corrección especial. Pero los experimentos hechos parecen estar en contradicción con esta indicación de la teoría; y así es que todas las observaciones del péndulo hechas en alta mar, ó en islas, dan una longitud demasiado grande para el péndulo de segundos, indicando un exceso de atracción allí donde ésta debiera ser menor, si tuviese aplicación la ley de Clairaut; por el contrario, las observaciones hechas en las estaciones continentales dan una longitud demasiado corta, y por consecuencia, muy poca fuerza actractiva. "No hay nada más sorprendente por este concepto, dice M. Faye en una Memoria recién publicada sobre tan interesante cuestión de la física del globo, que las últimas observaciones de los ingleses en las Indias. En la numerosa serie de medidas verificadas hasta en la mole del Himalaya, fué imposible descubrir el menor indicio de la presencia de dicha mole, al paso que con el mismo instrumento se encontraría una diferencia de atracción entre el pie y la cúspide de una de las pirámides de Egipto.„

Ignórase la causa de estas anomalías, ó por lo menos los sabios no están de acuerdo acerca de este punto. Saigey admite la suposición de que "á igualdad de latitud el nivel de las aguas está *rebajado* en medio del Océano, de suerte que se acerca más al centro del globo; y que, por el contrario, este nivel es más alto en la inmediación de las grandes tierras, y por consiguiente más apartado de dicho centro.„ En esta hipótesis, las desigualdades advertidas procederían simplemente de las diferencias de distancia de los puntos de observación al centro de la Tierra.

Sir Airy, director del Observatorio de Greenwich, explica la falta de atracción observada en el Himalaya, suponiendo que "esta cordillera tiene una densidad igual á la de las capas superficiales, y en virtud de su peso penetra por su base en las capas todavía líquidas del interior cuya densidad es mayor, de suerte que el exceso de su atracción arriba está compensado por la falta de atraccción del líquido desalojado abajo.„

Pero M. Faye hace observar que esta ingeniosa suposición no se adapta á los fenómenos contrarios observados en alta mar con el péndulo, por lo cual propone una hipótesis que se puede resumir en sus puntos esenciales del modo siguiente:

El espesor de la costra sólida es menor bajo los continentes que bajo los mares. En efecto, la masa líquida tiene mayor conductibilidad calorífica que las rocas de la superficie; y por consiguiente, el núcleo fluido interno se enfría mucho más de prisa bajo el mar que bajo los continentes, de suerte que en la sucesión de los tiempos la solidificación ha sido allí más considerable. M. Faye supone además que la densidad de la costra es mayor que la de la capa fluida que limita el núcleo, de donde se sigue la atracción más fuerte de las estaciones marítimas.

Sea de todo ello lo que fuere, lo cierto es que las observaciones del péndulo revelan irregularidades, bien en la forma ó ya en la constitución interior de la Tierra, irregularidades cuya causa no se ha averiguado todavía con exactitud, pero que no dejan de suscitar importantísimas cuestiones referentes á la física del globo.

Vamos ahora á demostrar cómo se las ha aprovechado para resolver un problema no menos interesante, el de la densidad del planeta.

CAPÍTULO II

DENSIDAD DE LA TIERRA

I

DENSIDAD DE LA TIERRA DETERMINADA POR LAS OBSERVACIONES DEL PÉNDULO

Conocidas ya las dimensiones de nuestro globo, fácil es calcular con suficiente exactitud su volumen, que en rigor depende de la de las dimensiones lineales. Considerándolo como un elipsoide de revolución, cuyos radios polar y ecuatorial son los expresados en la página 120, se ve que contiene 1.079,540 millones de cubos de un kilómetro de lado. Ahora, si fuese posible conocer la densidad media de la Tierra, es decir, la que tendría si, permaneciendo invariable su masa, fuese homogénea la materia de que está formada, es obvio que bastaría una simple multiplicación para conocer esta masa.

Aquí aparece de nuevo la dificultad que resulta de la imposibilidad en que estamos de explorar directamente las capas interiores de la Tierra. Fácil es averiguar merced á la observación la densidad de las capas de la corteza, por cuanto están formadas de terrenos ó de rocas que tenemos á nuestro alcance; el elemento líquido ó la masa de las aguas tiene asimismo una densidad conocida; pero la investigación inmediata no pasa de aquí. Y aun cuando se pudiera deducir de ella con bastante verosimilitud la densidad de las capas hasta la profundidad á que empieza, según ciertos geólogos, el núcleo fluido, por ejemplo á 60 kilómetros, tan sólo conoceríamos la masa de una parte relativamente pequeña del globo, menos de la quinta parte. Más de los ocho décimos del volumen quedarían sin poder medir.

Por fortuna, hay varios métodos gracias á los cuales es posible calcular ese precioso elemento de la densidad media de la Tierra, y como todos están basados en fenómenos de gravedad y de atracción, su descripción no huelga en modo alguno en este libro.

Todos estos métodos tienen en el fondo el mismo principio, que consiste en comparar la acción íntegra de la gravedad del globo terráqueo con la que produce una masa limitada, accesible á la observación, y cuyo volumen, densidad y peso se pueden medir con exactitud.

Según las leyes conocidas de la atracción terrestre, la intensidad de la gravedad varía con la latitud, y ya hemos visto que la observación del péndulo nos da á conocer estas variaciones. Un péndulo de longitud invariable transportado á diferentes distancias del ecuador da por día un número de oscilaciones tanto mayor cuanto más elevada es la latitud del lugar de observación, ó lo que es lo mismo, la longitud del péndulo de segundos es tanto más considerable cuanto más cerca se está del polo. Para que las observaciones de este género sean comparables, hay que corregirlas refiriéndolas al vacío, á cero del termómetro y al nivel del mar.

Esta última corrección es necesaria, puesto que la fuerza de gravedad depende de la distancia á que el cuerpo pesado se halle del centro de atracción, y por consiguiente va disminuyendo según que la altitud disminuye.

De aquí resulta que se puede calcular, ya la longitud del péndulo de segundos, ó bien el número de oscilaciones de un péndulo invariable, cuando se da la latitud del lugar de observación. Para los diferentes puntos de un paralelo, estos números, referidos al nivel del mar, serían en todas partes idénticos, prescindiendo de los errores de observación.

Supongamos, pues, que en dos estaciones A, B, poco distantes y situadas casi en el mismo paralelo se observa el péndulo; que se cuenta, por ejemplo, el número de sus oscilaciones en un día; y luego, que se hacen las correcciones oportunas para referir el resultado al mismo nivel que el del Océano. Claro está que las cifras obtenidas en las dos estaciones deberían ser idénticas si la altitud de los lugares fuese la misma. Si hay una diferencia superior á los errores probables de observación, consistirá en que alguna influencia local habrá modificado la marcha del péndulo, ya en una, ya en otra de ambas estaciones. Si la cumbre B es la de una alta montaña, la acción de la masa de esta montaña será la que haya producido el efecto de que se trata, el cual consistirá en un aumento en el número de las oscilaciones del péndulo en la estación B. En A era la masa de la Tierra la que producía su acción, considerada como una esfera sola; en B es la misma masa aumentada con la de la montaña (fig. 109). Compréndese, en vista de esto, que sea posible deducir la relación que existe entre la masa de la montaña y la masa terrestre, y como conocemos ó podemos calcular la densidad y el volumen de la primera de estas cantidades, otro tanto podemos hacer respecto del volumen del globo. Merced, pues, al cálculo será posible averiguar la relación que media entre las densidades de que tratamos.

Fig. 109.—Influencia de la atracción de las montañas en el péndulo

Bouguer y La Condamine, los dos sabios franceses á quienes la Academia de Ciencias envió al Perú con objeto de determinar la figura de la Tierra, se valieron por vez primera de este método. Observaron el péndulo á la orilla del mar, en Pará; después en Quito, á una altitud 1,466 toesas mayor que la primera, y por último en el Pichincha, á 2,225 toesas sobre el océano. Aquel primer ensayo de la solución de tan importante problema dió un resultado exagerado, pues la densidad de la Tierra hubiera sido cuatro veces y media tan grande como la de la cordillera de los Andes.

En 1821, Carlini y Plana hicieron observaciones con el péndulo en el Mont-Cenis, y de su comparación con las de Biot en Burdeos dedujeron 4,39 como densidad media del globo, tomando por unidad la del agua.

Airy y Whewell se sirvieron en 1827 del mismo método, aunque de distinto modo. Los dos sabios compararon las oscilaciones del péndulo en la superficie del suelo y á 372 metros de profundidad en las minas de Doboath en Cornualles, y obtuvieron 6,57 como densidad de la Tierra.

Finalmente, observando M. Cazin en la isla de San Pablo en 1874, durante la expedición que tuvo por objeto estudiar el paso de Venus por el Sol, vió que la duración de una oscilación de su péndulo era de $0^s,997331$, mientras que el cálculo daba $0^s,997477$ para la latitud de San Pablo y la altitud del punto de observación. La diferencia prueba que la aceleración es mayor de lo que indica la teoría, y que el aumento de $^1/_{3000}$ próximamente que resulta se debe á la atracción local producida por la montaña de la isla. Pero todavía no está terminado, que sepamos, el cálculo de la densidad de la Tierra que se podrá deducir de esta observación.

II

DETERMINACIÓN DE LA DENSIDAD DE LA TIERRA POR LA DESVIACIÓN DE LA PLOMADA CAUSADA POR LA ATRACCIÓN DE LAS MONTAÑAS

La atracción de las montañas se nota también de otro modo, y da lugar al segundo método del cálculo de la densidad de la Tierra.

Supongamos un observador provisto de una plomada y trasladándose sucesivamente al Norte y al Sur de una montaña M (fig. 110). La mole montañosa atraerá la pesa de la plomada, resultando de ello una desviación. Si no hubiera mediado esta atracción local, la vertical observada en A hubiese sido zA, pero la desviación hará tomar al hilo la dirección za; en B, en vez de la vertical z'B, se observará la línea $z'b$.


BOUGUER

Síguese de aquí que si el observador calcula la diferencia de latitud de las estaciones por la observación de la distancia meridiana zenital de una misma estrella, hallará un ángulo mayor que el que obtendría deduciendo esta diferencia de la distancia A B medida por los métodos geométricos. El exceso será casi doble de la desviación de la vertical. Si se opera á un mismo lado de la montaña, bien sea al Norte ó al Sur, la diferencia de latitud procederá de la diferencia de las desviaciones, no de su suma, como se comprenderá fácilmente, aplicando el raciocinio que precede al caso representado en la figura 111.

Si la observación permite comprobar la desviación indicada así por la teoría, compréndese que la atracción de la montaña se podrá comparar con la de todo el globo terráqueo, y que se tendrá de este modo la relación entre la masa de la montaña y la de la Tierra.

Lo mismo que con el primer método, se puede llegar á conocer la densidad media de las rocas de la masa que se ha de calcular y su volumen; por otra parte, se tiene también el del globo, y por consiguiente será posible deducir de todos estos datos la densidad media del planeta.

A Bouguer y La Condamine les corresponde también el honor de haber apelado por primera vez á este método. Observaron la desviación de la plomada producida por la masa del Chimborazo; pero las dificultades con que tropezaron no les permitieron llegar á un resultado que se acercara á la exactitud; el rigor del clima y la furia del viento contrarió la precisión de sus observaciones, y la cifra que dedujeron les hizo creer, más aún que la que habían obtenido en el Pichincha por el método del péndulo, que el

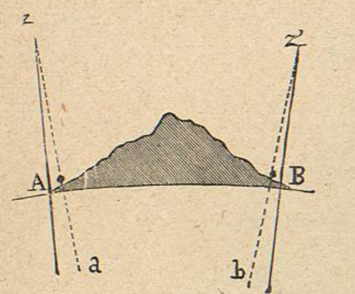

Fig. 110.—Desviación de la plomada por la atracción de una montaña

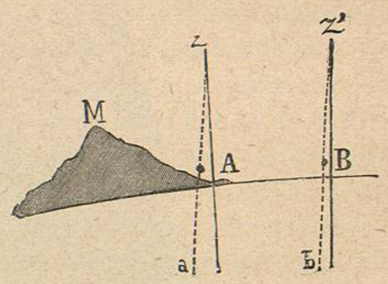

Fig. 111.—Atracción de una montaña: desviación de la plomada en dos puntos situados al Norte ó al Sur

Chimborazo es tan hueco como macizo; la naturaleza volcánica del monte les indujo á suponer que había enormes cavidades en los costados del cono (1).

Maskelyne reprodujo en 1774, bajo los auspicios de la Sociedad Real de Londres, el método de las desviaciones de la plomada por la influencia de la atracción de las montañas. Escogió dos estaciones al Norte y al Sur de una montaña cuya masa no es muy considerable, pero que tiene la ventaja de estar enteramente aislada: el monte Schehallien en Escocia. La distancia horizontal entre ambas estaciones era de $1330^{m},25$, lo que á la latitud de unos $57°$ correspondía á una diferencia de $43''$ entre las latitudes de los dos puntos. Pues bien, de la observación de las distancias zenitales de las estrellas, observación que permite el uso de la plomada, resultó que la diferencia era de $54'',6$. Los $11'',6$ de más no podrían proceder sino de la suma de las desviaciones debidas á la atracción de la masa de la montaña, tanto en la estación del Norte como en la del Sur.

Después de una serie de mediciones laboriosas, se calculó el volumen del monte Schehallien así como la suma de las atracciones en cada uno de los puntos de observación, en la hipótesis de que su densidad fuese igual á la del globo terráqueo. Hutton, que se encargó de este trabajo, dedujo que la atracción del monte había debido ser la 9933.ª parte de la atracción del globo, al paso que la desviación producida indicaba la relación de 1 á 17804. La conclusión que se ha de deducir de esto es que la densi-

(1) Renovando Saigey el cálculo de Bouguer, en vista de las dos mejores observaciones de estrellas hechas por ambos sabios, ha obtenido $19''$ de desviación en vez de $7'',5$. *(Física del globo.)* De aquí deduce 1,83 para la densidad media de la Tierra, siendo 1 la del Chimborazo. Es poco más ó menos la misma cifra que Maskelyne dedujo más adelante, empleando el mismo método.

dad de la montaña no llega á la densidad media de la Tierra, siendo menor precisamente en la relación de los números 9933 y 17804. En una palabra, la densidad de la Tierra debía ser 1,80, siendo la del monte Schehallien 1. Pues bien, después de examinar las rocas que componen este monte, se vió que su densidad era igual á 2,61, y, por consiguiente, la del globo es 4,7 con relación á la del agua. M. James ha obtenido por resultado 5,32 como densidad media de la Tierra, aplicando á sus observaciones el mismo método de las desviaciones de la plomada.

III

DENSIDAD DE LA TIERRA: MÉTODO DE CAVENDISH

Como se ve, la ciencia llega á determinar tan fundamental elemento de la física del globo por aproximaciones sucesivas. Por esta causa conviene multiplicar los experimen-

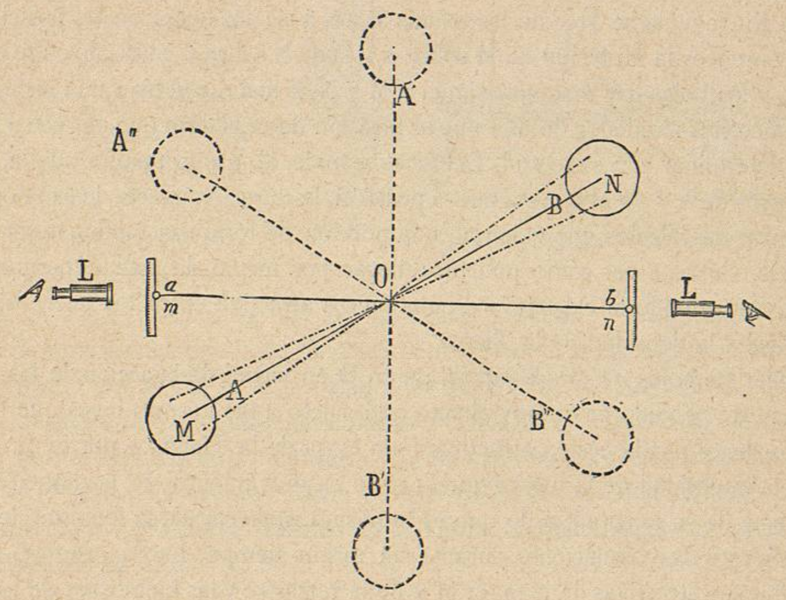

Fig. 112.—Trazado de las observaciones hechas con la balanza de Cavendish

tos y compulsarlos entre sí, valorando cada uno de ellos en razón de la confianza que inspira ó del error probable del resultado.

Fáltanos describir el tercer método, basado en la comparación de las oscilaciones del péndulo con las de una masa sometida á la acción atractiva de otra masa muy próxima. La primera idea de este notable procedimiento se le ocurrió al sabio inglés John Mitchell, que se proponía averiguar lo que hubiera de cierto en las teorías de Newton, ó ver si la fuerza de la gravitación, á la que se deben las leyes de los cuerpos celestes, obra del mismo modo entre pequeñas masas en la superficie del globo.

Pero habiendo fallecido John Mitchell antes de realizar el proyectado experimento, legó su aparato á Wollaston, el cual se lo transmitió á Cavendish. Este presentó en 1798 los resultados de sus trabajos. ¿En qué consiste el aparato que lleva el nombre de Cavendish? ¿Cuál es su principio? Procuraremos darlo á conocer.

Fíjanse dos esferas metálicas *m n* en la extremidad de una ligera varilla *a b*, que está suspendida por su parte media de un finísimo alambre sujeto en el techo de un aposento.

Si se separa la varilla ó una de las bolas de su posición de equilibrio y se abandona el conjunto á sí mismo, habrá una reacción en virtud de la fuerza de torsión del alambre y resultará una serie de oscilaciones pendulares isócronas á una y otra parte de la posición *ab*. Dos miras de marfil graduadas, puestas delante de las bolas y sujetas á la varilla, se mueven con ella y sirven para determinar, mediante la lectura del número de divisiones recorridas, la posición de equilibrio de la varilla y la fuerza de torsión del alambre, y por consiguiente, la fuerza igual que la contrabalancea (fig. 112).

Sentados estos antecedentes, veamos cómo se pone en evidencia la atracción recíproca de las masas contiguas.

Para ello se emplean dos gruesas esferas de plomo M y N, que pesan unas doscientas veces más que las bolas *m* y *n*, y que se pueden colocar en varias posiciones simétricas con relación á la varilla *ab*. Primero se las pone en ángulo recto, de modo que sus centros se hallen á igual distancia de cada una de las bolas, en A' B'. En esta situación y siendo la atracción por una y otra parte la misma, la varilla *ab* permanece en equilibrio. En seguida se acercan las esferas M y N á las dos bolas, en las posiciones AB ó A'' B''; entonces la atracción de M sobre *a* y la de N sobre *b* contribuyen á romper el equilibrio, y las bolas *a* y *b* se aproximan á M y N, y luego efectúan una serie de oscilaciones isócronas alrededor de una nueva posición de equilibrio que merced á las miras se puede determinar con exactitud. Entonces se mide, al mismo tiempo que la distancia de los centros de *a* y de M en esta nueva posición, la duración exacta de cada oscilación.

Sin entrar en cálculos que exigirían una porción de fórmulas matemáticas bastante complicadas, vamos á ver cómo podemos llegar por medio de este experimento, que prueba en cierto modo la existencia de una fuerza atractiva entre los cuerpos, á averiguar la masa y la densidad de la Tierra.

Al oscilar las bolas *ab* alrededor del punto O en virtud de la acción de las masas M y N, forman un péndulo cuyo movimiento está sujeto á las mismas leyes que las de un péndulo oscilante por la acción atractiva de la masa de la Tierra, y por lo tanto puede deducirse la intensidad de la fuerza que lo pone en movimiento, de la duración de sus oscilaciones y de su longitud; ó, lo que es lo mismo, si se calcula la longitud de un péndulo que ejecute las oscilaciones durante un mismo tiempo, habrá proporción exacta entre las fuerzas atractivas de la masa M y de la terrestre y las longitudes de los péndulos isócronos. Mas, como por otra parte las atracciones son proporcionales á las masas y están en razón inversa de los cuadrados de las distancias, se hallará una relación determinada entre la masa M y la masa del globo terrestre. Deducida así esta última, bastará dividirla por el volumen de la Tierra para conocer la densidad media del globo.

Cavendish se sirvió para sus experimentos de una varilla de madera de abeto, reforzada con un alambre de plata. Cada una de las dos bolas pesaba $729^{gr},214$ y las esferas de plomo $157^{k},925$. Todo el aparato estaba metido en una habitación perfectamente cerrada, en la que no penetraba el observador, y para evitar hasta las más leves agitaciones del aire, las bolas pequeñas y la varilla estaban en una caja de caoba que tenía agujeros enfrente de las miras.

Las esferas se manejaban desde la parte de afuera. Por último, unas lámparas alumbraban las miras por una ventanilla provista de un cristal y practicada en la pared, y las observaciones se hacían con anteojos de retículos. La figura 113 representa todos los detalles del aparato y las minuciosas disposiciones tomadas para apartar toda influencia perturbadora, sobre todo las de las variaciones de temperatura.

El resultado obtenido por Cavendish fué el número 5,48, deducido de varias series de experimentos.

Cuarenta años después, Reich repitió las observaciones de Cavendish valiéndose del mismo método, y obtuvo 5,44, luego 5,49 y por último 5,58 en 1849. Baily las reprodujo en 1843 perfeccionando y modificando el aparato y variando la naturaleza y dimensiones de las esferas pequeñas: las hizo sucesivamente de platino, bronce, zinc, vidrio y marfil, y también varió de clase y grosor los hilos de suspensión. Más de 2,000 experimentos hizo este sabio, de los cuales dedujo el número 5,67 como densidad de la Tierra.

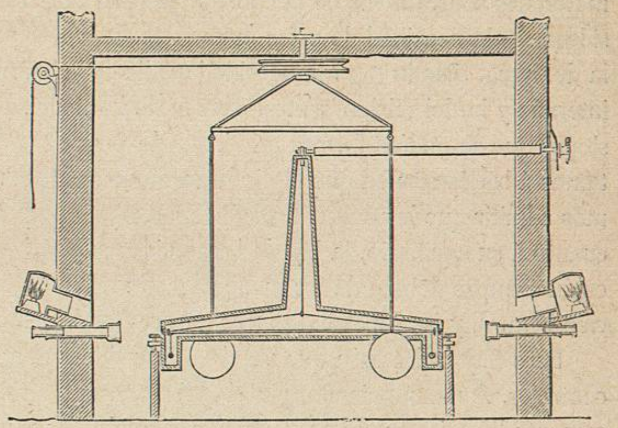

Fig. 113.—Balanza de Cavendish

Finalmente, en 1873, los físicos franceses Cornu y Baille acometieron de nuevo la solución del problema por el método de la balanza de torsión de Cavendish; pero ya fuese con objeto de evitar las perturbaciones, ó ya con el de comprobar los experimentos anteriores, dichos físicos han modificado el aparato de Mitchell. Las masas atraídas eran dos bolas de cobre rojo, cada una de las cuales pesaba 12 kilogramos (1). Para evitar las perturbaciones que hubieran podido proceder de la electricidad, todas las piezas del aparato eran metálicas, y la palanca de la balanza un tubo de aluminio: todas estas partes estaban en comunicación constante con el suelo. Hiciéronse los experimentos en las cuevas de la Escuela politécnica. La duración de las oscilaciones dobles resultó de unos $6^{m}\ 38^{s}$, y los señores Cornu y Baille dedujeron de una serie de 200 oscilaciones el número 5,56 como densidad de la Tierra, creyendo estar seguros de no haberse equivocado en 0,01.

IV

CONSECUENCIAS DE LAS MEDIDAS DE LA DENSIDAD DE LA TIERRA

Así pues, la masa de la Tierra es igual á un poco más de cinco veces y media la masa de un globo de agua de la misma dimensión. Puede, pues, valuarse, por ejemplo, en kilogramos, ó en toneladas de 1.000 kilogramos, pero teniendo muy en cuenta lo que puede entenderse por peso de la Tierra. Sabemos perfectamente lo que entendemos por el peso de una tonelada de 1.000 kilogramos; es el que resultaría pesando en el vacío un metro cúbico de agua pura á 4 grados, efectuando la pesada á la latitud de París y al nivel del mar.

(1) Las dimensiones del aparato estaban reducidas á la cuarta parte. La razón de este cambio consiste en que, según lo hicieron notar los observadores, para duraciones iguales de oscilación la desviación independiente del peso de las bolas está en razón de las dimensiones homólogas (para aparatos geométricamente semejantes). Esta consideración les ha permitido reducir el peso de las masas atrayentes, teniendo dicha reducción la ventaja de haberse podido comprobar la ley de atracción de Newton á distancias distintas.