



Fig. 11.
Transformador Oerlikon de 6 500 KVA

La Central consta de dos grandes edificios: uno, que contiene los turbogeneradores, y otro, destinado a la transformación y salida de líneas.

La Central, construída toda de hormigón, tanto en muros como en pisos, se ha decorado con hormigón moldeado, lo que sin excesivo coste le da buen aspecto, aunque tal vez un poco impropio, por su estilo, para una central eléctrica.

La maquinaria consta de dos grupos, cada uno constituido por una turbina Francis, de eje horizontal, de 7 500 caballos, para trabajar con la altura de salto de 150 m, acoplada a un alternador de 6 000 voltios de la misma potencia; en el extremo lleva el grupo la correspondiente excitatriz.

La turbina está provista de regulador automático y de orificio compensador que abre el mismo regulador cuando tiene que cerrar bruscamente la turbina, aminorándose los golpes de ariete, que las garantías de la casa constructora fijan en un máximo de 15 por 100 sobre la presión normal en la tubería.

Los alternadores son de construcción cerrada, recibiendo la ventilación por galerías que comunican con el exterior, tanto las de aire frío como caliente.

La Central está prevista para tres grupos idénticos, de los cuales sólo se han montado dos. La unión con la tubería se hace por un tubo colector que empalma con las dos tuberías mediante válvulas de mariposa, y tiene tres injertos que corresponden a los tres grupos.

A la entrada de cada turbina hay una llave de compuerta de maniobra hidráulica. Han sido suministrados las turbinas por «Ateliers de Charmilles», antes Picart Pictet.

La instalación eléctrica se reduce a lo siguiente: desde cada alternador va la corriente a 6 000 voltios a las barras colectoras, pasando por un interruptor automático y por los transformadores de medida. Hay

también, a la salida de cada alternador, unos descargadores contra las sobretensiones.

De las barras, pasando por transformadores de medida e interruptor automático, va la corriente a los transformadores, y una vez elevada pasa por otro interruptor automático antes de llegar a barras de alta tensión. De los extremos de éstas parten las salidas de las dos líneas paralelas, de las cuales sólo existe una por el momento. La salida de cada línea tiene interruptor, bobinas de autoinducción, bobinas de protección, entre fase y tierra, y pararrayos de antena, con resistencias líquidas. Todos los interruptores tienen accionamiento eléctrico desde el cuadro.

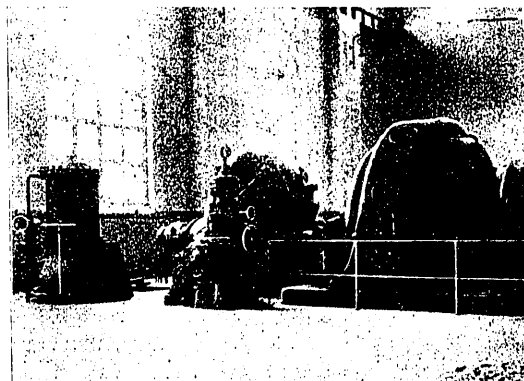


Fig. 12. Interior de la central

Los transformadores elevan de 6 000 a 60 000 voltios, pero están calculados para trabajar a 85 000 voltios, previo un cambio en los devanados de alta. También está prevista para esta tensión la línea construída hasta Bolarque, donde enlaza con las líneas actuales hasta Madrid. Más adelante se piensa prolongar la nueva línea hasta Madrid y entonces se cambiaría la tensión a los 85 000 voltios.

Como anejos de la Central, además de los talleres y almacenes, se ha construído una barriada para los empleados, dotada de abastecimiento de agua y alcantarillado bastante perfectos. Está formada por una casa para la Dirección y el Consejo, varias casas de empleados, capilla, escuela, enfermería, etc. Un trozo de carretera de medio kilómetro y un puente sobre el Júcar la enlazan con la carretera del Estado.

Juan LÁZARO URRÁ
Ingeniero de Caminos

Estado actual de algunas cuestiones de Geofísica geológica

I

Hay materias, como las cuestiones a que se refiere este artículo, que, al parecer, no guardan relación con los asuntos que interesan profesionalmente al ingeniero, pero que, sin embargo, conviene tener presente en varias aplicaciones profesionales. Citaremos, como

ejemplo, el problema de las aguas ascendentes en Canarias, del que se ocupa, en el número del 1.º de septiembre último de esta REVISTA, el ingeniero jefe de Caminos Canales y Puertos, Sr. Suárez Galván, y con motivo del cual discute la moderna teoría de la isotasia. Además, aquellas materias son temas que, aun cuando muchos de ellos constituyen, y constituirán

siempre, verdaderos enigmas, llaman poderosamente la atención de las personas cultas.

Las precedentes consideraciones justifican, tal vez, que aprovechando varios datos tomados de los documentos y sesiones de la Segunda Asamblea de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica, celebrada en esta corte en octubre de 1924, y los publicados en algunos libros y revistas recientes, se intente dar una ligerísima idea, prescindiendo de detalles y cálculos, del estado actual de algunas cuestiones que, por referirse a la parte de la Geofísica que se ocupa de la corteza terrestre, pudieran llamarse de Geofísica geológica. Se escogen entre ellas, por creer que son las de mayor interés para ingenieros: la constitución de la corteza terrestre; el origen y alteraciones de continentes y mares; la formación de las montañas.

Constitución de la corteza terrestre

La parte superficial de la corteza terrestre es fácilmente accesible hasta las profundidades de trincheras, pozos, túneles. Por los sondeos con sonda de corona con diamantes, se pueden sacar testigos de las rocas atravesadas y conocer las temperaturas a profundidades que en un sondeo han llegado a 2,5 km y en varios a algo más de un kilómetro. Respecto a mayores profundidades se tienen los datos suministrados por las rocas y temperaturas de las lavas de los volcanes y también los que se deducen del estudio geológico de rocas intrusivas como los granitos, pero no pueden adquirirse más que ideas vagas respecto a las profundidades en que se formaron y las variaciones que han sufrido las temperaturas y aun la composición química, durante su ascensión. Resulta, por consiguiente, que la observación directa suministra muy pocos datos para estudiar el problema geofísico de la constitución del interior de la Tierra, pues siendo su radio medio de unos 6 370 km, sólo se tienen datos satisfactorios hasta unos 2,5 km de profundidad.

Para abordar el estudio de las condiciones del interior de la corteza terrestre, a profundidades mayores que los 2,5 km, tenemos que deducir, de los datos reunidos hasta dicha profundidad, lo que ocurrirá en la enorme que resta o, hablando gráficamente, extrapolar en las curvas obtenidas por la observación directa, lo que será muy temerario si no disponemos de leyes científicas que nos merezcan confianza, para poder servirnos de guía en dicha extrapolación. Afortunadamente, se conocen suficientemente las de la gravitación, conductibilidad térmica, elasticidad de los cuerpos, movimiento y viscosidad de flúidos, desintegración radioactiva y otras, que, combinadas con datos empíricos y ciertas hipótesis, permiten llegar a interesantes conclusiones, de tanta mayor confianza cuanto menor sea el número y más plausibles parezcan aquellas hipótesis, de cuya veracidad dará medida el número de fenómenos que expliquen, además de los postulados en que se apoyan.

El Dr. H. Jeffreys ha estudiado el enfriamiento de nuestro planeta (1), admitiendo como hipótesis la constancia de la conductibilidad y de otras propiedades térmicas de las rocas, lo que le ha permitido deducir que, a partir de 16 km bajo los continentes,

aquéllas deben ser típicamente básicas, a diferencia de las superficiales, típicamente ácidas, y que el enfriamiento de la Tierra desde su solidificación, pues admite un previo estado líquido, habrá alcanzado entre 200° y 300° hasta la profundidad de unos 300 km, mientras que habrá sido insignificante a partir de los 700 km. Bajo los océanos el enfriamiento ha debido ser mayor a todas las profundidades.

Como dice muy bien el ingeniero geógrafo, teniente coronel de Estado Mayor, D. Vicente Inglada, en un muy interesante y documentado trabajo de vulgarización relativo a la corteza terrestre (1), que se ha utilizado para la preparación de este artículo, hay mucha vaguedad en el concepto de lo que se entiende por corteza terrestre. ¿Existen realmente, cual en una naranja, la corteza y el núcleo, perfectamente deslindados. ¿Cuál es el espesor de aquélla? ¿Qué materiales la forman?

El estudio térmico precitado no resuelve estas cuestiones, que sólo pueden abordarse interpretando ciertos resultados de la Sismología y de la Gravimetría, ciencia que se ocupa de las medidas de la intensidad de la gravedad y de las desviaciones de la vertical.

Respecto a la *Sismología* y refiriéndonos a la citada obra del Sr. Inglada para los que deseen más detalles, bastará consignar que sus estudios han puesto de manifiesto que al ocurrir un sismo se transmiten ondas vibratorias por la superficie y por el interior de la corteza, que se registran en los simogramas. El estudio de las ondas que van por el interior, las cuales siguen direcciones que no se separan mucho de las rectas que unen el foco sísmico con el Observatorio, acusan diferencias en el tiempo de llegada, períodos, etcétera, que revelan que no es homogéneamente elástico el interior de la corteza. Según Mohorovicic (1914), resultan dos superficies de discontinuidad: una a la profundidad de 50 a 60 km y otra a la de 120 km.

La *Gravimetría* ha llegado a importantes conclusiones referentes a las densidades de las masas constitutivas de diversas partes de la corteza terrestre, mediante el estudio de los correspondientes valores de las desviaciones de la plomada y de la intensidad g de la gravedad. Esta última sabemos puede obtenerse mediante observaciones pendulares, en las que se emplean aparatos muy precisos, pero respecto a las cuales nos limitaremos a recordar la fórmula del péndulo

simple $t = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}$, que permite deducir el valor de g en virtud de la longitud l del péndulo y del tiempo t en segundos que dura una oscilación.

Llamando g al valor normal de la gravedad al nivel del mar en un sitio determinado, R al radio terrestre, f a la constante de la gravitación y M y ρ_0 a la masa y densidad media de la Tierra, se tiene

$$g = f \frac{M}{R^2} = \frac{4}{3} \pi \rho_0 R \quad [1]$$

Si en el mismo lugar tenemos un punto aislado a la altura h sobre el nivel del mar, la intensidad de la gravedad en dicho punto, valdrá

$$\frac{fM}{(R+h)^2} = \frac{fM}{R^2} \left(1 - \frac{2h}{R}\right) = g \left(1 - \frac{2h}{R}\right) \quad [2]$$

(1) Harold Jeffreys: *The Earth*, Cambridge (Inglaterra), 1924.

(1) Vicente Inglada: *La corteza terrestre*, Madrid, 1923.

despreciando el término en $\left(\frac{h}{R}\right)^2$ y siguientes, y teniendo presente la [1].

Si a la altura h en vez de un punto aislado se tiene la parte superior de una meseta, llamando ρ' la densidad media de sus rocas, se sabe, por la teoría de las atracciones, que se aumenta la fuerza atractiva en $2\pi f\rho'h$, y la intensidad total de la gravedad será, por consiguiente,

$$g\left(1 - \frac{2h}{R}\right) + 2\pi f\rho'h = g\left(1 - \frac{2h}{R} + \frac{2\pi f\rho'h}{g}\right) = g\left(1 - \frac{2h}{R} + \frac{3}{2} \frac{\rho'}{\rho_0} \frac{h}{R}\right) \quad [3]$$

habiendo deducido la última expresión, remplazando f por su valor sacado de [1].

La intensidad de la gravedad de valor g al nivel del mar, es, pues, en lo alto de la meseta o montaña, $g - \frac{2gh}{R} \left(1 - \frac{3}{4} \frac{\rho'}{\rho_0}\right)$, y como la densidad media ρ' de sus rocas, de 2,5 a 3, es inferior a la densidad media terrestre $\rho_0 = 5,5$, resulta que el segundo término de la expresión anterior es siempre negativo, puesto que $1 - \frac{3}{4} \frac{\rho'}{\rho_0} > 1$, y por consiguiente, la intensidad de

la gravedad es, en todos los casos, menor en las montañas y altas mesetas que en los terrenos más bajos.

Los valores de g obtenidos en las montañas y mesetas por observaciones pendulares y por las desviaciones de la plomada, se aproximan más a los que da la expresión [2], empleada por Helmert, de quien toma el nombre, que a los correspondientes a la [3], llamada de Bouguer, porque la propuso este físico francés a mediados del siglo XVIII, a pesar de que esta expresión tiene en cuenta la atracción de la masa de la montaña y aquella equivale a suponer $\rho' = 0$. Ha resultado, en efecto, de las observaciones de Basevi y Heaviside en el Himalaya (1864 a 67), las de Kulberg en el Cáucaso y Transcaucasia, y las sistemáticas de von Sterneck en montañas europeas, que calculó Helmert (1890), que en gran parte de estas montañas se encuentran anomalías negativas de la gravedad, que hacen que se aproximen sus valores a los $g - \frac{2gh}{R}$ dados por la fórmula de Helmert, a la

que también se acercan más que a los de la de Bouguer, los resultados de gran parte de los más modernos trabajos gravimétricos, de que se hará mención con motivo de la teoría de la isostasia. Las observaciones de Hecker (1903 a 10) y las muy recientes (fines de 1923) hechas con un péndulo especial por el doctor Meisnetz en un submarino holandés, acusan anomalías positivas bajo los Océanos.

Ideas sobre la isostasia.—Las anomalías negativas de los valores de la intensidad de la gravedad en las montañas y altas mesetas que se comportan como si la densidad media de sus rocas fuese muy inferior a la verdadera, a veces casi nula, puede explicarse admitiendo que la intensidad de la gravedad se reduce en ellas porque el «substratum» formado por las capas infrayacentes de la corteza terrestre sea más ligero que donde aquéllas no existen, y que ocurra lo contrario bajo los océanos. Estas fueron las ideas emitidas en 1871 por el inglés Pratt, que divulgó y perfeccionó el norteamericano Dutton en 1892, dando

a su teoría el nombre de isostasia (igual peso), porque supone la existencia de una profunda superficie de compensación sobre la que descansa la parte superior de la corteza terrestre, de suerte que, cualquiera que sean sus desigualdades (montañas, mares, etcétera), sobre áreas iguales de aquella superficie y de una extensión que no baje de algunos cientos de kilómetros, gravitarán masas de igual peso.

El Servicio de Estudios de las Costas y Geodésicos de los Estados Unidos (United States Coast and Geodetic Survey) ha hecho y sigue haciendo los trabajos más completos y detallados referentes a las compensaciones isostáticas, prescindiendo de toda teoría física relativa a las causas de la compensación y partiendo de la siguiente hipótesis, propuesta hacia 1910, por el Dr. Hayford, entonces jefe de aquel Servicio: Por bajo de una región elevada la densidad media a cualquier profundidad es menor que la que corresponde a igual profundidad bajo zonas no elevadas, siempre que no se llegue a la superficie de compensación, a partir de la cual la densidad es la misma en cualquier superficie equipotencial. Las hipótesis que posteriormente han propuesto el mismo Hayford y otros no resultan más satisfactorias, a pesar de que complican mucho los cálculos, aun cuando tal vez se acerquen más a la realidad.

Admitida aquella hipótesis, si llamamos h a la altura sobre el nivel del mar de la región elevada, ρ' a su densidad media y H la profundidad a que se encuentra la superficie de compensación, la zona cargada con el peso $h\rho'$ por unidad de superficie, tendrá, si ha de existir la compensación isostática, debajo de la región elevada una densidad media σ tal, que si Σ es la correspondiente a las zonas no cargadas, se tenga, $\Sigma H = \rho'h + \sigma H$. Por consiguiente, el defecto de densidad bajo la región elevada será, $\delta = \Sigma - \sigma = \frac{\rho'h}{H}$. En esta expresión podremos conocer

h y ρ' midiendo la altura de la meseta o montaña y hallando la densidad media de sus materiales, y una vez asignado un valor para la profundidad de compensación H , obtendremos el de la anomalía de la densidad δ en la región bajo aquella meseta. Con todos estos datos, por medio de laboriosos cálculos, podrá, finalmente, deducirse el valor de la intensidad de la gravedad. Como éste puede también obtenerse directamente mediante el empleo de aparatos muy precisos, se comprobará así la exactitud del obtenido aplicando la compensación isostática, para la que habrá que tantear algunos valores de H , pues es una constante desconocida que hay que determinar. El doctor W. Bowie, actual jefe del referido Servicio de los Estados Unidos, ha hecho o dirigido los trabajos en numerosas estaciones, perfeccionando los procedimientos seguidos anteriormente. De los resultados que publicó en 1917 se deduce que la fórmula de Helmert, para la que $H = \infty$, da valores que concuerdan mejor con la realidad que los que resultan de la de Bouguer, en la cual $H = 0$, y según la publicación oficial que presentó en la Segunda Asamblea de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica, se fijó en $H = 113,7$ km el límite inferior de compensación para las 34 estaciones de los Estados Unidos, en las cuales, durante los años 1922 y 23, se calculó la reducción isostática, comprobándose para ellas la existencia del equilibrio sobre la superficie de compensación.

En la publicación oficial referida se consigna que se ha comprobado también el equilibrio isostático en nueve estaciones de Ottawa (Canadá) y 51 estaciones de Holanda. Igualmente han resultado satisfactorios los resultados de las observaciones hechas al Sur del Himalaya, según manifestó en la citada Asamblea el delegado inglés, coronel sir Lenox Conyngham. El estudio de los datos obtenidos con un péndulo especial por el Dr. Meisnesz, a bordo de un submarino holandés en 1923, revelan igualmente equilibrio isostático en el Océano Indico.

Las comprobaciones de la teoría de la isostasia se han hecho principalmente refiriéndose a los desniveles que se presentan en los continentes, en los que no deben compararse áreas menores que 300 km cuadrados, sin que deban reducirse aun cuando se trate de regiones con muchas desigualdades superficiales como montes, lagos, etc., pues todos estos accidentes no afectan, al parecer, a la rigidez de la corteza bajo las zonas en que se hallan. Los datos relativos a los océanos son escasos y es de interés proseguir los estudios para comprobar la compensación isostática entre aquéllos y los continentes, en vista del favorable resultado obtenido recientemente por el Dr. Meisnesz. La dificultad de recoger rocas de los fondos profundos de los mares, pues las sondas no pueden llegar a ellos porque se encuentran bajo las espesas capas de cienos marinos, dificulta el estudio del problema, respecto al cual se tiene el indicio favorable a las anomalías positivas oceánicas, de que las lavas de los volcanes submarinos son, en general, más básicas que las de los continentales.

El número de observaciones y estudios de las compensaciones isostáticas, que hasta el año 1924 comprendía, sólo en los Estados Unidos, los efectuados en 313 estaciones, va aumentando considerablemente. En la citada Asamblea de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica, hubo de comprobarse aquel hecho, y con el fin de dar mayor impulso a los trabajos, cuyos principales retrasos se deben a la complicación de los cálculos, se acordó que el Servicio de Estudios de las Costas y Geodésicos de los Estados Unidos se encargue, puesto que es el que está más especializado, de estudiar las compensaciones, con los datos que le suministren las estaciones para el estudio de la gravedad en los diversos países.

Aun cuando en los trabajos geodésicos relativos al estudio de las compensaciones isostáticas se prescinde de toda explicación física del fenómeno, desde que las observaciones pendulares y gravimétricas acusaron anomalías negativas bajo las mesetas y montañas, que muchos creyeron que podían atribuirse a menor densidad en las capas infrayacentes, se trató de buscar las causas que originasen esa menor densidad, pudiendo clasificarse en dos grupos las hipótesis propuestas. Figura en el primer grupo la de Pratt, iniciador de la teoría de la isostasia, quien admite que durante el intenso enfriamiento en los primeros tiempos de nuestro planeta, la desigual contracción de la corteza, produjo la elevación de los bloques continentales con respecto a los situados bajo los mares más contraídos, y por consiguiente más densos, en virtud de movimientos verticales, con exclusión de los horizontales. Poco después, en el año 1883, el astrónomo francés Faye explica la mayor densidad de la corteza bajo los mares por la contracción debida al enfriamiento producido por las aguas marinas, y posteriormente se han emitido otras hipó-

tesis para apoyar la idea de que es menor la densidad bajo los continentes, como la de Jeffreys, que se expondrá al tratar del origen de los océanos. El segundo grupo de hipótesis, entre cuyos defensores se encuentra primero el astrónomo inglés Airy en 1885 y posteriormente Wiechert (1907), Wegener (1910) y otros, admite la existencia de una capa flúida o viscosa, sobre la que flotan, a modo de «icebergs», los diferentes bloques que integran la parte superior de la corteza, los cuales, en virtud del principio de Arquímedes, se hundirán más cuanto más sobresalgan superficialmente, puesto que con densidades análogas pesarán más, resultando que las altas mesetas y montañas perderán de su peso el de la parte de magma que desalojen por la porción hundida en él. Este grupo de hipótesis no está de acuerdo con las investigaciones isostáticas de Hayford, y según estudios del físico inglés Love, no parece admisible que la capa flúida o viscosa se extienda por toda la superficie de compensación, pudiendo, en todo caso, encontrarse tan sólo bajo los continentes.

El segundo grupo de hipótesis parece, a primera vista, más satisfactorio, pues permite concebir una superficie de compensación un poco por bajo de la capa de flotación, sin necesidad de preocuparse respecto a la densidad de los materiales que constituyen las capas debajo de las regiones elevadas; pero se presentan menos objeciones a las del primero, aun cuando haya que admitir en ellas la menor densidad de las capas bajo dichas regiones, pues sólo así se concibe la posibilidad de llegar a una cierta profundidad, H , en la que ejerzan la misma presión las regiones elevadas, cuya sobrecarga estará compensada por los materiales ligeros que formarán las capas infrayacentes, que las deprimidas, en las cuales las capas serán más densas. La profundidad H , a la que se encuentra la superficie de compensación, se determina mediante tanteos, según se ha indicado precedentemente, y tal vez sea conveniente tener en cuenta en los cálculos, que los modernos estudios sismológicos de Mohorovicic acusan la existencia de una superficie de discontinuidad elástica, con la que debe corresponder una variación en la densidad, a la profundidad de 50 ó 60 km, y que, por el estudio térmico de Jeffreys, se deduce que a unos 16 km bajo los continentes las rocas son típicamente básicas, pues pudieran producirse compensaciones parciales a los referidos niveles. De todo esto se concluye que la cuestión de las compensaciones isostáticas, con los problemas de determinar las superficies de compensación, que es probable sean varias según las regiones, y la explicación de los casos de las regiones anisostáticas y otras circunstancias, requieren que se prosigan con actividad grande las observaciones que están practicándose en gran número de estaciones, pues sólo así podría llegarse a adquirir confianza satisfactoria, para lo que habrá, probablemente, que modificar la sencilla hipótesis de Hayford.

Como resumen de lo precedentemente expuesto puede decirse que el estudio de las anomalías de la gravedad ha dado resultados que permiten concebir la corteza terrestre como una envolvente exterior de la Tierra, en la que la presión y densidad a un determinado nivel varían de uno a otro punto y que llega hasta profundidades, más o menos variables en las distintas regiones, en las que parece alcanzarse la compensación isostática de los bloques corticales. La superficie de compensación limita superiormente

la región bajo la corteza, y a partir de aquella superficie se admite la existencia del equilibrio hidrostático, es decir, con compresiones iguales a los mismos niveles o superficies equipotenciales, en todo el núcleo restante.

Ideas de Wegener.—Cuando se trate del origen y alteración de continentes y mares se dará una idea de la teoría que desarrolla el geofísico alemán, Dr. A. Wegener, en su obra *La génesis de los Continentes y de los Océanos* (1), pero es oportuno indicar ahora lo que expone en dicha obra respecto a la constitución de la corteza terrestre. Admite que los continentes deben constituir a modo de gigantescos «icebergs» que tienen movimientos como si flotasen, en condiciones especiales, sobre los materiales que forman los fondos oceánicos, y que están constituidos, prescindiendo de los 8 a 10 km del espesor superficial, en el que se hallan las rocas sedimentarias, por una masa de rocas silicatadas aluminosas del tipo de los granitos, que el eminente geólogo austriaco Suess llamó *sial*, la que en un principio debió formar una capa que recubría toda la Tierra, con espesor que valía Wegener en 30 km y que luego se desgajó en continentes. Cada uno de éstos, como los «icebergs», tendrán, debajo de la superficie o parte visible, espesores considerables, acaso de 100 o más kilómetros, dentro de las rocas, formadas por silicatos magnesianos con hierro del tipo de los basaltos, que constituyen el *sima* de Suess, el cual, según Wegener, se formó en los orígenes, debajo de la primitiva capa de *sial*, y que ahora constituye los fondos oceánicos recubiertos por los cienos y envuelve la parte en él sumergida de los macizos continentales. Dicha capa de *sima* supone Wegener que está dotada de una viscosidad especial, inapreciable cuando no se consideran los cientos de miles de años que constituyen las unidades de tiempo de la Geología; sólo admitiendo la viscosidad del *sima* puede concebirse que los continentes se muevan sobre él, pero conviene tener presente que aquélla será tan escasa que, según dice Schweydar, debe resultar unas 10 000 veces menor que la que ofrece el lacre a la temperatura ordinaria.

Consideraciones finales.—Dado lo incierto que es cuanto se diga respecto a la constitución de la Tierra por debajo de los 2,5 km observables, los resultados a que puede conducirnos lo precedentemente expuesto tienen que ser muy vagos y generales.

Cabe, desde luego, preguntar, qué es lo que constituye la corteza terrestre y si estará deslindada o separada del resto del planeta. Respecto al primer punto puede decirse que los estudios sismológicos

y las observaciones gravimétricas llevan, según hemos consignado precedentemente, a unos 100 a 120 km la superficie media de discontinuidad elástica, a la vez que de compensación isostática, hasta la que se admite por muchos que se extiende la corteza terrestre o litosfera, sin que parezca deba estar netamente separada de la parte interna, que resulta, sin embargo, más elástica, según los estudios sismológicos.

En la referida corteza suele considerarse la llamada *zona de fractura*, con rocas sólidas y quebradizas como las superficiales, entre las que predominan las del tipo *sial*, de la que progresivamente se pasa, con el aumento de presión y temperatura, a la *zona de fluidez*, en la que las rocas irán siendo cada vez más plásticas, predominando las del tipo *sima*. Los estudios y experimentos modernos, respecto a las temperaturas y presiones que pueden determinar la plasticidad, conducen a señalar la profundidad de unos 28 a 50 km, que concuerda bastante con los resultados de los trabajos de Mohorovicic, respecto a superficies de discontinuidad en la transmisión de sismos, y no discrepan demasiado con la profundidad asignada por Jeffreys, en virtud de estudios térmicos para el tránsito del *sial* al *sima*.

Entre las ideas recientemente propuestas, respecto a la constitución de la corteza terrestre, puede incluirse la que emite el Sr. Suárez Galván en el concienzudo artículo precedentemente citado, al buscar una explicación para el origen de algunas aguas ascendentes que aparecen en manantiales de las islas Canarias, para lo que admite la existencia de una corteza sólida que se sostiene por sí misma, a modo de una gran bóveda casi esférica, y entre ésta y el núcleo una zona líquida de gases licuados por la presión, aceites minerales y agua. Esta concepción, difícil de explicar dentro de las teorías propuestas para la formación de nuestro planeta, exigiría suponer a los materiales constitutivos de la corteza una resistencia grandísima, aun teniendo en cuenta la subpresión, y habría que explicar cómo las aguas aparecen a temperatura normal y poco mineralizadas, a pesar de provenir de regiones en las que la presión y temperatura tendrán que ser considerables.

No nos ocuparemos de lo que se encuentra por debajo de la corteza terrestre, limitándonos a consignar que es opinión muy extendida que debe constituir, al menos en su parte próxima a la corteza, una sustancia menos plástica que la zona inferior de aquélla y muy elástica. Según la mayoría de los geólogos, la materia del núcleo se hallará en un estado físico especial, del que acaso no nos podamos dar cuenta, y estará constituida por metales pesados, predominando el hierro.

(1) *La Génesis de los Continentes y de los Océanos*, por A. Wegener.—Traducción de la tercera edición alemana por Vicente Inglada y Ors.—Madrid, 1924.