten puntualizar ya sus *principales características*, en dependencia de la altura.

a) cada gas que participa en la composición del aire, forma su propia atmósfera;

b) los gases livianos forman atmósferas altas; los gases pesados, atmósferas bajas;

c) cada una de las atmósferas es relativamente densa cerca de la superficie, y sutil en la altura;

d) en la cercanía del suelo predominan las moléculas de los gases pesados; en la altura, las moléculas de los gases livianos.

Si pudiéramos penetrar en nuestra atmósfera desde el exterior, notaríamos primero, en el límite de ella, la presencia de moléculas de hidrógeno, H₂. Más adelante se advertirían moléculas de helio, He, luego átomos de nitrógeno, N₁ y de oxígeno, O₁, y más abajo también moléculas biatómicas de estos elemen-

tos, N_2 y O_2 . Acercándonos ya a la superficie de la Tierra, notaríamos la presencia de moléculas de argón, Ar, luego de anhídrido carbónico, CO_2 , y por fin, las partículas de vapor de agua, H_2O . Por supuesto, también se observaría la existencia de partículas sólidas. Primero se notaría la presencia de finísimo polvillo volcánico y cósmico, luego de sales marinas, y por fin, ya cerca del suelo, y en cantidad cada vez mayor, de partículas de tierra. Fijándonos también en la velocidad de las moléculas en las distintas alturas, notaríamos que, en general, ella aumenta al acercarnos a la superficie de la Tierra.

Todas estas *características* pueden resumirse diciendo que:

Con la altura disminuye:

- a) el número de las moléculas de aire;
- b) la densidad del aire;
- c) la velocidad del movimiento molecular;
- d) la presión atmosférica;
- e) la cantidad de vapor de agua;
- f) la cantidad de partículas sólidas.

NOTA: Las características eléctricas de nuestra atmósfera son consideradas en el capítulo VIII.

Damos a continuación las características del aire en las distintas alturas, según los cálculos de Bartels, supuesto una temperatura uniforme de $300^\circ A, = 27^\circ C.$ y una mezcla perfecta de los distintos gases que lo componen. Designando con:

A = altura en km;

b = presión atmosférica en mm Hg;

N = número de moléculas en 1 cm^3 ;

e = espacio recorrido entre dos colisiones, expresado en cm;

se tiene:

A = 0 km	b = 760 mm	N = $27 \cdot 10^{18}$	e = $9 \cdot 10^{-6}$ cm
.. = 50 ..	= 1 ..	= $35 \cdot 10^{16}$	= $7 \cdot 10^{-2}$..
.. = 90 ..	= 10^{-1} ..	= $3 \cdot 10^{14}$	= $7 \cdot 10^{-1}$..
.. = 130 ..	= 10^{-4} ..	= $3 \cdot 10^{12}$	= $7 \cdot 10^2$..
.. = 250 ..	= 10^{-10} ..	= $3 \cdot 10^6$	= $7 \cdot 10^7$..
.. = 500 ..	= 10^{-22} ..	= $3 \cdot 10^{-6}$	= $7 \cdot 10^{19}$..

A 800 km de altura, según estos cálculos, en un kilómetro cúbico existiría una sola molécula.

40. Ley de crecimiento orgánico. — La modificación de las características del aire, en relación con la altura, se verifica, como todo lo que ocurre en la Naturaleza, conforme a una Ley.

Para encontrar esta ley recordemos¹ que el aire es una dispersión molecular: las moléculas de los gases que lo componen están "dispersas" en un medio hipotético, llamado éter. La ley que rige esta dispersión debe ser la misma que se verifica en cualquier otra dispersión más accesible a la observación que el aire.

¹ Ver página 16.

El físico inglés I. Perrin fué el primero que demostró que las leyes de la Química Coloidal pueden ser aplicadas a la deducción de las características de nuestra envoltura aérea. Sus experimentos consistían en dispersar pequeñas esferitas de gomaguta en agua. Al observar el acomodo de las esferitas, notó que ellas forman una especie de "atmósfera", de densidad decreciente con la altura. Valiéndose de un microscopio potente, las contó en planos horizontales equidistantes, y obtuvo los siguientes resultados:

Diámetro de las esferitas	= 1,4 μ	0,4 μ
Equidistancia de los planos	= 6 "	30 "
Número de las esferitas en el 1er. plano	= 1880	100
" " " " " " " 2º "	= 940	47
" " " " " " " 3er. "	= 530	23
" " " " " " " 4º "	= 305	12

Como se ve, el número de las partículas es, en cada plano nuevo, casi exactamente igual a la mitad del número anterior. La pequeña diferencia entre los valores observados y los calculados se explica por las dificultades inherentes al experimento, y por las dificultades para medir distancias muy pequeñas.

De este experimento se deduce también que para encontrar la mitad del número de esferitas en un plano nuevo, hay que elevarse tanto más, cuanto menores y, por consiguiente, más livianas son ellas. De modo que si se pudiesen preparar esferitas tan pequeñas que su peso dentro del agua, fuese igual, por ejemplo, al peso de una molécula de oxígeno, tendríamos realizado un medio semejante a la dispersión molecular que representa nuestra atmósfera, y estaríamos en condiciones de medir la elevación necesaria para que el número de ellas se reduzca a la mitad. El cálculo da, para esta altura, el valor aproximado de 5 000 m.

Los resultados de este experimento permiten ya expresar la ley que rige el decrecimiento del número de moléculas, por ejemplo, de oxígeno, en relación con la altura:

Si para encontrar la mitad de moléculas de oxígeno que hay en el aire al nivel del mar es necesario elevarse 5 000 m, o sea más o menos una legua, elevándonos otra legua se encuentra la mitad de esta cantidad, o sea la cuarta parte; a tres leguas de altura, la octava; y a cuatro leguas de altura, sólo la dieciseisava parte de la cantidad que existe en el suelo (fig. 22).

Generalizando, o sea aplicando esta deducción a todas las características del aire antes mencionadas, puede decirse que elevándonos en progresión aritmética, las características del aire cambian en progresión geométrica (figura 23).

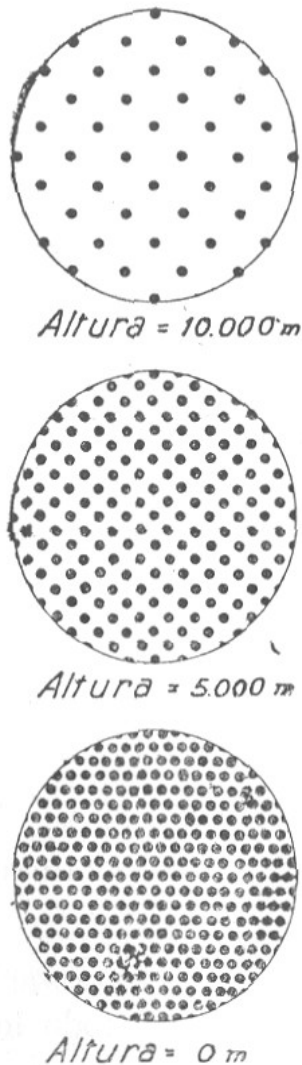


FIG. 22. — El número de moléculas de aire se reduce a la mitad, aproximadamente, cada 5000 m que nos elevamos.

rísticas del aire cambian en progresión geométrica (figura 23).

Esta ley se llama **Ley de Crecimiento Orgánico**.

Ejemplo sencillo de una progresión aritmética es la serie de los números ordinarios:

0 1 2 3 4 ... n

y de progresiones geométricas, las potencias positivas y negativas, del número 2:

2^0 2^1 2^2 2^3 2^4 ... $2^n = 1$ 2 4 8 16 ... 2^n
 2^0 2^{-1} 2^{-2} 2^{-3} 2^{-4} ... $2^{-n} = 1$ 1/2 1/4 1/8 1/16 ... 1/2ⁿ

El nombre de la ley se debe a la circunstancia de que se verifica sin cesar en el crecimiento de los seres organizados, rigiendo la constante multiplicación de las células de los mismos. Una célula, cuando ha alcanzado la madurez necesaria, se divide en dos. Las células así producidas crecen y, después de maduras, también se dividen, formando entonces cuatro células nuevas. El fenómeno se repite. Las cuatro células, después de maduras, se transforman en ocho células nuevas, éstas en dieciséis, y así progresivamente. Un organismo crece tanto más rápidamente, cuanto mayor es; es decir, de cuantas más células se compone. El crecimiento de las plantas es lento al principio, y rápido cuando han alcanzado ya un cierto tamaño, siempre que gocen de alimentación suficiente y estén todavía en condiciones de expulsar los residuos de su combustión.

41. Reducción del número de moléculas con la altura. — La *elevación necesaria* para encontrar la mitad de las moléculas del aire, o de algún gas que participe en su composición, puede ser deducida del fenómeno observado, de que esta altura es inversamente proporcional a su peso molecular.

Designando con m_0 el peso molecular del oxígeno, con m un peso molecular cualquiera, con A_0 la elevación necesaria en el caso del oxígeno, y con A la elevación correspondiente a un gas cualquiera, podemos escribir:

$$A_0 = c:m_0 \quad \text{y} \quad A = c:m$$

Dividiendo estas dos ecuaciones, obtenemos:

$$\frac{A}{A_0} = \frac{m_0}{m}$$

de donde:

$$A = \frac{A_0 \cdot m_0}{m}$$

Siendo $A_0 = 5,012$ km y $m_0 = 32$, resulta

$$A = \frac{160,384}{m}$$

La altura necesaria para que el número de las moléculas del aire y de sus componentes se reduzca a la mitad, es, según esta fórmula, la siguiente:

Aire	$m = 29$	$A = 5,54$ km
N ₂	$= 28$	$= 5,72$..
O ₂	$= 32$	$= 5,01$..
H ₂ O	$= 18$	$= 8,90$..
5 (H ₂ O)	$= 90$	$= 1,78$..
Ar	$= 40$	$= 4,0$..
CO ₂	$= 44$	$= 3,6$..
N ₁	$= 14$	$= 11,5$..
O ₁	$= 16$	$= 10,0$..
He	$= 4$	$= 40$..
H ₂	$= 2$	$= 80$..

Para que la densidad del aire se reduzca a la mitad, teniendo ya en cuenta las condiciones atmosféricas reales, habría que elevarse 6,7 km, y para que la presión atmosférica disminuya a la mitad, 5,5 km.

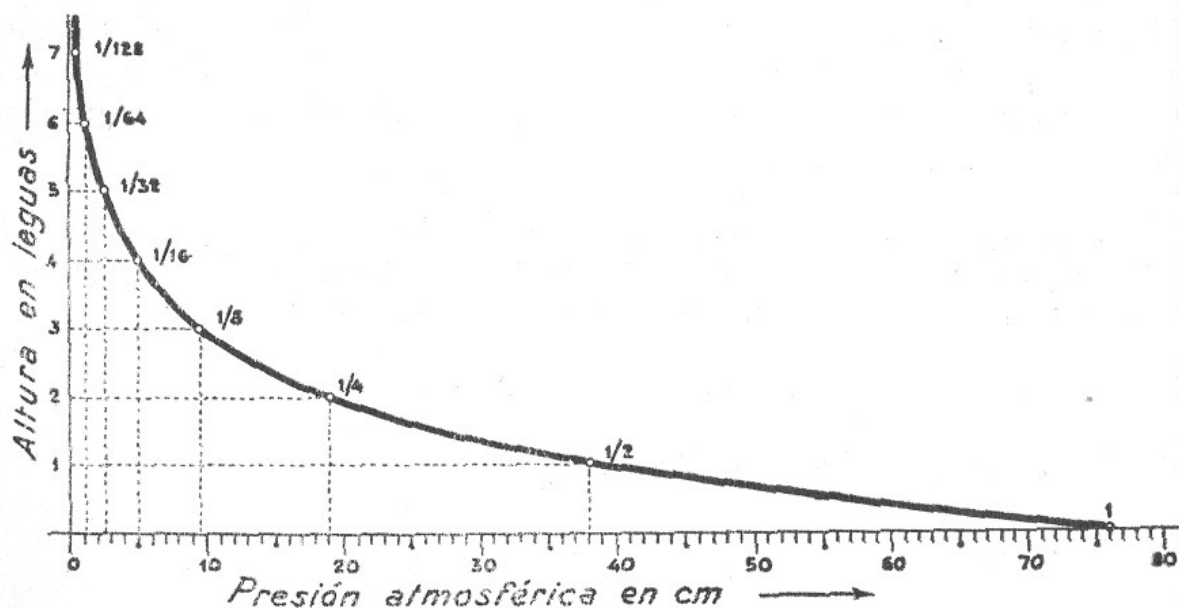


FIG. 23. — Reducción de la presión atmosférica en relación con la altura. Representación de la Ley de Crecimiento Orgánico.

Expresando estas relaciones en lenguaje matemático, se dice también que la densidad del aire y la presión atmosférica son "funciones exponenciales" de la altura; y, a la inversa, que la altura es una "función logarítmica" de la densidad y de la presión. Dada la importancia práctica de estas relaciones para la determinación de las alturas, nos ocuparemos de ellas detenidamente en el capítulo V, D: Altimetría barométrica.

La disminución de la *temperatura* en relación con la altura es, como veremos en el capítulo II, E, un fenómeno más complejo. "Grosso modo", puede decirse que su decrecimiento en los primeros 10 km, es proporcional a la altura.

42. Composición de la atmósfera a distintas alturas. — La *composición de la atmósfera* puede deducirse conociendo el número de moléculas de cada gas que hay en la superficie de la Tierra, y teniendo en cuenta su disminución con la altura, conforme a la Ley de Crecimiento Orgánico.

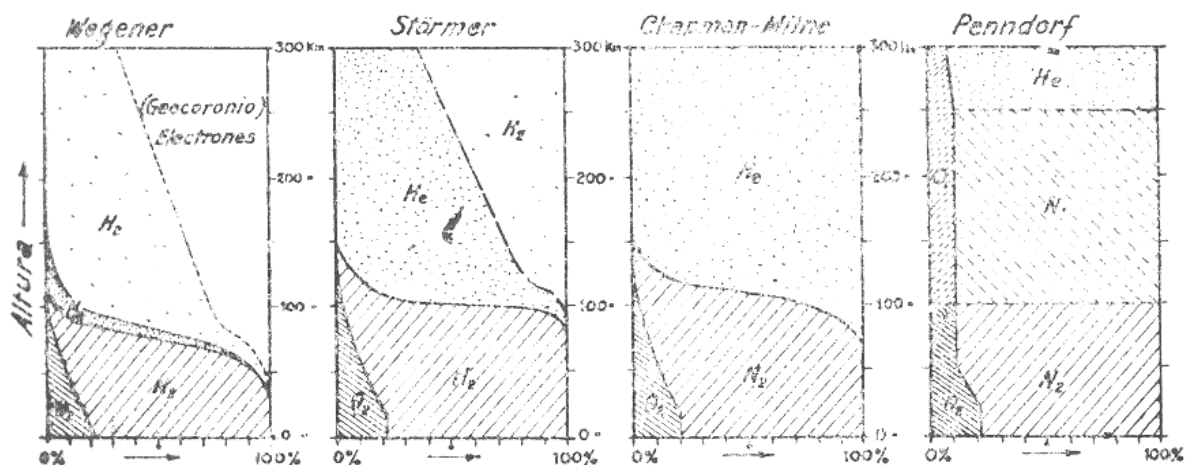


FIG. 24. — Participación porcentual de los diversos gases en la composición de la atmósfera en distintas alturas, según varios investigadores.

Según los cálculos efectuados por A. Wegener, los primeros de este género, la composición de la atmósfera, en % de volumen, reemplazando el hipotético gas "geocoronio"¹ por "electrones", es aproximadamente la que a continuación se enuncia:

Altura	0	20	60	100	200	500 km
N ₂	78	85	77	1	0	0 %
O ₂	21	15	6	0	0	0 ..
Ar	1	0	0	0	0	0 ..
CO ₂	0	0	0	0	0	0 ..
He	0	0	1	4	1	0 ..
H ₂	0	0	12	67	50	7 ..
Electrones	0	0	4	28	49	93 ..
Suma	100	100	100	100	100	100 %

¹ A. Wegener, en un estudio publicado en 1911, estableció la hipótesis de que la capa más alta de nuestra atmósfera estuviese formada por un gas muy liviano, de peso atómico sólo de 0,4, y que este gas fuese "coronio", el supuesto componente de la corona solar, atribuyendo a este gas, al cual llamó "geocoronio", la línea verde 5577 Å del espectro de las auroras polares. Las investigaciones posteriores no han confirmado su hipótesis. Aquella línea es producida por los átomos de oxígeno, existentes en pequeñas cantidades también a gran altura.

La capa límite de nuestra atmósfera contiene, sin duda, muchos electrones. Unos vienen del Sol, otros se alejan de la Tierra. Ésta es la razón de la sustitución que hemos efectuado.

En estos cálculos se supone que haya habido tiempo suficiente para el acomodo de las moléculas en el espacio, formando cada gas su propia atmósfera, o sea que exista el llamado *equilibrio de difusión*. Si los gases están bien mezclados, este equilibrio no existe y, por consiguiente, no se nota variación en la composición de la atmósfera, sino simplemente una disminución de las características del único gas existente —el aire—, en correspondencia con la altura, conforme a la Ley de Crecimiento Orgánico. Éste es el caso por lo menos hasta 15 km, o sea hasta donde influyen los vientos y las corrientes verticales.

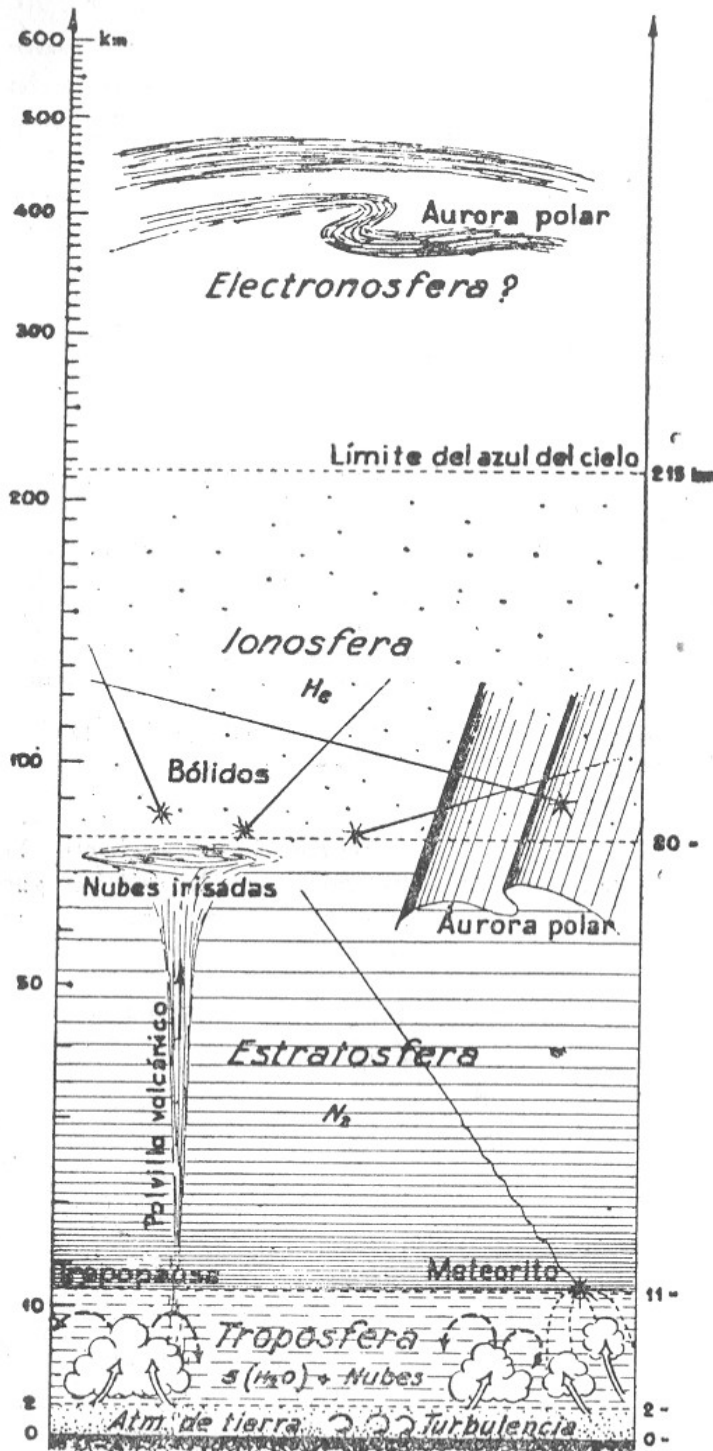


FIG. 25. — Corte a través de la atmósfera, con la representación de las diversas capas de que se compone. Su altura es indeterminada. Hay indicios de ella todavía a 1200 km de altura.

La composición de la atmósfera en distintas alturas es un problema científico no resuelto todavía. Hay investigaciones notables al respecto, pero como lo demuestra la figura 24, sus resultados discrepan sensiblemente. Cuanto mayor es la altura, mayor es la incertidumbre.

43. Corte a través de nuestra atmósfera. — La figura 25 representa un corte a través de nuestra envoltura aérea. En realidad, la atmósfera no tiene límite. Con la altura es cada vez más rala, más fina, y por último se pierde en el espacio interplanetario. Ciertos fenómenos ópticos acusan vestigios de ella aun a 1200 km de altura. Teóricamente, podría haber rastros de aire hasta una distancia igual a 6,6 radios terrestres. Más allá, la fuerza

centrífuga de la Tierra supera a su atracción gravitacional.

La composición de la atmósfera por gases de distinto peso molecu-

lar, su contenido en vapor de agua, la presencia de partículas sólidas de distinta procedencia, y la ubicación de todos ellos en el espacio según la Ley de Crecimiento Orgánico, determina una estructura laminar de nuestra atmósfera. Las principales capas que se pueden distinguir son:

a) atmósfera de tierra	hasta	2 km
b) troposfera	„	11 „
c) estratosfera	„	80 „
d) ionosfera	„	220 „
e) electronosfera o ionosfera superior ..	„	1 200 „

La *atmósfera de tierra* puede observarse fácilmente desde cualquier avión que se eleve a más de 2 000 metros. Al salir de ella, la visibilidad horizontal mejora de repente.

La *troposfera* es la capa de aire que contiene el vapor de agua y las nubes. En ella, las corrientes verticales son frecuentes, y el aire está bien mezclado.

La *estratosfera* es la capa de corrientes aéreas horizontales. Se compone principalmente de N₂. Es asiento de polvillo volcánico y de las relucientes nubes nocturnas. Hasta ella llegan los bólidos y las auroras polares de forma radial.

La *ionosfera* es excelente conductora de electricidad y muy sensible a la influencia solar. En su límite superior principia la dispersión de los corpúsculos azules de la luz.

La *electronosfera o ionosfera superior* es la capa más alta de la atmósfera, siendo constantemente cruzada por los electrones que escapan del campo gravitacional de la Tierra, y por los electrones y protones que en forma de "radiación corpuscular" llegan del Sol. En ella se producen auroras polares de tipo arqueado.

Estas nociones serán ampliadas en los capítulos sucesivos.

Nuestro tiempo se desarrolla en la *troposfera*, o sea en una delgada capa de aire, cuyo espesor representaría sólo 1 mm sobre una esfera de 58 cm de diámetro.

44. Condiciones de vida en las alturas. — En los Andes bolivianos hay poblaciones permanentes a alturas que pasan los 4 000 m. Así, por ejemplo, Potosí, centro minero, se encuentra a 4 070 m, y Portugalete, a 4 300 m. La estación meteorológica del Monte Blanco, en Europa, está a 4 362 m de altura. El Observatorio Cristo Redentor, en los Andes, a 3 832 m. En el Perú, el observatorio El Misti, a 5 850 m. Expediciones científicas, con personal escogido, pudieron mantener en el Himalaya, temporariamente, un campamento a 8 000 m de altura. El avión, en busca de condiciones atmosféricas propicias, se remonta cada vez a mayores alturas. No carece, por consiguiente, de interés la mención de las condiciones físicas de esas alturas, y su posible repercusión sobre la vida.

Las *condiciones atmosféricas* hasta los 15 km de altura están caracterizadas por los siguientes valores:

	0 km	5 km	10 km	15 km
Altura	0 km	5 km	10 km	15 km
Velocidad del viento ... =	6 m/s	11 m/s	18 m/s	13 m/s
Temperatura media =	+ 15°	- 18°	- 50°	- 56°
Densidad del aire, kg/m ³ =	1,23	0,74	0,41	0,19
Densidad relativa	1,00	0,60	0,34	0,16
Presión atmosférica	760 mm	405 mm	198 mm	90 mm
Presión parcial del O ₂ .. =	159 „	85 „	42 „	19 „
Reducción del O ₂	100 %	53 %	26 %	12 %
Reducción del H ₂ O .. =	100 %	9 %	0,3 %	...
Partículas sólidas en cm ³ =	80 · 10 ³	5 · 10 ²	5	...

Lo primero que se nota a gran altura es la **baja temperatura**. Sus consecuencias se evitan con vestimenta calentada eléctricamente, o una cabina cerrada, con aire de temperatura adecuada a la vida.

La disminución de la densidad del aire con la altura, reduce progresivamente la resistencia al avance del avión, lo que facilita el vuelo. Sin aumentar el esfuerzo, los aviones pueden desarrollar, pues, mayor velocidad. Esa mayor velocidad es necesaria, porque el aire ralo tiene poca sustentación. Por esto los aviones destinados al vuelo estratosférico deben tener alas grandes.

También la disminución de la **presión atmosférica** afecta al organismo humano sensiblemente: si la presión atmosférica se reduce a la mitad, el volumen de los gases que contiene el cuerpo humano se duplica, la respiración se hace difícil y la circulación sanguínea se debilita.

La baja presión, además, facilita la **evaporación**, o sea la dispersión de las moléculas de los líquidos: a 15 km de altura no se podría servir té, ni café; la estilográfica se secaría. La difusión de los gases, especialmente de los livianos, como ser H₂ y He, que tienen una velocidad de movimiento molecular elevada, es favorecida. Por esto la preparación de los esféricos y de los dirigibles exige un cuidado especial, para evitar que se desinflen rápidamente.

Lo más importante para la vida es sin duda, la **disminución del oxígeno**. El organismo humano necesita una determinada cantidad de este gas para sus funciones vitales. Una pequeña deficiencia se salva con una respiración más profunda y más rápida; una insuficiencia ya acentuada, sólo se vence aumentando la presión del aire, y con esto, la presión parcial del oxígeno, en cabinas o góndolas, o suministrando oxígeno adicional al aire aspirado en aviones abiertos.

Conviene comenzar con este suministro de oxígeno, en poca proporción, ya a los 4 000 m de altura, y llevarlo a un 100 % a los 8 000 m. En caso contrario, el aviador se adormece, su vista y movimientos se debilitan, hasta caer en un estado de completa inconsciencia. A más de 12 000 m, la permanencia del hombre sólo es posible en cabinas o góndolas herméticamente cerradas.

La disminución de la humedad produce una notable merma de nubes. A gran altura predominan las nubes de tipo cirrus. Nubes voluminosas, espesas, de género cúmulus y cúmulonimbus, se presentan sólo por breve tiempo, y aun esto, únicamente hasta 12 km. en forma de "nubes de tormenta".

El decrecimiento del número de partículas sólidas es importante, porque ellas reflejan la luz, y sólo donde hay partículas sólidas puede haber iluminación difusa. Sin ellas, únicamente existe luz y sombra. Por esto, a gran altura, los objetos situados en la sombra deben ser iluminados directamente.

Al disminuir el número de moléculas de aire, también se reduce la dispersión de luz. El cielo parece cada vez más oscuro. Las estrellas brillan en el firmamento aun durante el día, hecho éste que facilita la orientación y la determinación de la posición de la aeronave.