

Cuando Bravais efectuó su ascensión al Faulhorn, tomó una serie de medidas de la altura de la curva crepuscular correspondientes á distancias cenitales al Sol siempre crecientes. Discutiéndolas desde un punto de vista puramente particular (1), dedujo de

„Cuando el arco rojo de que acabamos de hablar está muy bajo y á punto de desaparecer por el Oeste, fórmase una segunda coloración rosa que aparece lenta y simultáneamente á Este y á Oeste, dando la vuelta al cenit que continúa siempre azul, ó mejor dicho, gris azulado, porque la luz es ya muy escasa. Una zona de un color blanco de plata separa por el Oeste los dos arcos sonrosados. A medida que el Sol desciende, va desapareciendo la segunda coloración, al principio por el Este, retirándose hacia el Norte y el Sur sin pasar por el cenit, hasta que se ofusca por completo el primer arco sonrosado, no quedando más que el segundo que está al Oeste y es de forma un tanto aplanada, rodeando un segmento blanco que se halla debajo de él. Por último, este segundo arco sonrosado, que adquiere un tono más encarnado al acercarse el momento de su desaparición, se extingue cuando el Sol se halla $16^{\circ} 18'$ debajo del horizonte (promedio de las observaciones hechas del 16 al 22 de julio).„

M. Liais observó los mismos fenómenos hacia igual época, pero por la mañana durante la aurora, y entonces vió que se reproducían en sentido contrario, aparte de que la aparición del arco sonrosado secundario ocurría cuando el Sol estaba $17^{\circ} 22'$ debajo del horizonte y la del arco principal cuando se hallaba á $10^{\circ} 50'$.

„Pero he observado un hecho muy importante, dice, y es la aparición por el Este de una polarización que pasaba por el Sol y un poco antes de la salida del primer arco de color de rosa, caracterizando el comienzo de la aurora, cuando aún eran visibles todas las estrellas de sexta magnitud. Esta polarización vertical sube poco á poco y llega al cenit cuando el Sol está á $18^{\circ} 5'$ debajo del horizonte, y luego se extiende progresivamente hacia el Oeste. La polarización horizontal no aparece por este lado hasta mucho más tarde y en el momento en que la coloración rosa se dirige á él. Pues bien, si se tiene en cuenta que la iluminación directa por el Sol da lugar á una polarización que pasa por él, y la iluminación por la atmósfera á la polarización horizontal, resulta de la observación que acabo de mencionar, que el Sol empieza á alumbrar directamente las capas superiores de la atmósfera en el cenit cuando está á $18^{\circ} 5'$ debajo del horizonte.„ (*Actas de la Academia de Ciencias de 1859*, tomo I.)

Liais ha tomado por base de su cálculo este último número, del cual ha restado el doble de la refracción, deduciéndose así 291 kilómetros como altura de la atmósfera, sin contar los 29 kilómetros que agrega por corresponder á la absorción en el horizonte.

(1) Si la curva crepuscular que se pone al anoecer por el horizonte accidental, como una hora ú hora y media después del ocaso del Sol, dice M. Martins, sabio colaborador de Bravais, fuese en realidad el resultado de la intersección del cilindro de sombra proyectado por la Tierra y de la superficie terminal de la atmósfera, la altura que de aquí se dedujese para la atmósfera debería ser la misma, cualquiera que fuese la hora más ó menos adelantada de la observación. Pero no es esto lo que resulta: las diferencias de los resultados no dimanar de errores de observación, sino que van creciendo á medida que el Sol desciende por debajo del horizonte; las numerosas observaciones hechas por M. Bravais en el Faulhorn han venido á parar siempre á las mismas consecuencias. „ Hemos visto que Lambert, y posteriormente Biot, han interpretado estas diferencias, admitiendo que la curva crepuscular corresponde, no al contorno mismo de la sombra terrestre, sino á una región de la zona que no recibe los rayos directos del Sol. M. Martins cree „que es más natural suponer que esta curva crepuscular corresponde por el contrario á la zona enteramente iluminada por el Sol, y que la parte más remota del segmento desaparece á causa de la fuerte absorción que sufren al rasar el astro solar los rayos tangentes á nuestro globo. Sea lo que quiera de la posición de este punto, se le podrá determinar exactamente, con tal que esté colocado siempre del mismo modo con relación al segmento crepuscular, valiéndose de dos observaciones de altura de la curva hechas en épocas conocidas. En lugar de considerar inmóvil al observador, y al Sol bajando por un plano vertical y arrastrando consigo los espacios crepusculares en un movimiento común de rotación alrededor del centro fijo de la Tierra, se puede también suponer que todo el sistema crepuscular permanece inmóvil en la atmósfera y que el espectador es el que se mueve á lo largo del círculo máximo que resulta cortando el globo terrestre por un plano que pase por su centro, por el del Sol y por el ojo del observador: en este caso se reproducirán los fenómenos crepusculares para este observador móvil del mismo modo que para el observador fijo de la Naturaleza, con tal que los arcos recorridos en un tiempo dado por el círculo máximo terrestre representen los aumentos de la distancia cenital del Sol.

Entonces, cada observación de altura de la curva crepuscular da una trayectoria que parte de un punto determinado de dicho círculo máximo, y todas ellas deben tener su intersección común en el vértice de la cur-

ellas que el vértice de dicha curva debía estar á 115,000 metros sobre el nivel del mar. Aplicando el mismo método á las observaciones hechas en Augsburgo por Lambert en 1759, el mismo físico obtuvo una altura atmosférica todavía mayor, puesto que ascendió á 160 kilómetros.

Según acabamos de ver, los resultados obtenidos por Liais y Bravais distan mucho de concordar con los que Biot ha deducido de la observación de Lacaille empleando la fórmula de Lambert; pero tienen más conexión con los que han obtenido los astrónomos merced á la observación de los bólidos ó de las estrellas fugaces. Un bólido observado en París en 12 de diciembre de 1851 por M. Coulvier y en Cherburgo por M. Liais, entró en la atmósfera, ó por lo menos se inflamó á 128 kilómetros de altura vertical; otro, visto por M. Petit en septiembre de 1852, se inflamó también á más de 50 leguas de elevación. Uno de estos meteoros, observado por el doctor E. Heis en agosto de 1866, debió entrar en nuestra atmósfera á una altura de 290 kilómetros. Por último, otro, visto simultáneamente en Bresláu y en Berlín, debió tener por altura inicial 460 kilómetros, y en el momento de la desaparición 310 kilómetros. Como la incandescencia de los bólidos no puede explicarse al parecer sino por la elevada temperatura resultante de la compresión del aire atravesado por ellos, fuerza es admitir que todavía hay atmósfera á tales latitudes y que su densidad es aún bastante grande para producir la transformación de la fuerza viva en calor, y de éste en incandescencia (1).

De todo lo expuesto resulta que no se conoce con un poco de precisión cuál sea la altura verdadera de la atmósfera terrestre, lo cual consiste en que los fenómenos en cuya observación se basa el cálculo de dicha altura son por sí mismos difíciles de observar claramente, ó están sujetos á varias interpretaciones físicas. Hemos visto que la curva crepuscular raras veces presenta un límite algo exacto y que la refracción, que de un modo tan notable influye en el fenómeno, puede ofrecer en el horizonte variaciones difíciles de reconocer en el momento en que se hacen las observaciones. La observación simultánea de una trayectoria tan fugaz como la de un bólido tampoco puede darnos datos muy positivos para la triangulación de la que se deduce su altura. Finalmente, se ignora si los fenómenos ópticos que se observan así dejan de ser observables á causa de la debilísima densidad del aire, lo cual no quiere decir que no haya más allá capas atmosféricas; de suerte que la altura deducida de la observación de los crepúsculos apenas puede ser otra cosa más que un límite inferior, como no ha dejado de hacerlo notar el mismo Biot, diciendo que se „trata solamente de las últimas capas de aire reflejantes.„

va crepuscular inmóvil. Así pues, en esta manera de ver, se determina la altura de la atmósfera en virtud de los fenómenos de la rotación aparente de la curva crepuscular alrededor del observador, ó de este último alrededor del vértice de la curva, prescindiendo de que se han de considerar los arcos tangentes del globo terráqueo.„

Hay que añadir, sin embargo, que, según los cálculos de Bravais, el espesor de la capa absorbente debe ser de unos 80 kilómetros, número mucho mayor según lo que se sabe acerca de la ley de disminución de las densidades en la atmósfera. Parece, pues, probable que la suposición adoptada tampoco es exacta, que el límite de luz y sombra no corresponde á un punto fijo y determinado del segmento crepuscular, sino que cambia de lugar según la posición que ocupe el observador. Así pues, M. Martins tiene razón cuando dice que „desde este nuevo punto de vista es muy complicado el problema de la averiguación de la altura de la atmósfera por los fenómenos del crepúsculo.„

(1) Sir John Herschel emite con este motivo una opinión que no deja de tener analogía con la de los antiguos filósofos: „La gran elevación de las estrellas fugaces, dice, induce á suponer que existe una atmósfera superior á la aérea, más ligera, y por decirlo así, más ignea.„ (*Carta á M. Quelelet*, del 18 de agosto de 1863.)

A pesar de la incertidumbre que va unida todavía al problema de la altura real de la atmósfera, hemos creído oportuno exponer los principales métodos empleados para resolverlo; pero lo que sobre todo interesa conocer es la porción verdaderamente accesible á la observación directa del hombre, aquella á la que ha podido elevarse, ya subiendo á las más altas cumbres cubiertas de nieves eternas, ó ya confiando su persona á la frágil barquilla de un globo. El espesor de esta capa no baja de 8,000 metros, como se puede juzgar por el cuadro siguiente, espesor que probablemente no es más que una pequeña fracción de la altura total de la atmósfera, según queda dicho. Con todo, las observaciones barométricas prueban que su peso excede de la mitad del peso total de la envolvente gaseosa del globo terráqueo.

Nombres de los exploradores	Altitudes á que se ha llegado	Presión barométrica
Humboldt y Bonpland (ascensión al Chimborazo), 24 de junio de 1802..	5878 m	376 ^{mm} ,7
Lloest y Robertson (en globo), 18 de julio de 1803..	7170	336 ^{mm} ,0
Gay-Lussac (en globo), 16 de septiembre de 1804.	7016	328 ^{mm} ,8
Boussingault y Hall (ascensión al Chimborazo), 16 de diciembre de 1831.	6004	371 ^{mm} ,1
Barral y Bixio (en globo), 27 de julio de 1850	7049	315 ^{mm} ,0
Welsh y Nicklin (en globo), 10 de noviembre de 1852.	6989	316 ^{mm} ,9
Glaisher (en globo), 5 de septiembre de 1862..	8868 ?	352 ^{mm} ,0 ?
Croce Spinelli, Sivel y G. Tissandier (en globo), 15 de abril de 1875. .	8600	262 ^{mm} ,0

¿Podrá el hombre elevarse á alturas mucho mayores? Nadie ignora cuán penosas y rodeadas de peligros son las excursiones á las montañas así que se ha llegado á la re-

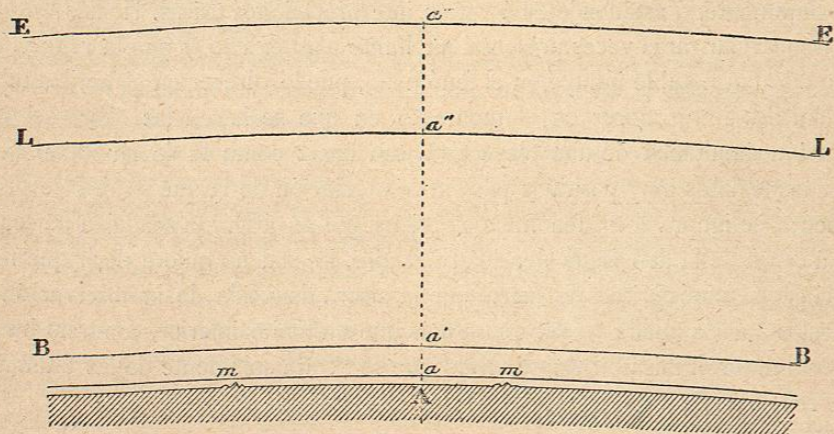


Fig. 14.— Alturas de la atmósfera: BB, según Biot y las observaciones de la curva crepuscular; LL y EE, según Liais y las observaciones de bólidos; mm, cumbres de las más altas montañas y límites probables de las nubes.

gión de las nieves perpetuas; aparte de que por este concepto sólo queda un reducido intervalo por franquear, y lo ha sido en globo, puesto que las ascensiones de Glaisher, Croce, Sivel y Tissandier han llegado casi á la altura de la cumbre más elevada, al gigante del Nepal, al Gaurisankar. Por otro lado, la catástrofe que en abril de 1875 costó la vida á dos valerosos aeronautas, induce á suponer con fundamento que 8,000 metros son, á poca diferencia, el límite en que el aire no basta ya para la respiración.

Examinando la figura 13, es fácil formarse una idea de las alturas de esta capa límite comparadas con las alturas que se han calculado por varios métodos para la atmósfera misma. La escala á que se las ha representado supone que el globo terráqueo

tiene un radio de 638 milímetros. Un milímetro representa, pues, una altura de 10 kilómetros, á cuyo límite no han llegado los exploradores de las altas regiones, y que se considera como el de la altura de los cirrus, que son las más elevadas de todas las nubes. A 4^{mm},8 más arriba están las capas extremas de la atmósfera, según los cálculos de Biot; á 32 milímetros, el límite determinado en el Brasil por Liais, y por fin, á 42 milímetros, el punto más alto en que los astrónomos han visto la aparición y la inflamación de los bólidos.

III

LEY DE DECRECIMIENTO DE LA DENSIDAD DE LAS CAPAS ATMOSFÉRICAS

Se ha intentado resolver de otro modo el problema de la altura límite de la atmósfera. El aire no es tan sólo pesado, sino también elástico y compresible. Comparando la atmósfera con el Océano, importa insistir en la diferencia de constitución de las capas sucesivas, que en ambos casos pesan unas sobre otras. Siendo el agua casi incompresible, la densidad de sus capas es poco menos que invariable con la profundidad, al paso que estando el aire, como todos los gases, dotado en el más alto grado de la propiedad de disminuir de volumen con la presión, sus capas sucesivas deben estar tanto más enrarecidas cuanto mayor es su elevación sobre el nivel del Océano.

¿Cuál es la ley de este decrecimiento de densidad? Suponiendo que la temperatura del aire sea constante, la ley de su compresión la de cualesquiera gases, y que no intervenga ninguna causa extraña, la densidad de las capas sucesivas debería ser proporcional al peso que éstas soportan y por consiguiente á las alturas que marcara un barómetro al nivel de cada una de ellas. Como la altitud de las capas va creciendo en progresión aritmética, la densidad deberá disminuir en progresión geométrica. Tal es el punto de partida del método merced al cual se pueden medir las alturas por la observación del barómetro. Pero esta ley dista mucho de ser exacta, y la aplicación á que aludimos exige correcciones de las cuales volveremos á ocuparnos muy pronto. La más importante es la relativa á la diferencia de temperatura de las capas de aire con arreglo á la vertical. No tan sólo varía esta temperatura con la altura, sino que la diferencia cambia también según las horas del día y según el estado de mayor ó menor movilidad de la atmósfera. Finalmente, como el vapor de agua difundido en el aire en cantidades variables es, á igualdad de presión y de temperatura, menos denso que el aire, su presencia disminuye la densidad de las capas atmosféricas y contribuye así á modificar la ley antes enunciada. Por último, hay otra causa que debe hacer más compleja la variación de la densidad de las capas atmosféricas con la altura, y es la disminución de la intensidad de la gravedad á medida que el observador se eleva á la atmósfera ó se aleja del centro de la Tierra, y aun á medida que se acerca al Ecuador, por cuanto la fuerza centrífuga debida á la rotación terrestre, y que ejerce su acción, por una de estas componentes, en dirección opuesta á la de la gravedad, va creciendo al paso que aumenta la altitud ó que disminuye la latitud.

Hagamos observar que si la ley de variación de densidad de las capas de aire supuestas fuese la que acabamos de enunciar, en el caso en que esta densidad variara en progresión geométrica cuando la altura crece en progresión aritmética, no hubiera sido menos imposible deducir de ella la altura misma de la atmósfera, porque, en efecto, dicha ley daría para esta altura un valor infinito.

Cassini fué el primero en notar la inexactitud de la ley, con motivo de las observaciones que tuvo que hacer para medir la meridiana. Habiendo observado el barómetro en varias montañas, y comparado las alturas que éste marcaba con las que había deducido de los métodos geométricos, advirtió que no concordaban en modo alguno, y de esto dedujo que el enrarecimiento del aire sufría un decrecimiento mucho más rápido de lo que resultaba de la ley en cuestión. La Academia de Ciencias dispuso nuevos experimentos con objeto de comprobar si la dilatación del aire está realmente en razón inversa de la presión, y como dichos experimentos confirmaron esta tesis, dedújose de ellos que las diferencias notadas por Cassini debían proceder de la que existía entre el aire de las llanuras y el de las montañas, por estar el primero más cargado de vapores y emanaciones densas. Fontenelle sostuvo que la mayor elasticidad de las capas superiores dimanaba de la humedad del aire, mayor en las alturas que en los terrenos bajos. Daniel Bernouilli calculó una fórmula para la medición de las alturas, en la que tenía en cuenta la diferencia de temperaturas.

Laplace fué por fin quien, mediante un análisis riguroso de todas las causas que podían influir en la densidad y en la presión de las capas atmosféricas, dedujo de la teoría la fórmula adoptada hoy por todos los físicos, con cuyo auxilio se calcula la altura vertical de un punto ó su altitud. Para que esta fórmula tenga aplicación, requiere que dos personas hayan observado simultáneamente en cada una de las estaciones cuya diferencia de nivel, altura del barómetro, temperatura de este instrumento y la del aire libre deseen averiguar. Hanse calculado tablas mediante las cuales se pueden hacer rápidamente todos los cálculos con auxilio de dichos elementos, suponiendo conocida la latitud del lugar. Más adelante presentaremos un ejemplo de la aplicación de este método, cuando hayamos dicho cómo se corrigen las causas de error á que están sujetas las observaciones barométricas.

Terminemos ahora este artículo mencionando las hipótesis que se han hecho sobre el estado de la capa de aire más enrarecida, es decir, de la que forma el límite mismo de la atmósfera. Se ha procurado averiguar la causa de que, no estando mantenidas ya por una presión exterior las moléculas que la componen, no obedecieran á la fuerza expansiva propia de todo gas, resultante de su elasticidad, y en virtud de la cual se precipita en todo espacio abierto que se le ofrece. ¿Cómo es que estas moléculas que se encuentran delante del vacío relativo ó del espacio etéreo no abandonan la Tierra escapándose á este espacio? Si esta objeción fuese fundada, sería efectivamente difícil comprender cómo no se deshacen unas tras otras las capas que limitan la atmósfera bajo la influencia de esta fuerza expansiva. Pero hay que notar que la elasticidad de un gas va disminuyendo á la par de su densidad y que como ésta es sumamente débil en los límites de la atmósfera, basta que la intensidad de la gravedad sea por lo menos igual á ella para el equilibrio y sujeción de la última capa. Hay además otra causa que debe disminuir asimismo rápidamente esta fuerza expansiva, y es la baja temperatura que reina en el espacio superior, temperatura que, según hemos visto, apenas llega á 140° bajo cero del hielo fundente. Poisson ha comparado el estado de la última capa atmosférica al de un líquido *no evaporable*, lo cual equivale á considerar su elasticidad como nula, por efecto de su extraordinario enrarecimiento y de la temperatura excesivamente baja del medio ambiente. Lo que sí parece incontestable es que el verdadero límite de la atmósfera terrestre es el que resulta del equilibrio entre la intensidad de la gravedad y la elasticidad de las últimas partículas del aire, límite que es mucho más reducido que el que resulta de la intensidad creciente de la fuerza centrífuga.

IV

EL AIRE ATMOSFÉRICO: SU COMPOSICIÓN QUÍMICA

M. Barral se expresaba del modo siguiente en una interesante conferencia dada en la Sociedad Química de París el 4 de mayo de 1860:

“Las plantas viven, lo propio que los animales, en el seno de lo que se ha llamado con justicia océano aéreo. La atmósfera, esa envolvente vaporosa, inmensa, que rodea á la Tierra por todas partes, ejerce su acción en la vegetación por su constitución física y por su naturaleza química. Por medio de los elementos de que está compuesta, suministra á las plantas, directa ó indirectamente, una gran parte de su alimento; gravita con su peso sobre los órganos de los vegetales; les prodiga á modo de baños fortalecientes que se renuevan de continuo alrededor de sus tallos y de sus ramas; las obliga á inclinarse con sus movimientos, ora pausados y suaves, ora tumultuosos y terribles; las cobija como con un manto para conservarles el calor vivificante que les envía el Sol, y tamiza la luz que les es indispensable para que tengan efecto las principales fases de su vida. Las propiedades físicas de la atmósfera no son menos importantes que las químicas para la fisiología vegetal y para la agricultura. Y sin embargo, la atmósfera es aún muy poco conocida bajo el punto de vista físico, pudiendo decirse que ha sido mucho menos sondeada en todos sentidos que el mar.”

En los artículos anteriores, así como en varios capítulos de los tomos del MUNDO FISICO ya publicados, hemos estudiado muchas de las propiedades físicas del aire, y pronto vamos á completarlas. Lo que ahora nos toca definir es su composición química, que no se conoció enteramente hasta fines del siglo pasado.

Un volumen dado de aire atmosférico, es decir, de aire tomado en un punto cualquiera sobre la superficie del suelo, contiene dos clases de elementos: el uno, constante y permanente, consiste en una mezcla de dos gases, el oxígeno y el nitrógeno; el otro, variable con el tiempo y con los lugares, comprende el vapor de agua, el gas ácido carbónico, otros varios compuestos químicos y polvillos ó gérmenes de variadísima naturaleza de los que más adelante trataremos.

Merced á los numerosos análisis practicados por los químicos desde Priestley y Lavoisier, se ha averiguado la proporción del oxígeno y del nitrógeno que entran en un volumen dado de aire. De los experimentos de Cavendish, Davy, Fourcroy, Berthollet, Gay-Lussac, Boussingault, Dumas, Regnault, etc., resulta que esta proporción es, en volumen, la de los números 1 y 4 á muy corta diferencia. En un metro cúbico, ó 1,000 litros de aire, hay 792 litros de nitrógeno mezclados con 208 de oxígeno. Estos mismos números no representan la proporción en peso de entrambos gases, por ser el oxígeno un poco más denso que el nitrógeno: un kilogramo de aire contiene 231 gramos del primero y 769 del segundo.

Los primeros análisis de Lavoisier daban las cifras 270 y 730 como proporción de los dos gases; pero el ilustre químico no deja de advertir, al describir su experimento, que en el resultado hay varias causas de incertidumbre. Este experimento memorable tiene una importancia histórica demasiado grande para que omitamos aquí su descripción.

La figura 15 representa el aparato de que se sirvió Lavoisier. Estuvo éste calentando mercurio por espacio de doce días consecutivos en una retorta A, cuyo cuello

curvo penetraba debajo de una campana C colocada en un baño de mercurio. Antes de dar principio á la operación, Lavoisier había hecho el vacío en la campana por aspiración y marcado con una rayita el nivel á que se detuvo el líquido. Al segundo día empezaron á aparecer en la superficie del mercurio algunas pequeñas partículas encarnadas (de óxido de mercurio), que durante los cuatro ó cinco días siguientes aumentaron en número y en volumen; luego cesaron de crecer, permaneciendo absolutamente en el mismo estado todo el tiempo que duró el experimento. Lavoisier vió que el volumen del aire contenido en la retorta y en la parte vacía de la campana, que antes de la operación era de 50 pulgadas cúbicas, á 28 pulgadas de presión y á 10° (Réaumur) de temperatura, no era al fin del experimento más que de 42 á 43 pulgadas, es decir, había disminuído en un sexto próximamente. Recogió las partículas encarnadas separadas del mercurio, pesólas y vió que su peso llegaba á 45 granos.

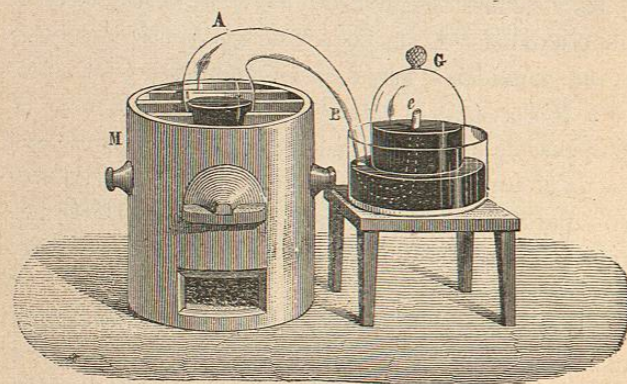


Fig. 15.—Aparato de Lavoisier para analizar la composición química del aire

Véase ahora cómo el mismo ilustre físico reconoció el oxígeno:

“Luego tomé los 45 granos de materia encarnada que se había formado durante la operación, los metí en una pequeña retorta de vidrio á la que estaba adaptado un aparato propio para recibir los productos líquidos y aeriformes que pudieran separarse, y habiendo encendido fuego en el hornillo, observé que á medida que la materia roja se calentaba, su color aumentaba en intensidad. Cuando la retorta estuvo próxima á la incandescencia, dicha materia empezó á perder poco á poco su volumen, y en algunos minutos desapareció enteramente. Al mismo tiempo se condensaron en el pequeño recipiente 41 $\frac{1}{2}$ granos de mercurio vivo y pasaron á la campana de 7 á 8 pulgadas cúbicas de un fluido elástico, mucho más á propósito que el aire de la atmósfera para entretener la combustión y la respiración de los animales. Habiendo hecho pasar una porción de este aire á un tubo de vidrio de una pulgada de diámetro é introducido en él una bujía, difundió una claridad deslumbradora; el carbón, en vez de consumirse lentamente como en el estado ordinario, ardía allí con llama y decrepitación, á la manera del fósforo, y con una vivacidad de luz tal, que los ojos apenas podían soportarla.”

Más adelante añade:

“El aire de la atmósfera está, pues, compuesto de dos fluidos elásticos de naturaleza diferente y, por decirlo así, opuesta. Una prueba de esta importante verdad es que combinando de nuevo los dos fluidos elásticos que se han obtenido separadamente, es decir, las 42 pulgadas cúbicas de mofeta ó aire no respirable, y las 8 de aire respirable,

“El aire que quedaba después de esta operación, dice, y que había quedado reducido á los cinco sextos de su volumen por la calcinación del mercurio, no era ya á propósito para la respiración ni para la combustión; porque los animales que introduje en él perecieron á los pocos momentos, y las luces se apagaban al punto, como si las hubiese sumergido en agua.” Este gas era el nitrógeno ó ázoe.

se forma otra vez uno semejante al de la atmósfera, á propósito casi en el mismo grado para la combustión, la calcinación de los metales y la respiración de los animales.”

Después de este descubrimiento capital, cuya gloria comparte el gran químico con Priestley y Scheele en lo que respecta al oxígeno, eligió para los dos gases los nombres de *oxígeno* y *ázoe*, conocidos hoy universalmente.

Desde entonces acá se han empleado varios métodos para la determinación exacta de las proporciones, en volumen ó en peso, que existen entre el ázoe y el oxígeno del aire atmosférico. Las cifras que el mismo Lavoisier tenía por inexactas han sido modificadas y reducidas á las que más arriba hemos dado. El udiómetro, cuyo uso para hacer la síntesis del agua hemos explicado ya, lo emplearon también Gay-Lussac y Humboldt para el análisis voltamétrico del aire, análisis que se hace asimismo sencillamente mediante ciertos cuerpos muy ávidos de oxígeno, como el ácido pirogálico y el fósforo. Una vasija con mercurio, una probeta graduada y un fragmento de fósforo es cuanto se necesita para esta última operación, que si no da un resultado de exactitud recomendable, tiene á lo menos el mérito de ser pronta y fácil. El método adoptado por Dumas y Boussingault (1) obvia las dificultades inherentes á la evaluación incierta y delicada de los volúmenes: sólo se requiere hacer pesadas.

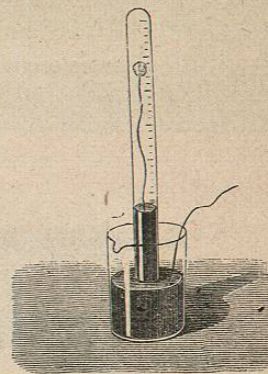


Fig. 16.—Análisis del aire por la combustión lenta del fósforo

¿Tiene el aire en todas partes la misma composición en oxígeno y en nitrógeno? ¿No cambia la proporción de ambos gases cuando el aire analizado, en lugar de haber sido recogido cerca del suelo en las llanuras, lo ha sido en las cumbres de las montañas, ó desde un globo, en las más altas regiones aéreas á las que han podido llegar los aeronautas? ¿No cambia con la latitud ó mejor aún con los climas? Finalmente, ¿subsiste constante con el tiempo en un mismo lugar? Todas estas

(1) He aquí, según la *Química general* de Schutzenberger, la descripción de estos dos métodos de análisis:

“Pónese en presencia del fósforo en frío un volumen dado de aire á temperatura y presión conocidas. Cuando cesa la disminución del volumen se mide de nuevo el gas anotando la temperatura y la presión. Refiriendo, en virtud del cálculo, los dos volúmenes de aire á cero y 760 milímetros de presión, y restando el segundo del primero, se tiene el volumen de oxígeno: el segundo número representa el de nitrógeno. Hácese la absorción por el fósforo en frío introduciendo una bola húmeda de este cuerpo, fijo á la punta de un alambre, en un tubo graduado que contenga el aire confinado sobre el mercurio (fig. 16). Déjense pasar doce horas y se saca la bola de fósforo para medir el residuo.

„Los señores Dumas y Boussingault han determinado la composición del aire por el método de las pesadas y por medio del aparato representado en la fig. 17. Una gran redoma B, cerrada con una armadura metálica provista de una llave R, se pone en relación con un tubo lleno de cobre metálico reducido por el hidrógeno y armado de llaves *rr'*, que permiten hacer también en él el vacío. Se ha averiguado de antemano el peso de este tubo. Cuando se ha calentado el cobre al rojo de una parrilla, se abre la llave *r'* de la parte de entrada, y entonces el aire se precipita en el tubo, cediendo en seguida su oxígeno al metal. A los pocos minutos se abre la llave *r* así como la R, y el gas nitrógeno pasa á la redoma vacía. Las llaves quedan abiertas, el aire afluente, y conforme va pasando al tubo abandona su oxígeno, de suerte que lo que recibe la redoma es nitrógeno puro. Cuando está llena, se cierran todas las llaves. En seguida se pesan por separado la redoma y el tubo con el nitrógeno, y luego se los vuelve á pesar después de hacer en ellos el vacío. La diferencia entre estas pesadas da el peso del nitrógeno. El del oxígeno lo da el exceso de peso que durante el experimento ha adquirido el tubo que contiene el cobre. El aire que penetra en el tubo y en el globo se purga previamente de su ácido carbónico y de su vapor de agua, pasando por el tubo y los aparatos L, f, O, z llenos de potasa líquida muy concentrada ó provistos de ácido sulfúrico concentrado y puro. En estos experimentos no se han tenido en cuenta los vestigios de hidrógeno carbonado que hay en la atmósfera.”