

Espectro solar U. V. a 55 kms. sobre el nivel del mar.

Atmósfera superior

Por JOAQUIN CATALA DE ALEMANY

(Primer premio de Temas Generales, de nuestro V Concurso de Artículos)

De todos es conocido el interés creciente que ha venido despertando en los últimos años el conocimiento de la atmósfera superior, a medida que los métodos para su exploración fueron avanzando. La misma moderna Aviación, que en su lucha por la conquista del aire está penetrando en los dominios estratosféricos, es una de las primeras interesadas en el conocimiento físico del medio en el que trata de desenvolver su pujante actividad. Recientemente, con el empleo de los proyectiles V-2, ha sido posible realizar sondeos a grandes alturas, con lo cual la constitución y propiedades de la llamada atmósfera superior, entre los niveles correspondientes a la tropopausa, o base de la estratosfera, e ionosfera, o región ionizada, han podido ser mejor conocidas y no, como hasta hace poco, deducidas por extrapolaciones o medidas indirectas.

Los datos físicos tales como temperatura, composición, presión y movimientos de la atmósfera a niveles crecientes, habían sido logrados, paulatinamente, a partir de las experiencias realizadas con globos sonda, de la observación del humo producido en la explosión de los proyectiles, del rastro de los meteoros, etc., y los resultados obtenidos son ya bastante conocidos para justificar el que aquí los resumamos tan sólo brevemente: la temperatura decrece, al

aumentar la altura, a razón de seis grados por kilómetro, hasta los 10 ó 15 kilómetros, donde aquélla llega a ser de -50 a -70° . Por encima de este nivel la temperatura no varía, o aumenta ligeramente, hasta los 25 kilómetros; pero no existen, o mejor dicho, no existían hasta hace un par de años, medidas directas más allá de los 35 kilómetros.

La citada región de la atmósfera, comprendida entre los 10 y los 20 kilómetros, donde la temperatura varía muy poco, se denomina estratosfera o zona isoterma; su base se conoce con el nombre de tropopausa, y la región situada por encima de la primera es comúnmente llamada atmósfera superior; se trata de una región inexplorada, hasta hace poco, por la experiencia del hombre, pero hasta ella llegan hoy los proyectiles de retropropulsión que, empleados como instrumentos científicos, han ensanchado considerablemente los horizontes del saber humano, contribuyendo en gran manera a incrementar nuestros conocimientos relativos a dicha ignota región, cuya parte superior, a partir aproximadamente de los 90 kilómetros, se denomina ionosfera, y juega un importante papel en el problema de la propagación de las ondas electromagnéticas.

La base de la estratosfera no es constante; varía con la latitud y época del año; en las re-

giones templadas, su temperatura es algo mayor por encima de una zona depresionaria que sobre un aérea anticiclónica.

La observación de los vientos en altura conduce a una conclusión sorprendente: su velocidad crece al aumentar aquélla, hasta alcanzar la estratosfera, dentro de la cual empieza, rápidamente, a disminuir, para volver a aumentar de nuevo hacia los 20 kilómetros; esto último ha sido deducido de la observación de las colas de los meteoros, que son arrastradas por vientos de 70, e incluso 180 kilómetros por hora. Más arriba, hacia los 80 ó 90 kilómetros, contra lo que se había creído durante largos años, hay también movimientos importantes del aire, puestos en evidencia, en primer lugar, por el examen de las nubes luminiscentes que se desplazan de E. a W., con una velocidad de unos 300 kilómetros, y también por la observación del rastro de los meteoros. Este viento de dirección constante se debe, sin duda alguna, al calentamiento de las masas de aire por la radiación solar, en las regiones alumbradas por el sol, lo que da lugar a una circulación heliocéntrica. Pero hay algo más todavía: aparte de este movimiento general, la estela de los meteoros sufre deformaciones que ponen de manifiesto la existencia de una gran turbulencia, subsistente al parecer a mayores alturas, según se deduce de las investigaciones radioeléctricas de la ionosfera.

En relación a la composición de la atmósfera superior, aunque más adelante insistiremos sobre el tema, resulta que las cantidades de oxígeno y de helio han podido ser determinadas experimentalmente, a partir de muestras de aire recogidas directamente a diversas alturas, por globos sonda, entre los 20 y 30 kilómetros, encontrándose que las proporciones en volumen, de aquellos gases, son prácticamente constantes, con pequeñas diferencias en relación al resultado obtenido al nivel del mar. Los datos obtenidos por Regener, para el oxígeno, y por Paneth, para el helio, vienen indicadas en la figura 1, representados por las pequeñas cruces.

Además de estos elementos, y de otros ya conocidos, existe también en la atmósfera superior, y precisamente casi de un modo exclusivo entre los 20 y 35 kilómetros, otro gas, el ozono, según demostraron las experiencias de Fabry, Buisson y Chalonge; este gas aunque es, en cantidad, insignificante, ya que su espesor reducido a las condiciones normales es de unos tres milímetros, proporciona a la atmósfera propiedades muy interesantes, y constituye lo que

modernamente ha venido a denominarse la ozonfera (1).

Para conocer la distribución vertical del ozono en la atmósfera, dato sumamente interesante, como luego veremos, en relación a la distribución térmica en altura, se han utilizado diversos métodos; mencionaremos únicamente el desarrollado por Regener, en Alemania, porque ha sido precisamente el empleado también, recientemente, por los investigadores norteamericanos, adaptándolo a las V-2.

Sabido es que el espectro de absorción del ozono está caracterizado por las bandas de Huggins, prolongándose sobre el extremo de la gran banda de Hartley, en la zona ultravioleta, junto con las descubiertas por Chappuis en la región visible, entre el rojo y anaranjado; pues bien, Regener, lanzaba el globo sonda provisto de un espectrógrafo de cuarzo, obtenía el espec-

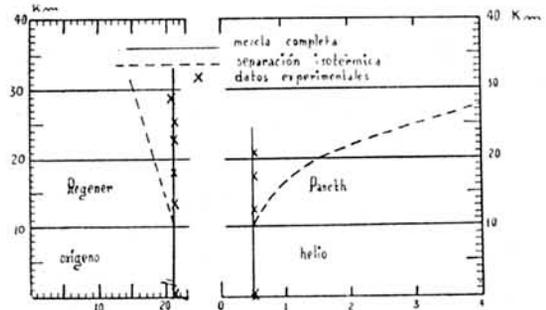


Fig. 1.

tro ultravioleta del sol, a diferentes alturas, y de él deducía, por los métodos corrientes en espectroscopia, la cantidad total de ozono existente por encima de cada nivel. El aparato utilizado era sumamente sencillo, pesaba apenas unos tres kilogramos, y sobre la misma placa circular que recogía los espectrogramas, quedaban también registradas la temperatura y la presión. El resultado más interesante obtenido fué la rápida extensión de los espectros, hacia las cortas longitudes de onda, a medida que correspondían a alturas crecientes, hecho que demostraba que la cantidad de O_3 existente por encima del aparato decrecía, rápidamente, al alcanzar éste alturas comprendidas entre los 25 y 35 kilómetros (fig. 2).

Desde hace varios años, para la explicación de algunos fenómenos observados en las capas altas de la atmósfera, y de los que luego habla-

(1) Véase, por ejemplo, el artículo publicado en la "Revista de Geofísica". Noviembre 1944.

remos, se admitía que a gran altura, por encima desde luego de los 30 kilómetros, debían existir temperaturas bastante elevadas, y fué precisamente el ozono descubierto en la atmósfera el que permitió explicar y justificar, de una manera directa y sin objeción posible, aquel aumento de temperatura, como consecuen-

tros, y sus características, a partir de esta altura, habían sido deducidas teóricamente, por extrapolación de los principios aplicables a las capas inferiores, capaces de interpretar varios hechos observados en las superiores. Este análisis teórico de la alta atmósfera condujo a dos resultados:

- 1.º La constancia de la composición de la atmósfera, en sus 100 primeros kilómetros, y
- 2.º La existencia, a partir de un nivel superior a los 30 kilómetros, de un gradiente térmico positivo.

Veamos, aunque sea a grandes rasgos, cómo se llega a éstas conclusiones. Limitándonos por el momento a la primera, recordemos que la atmósfera es una mezcla gaseosa, mantenida sobre la superficie terrestre en virtud de las leyes de la gravedad; de no existir los vientos, y si la temperatura fuera constante, la atmósfera estaría en equilibrio isotérmico, y cada gas se distribuiría en altura de acuerdo con las leyes de aquéllos y las gravitatorias, problema que resuelve la bien conocida ecuación exponencial de Laplace; de acuerdo con ella, la proporción de los gases más ligeros aumentaría con la altura. Por el contrario, si por la acción de los vientos o de la turbulencia, la atmósfera estuviera perfecta, uniforme y totalmente agitada, la proporción de todos los gases componentes se mantendría constante al variar la altura. Ninguno de estos dos casos extremos tiene lugar en toda la masa de la atmósfera, pero supongamos que ésta se encontrase, inicialmente, a temperatura constante, uniformemente agitada, y que luego se mantuviera completamente libre de la acción perturbadora de los vientos, pero en cambio actuarían las fuerzas difusoras y las de la gravedad, para deshacer la mezcla uniforme y establecer las condiciones de equilibrio isotérmico; los gases ligeros, de acuerdo con las leyes de Dalton, se difundirían hacia arriba, mientras los más pesados lo harían hacia abajo, pero siempre esta velocidad de difusión sería mayor en altura, debido a la menor presión, y en consecuencia, la distribución isotérmica se alcanzaría primeramente arriba, propagándose, lentamente, hacia las capas inferiores. Al nivel que separa la región de mezcla uniforme de la otra, donde la difusión es completa, se le denomina "nivel de difusión", y se demuestra, por ejemplo, para el helio, que a 0º se establece en los 150 kilómetros, en unas doce horas, descendiendo paulatinamente, de modo que a los cinco días está en los 136 kilómetros, y al año en los 110 kiló-

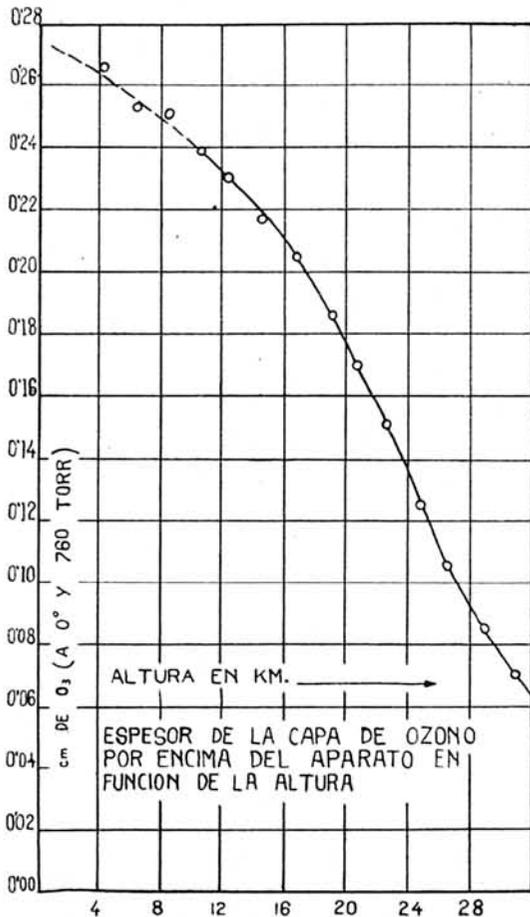


Fig. 2.

cia del preponderante papel desempeñado por dicho gas en el equilibrio térmico de la estratosfera; pero, además, gracias a métodos espectroscópicos que no vamos a detallar, se pudo medir la temperatura media de la capa de ozono, por encima de los 30 kilómetros, que resultó ser de unos 15º C., resultado que aboga incuestionablemente por la existencia, a partir de los 20 kilómetros, de un fuerte gradiente térmico vertical positivo.

No existían, como queda dicho, observaciones directas de las propiedades y constitución de la atmósfera más allá de los 30 ó 35 kilóme-

metros. Se demuestra también que el citado nivel varía ligeramente con la naturaleza del gas y su temperatura, de modo que se sitúa a unos 12 kilómetros más bajo, para -50° C., y unos 25 kilómetros más alto para los 100° C., respecto al calculado para 0° C.; y que si se trata de otros gases, tales como el oxígeno, nitrógeno, anhídrido carbónico, cripton, etc., sus niveles están de 5 a 10 kilómetros por debajo del correspondiente al helio.

Pues bien, aunque la temperatura y la naturaleza de los vientos en la atmósfera superior no son perfectamente conocidas, se sabe que los segundos existen, por lo menos, hasta los 100 kilómetros, y que aquélla se mantiene, aproximadamente, entre los valores extremos supuestos (-50° C. y 100°), y, en consecuencia, resulta evidente que el nivel de difusión, para todos los gases que constituyen la atmósfera, no debe estar por debajo de los 100 kilómetros. Esto significa que, excepción hecha de algunos componentes, de los que luego nos ocuparemos, su composición es, aproximadamente, constante en todas las capas comprendidas entre el nivel del mar y los 100 kilómetros, punto de vista aceptado en la actualidad.

En apoyo de esta conclusión (véase en la figura 1), lo que sucedería en relación a las proporciones de O_2 y He, si el nivel de difusión se estableciera en los 10 kilómetros (la variación del por ciento en volumen viene dada por las líneas de trazos); obsérvese cómo los datos experimentales (cruces) demuestran que aquél está francamente por encima de los 30 kilómetros.

Al afirmar la constancia de la composición de la atmósfera, hemos hecho una salvedad: nos referíamos al vapor de agua, al ozono y al oxígeno y nitrógeno atómicos, así como a las combinaciones de estos últimos, los óxidos de nitrógeno; ello se debe a que existen en la atmósfera zonas privilegiadas para la formación de estos componentes, y, en consecuencia, su distribución en aquélla no se realizará en proporción constante, sino más bien en forma selectiva. En cuanto al vapor de agua, aunque de sobra es conocido el extraordinario papel que desempeña en todos los fenómenos atmosféricos, que tienen lugar por debajo de la tropopausa, su presencia no puede influir mucho en la composición de la atmósfera, por cuanto la cantidad total existente en una columna de un centímetro cuadrado de base no excede de los 2,6 gramos. Algo parecido ocurre con el ozono, a pesar de la gran importancia de este gas en el

equilibrio térmico, pues también, en cantidad, es despreciable, frente a la masa de aire de la mencionada columna. Por lo que respecta a los átomos de oxígeno, nitrógeno y a las combinaciones de estos elementos, por producirse reversiblemente, en virtud de reacciones fotoquímicas, gracias a la radiación U. V. solar, en determinadas zonas (1), donde las disociaciones y recombinaciones son posibles, es evidente que su existencia se manifestará preferentemente en dichos niveles, sobre cuya situación, por el momento, sólo pueden hacerse conjeturas, ya que son los métodos de sondeo radioeléctricos los que han de darnos la respuesta, por tratarse de zonas fuertemente ionizadas.

Como consecuencia del conocimiento de la composición de la atmósfera superior, a diversas alturas, los cálculos teóricos de la distribución de temperatura se basan en la absorción y emisión de las radiaciones solar y terrestre, por los distintos gases atmosféricos, pues evidentemente aquélla dependerá de este balance energético, habida cuenta de los vientos. Con este objeto el espectro solar fué extrapolado, hacia las cortas longitudes de onda, por debajo de los 2.900 \AA , región en que era desconocido, suponiendo que el citado espectro es análogo al del cuerpo negro a 6.000° K. Tanto el CO_2 , como el vapor de agua y el oxígeno, resultan de gran interés en la regulación de la temperatura de atmósfera, debido a las bandas de absorción que presentan, pero, indiscutiblemente, es el ozono el más importante desde este punto de vista, y el que más influye en el mencionado balance térmico, por lo menos en aquellas zonas en que existe en mayor cantidad, debido a la banda de absorción que presenta en la región U. V., entre los 2.900 y 2.300 \AA , y a la de Chappuis, ya citada, en la región visible; por este motivo la temperatura de la atmósfera depende, en gran parte, de la distribución vertical del O_3 , conocida gracias a los trabajos de Regener (fig. 2).

De acuerdo con estas ideas, Maris dedujo que, durante el día, la temperatura debía aumentar a partir de los 20 kilómetros, hasta ser de unos 90° C. hacia los 100 kilómetros; este resultado tuvo que ser modificado posteriormente por varias razones: el Sol parece radiar bastante menos que el cuerpo negro a 6.000° K.,

(1) Otro tanto puede decirse también del O_2 , gracias a la radiación de $\lambda = 1750 \text{ \AA}$, actuando sobre el O_2 .

entre 2.300 y 2.900 Å, y, además, la distribución del O_3 en los años en que Maris hizo sus deducciones teóricas, no era conocida correctamente.

Estos son, a grandes rasgos expuestos, los resultados obtenidos teóricamente acerca de las condiciones físicas reinantes en la atmósfera superior; pero conocida la constitución de la atmósfera a diversos niveles, es posible deducir la relación existente entre la presión y temperatura, a distintas alturas, de modo que una se expresará en función de la otra.

Cuatro campos de experimentación distintos han conducido al conocimiento de las temperaturas y presiones de la atmósfera superior, y sus resultados son, por lo menos en primera aproximación, concordantes:

- 1.° Los estudios acerca de la propagación del sonido.
- 2.° Las mareas atmosféricas.
- 3.° Las investigaciones de Link, y las más recientes de Hulburt, sobre el esplendor cenital del cielo, durante el crepúsculo, y
- 4.° El estudio de los meteoros.

Por lo que a la propagación del sonido en la atmósfera se refiere, el hecho, por todos conocido, de la existencia de amplias zonas de silencio, y la percepción de aquél a distancias lejanas, pero con un considerable retraso respecto al tiempo en que debería ser oído, dada la distancia al foco emisor, y conocida la velocidad de propagación, conduce a la necesidad de admitir la existencia de una reflexión del sonido en las capas altas de la atmósfera; ahora bien, puesto que la velocidad de las ondas sonoras, en un medio gaseoso, aumenta con la raíz cuadrada de la temperatura absoluta, hay que suponer que, en algún lugar de la atmósfera, el aire presenta un aumento de temperatura al que corresponde un incremento de la velocidad de propagación de la onda sonora y, en consecuencia, una inflexión progresiva del rayo, que acaba por ser devuelto hacia las capas inferiores, de las que procede. Como resultado de una serie de medidas sistemáticas de los intervalos de tiempo transcurridos entre la emisión sonora y su percepción por el observador distante, bajo diferentes ángulos de descenso, fué deducida, por varios investigadores, una distribución vertical de la temperatura; estos resultados vienen expresados en la figura 3, con especificación del lugar donde fueron llevadas a cabo las experiencias, pero sin que sepamos si se han en-

contrado diferencias entre las medidas diurnas y nocturnas; además, este tipo de investigaciones nada nos dice acerca de lo que sucede con la temperatura por encima de los 60 kilómetros, nivel en que aquélla presenta, indudablemente, un máximo.

Cabría atribuir también este aumento de la velocidad de propagación del sonido con la altura, a una disminución de la masa molecular media de los gases que constituyen la atmósfera, pero esta interpretación debe desecharse en vista de las pruebas evidentes que tenemos en favor de la composición constante de aquélla, en sus 100 primeros kilómetros.

A un resultado análogo, aunque más completo, conduce la consideración del fenómeno de las mareas atmosféricas, pero la exposición detallada de esta teoría, iniciada por Laplace, nos

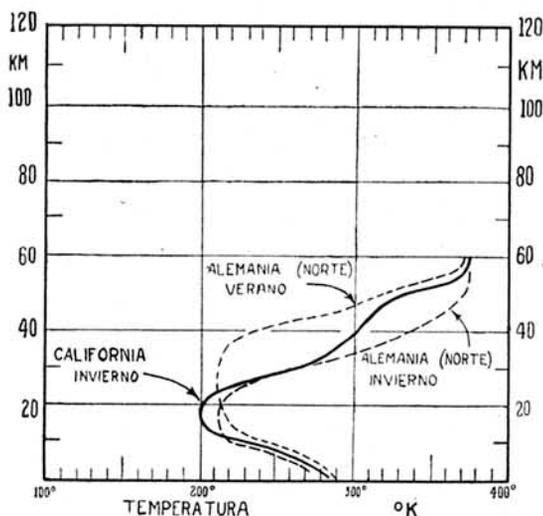


Fig. 3.

llevaría demasiado lejos, de modo que nos limitaremos a citar los resultados logrados por Pekeris hace una década. Como es sabido la presión atmosférica presenta una oscilación semidiurna, debida a la atracción solar, que resulta ser unas dieciséis veces mayor que la motivada por la atracción lunar, aunque ésta fuerza sea el doble de la ejercida por el Sol. Para interpretar esta anomalía, William Thomson señaló que la mencionada oscilación semidiurna no puede obedecer a un efecto térmico, ya que de lo contrario la onda diurna sería preponderante sobre la otra, en contradicción con los hechos, y, en consecuencia, sugirió que la atmósfera, como sistema oscilante, debía tener un periodo propio, aproximadamente de doce horas, de mo-

do que, por un fenómeno de resonancia, su oscilación quedaba reforzada. Posteriormente nuevos hechos, relacionados con la propagación de la onda explosiva originada en el Krakatoa, condujeron a la conclusión de la existencia de otro período propio para la atmósfera de unas diez horas y media.

Pekeris, investigando las condiciones físicas de una atmósfera capaz de poseer aquellos dos períodos propios de oscilación, llegó a la conclusión que una distribución vertical de temperatura, tal como la representada en la figura 4 por la quebrada 1, daría lugar a los mencionados períodos, mientras que con las distribuciones 2, 3 y 4 no sucedería tal cosa. La tempera-

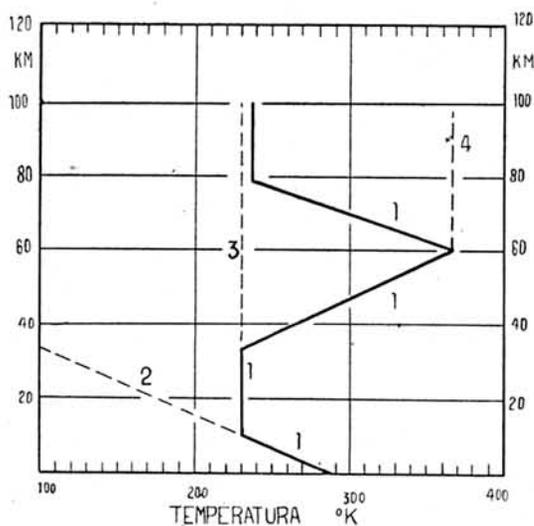


Fig. 4.

tura más baja de la curva 1 corresponde a los 80 kilómetros, de acuerdo con una teoría, de Humphreys, según la cual unas nubes cirrosas, vistas en alguna ocasión durante el día, hacia los 82 kilómetros, están formadas por cristales de hielo. Por otra parte, hacia los 60 kilómetros la temperatura resulta ser de unos 370° K., en concordancia con el resultado obtenido en las investigaciones acerca de la propagación del sonido.

También la observación del esplendor cenital del cielo, durante el crepúsculo, ha permitido deducir datos relativos a la presión, y, por tanto, a la temperatura, a grandes alturas. He aquí el fundamento de este método: Para un observador del esplendor cenital del cielo crepuscular, aquél es el resultado de la luz difundida,

hacia abajo, por la columna vertical de aire, cuyas moléculas reciben directamente los rayos solares; como son conocidas las leyes de la difusión por las moléculas, y la intensidad de la radiación solar, puede deducirse el número total de las existentes en la mencionada columna, o sea la presión en cada nivel. Ahora bien, a medida que aumenta la depresión solar bajo el horizonte, disminuye la altura de aquella columna, de modo que la medida del esplendor cenital, durante el proceso del crepúsculo vespertino, conduce al conocimiento de la presión a niveles crecientes. Varias series de medidas de este tipo fueron realizadas en las proximidades de Washington y en Patos (Brasil), y del conocimiento de la presión se dedujo la temperatura, resultando que ésta, en la atmósfera crepuscular, es prácticamente constante con la altura, entre los 20 y 50 kilómetros, y de unos 220° K., aunque nada puede afirmarse acerca de lo que sucede más arriba.

Finalmente, el fenómeno de los meteoros ha sido interpretado admitiendo que la densidad del aire por encima de los 60 kilómetros es mayor que la calculada en el supuesto de que se admita una temperatura constante, de unos 220° K., entre los 40 y 100 kilómetros. El aumento de la densidad del aire se supone motivado por otro de temperatura, a partir de los 40 hasta los 60 kilómetros, con un nuevo descenso desde esta altura.

Resumiendo, parece ser que los resultados obtenidos para las condiciones físicas de la alta atmósfera, por los diversos campos de experimentación expuestos, aunque no completamente análogos, tampoco son contradictorios y, en muchos aspectos, resultan concordantes.

Como consecuencia de todas las teorías y consideraciones citadas, recientemente han sido realizados varios intentos de tablas y gráficos para la atmósfera superior, de tipo standard, por alemanes, americanos e ingleses. Damos aquí la curva americana, denominada NACA, por haber sido propuesta por el National Advisory Committee for Aeronautics (fig. 5); esta gráfica representa una atmósfera superior standard, aunque fueron establecidas otras dos, "máxima" y "mínima", que están situadas 30 y 80° por encima y debajo de la standard, respectivamente. En la misma figura se indican también las curvas dadas por alemanes e ingleses.

Limitándonos a la NACA, dice el informe americano que para su deducción se supone invariable la composición de la atmósfera, en pri-

mera aproximación, hasta los 80 kilómetros, tomándose la masa molecular ficticia del aire igual a 28,966 veces la del átomo de hidrógeno; en cuanto al oxígeno, se admite que varía linealmente con la altura, durante el día, desde su estado molecular, en los 80 kilómetros, a completamente atómico a los 100 kilómetros, aunque dichos niveles sean algo superiores (105 y 120, respectivamente) durante la noche. De acuerdo con estas suposiciones, relativas a la temperatura y composición de la atmósfera, se calcularon tablas de presiones y densidades hasta los 120 kilómetros.

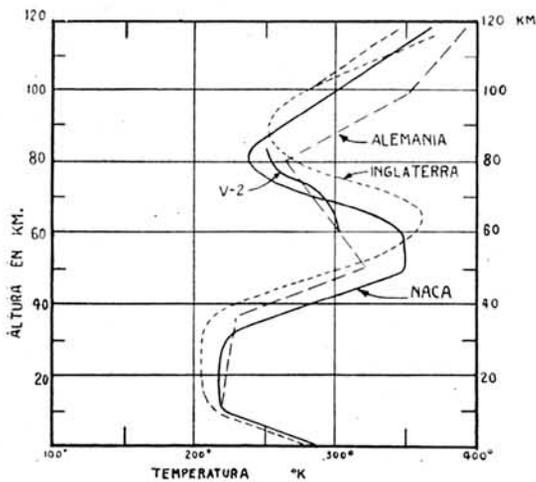


Fig. 5.

Pero, seguramente, poco podían imaginar quienes, a partir de tal cantidad de datos indirectos y teorías, más o menos plausibles, tan laboriosamente elaboraban la atmósfera superior standard que, a los pocos meses, un arma nueva y trascendental en la guerra, que acaba de trastornar al mundo, sería también trascendental en la lucha del hombre de ciencia tras la verdad, que en nuestro caso concreto era el conocimiento directo de la atmósfera en aquellas zonas inexploradas por el hombre e inasequibles a su experimentación, pero hasta las que había ya llegado, si no con la experiencia directa y concluyente, con unas hipótesis, científicamente contrastadas, que le permitían dar la estructura de la atmósfera, de la misma forma como en el microcosmo se llegó a penetrar en los secretos íntimos del núcleo, antes de que espectaculares experiencias pusieran de manifiesto la existencia de la compleja estructura atómica prevista... Magníficos ejemplos del trueque de papeles que ha tenido lugar entre teoría y experiencia, desde la

Física de Galileo, toda experiencia, hasta la actual, llena de teorías, cada día más complejas y completas, para las que aquella no es, con frecuencia, el punto de partida, si no más bien el contraste final.

Esta arma nueva, a la que nos referimos, es la V-2, o proyectil cohete, que si no permitió a Alemania rendir a la poderosa Albión, otorgó a los hombres de ciencia la posibilidad de abatir el orgulloso secreto de la atmósfera superior, arrebatándole su inexcusable misterio.

Hacia el año 1945, recién terminada la segunda guerra mundial, los artilleros norteamericanos ya disponían de un número suficiente de los citados proyectiles, e idearon lanzarlos al espacio, tanto con miras a experimentar su funcionamiento como para obtener datos relativos a la atmósfera superior. Con este último objetivo se trazó un programa de trabajo, iniciado en 1946 con la creación de la Sección de Sondeos por V-2, del Laboratorio de Investigaciones Navales; posteriormente otros organismos, tales como Observatorios, Universidades, e incluso algunas industrias, se interesaron por las experiencias, y en la actualidad dichas investigaciones se llevan a cabo bajo la dirección de representantes de diez instituciones.

El objetivo inicial fué la construcción de departamentos especiales, en la V-2, destinados a contener los aparatos científicos que aquella debía llevar en su ascensión, así como también el diseño de los instrumentos que iban a convertir un arma terrible en un pequeño laboratorio volante, de corta vida, pero capaz, durante ella, de enviar radioeléctricamente los datos recogidos en altura, y que eran registrados por aparatos adecuados situados en la base de lanzamiento. Cada tipo de investigaciones tenía su modelo de cohete, y las experiencias realizadas corrían a cuenta de diversos equipos de expertos y hombres de ciencia, especialistas en las distintas materias: físicos, meteorólogos, astrónomos, etc.

Los lanzamientos se realizaron en unos terrenos de prueba, situados en White Sands (Nuevo México), donde los ensayos continúan en la actualidad, obteniéndose interesantísimos resultados acerca de la radiación cósmica y solar, presión atmosférica, distribución del ozono, etcétera, en altura; los datos recogidos, en unos pocos segundos, van reemplazando o complementando, lentamente, los conocimientos indirectos adquiridos durante largos años. No mencionaremos los progresos alcanzados en lo que hace

referencia a la radiación cósmica, problema en el que tan activamente se está trabajando, porque sería salirnos de nuestro tema, pues, por el momento, parece ser que aquella radiación, a pesar de su extraordinaria importancia e interés creciente, no influye grandemente en las características de la atmósfera superior, por lo menos en sus 100 primeros kilómetros.

Hemos de hablar, en cambio, brevemente de los resultados alcanzados en la determinación de la presión, ya que el ensayo realizado con la V-2 lanzada el día 10 de octubre de 1946, a las once horas (del meridiano 105), permitió registrar interesantes datos acerca de la presión entre los 50 y 90 kilómetros. No detallaremos los dispositivos utilizados en estas medidas, ya que pueden verse descritos en varias revistas científicas (1); diremos únicamente que eran de dos tipos: unos destinados a las presiones en la atmósfera inferior, y otros para la superior; ambos emitían sus medidas, que eran registrados por aparatos terrestres. El primero que iba a facilitar datos entre los 760 y 15 Torr, falló, debido, con toda seguridad, a la fuerte vibración, hacia los 150 Torr, y por este motivo la información recogida se limitó a los intervalos comprendidos entre los 0 y 12 kilómetros, y entre los 50 y 90 kilómetros, correspondiendo este último intervalo al campo de actuación del segundo dispositivo. Por lo que se refiere al primero, los resultados registrados estaban de acuerdo con los alcanzados por los métodos corrientes de sondeo utilizados en la atmósfera inferior; la figura 6-A muestra la correlación con los datos calculados a partir de las medidas de temperatura, realizadas a las ocho horas del mismo día por el Weather Bureau, sobre El Paso (Texas), distante unos 120 kilómetros; como cosa curiosa adviértase la ligera anomalía observada cuando el proyectil alcanzó velocidades sónicas (número de Mach = 1).

Las medidas de presión realizadas entre los 50 y 90 kilómetros vienen expresadas en las figuras 6-B, frente a los valores dados por la NACA, en el supuesto de una distribución térmica standard, representada en la figura 5; la evidente concordancia que se aprecia entre los datos directos recogidos por la V-2, y los deducidos teóricamente, confirma la validez de las suposiciones hechas para la obtención de estos últimos, y la curvatura que presenta la curva experimental, entre los 60 y 80 kilómetros, es

una prueba de la existencia del gradiente térmico negativo predicho por la NACA; sin embargo, las temperaturas deducidas de la pendiente de la curva $p = f(h)$, experimentalmente obtenida por la V-2, no están de perfecto acuerdo (fig. 5) con las standard, pero para aclarar este hecho son precisas nuevas experiencias, que están en curso de realización.

Una de las V-2 lanzada el 10 de octubre de 1946, llevaba también un espectrógrafo de red, mediante el cual pudo ser obtenido fotográficamente el espectro U. V. del Sol, más allá de los 3.400 Å, hasta los 88 kilómetros, pues aunque el proyectil ascendió hasta los 160 kilómetros, hacia la mitad de esta altura el dispositivo fotográfico dejó de funcionar en la forma deseada; la V-2 cayó en tierras desérticas de Nuevo México, a unos 32 kilómetros de la base de lanzamiento, y cuatro días más tarde el espectrógrafo, con su película, fueron hallados prácticamente intactos. El interés de esta experiencia consistía en que iba a permitir conocer, de un modo directo, la distribución vertical del ozono en la atmósfera por encima de los 30 kilómetros, límite hasta el que había sido determinado por Regener. Ya dijimos anteriormente la importancia extraordinaria que en el equilibrio térmico de la atmósfera tenía la distribución vertical del O₃, no siendo, pues, de extrañar que estas experiencias fueran esperadas con gran ansiedad, con vistas al mejor conocimiento de la atmósfera superior.

El espectrógrafo utilizado, cuyas características conocemos a través de un artículo publicado en el "Physical Review", utilizaba una red, en montaje Roland, de 15.000 trazos por pulgada, y de 10,4 centímetros de focal, construida en la Universidad de Johns Hopkins; el film empleado era Eastman, de 35 milímetros, sensibilizado para el ultravioleta, y tenía una longitud de unos siete metros, siendo capaz de obtener un centenar de espectrogramas. En lugar de la rendija corriente, el espectrógrafo llevaba una esfera de fluoruro de litio, de dos milímetros de diámetro, que daba una pequeña imagen del Sol, que a su vez actuaba de foco, produciendo un espectro de rayas, debido al astigmatismo introducido por la red, cuya altura era de 0,5 milímetros. El campo del aparato resultaba mucho más amplio (unos 140°) que el obtenido con las rendijas usuales, pero, además, una segunda esfera, análoga a la primera, y colocada en el lado opuesto de la red, duplicaba

(1) Véase, por ejemplo, Phys. Rev. 70-985. 1946.

la posibilidad de recibir luz solar al girar el proyectil; mediante sendos espejos planos de aluminio, la luz era enviada a la red. La dispersión del aparato es de 44 \AA/mm. , y el poder de resolución de 3 \AA ; en su interior se efectuaba el vacío durante el vuelo, con lo cual la más corta longitud de onda, capaz de ser detectada, venía determinada por el límite de transmisión del fluoruro de litio, habiéndose registrado, en el laboratorio, hasta una longitud de onda de 1.100 \AA . Un dispositivo adecuado

por encima de los 34 kilómetros, de suficiente cantidad de aquel gas, puesto que impide la obtención del espectro solar en la zona central de la mencionada banda. A los 55 kilómetros ha desaparecido ya toda traza de O_3 , pues no hay indicios, sobre el espectrógrama, de la mencionada banda de absorción (figura de cabecera de este artículo), este espectro solar es el primero que se ha obtenido de la atmósfera superior, por encima de la ozonósfera, y se extiende por la región U. V. desde los 2900 hasta los 2100 \AA ; no es, pues, preciso destacar la importancia de este espectrógrama, ya que las zonas de absorción que en él se observan corresponden únicamente (se sobrentiende que nos referimos a las telúricas) a los constituyentes de la alta atmósfera. Aunque el análisis detallado del mencionado espectro todavía se está realizando, damos en la figura 7 algunas de las rayas o bandas ya identificadas.

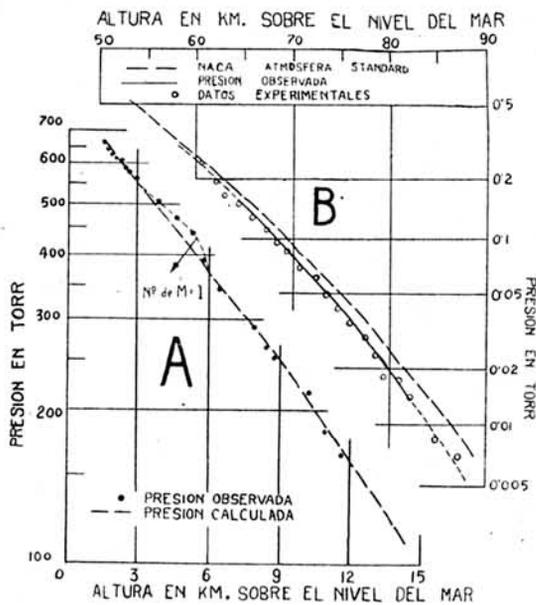


Fig. 6.

iba obteniendo, automáticamente, una serie de espectrógramas, con diversos tiempos de exposición.

Aunque las cosas estaban dispuestas para la obtención de un centenar de espectrógramas, por defectos mecánicos se lograron tan solo 35, ya que por encima de los 88 kilómetros el resto del film quedó completamente velado. Sin embargo, los sucesivos espectros obtenidos, al ser revelados, demostraron una extensión progresiva, en la Región U. V., hacia las cortas longitudes de onda, a medida que correspondían a mayores alturas. Así, por ejemplo, a los 25 kilómetros el espectro se extiende hasta los 2925 \AA ; a los 34 kilómetros hasta los 2650 \AA , presentando todavía un ennegrecimiento considerable entre los 2260 y 2100 \AA , junto al borde inferior de la gran banda de Hartley, característica del O_3 , lo que indica la existencia,

La curva de distribución espectral de la intensidad de la luz solar, después de atravesar la porción de la atmósfera superior equivalente a 1 Torr (aproximadamente es la situada por encima de los 55 kilómetros), fué determinada mediante comparación fotométrica del mencionado espectro con otro, calibrado, de un arco de carbón. Los primeros resultados obtenidos vienen indicados en la figura 8; en ella la nueva parte de la curva, en la zona situada por debajo de los 3000 \AA , viene enlazada con la porción, ya conocida, correspondiente a las longitudes de onda superiores de la radiación solar exterior a la atmósfera; se representa también en dicha figura la curva de distribución espectral, propia del cuerpo negro a 6000° K. , ajustada al máximo de la curva de intensidad solar en los 4600 \AA . Obsérvese que esta última cae por debajo de aquella, y en la relación de 5 y 1 a 10, para los 3000 y 2200 \AA , respectivamente; este hecho ha de resultar muy importante para el cálculo de la temperatura de la atmósfera en aquellas zonas donde la radiación es absorbida fuertemente por el ozono. La determinación de la distribución vertical de este gas se está llevando a cabo, pero por el momento sólo es posible afirmar que en la fecha de la experiencia el 3 por 100 aproximadamente de la cantidad de ozono estaba por encima de los 34 kilómetros y menos del 1 por 100 sobre los 55 kilómetros.

Un hecho sorprendente resulta del examen del espectro solar en altura, y es que no presenta trazas de los óxidos de nitrógeno, que se

supone deben existir en los niveles superiores de la atmósfera, aunque posiblemente ello se deba a que en tan pequeña proporción no pueden ser detectados en estos espectrógramas, ya que, por otra parte, la existencia de átomos de oxígeno y de nitrógeno, y, por tanto, de los óxidos de este último elemento, está completamente fuera de duda, gracias al estudio espectroscópico de la luminosidad del cielo nocturno y de las auroras boreales; estos estudios conducen a la conclusión que, contrariamente a lo que se venía creyendo durante tantos años, la alta atmósfera no

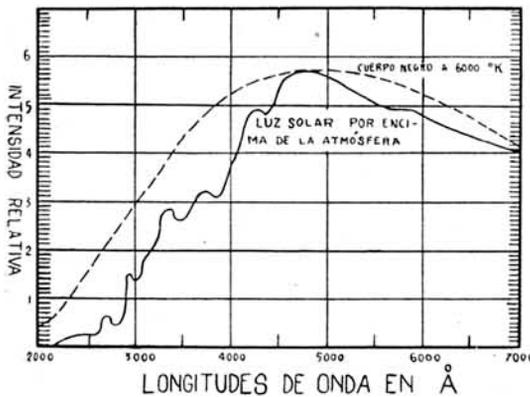


Fig. 7.

está compuesta únicamente de gases ligeros, sino que predominan en ella el oxígeno y el nitrógeno. Tal vez este resultado pueda parecer sorprendente, pero hay que tener en cuenta, al tratar de explicarlo, que las capas altas de la atmósfera no están desprovistas de turbulencia, y, en consecuencia, los gases de que constan no obedecen a la ley de Laplace, según la cual, efectivamente, el enrarecimiento de los más pesados se produciría en las capas inferiores, y en este caso el hidrógeno y el helio serían los únicos elementos que encontraríamos a partir de los 100 kilómetros, como se viene repitiendo todavía en algunas obras recientes mal informadas; resulta, en cambio, que no existen vestigios de helio, y únicamente trazas de hidrógeno a dicha altura; este hecho, que a pesar de lo dicho puede parecer inexplicable, se debe posiblemente a que los gases ligeros, para estar en equilibrio térmico (y al hablar aquí de temperaturas lo hacemos en el sentido cinético, ya que en atmósfera muy enrarecida no cabe otro) con los demás gases más pesados, se ven obligados a tomar velocidades tales que, sustraídos a la gravitación terrestre, abandonan la atmósfera. Esta hipótesis, aunque ha sido combatida por figuras de tan

indiscutible prestigio como Jeans, parece razonable si tenemos en cuenta que es indudable la existencia, por encima de los 80 kilómetros, de un fuerte gradiente térmico positivo que da lugar a elevadas temperaturas (algunos autores llegan a suponer que son hasta de 1000° en los 95 kilómetros); así, por ejemplo, lo afirma Gauzit (1), como consecuencia de una discontinuidad crepuscular observada a dicha altura, debida, según dicho autor, a la transición de nitrógeno molecular al estado atómico, que debe tener lugar a la mencionada temperatura; a un resultado análogo llega Cabannes, por consideraciones distintas. Pero el estudio físico de esta zona de la atmósfera entra de lleno en otro tipo distinto de campo experimental, ya que, como es sabido, hacia estas alturas comienza la región denominada ionosfera, que tanto interés despierta hoy en día con vistas a la radiocomunicación a grandes distancias, y cuyo estudio ha resultado sumamente fructífero gracias a los sondeos radioeléctricos, que han permitido ir descubriendo las diversas zonas ionizadas de la atmósfera, denominadas, con evidente impropiedad, "capas" D, E, F₁, F₂ (aunque la primera, situada por debajo de los 100 kilómetros, es de naturaleza y origen algo distintos), cuyas variaciones periódicas o irregulares son bien conocidas por cualquier aficionado de la radiodifusión, aunque su origen, oscilaciones e influencias que sobre ellas ejerce el magnetismo terrestre, están aún lejos de ser cosa resuelta. Parece también indudable que, si bien la ionosfera no puede obrar sobre la situación meteorológica, determinada por el estado de la atmósfera inferior, por el hecho de que la pequeña cantidad de aire contenida en la primera no es capaz de actuar sobre la masa, mucho mayor, de la segunda, el efecto inverso es posible, y ha sido puesto de manifiesto por varios observadores que han encontrado relaciones entre la presión barométrica y la densidad electrónica de las mencionadas capas, aunque los resultados, que por el momento son de tipo estadístico, han sido obtenidos durante un espacio de tiempo demasiado corto para que permitan establecer una relación entre las situaciones meteorológicas y el estado de la zona ionizada de la atmósfera. El estudio de tan interesante región es demasiado reciente para que el hombre de ciencia haya penetrado ya en todos sus secretos, aunque en el estado actual de nuestros conocimientos parece próximo el día en que aquéllos serán, total o parcialmente, descubiertos.

(1) "Cahiers de Phy", núm. 9, 1942.