

otro un anillo que sirve de asa para cogerle y tirar de él. Mientras los dos hemisferios, puestos en contacto, contienen aire entre sí, se les separa sin dificultad, porque hay equilibrio entre la fuerza expansiva del aire interior y la presión exterior de la Atmósfera; mas hecho el vacío, no es posible se-

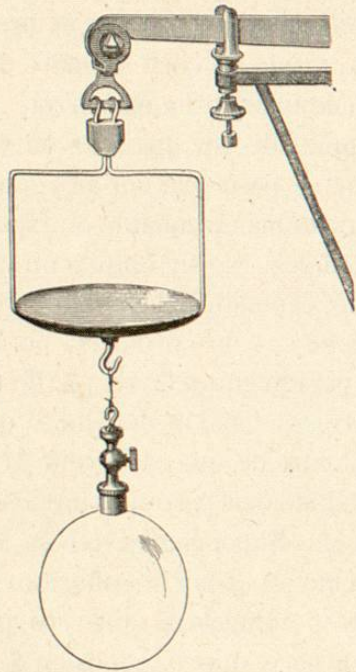


Fig. 15.— EXPERIMENTO DE OTTO DE GUERICKE

pararlos sin un gran esfuerzo. En una de sus pruebas, el sábio burgomaestre hizo tirar cada hemisferio por *cuatro vigorosos caballos* sin conseguir separarlos; su diámetro era de 65 centímetros, lo que da la cifra de 3,428 kilogramos para la presión atmosférica ejercida en el sentido de la resistencia.

La presión de la Atmósfera sobre un centímetro cuadrado de superficie es equivalente al peso de una columna de mercurio cuya altura sea de 76 centímetros, lo cual corresponde á 1 k. 033.

Es fácil (y curioso) deducir de esto que, calculándose en metro y medio cuadrado, ó sean 15,000 centímetros cuadrados, la superficie de un hombre de estatura regular, cada persona soporta una carga de 15,500 kilogramos!

Si tan enorme presión no nos aplasta bajo su peso, consiste en que no se ejerce sola-

mente en sentido vertical; pues como el aire nos rodea por todas partes, su presión se trasmite á nuestro cuerpo en todos sentidos, y por consiguiente, se neutraliza. El aire penetra libremente y con toda su presión en las cavidades mas recónditas de nuestro organismo; así es que soportamos de dentro á fuera la misma carga que de fuera á dentro, y en su consecuencia, ambos pesos se equilibran exactamente. Este principio se demuestra fácilmente con el aparato llamado *rompe-vejigas*.

Tomemos un cilindro de vidrio cerrado herméticamente en su parte superior con un pedazo de pergamino, y apliquemos el otro extremo á la platina de la máquina neumática (fig. 17). Apenas empieza á practicarse el vacío dentro del cilindro, se deprime la membrana por efecto de la presión atmosférica, y no tarda en estallar con una fuerte detonación causada por la entrada brusca del aire.

Lo contrario sucede si se disminuye la presión exterior. Colocando un pájaro en el vacío de la máquina neumática, vemos que su cuerpo se infla, su sangre brota con violencia, y poco después, la ave muere, víctima de una especie de explosión inversa de la precedente.

Mas adelante veremos que las ascensiones verificadas á grandes alturas confirman también este hecho. Cuando se llega á las regiones en que el aire está notablemente enrarecido, los miembros se hinchan, y la sangre tiende á escaparse de la epidermis á consecuencia de la falta de equilibrio entre su propia tensión y la del aire exterior.

Es entretenido cerciorarse de la presión atmosférica por medio de un experimento muy sencillo: para ello, se llena exactamente de agua un vaso, y se aplica á su parte superior una hoja de papel: entonces puede volverse el vaso sin que el líquido caiga, debiendo atribuirse este efecto á la presión normal que la Atmósfera ejerce sobre la hoja de papel. La misión de esta

consiste en impedir el movimiento individual de las moléculas líquidas, que sin ella obedecerían separadamente á la acción de la gravedad, al mismo tiempo que el aire se introduciría en el vaso. Sin embargo, si la abertura fuese suficientemente pequeña, la adherencia del líquido contra las paredes del vaso produciría el mismo efecto, siendo

entonces inútil el papel. Esta es, por ejemplo, la causa de que, cuando se practica una pequeña abertura en la parte inferior de un tonel lleno, el líquido no se derrama, pues para ello es preciso *dar aire* á la parte superior merced á una segunda abertura. El pequeño tubo llamado pipeta, que conserva el vino mientras el dedo permanece



Fig. 16.—HEMISFERIOS DE MAGDEBURGO

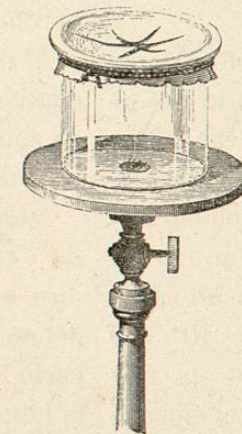


Fig. 17.—PRESION ATMOSFERICA. RUPTURA DE EQUILIBRIO



Fig. 18.—PRESION ATMOSFERICA BAJO UN VASO DE AGUA

aplicado á su extremo superior, funciona en virtud del mismo principio.

Acabamos de decir que allí donde se hace el vacío, la presión del aire atmosférico viene á ser de 1 k. 033 por centímetro cuadrado. Esta presión es la que mantiene la lapa adherida á la roca, cuando, por la contracción, dicho molusco hace el vacío debajo de su concha. La mosca bombando el aire y pegándose al techo nos suministra otro ejemplo. Las ventosas aplicadas á los miembros están basadas en el mismo principio, y á cada paso la observación puede ofrecernos un hecho orgánico fundado en los efectos de la presión atmosférica.

Tales son los casos generales y los experimentos que han demostrado la realidad del peso del aire y su valor numérico, dando origen al instrumento destinado á la medida permanente de dicho peso: al barómetro. Ahora conviene aplicar estas nociones á la extensión de la Atmósfera, que ya

hemos procurado apreciar en el capítulo precedente.

En el fondo del océano aéreo, la presión sostiene la columna barométrica á la altura media de 760 milímetros, sea cual fuere el diámetro del tubo.

Diferentes experimentos repetidos muchas veces por los físicos mas hábiles y cuya completa exactitud se ha comprobado, han demostrado que el peso del aire á 0° de temperatura, y bajo una presión de 760 milímetros, está con respecto al peso de un volumen igual de mercurio, en la relación de la unidad á 10,509; es decir, que 10,509 milímetros cúbicos de aire, por ejemplo, pesan tanto como uno de mercurio. De aquí se sigue que es preciso elevarse 10,509 milímetros, ó sean 10 metros y medio, para que el mercurio descienda 1 milímetro en el tubo del barómetro. Si la densidad de las capas de aire fuese la misma en todas partes, fácilmente se podría deducir del



resultado anterior, no tan solo la altura de cualquier sitio en que se hubiese observado el barómetro, sino tambien la total de la Atmósfera. Y en efecto, claro está que si un descenso de 1 milímetro en la altura del barómetro corresponde á un cambio de sitio en sentido vertical de 10<sup>m</sup>,509, otro de 760 milímetros, que es la altura total del barómetro, debería corresponder á 10<sup>m</sup>,509 multiplicados por 760, ó sean 7986 metros.

Tal sería la altura de la Atmósfera si su densidad continuara á la par de la elevación, pero ya hemos visto que sus capas inferiores son mas densas que las superiores, de donde resulta que para que el mercurio del barómetro descienda 1 milímetro será menester recorrer en altura un espacio que excederá tanto mas de 10<sup>m</sup>,509 cuanto que el observador se halle en una capa de aire mas enrarecida ó mas elevada sobre el nivel de los mares ó del suelo.

Halley es el primero que ha procurado calcular una fórmula que permita obtener las alturas por medio de las observaciones barométricas.

En el capítulo precedente hemos visto que á consecuencia de los estudios de Mariotte, se ha reconocido que el aire se comprime proporcionalmente al peso de que está cargado, ó á las presiones á que se le somete. Dedúcese de aquí, en virtud de un cálculo muy sencillo, que si se asciende verticalmente en la Atmósfera á alturas sucesivas que crezcan en progresión aritmética, la densidad de las capas de aire correspondientes disminuirá en progresión geométrica. (Ahora bien, siendo estas densidades proporcionales á las alturas del mercurio en el barómetro, resulta de aquí que la diferencia de nivel entre dos puntos de observación será proporcional á la diferencia de los logaritmos de las alturas del barómetro.)

Esta progresión sería cierta si la temperatura fuese en todas partes la misma, y el cálculo de las alturas tan poco complicado

como si admitiera una densidad constante; pero la temperatura del aire disminuye á medida que uno se eleva, y por lo tanto, la ley de la variación de las densidades no es ya tan sencilla, puesto que las capas superiores están mas condensadas por el frío que las inferiores. La variación de la temperatura con la altura es bastante complicada, como lo veremos despues; y esta circunstancia complica á su vez la medida barométrica de que ahora nos ocupamos.

Al propio tiempo, las capas atmosféricas contienen siempre cierta cantidad de vapor de agua, cuyo peso se agrega irregularmente al del aire que se supone seco.

Además, el peso de un cuerpo cualquiera, y por consiguiente, el de una capa de aire, es tanto menor cuanto mas distante del centro de la Tierra se halla. Por otra parte, la gravedad de los cuerpos varía con la latitud, á causa de la fuerza centrífuga producida por el movimiento de rotación diurno, y por lo tanto es evidente que para poder emplear indistintamente una misma fórmula para el cálculo de las observaciones hechas en los diferentes puntos del globo, se requiere que contenga la latitud del sitio de observación como elemento variable.

Laplace ha consignado en su *Mecánica celeste* las correcciones á que dan lugar estas diversas causas en la medida de las alturas, y ha deducido de la teoría solamente una fórmula cuya exactitud ha venido á confirmar un gran número de experimentos. En la práctica se abrevian los cálculos que requiere la fórmula de Laplace, y se hace uso de tablas, siendo la mas cómoda de estas la que publica cada año el *Anuario de la oficina de longitudes*.

Para averiguar la altura de una montaña, dos personas, provistas de instrumentos comparados, y colocadas, la una en la cumbre y la otra al pié de aquella, observan en un momento dado la altura del barómetro; teniendo cuidado de observar al mismo tiempo los termómetros que se hallan adap-

tados á las monturas de aquellos instrumentos, y que están destinados á marcar la temperatura del aire libre. En rigor basta la compulsa de dos observaciones; pero conviene multiplicar las determinaciones siempre que se pueda, porque de este modo hay menos probabilidades de incurrir en un error.

Un observador aislado y provisto de buenos instrumentos puede tambien determinar con suficiente exactitud la diferencia de nivel de dos puntos poco distantes, si tiene cuidado de observar el termómetro y el barómetro en el punto inferior, en el momento de su partida y á su regreso. La comparación de estas observaciones le dará la marcha horaria de ambos instrumentos.

Cuando, despues de una larga série de observaciones, se ha conseguido determinar las alturas medias del termómetro y del barómetro en un sitio cualquiera, pueden emplearse para calcular la elevación absoluta de dicho sitio, tomando como ob-

servaciones correspondientes las alturas medias de aquellos instrumentos al nivel del Océano.

Hemos visto que al nivel del mar y á 0° de temperatura es preciso elevarse á 10 metros y medio para que el mercurio descienda 1 milímetro; pero no podemos añadir que elevándose 21 metros el mercurio descenderá 2 milímetros, ni suponer que se observará una disminución barométrica de 1 milímetro por cada 10 metros y medio de ascension. Al contrario, la disminución de la gravedad atmosférica adquiere en breve una notable rapidez. Se ha hecho ya un número bastante considerable de observaciones barométricas á diferentes alturas para que podamos representarnos exactamente este decrecimiento, no ya teóricamente, sino por observaciones directas.

Reuniendo una série de estas, hechas á alturas muy diferentes, tendremos el siguiente cuadro. Las alturas están calculadas partiendo de la temperatura de cero grados:

|  | Altitud | Altura del barómetro |
|--|---------|----------------------|
| Al nivel del mar.  | 0       | 760                  |
| Altura media del Observatorio de Paris.  | 65      | 756                  |
| Altura media de Estrasburgo (Herreinschneider).                                    | 144     | 751                  |
| Altura media del Observatorio de Tolosa (Petit).                                   | 198     | 746                  |
| Dijon, Costa de Oro, (Perrey).   | 245     | 742                  |
| Observatorio de Ginebra (Plantamour).  | 408     | 726                  |
| En Rodez, Aveyron, (Blondeau).   | 630     | 709                  |
| En la cumbre del Vesubio (Palmieri).   | 1200    | 660                  |
| En Guatemala (R. P. Canudas).  | 1480    | 641                  |
| En Guanajuato (Humboldt).  | 2084    | 600                  |
| En el Hospicio del Gran San Bernardo.  | 2478    | 563                  |
| En la cima del Faulhorn (Bravais).   | 2674    | 555                  |
| En la ciudad de Quito (Fouqué).  | 2808    | 534                  |
| En la cumbre del Etna (Elias de Beaumont).   | 3320    | 510                  |
| En muchas ascensiones aerostáticas (Flammarion).                                   | 4000    | 475                  |
| En la cumbre del Monte Blanco (Ch. Martins).                                       | 4800    | 424                  |
| En el Chimborazo (Humboldt y Bonpland).  | 6100    | 330                  |
| En la cumbre del Ibi-gamin, la montaña mas alta á que se ha subido (Schlaginweit). | 6704    | 340                  |
| En una ascension aeronáutica (Gay-Lussac).   | 7000    | 325                  |
| En otra id. id. (Bixio y Barral).  | 7000    | 320                  |
| En otras muchas (Glaisher).  | 8000    | 274                  |
| En la mayor ascension (Glaisher).  | 11000   | 165                  |

La altura del barómetro disminuye, pues, rápidamente á medida que el observador se eleva sobre el nivel del mar, pero á este mismo nivel no es la misma en toda la su-

perficie del globo. En el ecuador es mas baja que en los trópicos. De una parte á otra del ecuador, donde corregida de la gravedad, es de 758 milímetros, se eleva



hasta el 33° de latitud alcanzando allí 762 milímetros. Después decrece hasta el 43° (762 mm.) quedando estacionaria hasta el 48°. Luego continúa decreciendo hasta el 64°, donde baja á 753 milímetros. Por último, desde allí vuelve á subir hasta las más remotas latitudes observadas, que son las del Spitzberg, en el 75°, donde la altura del

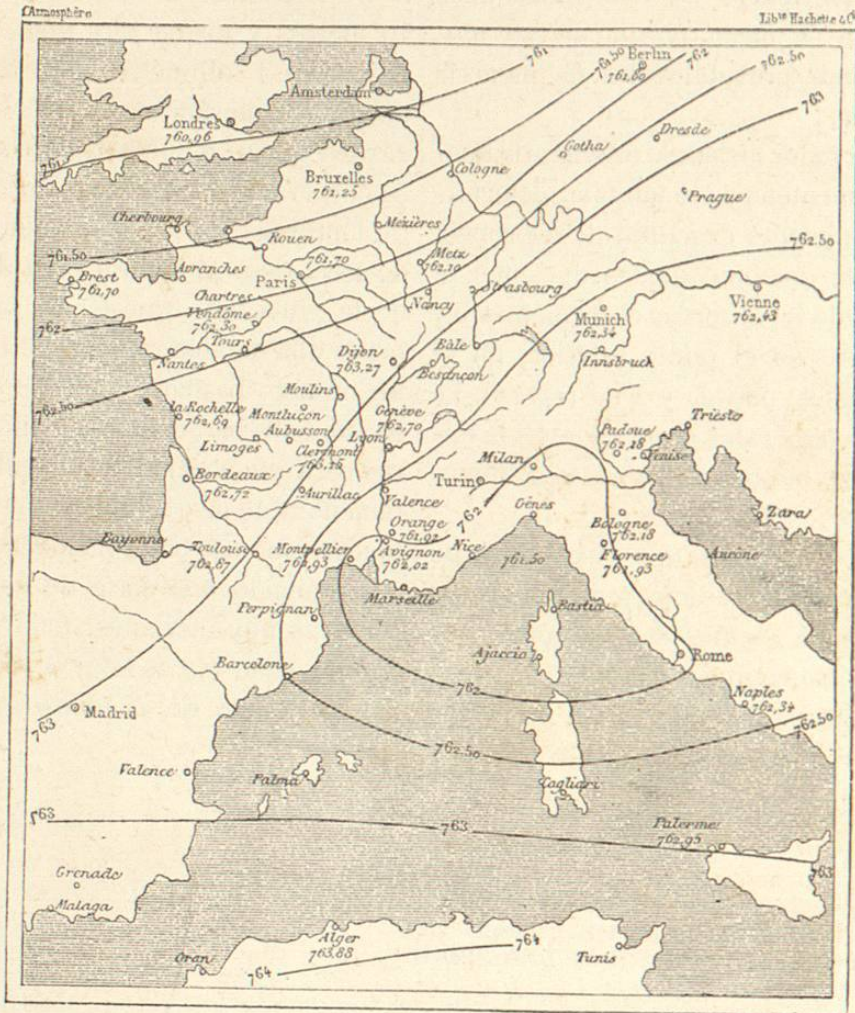


Fig. 19.— CARTA DE LAS LÍNEAS ISOBARAS DE FRANCIA

barómetro es de 768 milímetros. Entre la presión del 33° y la del 64° hay por consiguiente 12 milímetros de diferencia.

Estas variaciones en la presión atmosférica se deben probablemente á los vientos alisios y á las corrientes superiores, que levantan ligeramente la masa entera de la Atmósfera.

Fácilmente se concibe que la latitud pueda tener una influencia en la presión del aire, puesto que las condiciones de temperatura, de gravedad y de movimiento rotatorio varían con ella; pero no es posible explicar con tanta facilidad la de la longitud, y sin embargo, existe. A igual latitud,

la presión media de la Atmósfera es 3mm,5 más fuerte en el Océano Atlántico que en el Pacífico.

La altura del barómetro cambia á cada momento; á pesar de lo cual, examinando las alturas medias, puede trazarse una carta de las líneas de igual presión media ó *isobaras* en la superficie de nuestro planeta, trabajo hecho por M. Renou, nuestro sábio colega de la Sociedad meteorológica, por lo que respecta á la Francia.

Se ha trazado la carta de las líneas isobaras de Francia con arreglo á cierto número de series de observaciones hechas con buenos instrumentos á altitudes conocidas.

Estos puntos están indicados en ella juntamente con las alturas barométricas reducidas al nivel del mar: para hacer esta reducción, el autor se ha valido de las temperaturas que resultan del trazado de las isotermas de Francia, teniendo en cuenta las correcciones de variación de la gravedad en latitud y altitud; pero como esta altitud se refiere en todas partes á mesetas, la corrección se ha reducido á los  $\frac{5}{8}$  de la que correspondería á alturas en globo, según los cálculos de Poisson.

Este trabajo es análogo al publicado hace cincuenta años por A. de Humboldt para la distribución de la temperatura en la superficie del globo.

Las líneas de igual presión ó *isobaras* están primeramente distribuidas con bastante irregularidad cuando se va de N. á S.; se dirigen de O. S. O. á E. N. E.; la línea isobara de 761 milímetros pasa por el mediodía de Inglaterra y de los Países Bajos; la de 762<sup>mm</sup>,50 cerca de Tours y de Nancy; pero el centro de Francia presenta una línea de presión máxima muy notable; la línea isobara de 763 milímetros atraviesa diagonalmente la Francia pasando cerca de Estrasburgo, Dijon, Clermont y Toulouse, y por el otro lado, hacia el S. E. la presión disminuye, alcanzando un mínimo no menos notable en el golfo de Génova donde queda reducida próximamente á 761<sup>mm</sup>,50.

La curva de 762 es cerrada, y su trazado bastante bien conocido, á causa de los numerosos puntos en que se han hecho buenas observaciones. La isobara de 764 milímetros que pasa inmediata á Orán y algo más distante de Argel, se prolonga necesariamente al O. poco más ó menos paralela á la anterior.

En el Atlántico se advierte un máximo de presión á los 35° de latitud N. y un mínimo hacia la Islandia; á los 5° al N. del ecuador se advierte asimismo un mínimo así como otro máximo considerable á los 16° de latitud S. hacia Santa Elena; por último al S. del cabo de Hornos se encuentra

el mínimo principal del mundo, no excediendo allí de 745 milímetros.

En el continente asiático, la presión es enteramente diferente, ofreciendo la Siberia un máximo de unos 768 milímetros entre Nertchinsk y Barnaul.

La principal dificultad en el cálculo de las altitudes consiste en conocer el nivel medio del mar. El equilibrio no es absoluto en la superficie de los mares; en su nivel influyen muchas causas, como la fuerza centrífuga en la zona ecuatorial, los vientos, la presión barométrica y la temperatura, á las que podemos añadir la configuración de las costas, que da á la acción de los vientos, y á la de la marea un efecto diferente. Todo el mundo sabe que el mar sube con más rapidez que baja; cuando los golfos son algo cerrados, este efecto es más notable; y á lo largo de las costas, el mar debe ser más alto que á cierta distancia.

El nivel del mar en Marsella es 80 centímetros más bajo que el nivel medio del Océano en nuestras costas. El Mediterráneo debe formar un plano inclinado que va en descenso desde el estrecho de Gibraltar hasta las costas de Siria. La última nivelación del Mediterráneo al mar Rojo efectuada en Egipto, ha demostrado que este último es más alto que aquel. Es fácil ver que estos mares deben tender á bajar, por cuanto reciben mucha menos agua de la que dejan evaporar, y solo se alimentan merced á los estrechos que los unen con el Océano.

Aquí debemos terminar el bosquejo del primer cuadro general del peso del aire y de su presión sobre la superficie esférica del globo, que siendo hasta cierto punto la estática del mismo, nos allana el camino para pasar en breve á su dinámica. La Atmósfera está en incesante movimiento, por sus cambios parciales, horizontales, verticales y oblicuos en la superficie del globo, resultando de aquí que el peso del aire en un punto dado, ó la altura del barómetro, varía continuamente. El calor solar produce



*variaciones diurnas y variaciones mensuales* regulares, cuya intensidad difiere según las latitudes. El cambio de sitio de las grandes corrientes da origen á su vez á variaciones en gran escala. El cambio de tiempo se anuncia por estas fluctuaciones unidas á la presión general.

Más adelante presentaremos y analizaremos todas las variaciones en la presión barométrica, al hacer la reseña del estado actual de las deducciones de la ciencia relativas al gran problema práctico de la previsión del tiempo.

Sin embargo, no podemos terminar este capítulo sin indicar el peso numérico general de la Atmósfera.

En el momento en que Pascal se dedicaba á sus célebres experimentos sobre la presión atmosférica, publicó, con el título de *¿Cuánto pesa la masa entera de todo el aire que hay en el mundo?* un ligero trabajo tan sencillo como curioso, primer ensayo de todo cuanto se ha compuesto después sobre este asunto, y que desde su principio contiene la respuesta absoluta á la pregunta que acabamos de subrayar.

«Sabemos por estos experimentos, dice, que el aire que hay sobre el nivel del mar pesa tanto como el agua á la altura de 31 piés 2 pulgadas; pero como el aire pesa menos en los sitios más elevados, y no pesa lo mismo en todos los puntos de la Tierra, no puede obtenerse un principio fijo que marque el peso que soportan todos los lugares del mundo, aun cuando si adoptar uno por conjetura, aproximado á la exactitud; así, por ejemplo, se puede establecer que todos los puntos de la tierra en general, considerados como si soportasen una capa igual de aire, sufren una presión análoga á la que les causaría la de una columna de agua de 31 piés de altura, siendo positivo que el error en esta suposición no llega á medio pié de agua.

«Ahora bien; hemos visto que el aire que hay sobre las montañas de 500 toesas de altura pesa tanto como el agua á la de 26

piés 11 pulgadas. Por consiguiente, todo el aire que se extiende desde el nivel del mar hasta la cima de las montañas de 500 toesas pesa próximamente la séptima parte de la altura total.

«Vemos también por esto que si toda la esfera del aire estuviese apretada y comprimida contra la tierra por una fuerza que, empujándola por arriba, la redujese abajo al menor espacio que pudiese ocupar, y la convirtiese como en agua, tendría entonces solamente 31 piés de altura. Toda la masa de aire puede considerarse como si hubiese sido extraordinariamente enrarecida y dilatada, y convertida en ese estado en que la llamamos aire, en el cual ocupa más sitio, no cabe duda, pero conserva también precisamente el mismo peso.

«Y como no hay nada más fácil que calcular cuántas libras pesaría el agua que circundase á toda la tierra á 31 piés de altura, cosa que podría hacer un niño, se averiguaría, valiéndose del mismo medio, cuánto pesa todo el aire de la naturaleza, puesto que es la misma cosa; y si se hace la prueba, se verá que pesa ocho millones de millones de millones de libras.

«He querido tener este gusto, y he hecho la cuenta del modo siguiente: Multiplicando el diámetro de la tierra por la circunferencia de su círculo máximo, resulta que tiene en toda su superficie esférica 16.495,200 leguas cuadradas.

«Es decir, 103.095,000.000,000 de toesas cuadradas.

«Ó sean 3,711.420,000.000,000 de piés cuadrados.

«Y como un pié cúbico de agua pesa 72 libras, resulta que un prisma de agua de un pié cuadrado de base y 31 piés de altura pesa 2,232 libras.

«Luego, si la Tierra estuviese cubierta de agua hasta la altura de 31 piés tendría sobre sí tantos prismas cuadrados de dicha altura como piés cuadrados en toda su superficie.

«Y por consiguiente, soportaría tantas

veces 2,232 libras como piés cuadrados tiene en toda su superficie.

«Luego esta masa entera de agua pesaría 8.283,889.440,000.000,000 libras. Y todo el aire que hay en el mundo pesa lo mismo, es decir, ocho trillones doscientos ochenta y tres mil ochocientos ochenta y nueve billones cuatrocientos cuarenta mil millones de libras.»

Las medidas contemporáneas no han modificado esencialmente este curioso cálculo de Pascal; pero podemos obtener el mismo resultado por otro procedimiento.

La presión atmosférica es de 1 kilogramo 33 gramos por centímetro cuadrado, ó de 103 kilóg. por decímetro cuadrado, ó de 10,330 kilóg. por metro cuadrado.

Una superficie de diez metros cuadrados, que soporta un peso de aire cien veces mayor que el precedente, representa 1.033,000 kilóg.; otra de cien soporta 103.300,000, y otra de mil, 10,330.000,000; diez mil trescientos treinta millones de kilogramos de aire.

Ahora bien; la superficie total del globo consta de unos 510 millones de kilómetros cuadrados. Multiplicando la cantidad anterior por 510 millones se obtiene el peso colossal de 5 trillones 268,300 billones de kilogramos. Á causa de las mesetas que se elevan insensiblemente sobre el nivel del mar debemos admitir 5 trillones (Pascal no ha obtenido más que 4. Este es el peso real de toda la atmósfera terrestre.

Siendo el peso de la Tierra de 5 cuatrillones 875,000 trillones de kilogramos se ve que el de la Atmósfera es próximamente la millonésima parte, ó más exactamente la  $\frac{1}{1,100}$  milésima.

Si toda esta masa de aire estuviera aglomerada en una bola, pesaría tanto como una de cobre macizo de 100 kilómetros de diámetro ó de 75 leguas de circunferencia!

Véase, pues, que el peso del aire está muy lejos de ser insignificante, en vista de lo cual comprenderemos más fácilmente los terribles estragos del viento y de los huracanes de que tendremos que ocuparnos.