

CAPÍTULO IX

FENÓMENOS ÓPTICOS

A) INFLUENCIA DE LA COMPOSICIÓN DEL AIRE

306. Bóveda celeste. — La masa de aire que los rayos solares han de atravesar para llegar a los ojos del observador es la masa que reposa sobre el horizonte *HH* del mismo (fig. 385). Su forma es la de un *casquete esférico*.

El radio, *D*, de la base circular de este casquete se determina, haciendo abstracción de la pequeña influencia de la refracción, de la relación:

$$r^2 + D^2 = (r + A)^2 = r^2 + 2Ar + A^2$$

$$D^2 = 2Ar + A^2 \cong 2Ar,$$

donde *r* significa el radio de la Tierra, y *A* la altura de la atmósfera. Considerando que para la región del Río de la Plata el radio de curvatura de la Tierra, en el plano este-oeste, es *r* = 6 385 km, se obtiene, con suficiente exactitud,

$$D = 113 \sqrt{A}$$

Para las principales capas atmosféricas, los valores correspondientes son:

para la troposfera	:	A = 11 km;	D = 375 km
„ „ estratosfera	:	„ = 80 „	= 1014 „
„ „ ionosfera	:	„ = 220 „	= 1680 „

Como se ve, el radio de la base del casquete es considerablemente mayor que la altura. Por consiguiente, la masa aérea que atraviesa un rayo de luz es tanto mayor cuanto más rasante es dicho rayo con el suelo.

307. Colores del Sol. — Para prever las modificaciones que se producen en un rayo solar al atravesar la atmósfera, conviene suponer que la luz se compone de *corpúsculos* de varias clases. A cada clase se le puede atribuir un cierto color y un determinado tamaño y peso, y, naturalmente, la capacidad de afectar el espacio que atraviesa, produciendo

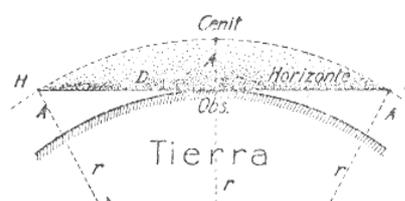


FIG. 385. — Casquete de aire visible desde un lugar cualquiera.

do en el mismo vibraciones de determinada longitud. Los corpúsculos violeta los suponemos pequeños y livianos; los corpúsculos rojos, grandes y pesados.

Los ultravioletas los imaginamos tan pequeños que ya no impresionan más nuestra retina, y los infrarrojos de tamaño tan grande que tampoco pueden ser acusados por nuestra vista. La longitud de onda que acompaña a los corpúsculos violetas es pequeña, y la que acompaña a los rojos, grande.

Un rayo de luz nos parece blanco mientras contiene corpúsculos de todos los colores. El cambio de color se inicia cuando el rayo penetra en la atmósfera y comienza a chocar con la infinidad de moléculas de aire, y más adelante, con las partículas sólidas y líquidas que encuentra en su camino. Los primeros que se dispersan son, debido a su poco peso, los corpúsculos violeta. El proceso se verifica todavía en la ionosfera. Luego se dispersan los azules. El medio dispersante es la estratosfera. Cuando el rayo llega ya a la troposfera, comienza la influencia de los cristales de nieve y de las gotitas de agua, y cerca del suelo, del pol-



FIG. 386. — Cambios que se producen en la coloración de un rayo de luz, al atravesar éste la atmósfera.

villo que flota en el aire. Primero se dispersan los corpúsculos verdes, luego los amarillos, después los anaranjados, y por fin los rojos (fig. 386).

Esta dispersión de los corpúsculos determina los *colores del Sol*. Mientras el Sol se encuentra alto, la masa aérea que atraviesan los rayos solares es pequeña y, en consecuencia, la dispersión de los corpúsculos carece de importancia. En nuestros ojos penetran corpúsculos de todos los colores, por lo cual vemos el disco solar blanco, brillante. Pero con la declinación de su altura crece la masa aérea que atraviesan (fig. 43), y por consiguiente, la dispersión de los corpúsculos. Primero se dispersan los corpúsculos azules, luego los verdes, después los amarillos, y por último los anaranjados. En la misma forma cambia de color el disco solar. El color blanco brillante pierde primero en intensidad, luego adquiere un tono amarillo grisáceo, que más adelante se transforma en anaranjado y por último en rojo. El color con que vemos el disco solar es, pues, el color resultante de la mezcla de los corpúsculos que todavía forman el rayo de luz que penetra en nuestros ojos.

La dispersión de corpúsculos de luz adquiere su mayor intensidad en el momento de la salida y puesta del sol, o sea cuando los rayos

extinguiéndose. Luego se dispersan los azules. El medio dispersante es la estratosfera. Cuando el rayo llega ya a la troposfera, comienza la influencia de los cristales de nieve y de las gotitas de agua, y cerca del suelo, del pol-

solares son rasantes con el suelo, y por consiguiente, la masa que atraviesan es máxima. En este caso, el efecto dispersante de las moléculas de aire es reforzado por las partículas sólidas y líquidas que flotan en el aire. Cuanto más turbio es el aire y mayor su grado de humedad, más acentuados son los colores del Sol.

En ciertos casos el Sol presenta colores llamativos. Así por ejemplo, en Montevideo se observa frecuentemente, en invierno, en las horas de la tarde, el disco solar de *color rojo*. Esto ocurre cuando los rayos solares atraviesan una neblina muy tenue, que dispersa todos los colores, excepto los rojos.

El color *azul o verde* del disco solar, menos frecuente, sin duda, se observa en una atmósfera saturada de vapor de agua. Éste, como sabemos (fig. 42), absorbe ciertos rayos rojos, de manera que el Sol aparece de color verde o azul, dependiente de la clase de corpúsculos restantes.

Para una descripción más precisa de estos fenómenos esbozados, sería necesario tener en cuenta las dimensiones de las partículas que producen la dispersión de los corpúsculos de luz. Mientras éstas son menores que las longitudes de onda de luz —el caso de las moléculas de aire—, la dispersión se efectúa en todas direcciones, por lo cual se la denomina *reflexión difusa*. Pero cuando se trata de partículas ya más grandes, como ser cristales de nieve, granitos de hielo, gotitas de agua o polvillo volcánico, los fenómenos se complican, porque además de la *reflexión y refracción* de los rayos de luz se produce también su *difracción*, originando una aureola brillante alrededor del disco solar. Según la necesidad, volveremos a recordar uno u otro de estos fenómenos.

308. Colores de las nubes. — Los rayos de luz que caen sobre una nube son en parte reflejados y en parte refractados y difractados (figs. 39, 40, 414, 415 y 416). Aquéllos conservan su composición, éstos se dispersan en distintos colores, pero debido al gran número de gotitas de agua o de cristales de nieve presentes se combinan de nuevo, volviendo a dar la luz originaria. Por esta razón, los colores de las nubes son los colores de los rayos solares que las iluminan.

En el curso del día, el colorido de las nubes pasa por una amplia gama. Mientras el Sol está alto, la parte iluminada de la nube es blanca, brillante, y la parte en sombra, de un color grisáceo, dependiendo de la intensidad de la luz reflejada que la ilumina. Pero a medida que el Sol se acerca al horizonte y cambia el color de sus rayos, el tono se modifica. Primero pierden brillo, luego adquieren un tono amarillo, más adelante anaranjado, y por último rojo púrpuro. Su color es particularmente bello después de la puesta del Sol o antes de su salida, cuando la dispersión de los corpúsculos de luz ha alcanzado su máximo, y en especial cuando hay mucho polvillo y vapor de agua en la atmósfera, o sea cuando existe una considerable cantidad de productos de condensación en estado incipiente. Por este motivo, colores vivos del Sol y de las nubes presagian lluvias.

Durante las tormentas, especialmente cuando cae granizo, las nubes suelen tener un color azul verdoso.

309. Colores del cielo. — El aire no tiene color propio. La sensación de *color del cielo* la dan los corpúsculos de luz que penetran

en la atmósfera y que, dispersados en todas direcciones, penetran en nuestros ojos desde todos lados.

Como se ha dicho antes (§ 308), debido a la resistencia del medio, y esto ocurre ya en las capas altas, primero se dispersan los corpúsculos violeta. No los percibimos a simple vista porque, debido a las sucesivas reflexiones, se ha consumido su energía. Luego se dispersan

los corpúsculos azules. El proceso se verifica, en esencia, entre los 30 y 60 km de altura. Estos corpúsculos son los que nos dan la sensación de un *cielo azul*. Más adelante, y cerca ya del suelo, se dispersan los corpúsculos verdes. Los percibimos cuando el aire es puro, porque confieren un tono verdoso al cielo cerca del horizonte. Su efecto, sin embargo, en la mayoría de los casos, es superado por el efecto del polvillo que flota en el aire, en el que se refleja la luz en forma ordinaria sin dis-

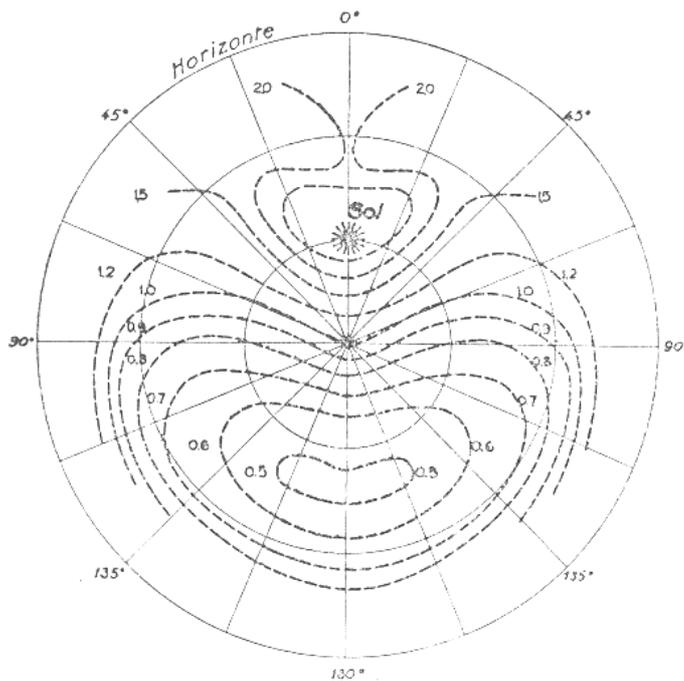


FIG. 387. — Líneas de igual claridad del cielo, supuesto el Sol a 60° de altura, según C. Dorno.

persarse, dando así un tono blanquecino a la capa de aire cercana al horizonte.

En general, el azul del cielo es tanto más intenso cuanto más puro es el aire. Esto sucede en las horas de la mañana, cuando la mayor parte del polvillo que se hallaba en el espacio se ha precipitado. Poco propicias para el mismo son las horas de mayor calor, porque el polvillo que levantan las corrientes ascendentes enturbian la atmósfera. Por lo general, en invierno el cielo es más azul que en verano.

Existe una acentuada relación entre la tonalidad del cielo y el estado del tiempo, relación que perciben los hombres de campo, atentos observadores de la naturaleza.

Sobre la *claridad* que acusan las distintas partes del cielo ilustra la figura 387, por medio de "líneas de igual luminosidad", para el caso de que el Sol se encuentre a 60° de altura. A la claridad reinante en el cenit se atribuye el valor 1. Por supuesto, la mayor claridad reina cerca del Sol, debido a la difracción de la luz en los cristales de nieve y las gotitas de agua; la menor claridad, en el plano perpendicular sobre la dirección del Sol, a unos 90° de distancia del mismo. La acentuada claridad en la proximidad del horizonte se debe, como hemos dicho, a la influencia del polvillo que flota en el aire.

310. Polarización de la luz solar. — Como es sabido, en algunos fenómenos naturales la luz se manifiesta como algo material, y en otros, como un movimiento ondulatorio del éter, transversal a la dirección de su propagación. En esta descripción tendremos presente esta característica.

Mientras el rayo de luz no choca contra alguna partícula reflectora, como ser molécula de aire o granillo de polvo o de bruma, las vibraciones se efectúan en todas direcciones, denominándose entonces *luz natural*. Pero al chocar con una partícula y reflejarse se opera un notable cambio en su estructura: las vibraciones perpendiculares y oblicuas al plano reflector son extinguidas, quedando subsistentes solamente las vibraciones paralelas al mismo (fig. 388). La luz en que las vibraciones del éter sólo se efectúan en una dirección se llama, por iniciativa de ARAGÓ, su descubridor, *luz polarizada*.

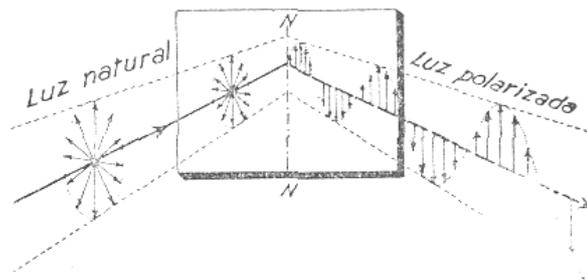


FIG. 388. — Polarización de la luz, al reflejarse en un espejo.

La mayor parte de la luz del cielo, la llamada "luz difusa", es luz reflejada, y por consiguiente, luz polarizada. Esta *polarización primaria*, proveniente de las moléculas de aire, se produce en planos que pasan por la recta que va desde el observador al centro del Sol. Uno de estos planos es vertical, y los demás, oblicuos. Las vibraciones de la luz se realizan perpendicularmente a estos planos. Su máximo se encuentra, como es lógico, en el plano perpendicular a la recta antes mencionada; su mínimo, en la dirección del Sol mismo.

A esta polarización primaria se le agrega una *polarización secundaria*, proveniente de la reflexión de la luz en el polvillo, en la bruma y en las gotitas de agua y cristales de hielo que flotan en el aire, como asimismo en las nubes, espejos de agua, bosques y montañas. Los planos de polarización correspondientes a estos agentes son preponderantemente horizontales, y las vibraciones del éter, verticales. La máxima intensidad de esta polarización se encuentra cerca del horizonte, y la mínima, en el cenit. Acusa fuerte variación en el curso del día, y grandes anomalías cuando, por una razón cualquiera, aumenta o disminuye bruscamente la cantidad de partículas reflectoras que flotan en el aire. Las dos polarizaciones, la primaria y la secundaria, la *positiva* y la *negativa*, unen sus efectos, determinando así, para cada parte del cielo, la intensidad o grado de polarización, y condicionando la dirección de la vibración del éter.

En la figura 389 se encuentra representado el grado de polarización para las distintas partes del cielo. Los números indican la cantidad de luz polarizada, en porcentos, de la cantidad total incidente. Como se ve, la polarización tiene un

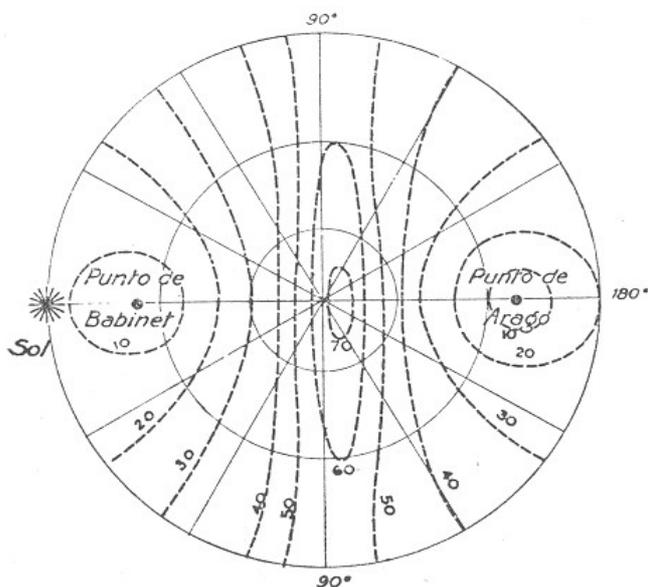


FIG. 389. — Líneas de igual grado de polarización, expresado en porcentos, encontrándose el Sol en el horizonte, según Brewster.

“máximo” cerca del cenit y dos “mínimos”, en los cuales la polarización secundaria equilibra a la primaria. Estos lugares se llaman *puntos neutros*. Uno de ellos se encuentra unos 18° encima del Sol, y se llama punto de Babinet; el otro en el lado opuesto, encima del “punto antisolar”, S', y se llama punto de Aragón. Como lo indica la fig. 390, los dos puntos se encuentran en el plano vertical que pasa por el Sol. Sobre la dirección de las vibraciones en la cercanía de un punto neutro ilustra la figura 391, por medio de líneas ortogonales sobre ellas. La vibración es horizontal arriba del punto neutro, y vertical debajo de él.

La distancia entre el Sol y los puntos neutros depende de la cantidad de partículas reflectoras que hay en el aire. Es natural, en consecuencia,

que después de las grandes erupciones volcánicas (véase § 14) alcance valores considerables. La dependencia simultánea de la “altura del Sol” es sólo aparente, ya que la cantidad de partículas que intervienen en el proceso de polari-

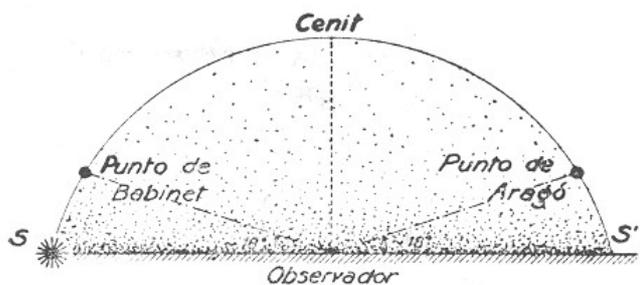


FIG. 390. — Posición de los “puntos neutros”, encontrándose el Sol en el horizonte.

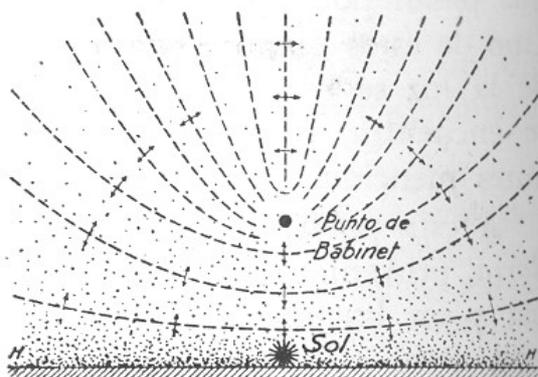


FIG. 391. — Líneas ortogonales sobre la dirección de polarización, en la cercanía del “punto de Babinet”, según Bosanquet.

zación varía con la inclinación de los rayos. En la medición de las distancias de los puntos neutros se tiene, por esta razón, un medio eficaz para conocer la cantidad de polvillo flotante en el aire y prever su influencia climatológica (fig. 392).

La importancia de la polarización de la luz del cielo reside en su íntima relación con el estado atmosférico. No existe aparato ni elemento meteorológico, incluso la aparición de las nubes cirrus y los halos, que permita pronosticar un cambio de tiempo inminente con mayor seguridad y mayor anticipación que el grado de polarización de la luz en el cenit. Su disminución es índice seguro de un próximo cambio de tiempo.

311. **Crepúsculos.** — El tiempo comprendido entre la puesta del Sol y la plena oscuridad se denomina *crepúsculo vespertino*, y el tiempo entre el fin de la oscuridad y la salida del Sol, *crepúsculo matutino*. Los dos crepúsculos son idénticos, con la única diferencia de que se desarrollan en sentido inverso. Por esta razón, en adelante nos referiremos al crepúsculo vespertino exclusivamente.

El crepúsculo es ocasionado por la iluminación directa e indirecta de las capas aéreas elevadas. Esta última se debe a la dispersión de la luz por "reflexión difusa" en todas direcciones, ocasionando así la característica semiclaridad de este fenómeno.

En astronomía, el tiempo que corre entre la puesta del Sol y la aparición de la primera estrella se llama *crepúsculo civil*. El Sol se encuentra en este momento a 6° bajo el horizonte. Análogamente, el tiempo que pasa hasta la aparición de la última estrella visible a simple vista se llama *crepúsculo astronómico*. En este instante, el Sol se encuentra a 16° bajo el horizonte.

Si designamos con *O* el lugar del observador, con *m* una pequeña masa aérea en el horizonte del mismo, a una altura *A* del suelo, iluminada todavía directamente por los rayos solares, cuyo ángulo de depresión es β (fig. 393) y el radio de la Tierra con *r*, se tiene:

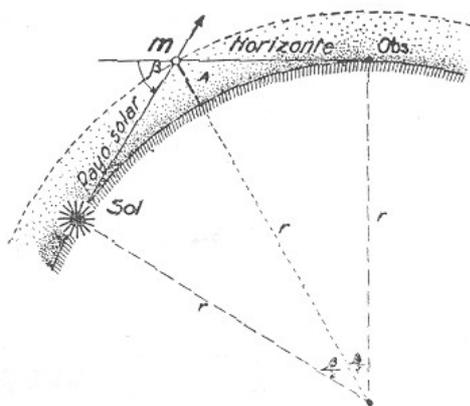


FIG. 393. — Iluminación de una masa aérea *m*, situada en el horizonte, después de la puesta del Sol.

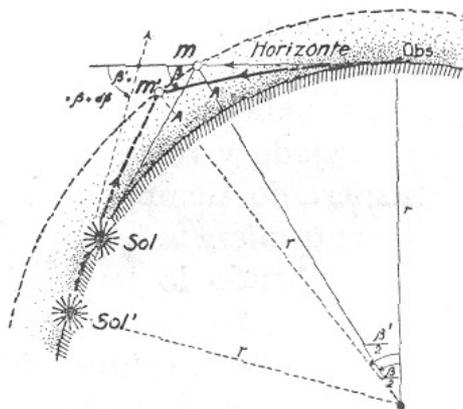


FIG. 394. — Influencia de la refracción sobre la iluminación y visibilidad de una masa aérea *m'*.

$$\cos \frac{\beta}{2} = \frac{r}{r + A} = \frac{1}{1 + \frac{A}{r}} = 1 - \frac{A}{r},$$

fórmula que permite conocer la depresión del Sol para una altura cualquiera. De esta misma ecuación se obtiene:

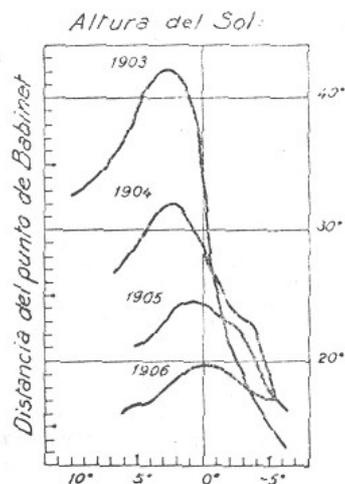


FIG. 392. — Distancia del "punto de Babinet" del Sol, en los años siguientes a la erupción del Mt. Pelé.

$$A = \frac{r}{\cos \frac{\beta}{2}} - r = r \left\{ \sec \frac{\beta}{2} - 1 \right\}.$$

fórmula que permite conocer la altura de la masa iluminada todavía, cuando el Sol se encuentra en ángulo β debajo del horizonte.

Los valores así obtenidos tienen que ser todavía corregidos, como se deduce de la figura 394, por el efecto de la "refracción". La gráfica figura 395 ha sido confeccionada teniendo en cuenta esta corrección. La misma permite encontrar el ángulo

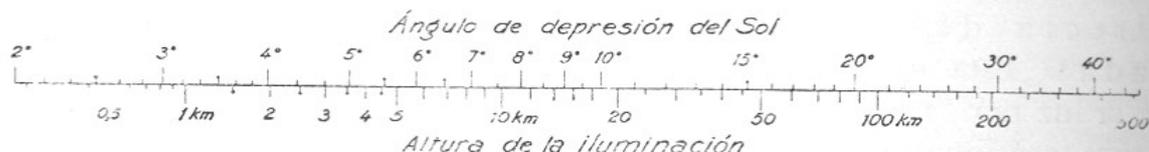


FIG. 395. — La altura de una masa aérea iluminada todavía, depende del ángulo de depresión del Sol.

lo de depresión del Sol, para que una masa aérea, en una altura determinada, sea aún iluminada. La depresión necesaria, para las principales capas aéreas, es:

para la troposfera	A = 11 km	= 7,9°
„ „ estratosfera	„ = 80 „	= 19,2°
„ „ ionosfera	„ = 220 „	= 30,8°
„ el crepúsculo civil	„ = 5,7 „	= 6 °
„ „ crepúsculo astronómico	„ = 54 „	= 16 °

Desde que el Sol se acerca al horizonte hasta la plena noche, el cielo, a la vez que se oscurece progresivamente, se colorea también, a veces de una manera sumamente intensa. Los colores pasan por una amplia gama de tonalidades, desde el blanco transparente, a través del amarillo, anaranjado y rojo, hasta el púrpura. Estos colores, por su belleza, han despertado siempre la atención y la admiración. Es como si con ellos la naturaleza saludara al hombre cuando inicia su trabajo, y al atardecer, cuando lo termina.

Los colores crepusculares son originados por las partículas mayores que forman este "medio turbio", llamado *airosol*, o sea por las gotitas de agua, granitos de hielo, cristales de nieve y polvillo en suspensión. Todas estas partículas originan una dispersión de los corpúsculos de luz, debilitando así los rayos solares, que llegan hasta extinguirse. La intensidad y variedad de los colores producidos crece con la humedad del aire. Por esta razón, el crepúsculo vespertino es, por lo general, más brillante que el matutino, observándose colores más vivos en el verano que en el invierno. Igualmente son mucho más llamativos en la región tropical que en las regiones polares. Las grandes erupciones volcánicas, con la cantidad de polvillo que arrojan a las altas capas atmosféricas, acentúan considerablemente los coloridos, produciendo a la vez fenómenos ópticos particulares.

El crepúsculo es un fenómeno esencialmente troposférico. Los "rayos oscuros", producidos por las nubes y montañas que se anteponen a los rayos solares, y que por efecto de perspectiva parecen emanar del Sol y converger hacia el "punto antisolar", y a través de los cuales se percibe nítidamente el cielo azul, así lo demuestran. El crepúsculo termina, en esencia, cuando deja de ser iluminada la troposfera.

En los seis cuadros de la figura 397 tratamos de representar, incitados por un esfuerzo análogo de MEYER-BÜHRER, lo esencial de este fenómeno, suponiendo condiciones atmosféricas medias, y sin nubes en el cielo. La sucesiva dispersión de los colores está representada, conforme con el esquema indicado, en la figura 396.

En el cuadro *a* de la figura 397, el Sol se encuentra ya cerca del horizonte, rodeado de una aureola dorada brillante, que lentamente se esfuma en el azul claro del cielo. La masa de aire que atraviesan los rayos es importante, por lo cual la dispersión de la luz es considerable. Luz amarilla, dorada, se filtra a través del follaje de los árboles, mientras un polvillo de oro parece cubrir el campo. Comienza el crepúsculo, con su juego de colores.

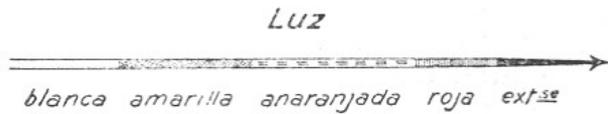


FIG. 396. — Representación esquemática de los colores de un rayo solar que atraviesa la atmósfera.

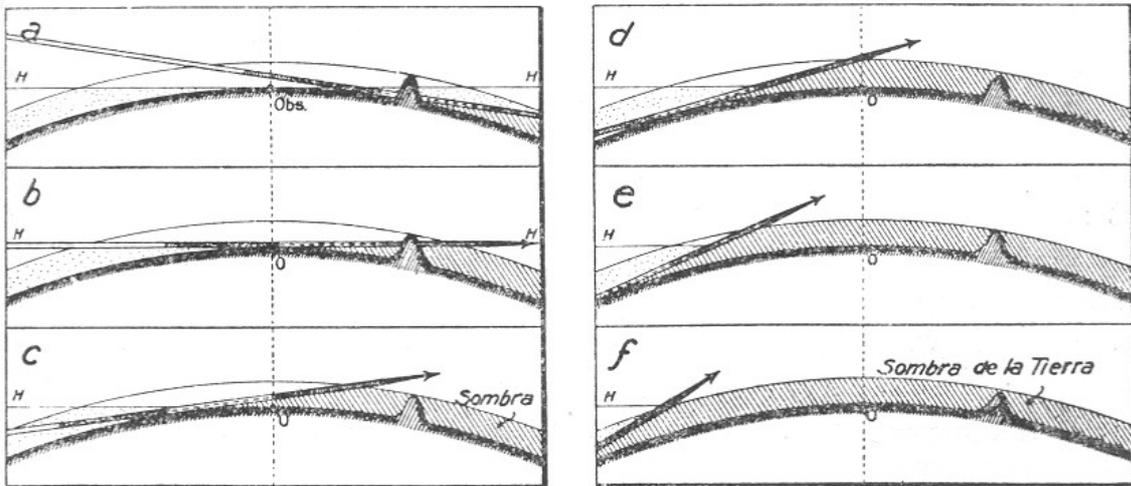


FIG. 397. — Desarrollo de un crepúsculo vespertino. La parte rayada de la atmósfera representa la sombra de la Tierra; la punteada, la parte invisible, situada debajo del horizonte; y la blanca, la parte iluminada y visible.

En el cuadro *b* acaba de desaparecer el Sol bajo el horizonte. Los rayos de luz son horizontales; la masa aérea que atraviesan es la más grande posible, y por consiguiente, la dispersión de la luz es acentuada. El observador está bañado por una luz amarillo oscuro, que se acerca al anaranjado. Alrededor del lugar en que desapareció el Sol se extiende, con un centro anaranjado, un abanico amarillo, que lentamente se esfuma en un claro color azul verdoso. Hacia el este, en el punto opuesto llamado "antisolar", la dispersión de los colores es ya completa. Sólo queda el color rojo que, en combinación con el azul del cielo, produce una cinta purpúrea que se eleva del horizonte.

En el cuadro *c*, debido a la decreciente depresión del Sol se ve aparecer, hacia el este, la sombra cenicienta de la Tierra, elevando con su frente la cinta purpúrea

antes mencionada. Al oeste, el abanico de colores se extiende lateralmente. Encima del mismo comienza a aparecer un tono purpúreo, conforme aumenta la inclinación de los rayos solares.

En el *d*, la sombra de la Tierra alcanza ya el cenit del observador. Toda la mitad este del cielo está en sombra, apareciendo de un color gris violáceo profundo. La mitad oeste la cruzan sólo rayos rojos, dando, en combinación con el azul del cielo, la luz purpúrea del momento.

En el *e*, la inclinación de los rayos solares es ya acentuada. Con ella disminuye la luminosidad del sector purpúreo, contrayéndose éste, a la vez. Cerca del horizonte, la luminosidad se extiende lateralmente, formándose la "cinta crepuscular", de colores de arco iris. En el cielo aparecen, al este, las primeras estrellas. Fin del crepúsculo civil.

En el *f* termina la iluminación de la troposfera. El sector purpúreo desaparece por completo. La claridad del cielo disminuye de repente. Hacia el oeste se percibe todavía la "cinta crepuscular", que se está hundiendo lentamente bajo el horizonte. Con ello aumenta la oscuridad.

Persiste todavía el "azul del cielo", aunque en forma cada vez más debilitada; desaparece recién cuando termina la iluminación de la estratosfera, o sea al finalizar el crepúsculo astronómico. Todavía se percibe una suave claridad, que termina cuando deja de ser iluminada la ionosfera, apareciendo entonces en su lugar la "claridad nocturna", proveniente de la luz de las estrellas.

La variedad de los fenómenos crepusculares es infinita. No hay dos puestas de Sol que presenten iguales coloraciones. Esta diversidad se debe al distinto grado de humedad que acusa la atmósfera, y a la mayor o menor cantidad de nubes que hay en el espacio, a su forma, altura y distribución en el cielo. Es también importante la transparencia del aire, o sea la presencia de una mayor o menor cantidad de polvillo en la atmósfera. Las grandes erupciones volcánicas suelen causar anomalías extraordinarias, capaces de subsistir por varios años.

312. Candencia de los Alpes. — Las altas serranías, como los Andes y las sierras de Córdoba, durante el crepúsculo aparecen cubiertas, en tiempo despejado y húmedo, por una luz roja, en tres momentos sucesivos. Este fenómeno, muy conocido en los Alpes con el nombre *Alpenglühen* y *coloration des Alpes*, tiene una explicación sencilla.

La primera coloración se produce cuando el Sol se encuentra todavía sobre el horizonte. La luz que ilumina las rocas de las serranías es roja, por lo cual éstas aparecen con un tono rosáceo. (Cuadrilo *a* de la fig. 397.)

La segunda coloración se inicia después de la puesta del Sol. Es la más brillante de las tres. La iluminación de los cerros por los rayos solares es todavía directa, y sólo se debe a su gran altura. La sombra de las partes bajas, que se eleva por las laderas, elimina lentamente esta iluminación. (Cuadrilo *b*).

La tercera coloración, algo confusa pero suficientemente intensa, que aparentemente hace "resurgir" las serranías, comienza cuando la luz purpúrea principia a dominar en el cielo vespertino, y termina cuando la misma desaparece debajo del horizonte. (Cuadrilos *c* y *d*.)

313. Rayo verde. — Observando la puesta del Sol en tiempo claro y húmedo (región tropical), algunas veces se percibe, en el momento de la desaparición del disco debajo del horizonte, un *rayo verde esmeralda*, $\lambda = 530 \text{ m}\mu$. La duración del fenómeno es breve. Unas veces dura sólo unos décimos de segundo, y otras se prolonga por espacio de varios segundos.

La aparición de este rayo se debe, muy probablemente, a la ausencia de corpúsculos azul y violeta en los rayos solares, dispersados ya por las moléculas de aire, y a la ausencia de corpúsculos amarillos y anaranjados, absorbidos por el vapor de agua que flota en el espacio.

314. Aurora polar. — Sabemos ya (véase §§ 278 y 279) que en el Sol reina una temperatura muy alta, de unos 20 millones de grados. En tal ambiente los átomos se encuentran “disociados”, o sea: los electrones separados de sus núcleos. Entre estos últimos los choques son frecuentes, y su destrucción, inevitable. La energía libertada en estos procesos es formidable. A ella se debe la “expulsión”, desde el cuerpo del Sol, de la masa de electrones acumulada bajo su superficie, los cuales perforan su espesa atmósfera. Los lugares donde se producen estas perforaciones los percibimos como *manchas solares*. De ellas surge un río de electrones, entremezclados con protones y núcleos de helio, que penetra en el espacio interplanetario, con una velocidad cercana a la de la luz, durante algunos días, y a veces durante varios meses.

También sabemos que el globo terráqueo es un inmenso imán que ejerce una considerable atracción aun a grandes distancias. Sus tentáculos son las “líneas de fuerza magnética” que emanan de los “polos magnéticos”.

Cuando ese gran río de electrones penetra por casualidad en el campo magnético de la Tierra, es atraído por ésta y desviado hacia sus polos magnéticos. Durante este proceso, este río de electrones es disuelto en delgadas “líneas de flujo” que, en forma de un cortinado o colgadura movediza, se acercan a la superficie de la Tierra, rodeando tanto su polo geográfico como el magnético.

Esta penetración va acompañada de fenómenos eléctricos y ópticos; estos últimos, de extraordinaria belleza. Los electrones que invaden la atmósfera chocan cada vez con mayor número de átomos y moléculas. Si el choque es muy violento, cosa que ocurre cuando la velocidad del electrón es elevada, un electrón es separado del átomo, quedando éste ionizado. La masa aérea traspasada adquiere así, progresivamente, una carga eléctrica positiva. Debido a la repulsión que existe entre los átomos cargados de la misma electricidad, esta masa aérea se estira, produciendo así una corriente eléctrica que repercute sobre los elementos magnéticos en la superficie de la Tierra, perturbándolos sensiblemente.

Si el choque es débil — caso común cuando los electrones invasores han perdido ya velocidad —, el electrón chocado no es ya separado del átomo, sino simplemente mudado de órbita. Al pasar esta “excitación” y volver el electrón a su órbita primitiva, se produce una centella de luz de algún color característico. La totalidad de estas centellas, producidas simultáneamente, es lo que percibimos como *aurora polar*.

La aurora polar debe clasificarse como el fenómeno óptico más brillante que produce la naturaleza. Sus colores son tenues, suaves, y sumamente variados; su extensión es considerable, abarcando muchas veces todo el cielo visible. A esto se agrega su lento movimiento, parecido a un oleaje tranquilo, majestuoso.

La altura en que con mayor frecuencia se forman las auroras polares se encuentra entre los 100 y 120 km. Alturas mayores que éstas no son propicias a su formación, ya que la densidad del aire no es suficiente para producir una luminosidad perceptible. Tampoco les son favorables las bajas alturas, debido a la excesiva densidad del aire, ambiente en que la energía cinética de los electrones invasores se gasta rápidamente. La altura más baja en que todavía puede formarse una aurora parece ser los 75 km; la más alta, 750 km.

La forma de las auroras depende de las particularidades de las líneas de fuerza magnética que atraen a los electrones, y de la densidad del aire. Cuando prevalece la influencia de las líneas de fuerza, las auroras tienen aspecto de rayos, y cuando estas líneas se desplazan —cosa inevitable, dada la rotación de la Tierra y su giro alrededor del Sol—, parecen grandes colgaduras, movidas a través del espacio. Si, al contrario, prevalece el efecto de la densidad del aire, las auroras aparecen como grandes arcos suspendidos en el aire, a igual altura del suelo.

Los colores de las auroras están determinados por la composición de la atmósfera. Son muy suaves en la altura, pero se intensifican al aproximarse a tierra. El análisis espectral ha demostrado que el tinte verdoso de la gran mayoría de las auroras boreales proviene de la excitación de moléculas de nitrógeno, N_2 , pero que su línea verde particular, llamada "línea de auroras polares", cuya $\lambda = 5577,35 \text{ \AA}$, se debe a la excitación de átomos de oxígeno, O_1 .

Por lo general, las auroras altas tienen un tinte azul violáceo. Sus líneas espectrales características, de $\lambda = 3914$ y 4278 \AA , provienen de la excitación de moléculas de nitrógeno, N_2 , ionizadas positivamente. Las de mediana altura tienen un tinte verdoso, producido por la excitación de moléculas de N_2 en estado eléctrico neutro. Las de baja altura, por último, poseen un tinte rojizo. Sus líneas espectrales peculiares, de $\lambda = 6300$ y 6365 \AA , son producidas por moléculas de oxígeno, O_2 . A esta última clase pertenecía la gran aurora que fué vista en toda Europa el 25 de enero de 1938. En los espectros, llama la atención la ausencia de las líneas correspondientes al hidrógeno, H_2 . Esto indicaría que no existe hidrógeno en las altas capas atmosféricas.

Nuestros conocimientos acerca de las auroras polares se deben principalmente al esfuerzo de investigadores noruegos. B. BIRKELAND fué el primero que produjo una aurora en el laboratorio; C. STÖRMER calculó las trayectorias que siguen los electrones solares al penetrar en nuestra atmósfera, y L. VEGARD efectuó el examen espectral de las auroras. STÖRMER y VEGARD fueron también los primeros e infatigables observadores de este fenómeno.

B) INFLUENCIA DE LA DENSIDAD DEL AIRE

315. Refracción de la luz. — A través del espacio interplanetario, la luz se propaga en línea recta, con una velocidad de 300 000 km/sec,

o más exactamente, a $299\,796 \pm .4$ km/sec. Al llegar al límite de la atmósfera, que por el momento suponemos homogénea, una parte de esa luz se refleja; el resto penetra en ella y se refracta, o sea: con velocidad algo disminuída prosigue la propagación, modificando un tanto su dirección.

La observación directa nos enseña que el ángulo de reflexión de la luz es igual, y el ángulo de refracción algo menor, que el ángulo de incidencia. La relación entre estos dos últimos la expresa la LEY DE SNELIUS, según la cual el seno del ángulo de incidencia está en relación con el seno del ángulo de refracción como las velocidades en los dos medios, o sea que:

$$\frac{\text{sen } z_0}{\text{sen } z} = \frac{v_0}{v} = n,$$

llamándose n índice de refracción

Consideremos un haz de luz limitado por dos rayos. Sea su superficie frontal AA' (fig. 398). Mientras el rayo derecho llega a la superficie límite de la atmósfera, SS , el rayo izquierdo se ha propagado, por medio de movimiento ondulatorio, el trecho AB . La nueva superficie frontal es, pues, la recta BB' , y la dirección de propagación la perpendicular sobre ella. La dirección forma con la vertical de incidencia el ángulo z , mientras que el ángulo de incidencia fué z_0 .

Si consideramos como "unidad" el "tiempo" que ha tardado en realizarse este fenómeno, entonces:

$A'B' = v_0 = L \cdot \text{sen } z_0$, y $AB = v = L \cdot \text{sen } z$. Dividiendo las dos ecuaciones, resulta:

$$\frac{\text{sen } z_0}{\text{sen } z} = \frac{v_0}{v} = n.$$

La luz amarilla, la línea D_1 del espectro solar, tiene el coeficiente de refracción $n = 1,000\,2926$. Para los otros colores, el coeficiente es algo diferente, por cuya razón la luz solar se dispersa en la atmósfera, descomponiéndose en los colores del arco iris.

El coeficiente de refracción crece con la densidad del aire.

Para el rayo que sale de la atmósfera, o sea que recorre el camino inverso, debe tenerse presente que z_0 sólo puede llegar a 90° . El ángulo de incidencia z tiene, pues, un límite, determinado por el valor

$$\text{sen } z = 1 : n.$$

Este ángulo es de $88^\circ 36'$. Si el ángulo de incidencia es mayor que este valor, el rayo se refleja en la superficie límite y vuelve al seno de la atmósfera

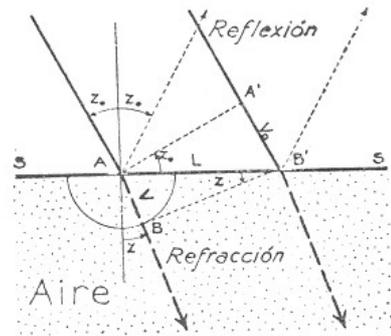


FIG. 398. — Influencia del aire en la dirección y velocidad de propagación de la luz.

(fig. 399). Se habla entonces de *reflexión total*. Este fenómeno es el causante del espejismo.

316. Refracción astronómica. — Si desde la Tierra se dirige la visual a un cuerpo celeste, debido a la progresiva disminución de la densidad

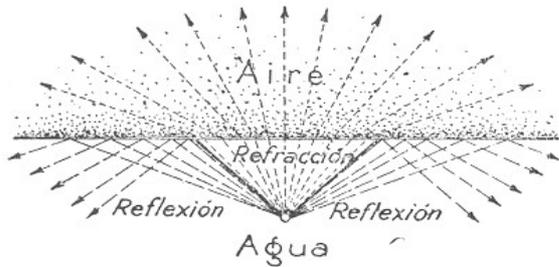


FIG. 399. — Cuando el ángulo de refracción pasa de cierto límite, el rayo de luz se refleja.

del aire con la altura esa visual se aparta cada vez más y más de la dirección primitiva y se encurva. Por esta razón los cuerpos celestes no se encuentran en la dirección en que los vemos, sino a una altura menor. Toda medición astronómica debe ser “corregida”, en consecuencia, por la *refracción* llamada *astronómica*.

Supongamos, por el momento, a la Tierra plana y a la atmósfera homogénea (fig. 400). La visual que parte del lugar de observación con una inclinación z atraviesa la atmósfera en línea recta. Sólo al penetrar en el vacío se aleja de esta dirección primitiva la cantidad Δz , formando así, con la vertical, el ángulo $z_0 = z + \Delta z$. Tenemos, pues,

$$\frac{\text{sen } z_0}{\text{sen } z} = \frac{\text{sen } (z + \Delta z)}{\text{sen } z} = n,$$

y desarrollando,

$$\text{sen } z + \cos z \cdot \Delta z + \dots = n \cdot \text{sen } z,$$

de donde

$$\Delta z = (n - 1) \text{tg } z,$$

ecuación que dice que la corrección por refracción es una cantidad proporcional a la tangente de la inclinación de la visual.

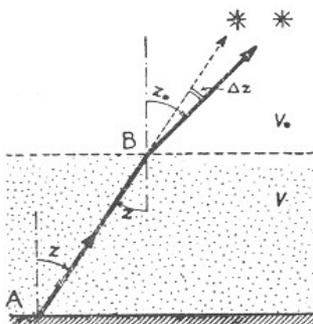


FIG. 400. — Refracción de la visual dirigida hacia una estrella, supuesta una atmósfera homogénea.

Sabemos que la atmósfera no es homogénea. Este hecho se tiene en cuenta en la figura 401, en la que imaginamos la atmósfera des-

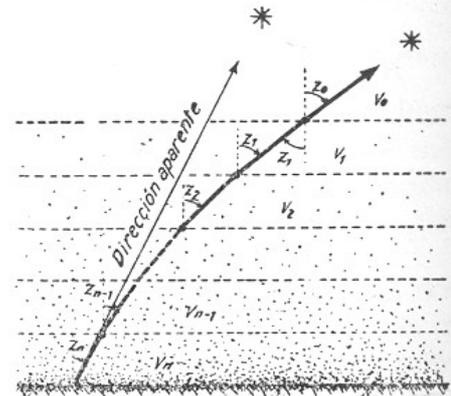


FIG. 401. — Curvatura de la visual dentro de una atmósfera de densidad decreciente.

compuesta en un elevado número de capas de densidad decreciente. Aplicando la LEY DE SNELIUS a todos los puntos en que la visual corta las superficies límites de las distintas capas, se tiene:

$$\frac{\text{sen } z_0}{\text{sen } z_1} = \frac{v_0}{v_1} \quad \frac{\text{sen } z_1}{\text{sen } z_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad \dots \quad \text{y} \quad \frac{\text{sen } z_{n-1}}{\text{sen } z_n} = \frac{v_{n-1}}{v_n}$$

Multiplicando miembro a miembro, resulta:

$$\frac{\text{sen } z_0}{\text{sen } z_1} \cdot \frac{\text{sen } z_1}{\text{sen } z_2} \dots \frac{\text{sen } z_{n-1}}{\text{sen } z_n} = \frac{v_0}{v_1} \cdot \frac{v_1}{v_2} \dots \frac{v_{n-1}}{v_n},$$

y simplificando,

$$\frac{\text{sen } z_0}{\text{sen } z_n} = \frac{v_0}{v_n} = n,$$

o sea la misma relación anterior. Por consiguiente, la fórmula de corrección deducida para una atmósfera homogénea es válida también para una atmósfera de densidad decreciente.

Correspondería aún considerar que la Tierra no es plana, sino esférica. Pero teniendo en cuenta que su radio es de 6 371 km, mientras que la altura de la atmósfera homogénea llega sólo a 8 km, la influencia es prácticamente nula.

Pasando en la fórmula anterior de la medida analítica a la angular, se tiene:

$$\Delta z'' = \rho'' (n - 1) \text{ tg } z,$$

y teniendo en cuenta que $\rho'' = 206\,265''$ y $n = 1,0002926$, resulta:

$$z'' = 60,35'' \cdot \text{tg } z.$$

El valor indicado para n es válido sólo bajo la presión de 760 mm y temperatura 0°. Para otros valores, la magnitud de la refracción obtenida por medio de esta

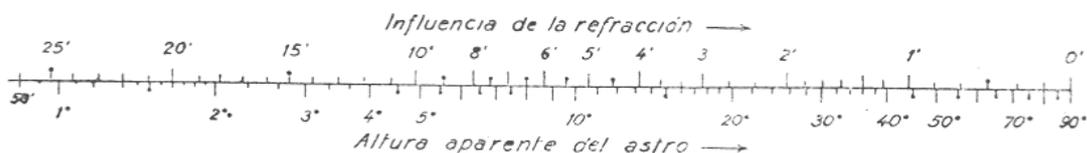


FIG. 402. — Debido a la refracción astronómica, las alturas de las estrellas parecen agrandadas.

fórmula tiene que ser corregida. Tablas numéricas prácticas para cualquier temperatura y presión, con una exactitud de $\pm 1''$, se encuentran en las *Tablas logarítmicas de 5 decimales*, de F. G. GAUSS. Los valores correspondientes a 760 mm de presión y $+10^\circ$ de temperatura se encuentran representados en la figura 402.

De interés es la influencia de la refracción astronómica en la visibilidad del Sol. Para una visual horizontal, la corrección por refracción es de $34' 59''$. El diámetro del Sol es, término medio, de $32' 04''$. Por esta razón vemos al Sol sobre el horizonte, cuando en realidad se encuentra ya debajo del mismo, o no ha aparecido todavía. Además, el rayo que nos llega del borde superior está refractado $29'$, y el que nos llega del borde inferior, $35'$. Su diámetro vertical está aparentemente acortado. El disco solar nos aparece de forma elíptica.

Los diámetros del Sol y de la Luna nos parecen, cuando esos astros se encuentran cerca del horizonte, dos o tres veces mayores que cuando están en el cenit. La causa de esta ilusión óptica no ha sido todavía aclarada satisfactoriamente.

317. Refracción terrestre. — Como sabemos, la densidad del aire disminuye con la altura. Por esta razón, la visual que va desde un punto terrestre hacia otro más elevado es refractada y se encurva, fenómeno llamado *refracción terrestre*. La altura que se encuentra por medio

de la medición de la inclinación de la visual resulta, así, demasiado grande cuando el punto visado es más alto que el punto de observación, y demasiado pequeño cuando es más bajo (fig. 403).

Si consideramos BB' como prolongación del radio de curvatura R de la visual, y si consideramos $AB = AB' = L$, se obtiene:

$$R^2 + L^2 = (R + c)^2 = R^2 + 2Rc + c^2,$$

de donde, con exactitud suficiente,

$$c = \frac{L^2}{2R}.$$

El radio de curvatura de la visual, R , es de ordinario 8 veces mayor que el radio de la Tierra, r , por lo cual podemos escribir, también:

$$c = \frac{1}{8} \cdot \frac{L^2}{2r} = 0,13 \cdot \frac{L^2}{2r} = k \frac{L^2}{2r}.$$

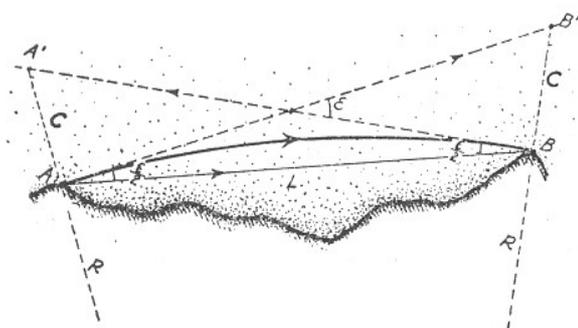


FIG. 403. — Debido a la refracción, las visuales entre los puntos de la Tierra están encurvadas.

El valor 0,13, designado comúnmente con la letra k , se llama *coeficiente de la refracción terrestre*.

Como se deduce de esta fórmula, la influencia lineal de la refracción terrestre crece con el cuadrado de la distancia. Su valor numérico está representado en la fig. 404 a. De la fig. 403 se deriva también que la magnitud angular de la refracción terrestre es la mitad de la refracción astronómica. Los valores correspondientes a distintas distancias están representados en la figura 404 b.

En realidad, la curvatura de la visual R es variable, porque depende de la disminución de la densidad del aire con la altura, y ésta, del gradiente térmico reinante. Para una altura de 1 000 m, donde la presión atmosférica es, término medio, de 764 mm, suponiendo una temperatura de $+20^\circ$, el coeficiente de refracción resulta:

$$k = 0,18 + 0,0526 \cdot \gamma,$$

donde, como siempre, γ significa el "gradiente térmico". Los valores numéricos correspondientes se encuentran representados en la figura 405 a. Conociendo k , se

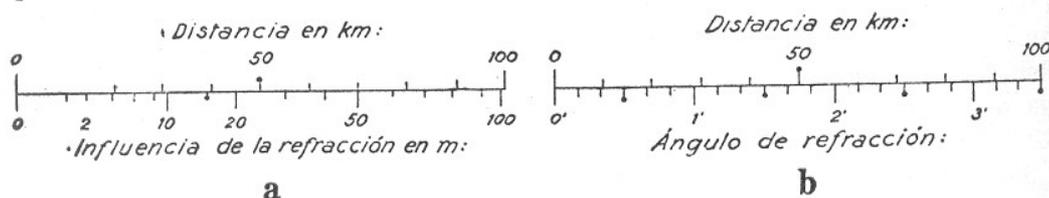


FIG. 404. — a: influencia de la refracción en la altura de los puntos; b: magnitud angular de la refracción, en función de la distancia.

puede determinar el radio de curvatura de la visual, siendo $R = r : k$. Los valores respectivos se encuentran en la figura 405 b.

Cuando $\gamma = -3,4^\circ/100$ m, estamos en presencia de una atmósfera homogénea. El valor de k resulta cero. La visual es línea recta; el radio de curvatura, infinito. Cuando $\gamma = +15,6^\circ/100$ m, caso de una "inversión fortísima", la visual tiene la

misma curvatura que la Tierra, $R = r$. El radio de curvatura de las visuales se mueve entre estos extremos. Sus valores más frecuentes se encuentran entre $6 \cdot r$ y $8 \cdot r$, con los coeficientes de refracción entre 0,10 y 0,16.

318. Anomalías de la refracción terrestre. — Los desniveles entre los diversos puntos del terreno se determinan midiendo la distancia entre ellos y la inclinación de la visual que los une. Los cálculos se efectúan tomando para el coeficiente de refracción el valor 0,13. Esto equi-

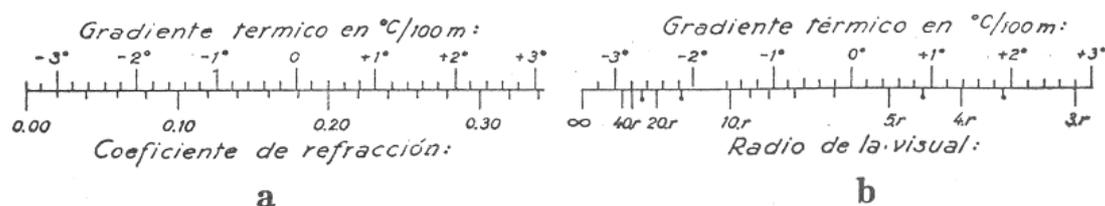


FIG. 405. — a: influencia del gradiente térmico sobre el coeficiente de refracción; b: influencia sobre el radio de curvatura de la visual.

vale a considerar que el radio de curvatura de la visual es 8 veces mayor que el radio de la Tierra. Si el valor ocasional del coeficiente de refracción es mayor, el desnivel que se obtiene es “demasiado grande”; si es menor, “demasiado pequeño”.

Los desniveles se pueden obtener, también, formando la diferencia entre cortes de miras verticales, obtenidas por medio de visuales aparentemente horizontales; $h = a - b$ (fig. 406). Si las superficies de igual densidad del aire son planos horizontales, entonces son también horizontales las visuales, y supuesto visuales cortas,

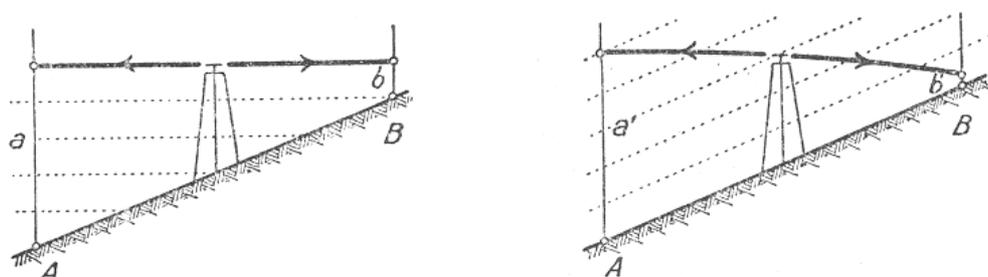


FIG. 406. — Influencia de una anomalía de la refracción en la determinación de desniveles.

el desnivel obtenido es correcto. Pero, frecuentemente, estas superficies son inclinadas. El caso es común en terreno quebrado. Las visuales pasan entonces por capas aéreas de distintas densidades, por lo cual se encurvan. Los desniveles obtenidos son algo erróneos: demasiado grandes, si el aire en contacto con el suelo es “más frío”, y demasiado pequeños cuando es más caliente que el aire superpuesto.

Si las visuales pasan de cierta longitud, raras veces cruzan una masa aérea homogénea. Por lo general se encurvan hacia arriba o hacia abajo, según que el aire encontrado sea más ralo o más denso que el aire del lugar de observación. En consecuencia, los puntos del terreno no aparecen en su debida situación, sino más altos o más bajos de lo que correspondería. La topografía del terreno, tal como lo vemos, está deformada. Es distinta de la real.

El primer caso se comprueba cuando aire frío y denso ocupa los bajos del terreno. La visual que atraviesa este ambiente se encurva hacia abajo. En consecuencia, ante nuestra vista aparecen árboles, casas, rocas, etc., que antes no percibíamos. Esta parte del terreno parece levantada (fig. 407 a). El segundo caso se comprueba

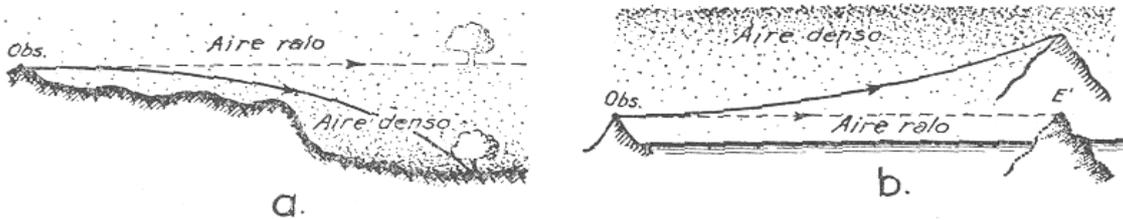


FIG. 407. — a: visuales a través de aire denso elevan las imágenes de los objetos; b: visuales a través de aire raro, las bajan.

cuando aire caliente y raro cubre el suelo o el mar. En este caso las visuales se encorvan hacia arriba, por lo cual las elevaciones del terreno parecen rebajadas, disminuídas. En ciertas oportunidades, el volcán Etna se percibe como una pequeña isla en medio del mar (fig. 407 b).

319. Espejismo. — En las grandes llanuras secas, en los desiertos y en los mares, las anomalías en las densidades de las capas aéreas adquieren en ciertos momentos valores considerables. En los

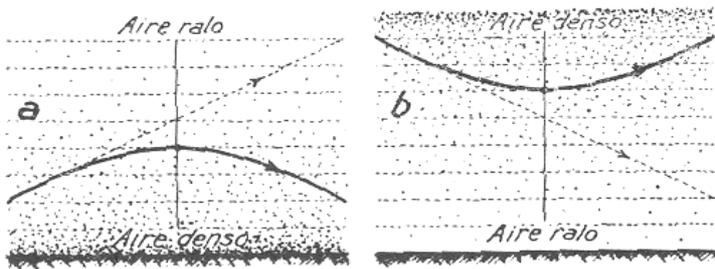


FIG. 408. — Anomalías en la densidad del aire originan reflexión de los rayos de luz, causando espejismo.

desiertos, debido a la fuerte irradiación nocturna, aire muy frío y denso suele cubrir el suelo en las primeras horas de la mañana. Y a la inversa, en las horas de mayor calor, debido al reducido calor específico de la arena y la roca, es aire muy

caliente y raro. Análogas situaciones se presentan en los mares. Frecuentemente el agua es 10° más fría o más caliente que el aire que se desliza sobre la misma, de manera que la capa aérea en contacto con ella se enfría sobremanera en el primer caso, y se calienta en el segundo. En todos estos casos se producen grandes diferencias en las densidades de las capas aéreas superpuestas.

Un rayo de luz que penetre en tal ambiente se encurva rápidamente, transformándose pronto en "rasante" respecto a estas capas. Si el ángulo de incidencia sobrepasa el valor de $88^{\circ} 36'$, el rayo se refleja, recorriendo desde este momento una trayectoria simétrica a la primitiva (figs. 408 a y 408 b).

De un objeto salen rayos en todas direcciones. Muchos de ellos llegan al ojo del observador. Si estos rayos han sido reflejados en las capas aéreas, además de la imagen normal el observador percibe una imagen invertida: cuando el aire que cubre el suelo es frío

y denso, encima de la imagen directa, y cuando el aire es caliente y ralo, debajo de la misma (figs. 409 *a* y 409 *b*). En casos excepcionales, este fenómeno se repite, distinguiéndose dos imágenes superpuestas. La segunda imagen es siempre de posición normal.

El fenómeno descrito se llama *espejismo*. Es célebre el espejismo

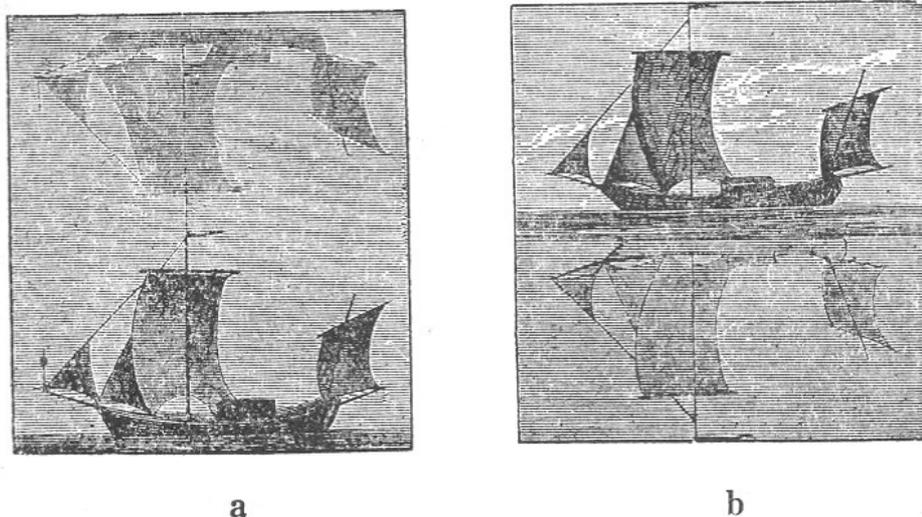


FIG. 409. — *a*: cuando el agua del mar es más fría que el aire, el espejismo se produce hacia arriba; *b*: cuando es más caliente, hacia abajo.

de los grandes desiertos de la región tropical, llamado *serab* por el mundo árabe. Igual fenómeno es la *fata morgana*, del sur de Italia, y el *délibáb*, de la gran llanura húngara.

En la figura 410 está representado un caso de *espejismo positivo*. La imagen, invertida, se ve encima del objeto. Así se presenta el fenómeno a la madrugada, cuando aire frío y denso cubre el suelo. Para que esta inversión se produzca, las visuales dirigidas al objeto tienen que "cruzarse" en el espacio. En la

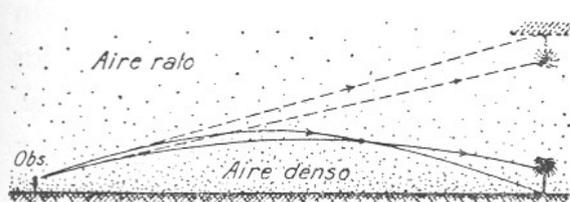


FIG. 410. — Espejismo hacia arriba, producido por suelo frío.

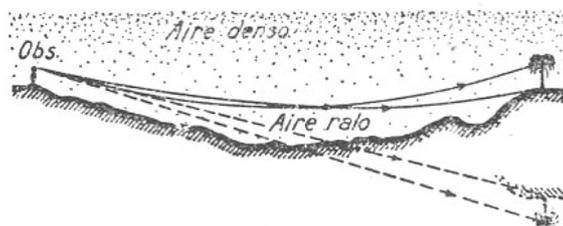


FIG. 411. — Espejismo hacia abajo, producido por suelo caliente.

figura 411 se puede ver un caso de *espejismo negativo*. La imagen, invertida, se ve debajo del objeto. Así se observa durante las horas de calor, cuando aire caliente, y ralo cubre el suelo. También en este caso, las visuales dirigidas a distintas partes del objeto se curvan en el espacio. Por supuesto, también los rayos que vienen de la vecindad del objeto se reflejan del mismo modo. En esta forma se produce una imagen invertida del cielo azul, que da la impresión de una extensa superficie de agua. El viajero sediento cree ver agua, hasta que el engaño

se esfuma. El mismo fenómeno se produce, en menor proporción, en los días claros y calurosos, sobre los caminos asfaltados.

320. Deformaciones del disco solar. — De vez en cuando es dable observar interesantes deformaciones del disco solar antes de ocultarse

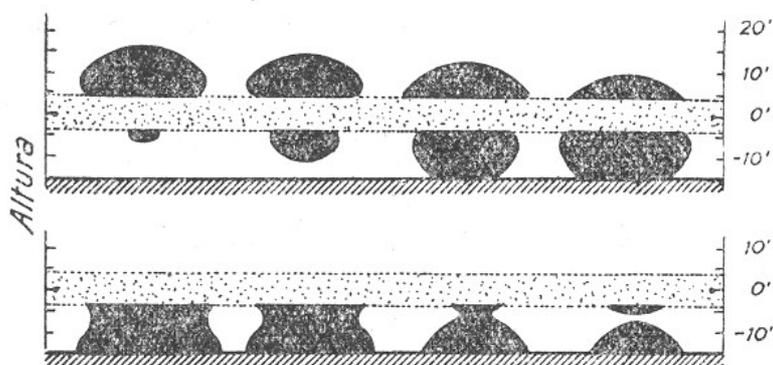


FIG. 412. — Deformaciones del disco solar, en presencia de una fuerte inversión, según A. Wegener.

bajo el horizonte. Esto ocurre cuando existe una fuerte "inversión" cerca del suelo. Al atravesar los rayos solares esta inversión se refractan anormalmente, produciendo distorsiones en la imagen del disco solar,

En el fenómeno interviene también la reflexión total, originando imágenes invertidas del disco.

La serie de fases de la figura 412 representa un caso, estudiado por A. WEGENER, en que se supone, a poca altura, una capa inversora de 50 m de espesor, con un salto de temperatura de $+7^{\circ}$, estimado el valor del coeficiente de refracción terrestre en 0,20. En las dos últimas fases se nota perfectamente la intervención del espejismo en la deformación de las imágenes.

C) INFLUENCIA DE LOS PRODUCTOS DE CONDENSACIÓN

321. Arco iris. — Después de una lluvia, y mientras hay todavía gotitas de agua suspendidas en el espacio, se percibe, en dirección opuesta al Sol, uno o dos grandes arcos luminosos, compuestos por los colores del espectro solar, llamados *arco iris*. El centro de los arcos se encuentra en el "punto antisolar", donde la recta que sale del Sol y pasa por el lugar de observación corta la bóveda celeste. El radio del arco interior es de 42° , y el del exterior, 51° . En el primero, el color azul ocupa el interior del arco, y el rojo, el exterior; en el segundo, el orden está invertido: el rojo ocupa el interior del arco, y el azul, el exterior. Desde luego, el arco exterior es mucho menos luminoso que el arco interior (fig. 413).

Frecuentemente se observan dentro del arco principal, o sea el arco interior, arcos secundarios, llamados también *arcos de interferencia*. Hasta ahora se han observado, como máximo, seis arcos sucesivos de este tipo. El ordenamiento de los colores es en ellos variable.

En la coloración de los arcos iris influye mucho el tamaño de las gotitas de agua que los producen. Cuando éstas son pequeñas —caso de las neblinas—, los arcos iris son blancuzcos, con una

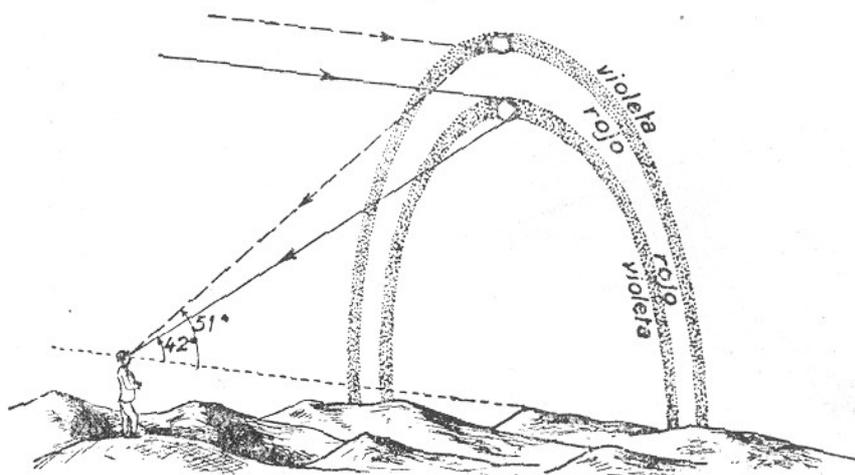


FIG. 413. — Aspecto general, radios y colores de los arcos iris.

cinta roja en el exterior. Por supuesto, también la composición de la luz ejerce influencia. Así, por ejemplo, antes de la puesta del Sol, cuando todos los colores, excepto el rojo, han sido dispersados, el color dominante en el arco iris es el rojo.

La formación del arco iris fué explicada con acierto loable, ya en 1637, por DESCARTES, de esta manera:

La mayor parte de los rayos solares que penetran en una gotita la atraviesan, refractándose al entrar y al salir de ella. La participación de estos rayos en la formación de los arcos iris es nula. Ellos sólo calientan las gotitas, acelerando así su evaporación (fig. 414).

Distinto es el caso de los rayos más alejados del rayo central que penetran en las gotitas. Cuando su ángulo de incidencia pasa de $59^{\circ} 23'$, el ángulo de refracción es, para la luz blanca, mayor de $40^{\circ} 12'$. Estos rayos se reflejan en el interior de las gotitas antes de salir de ellas. El rayo emergente forma con el rayo incidente, por esta razón, un ángulo de $42^{\circ} 02'$ (fig. 415).

En el espacio existe un sinnúmero de gotitas. En todas ellas se realiza este proceso. Por consiguiente, de cada gotita salen rayos, que con los rayos solares forman un ángulo de $42^{\circ} 02'$. Una gran cantidad de estos rayos penetra en el ojo del observador. Todos ellos provienen de gotitas que se encuentran sobre la superficie de un cono que tiene por vértice el ojo del observador, por eje

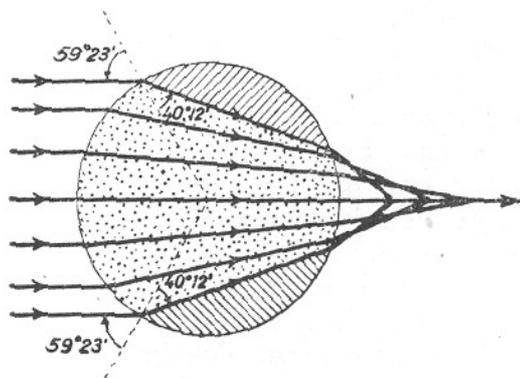


FIG. 414. — Rayos centrales, que sólo calientan las gotitas.

la recta que viene del Sol, y cuyo ángulo en el vértice es de $42^{\circ} 02'$. La totalidad de estos rayos, proyectados sobre la bóveda celeste, generan un arco luminoso.

En realidad, al penetrar el rayo solar en una gotita se refracta y descompone en los colores espectrales. La refracción es máxima para el color azul, y mínima para el color rojo. La consecuencia es que el componente azul del rayo emergente forma un ángulo menor que el rojo con la dirección del rayo primitivo. Por esta razón, la cinta azul se ve en el lado interior del arco, y la roja, en el exterior.

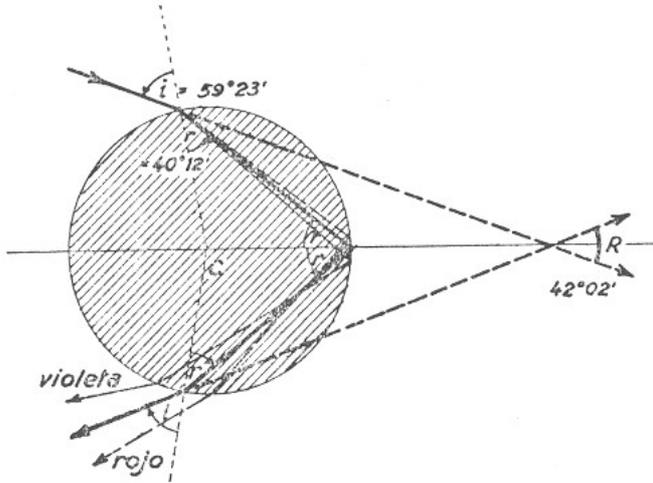


FIG. 415. — Rayos que se reflejan una sola vez en las gotitas, producen el arco interior.

el rayo emergente forma con el rayo incidente un ángulo de $51^{\circ} 58'$ (fig. 416). Éste es, pues, en medida angular, el radio del segundo arco iris. En consecuencia, el arco iris exterior se forma por intermedio de aquellos rayos que se han reflejado dos veces en las gotitas antes de llegar al ojo del observador. También en este caso hay que tener presente la dispersión de la luz. La luz azul, más difractada, formará un ángulo mayor con los rayos incidentes que la luz roja, menos difractada. Por esta razón la cinta azul se verá en el exterior del arco, y la cinta roja, en el interior. Como se desprende de esta descripción, el arco iris secundario es formado por aquellas gotitas que se encuentran sobre la superficie de un cono, cuyo ángulo en el vértice es de $51^{\circ} 58'$.

La teoría de DESCARTES es, sin duda, acertada, pero no permite explicar ciertas particularidades de los arcos iris. Son éstas: los arcos de interferencia en el arco inferior y la variable intensidad y extensión de los colores del arco iris. La primera deficiencia fué salvada por YOUNG, y la segunda, por AIRY. En las investigaciones de ambos, el tamaño de las gotitas resulta un factor de suma importancia.

El fenómeno en que AIRY funda su análisis, está representado en la figura 417. Consideremos un haz de luz, compuesto por los rayos paralelos, 1, 2 y 3. La superficie frontal que tienen, antes de alcanzar la gotita, es el plano ff . Estos rayos recorren dentro de la gotita distintos caminos, por lo que emergen desfasados. La superficie frontal no es más plana, sino curva. Esta superficie tiene al principio la forma $f_1 f_1$, más adelante la $f_2 f_2$, y luego la $f_3 f_3$. Ahora bien: cada punto de la su-

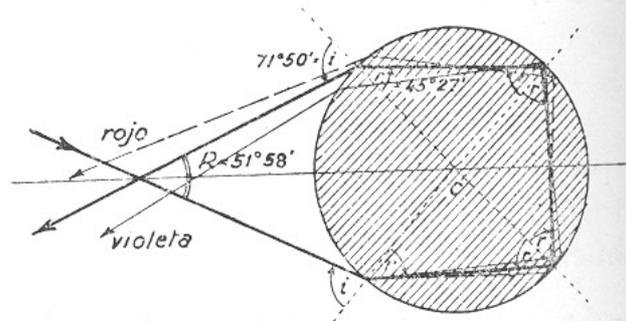


FIG. 416. — Rayos que se reflejan dos veces en las gotitas, producen el arco exterior.

perficie frontal es centro de emisión de nuevas ondas. Cuando esta superficie es plana, todas las ondas se anulan mutuamente, excepto la onda perpendicular a la superficie. La luz conserva su color y su intensidad. No sucede lo mismo cuando las superficies son curvas. En este caso —tal como los espejos curvos, que producen imágenes deformadas—, las ondas emitidas se interfieren entre sí: en el caso de la luz blanca, reforzándose o debilitándose, y en el caso de la luz natural, ampliando o reduciendo los sectores correspondientes a los distintos colores y produciendo su mezcla. Las formas de las superficies frontales dependen del tamaño de las gotitas de agua que son atravesadas por los rayos solares. Siendo grande la variedad en tamaños, se entiende que debe haber también una gran variedad en el ancho y tono de las distintas cintas de colores de que se compone el arco iris. Fué el físico vienés PERTNER el primero que demostró esta interdependencia de un modo concluyente.

Así, por ejemplo, cuando el diámetro de las gotitas es grande, 2 mm más o menos, el arco iris es muy intenso, no faltando ningún color del espectro en el mismo. En su lado interior se amoldan 5 a 6 arcos secundarios. Al contrario, si las gotitas son pequeñas, de 0,06 mm de diámetro, caso de las neblinas, el arco principal sólo consiste en una cinta blanca, sin arcos secundarios.

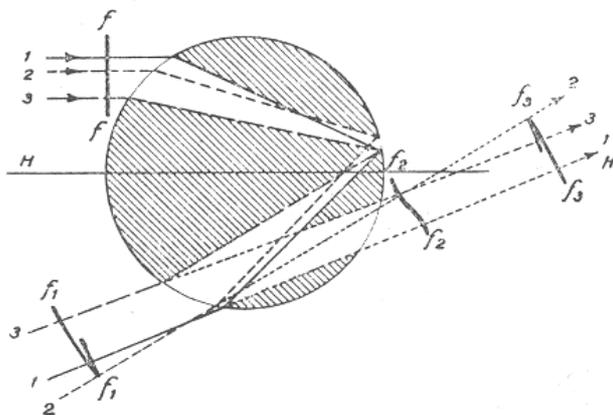


FIG. 417. — Al atravesar los rayos de luz una gotita, la superficie de los mismos se deforma.

322. Aureolas y coronas.—Con relativa frecuencia se ve al Sol o la Luna en el centro de un círculo luminoso, de color amarillento o azul pálido, de unos 2° de radio, bordeado de una cinta pardo rojiza, fenómeno llamado *aureola*. A veces la aureola está rodeada por dos o tres cintas pálidas, de los colores del arco iris, en los que siempre el rojo ocupa el lado exterior. La aureola de estas características se llama *corona*.

Estos dos fenómenos se forman por difracción de los rayos de luz entre las gotitas de agua y cristales de nieve, siempre que su distribución en el espacio sea uniforme, es decir, que constituyan una nube “homogénea”. El tamaño de estos productos de condensación tiene que ser unas 10 veces mayor que la longitud media de la onda de luz. Cuanto menores son las partículas, mayor es el radio de la formación. Además, la nube no debe ser ni demasiado espesa ni demasiado tenue. En aquel caso, la luz no atraviesa la nube; en éste, la luz difractada no se percibe, debido a su debilidad. Sólo cuando hay estrechos espacios libres para la luz se puede desarrollar este fenómeno con suficiente intensidad para ser percibido (fig. 418).

Consideremos una gotita de agua situada entre las “sombras” de otras gotitas, de una manera tal que quede un pequeño espacio disponible para el paso

de la luz (fig. 419). Los puntos C_1 y C_2 serán centros de emanación de nuevas ondas de luz. Las ondas emitidas están representadas por arcos de círculo. Desde luego, las ondas producidas se interfieren entre sí; las de igual fase se refuerzan, las desfasadas media onda se debilitan. Los lugares de refuerzo se encuentran sobre rectas, representadas por líneas llenas; los lugares de debilitamiento, sobre rectas dibujadas a trazos.

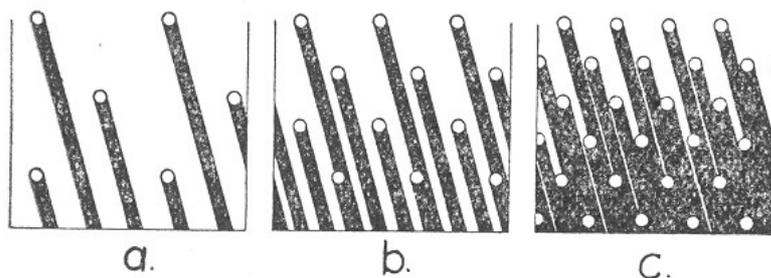


Fig. 418. — Nubes de distintas densidades. *a*: que no afecta a la luz; *b*: propicia para la formación de coronas; *c*: propicia para la formación de glorias.

liésemos de luz natural, multicolor, veríamos producirse anillos de todos colores, de intensidad decreciente con el distanciamiento desde el centro, pero siempre con el color rojo en su parte exterior.

Cuando la luz solar atraviesa una nube homogénea, se verifica a la vez una infinidad de estos procesos elementales. En consecuencia, el espacio es cruzado por rayos de luz de todos colores, con bien determinadas inclinaciones con respecto a los rayos de luz primarios.

Una gran cantidad de estos rayos penetra en el ojo del observador. Todos los rayos que con respecto a la recta "observador-astro" tienen la misma inclinación, acusan el mismo color y producen la sensación de una cinta que rodea al Sol o a la Luna. La totalidad de los rayos percibidos nos da la sensación de la *aureola* y de las *coronas solar y lunar*.

Análogos efectos que las gotitas de agua y los cristales de hielo ejerce el polvillo volcánico arrojado a las altas capas atmosféricas por las potentes erupciones, como la del Krakatoa, en 1883, y la del Mt. Pelé, en 1903. Si el diámetro del polvillo es sólo de 1μ , el anillo formado, llamado ANILLO DE BISHOP en recuerdo de su primer observador, es de 10° de ancho, y tiene un radio de 22° .

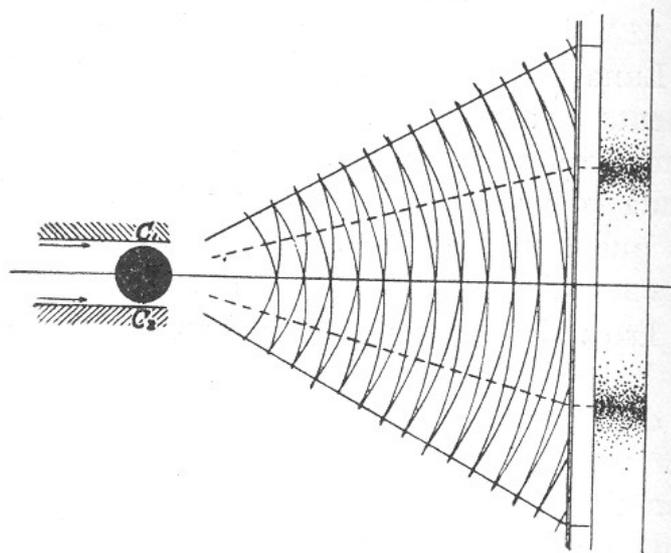


Fig. 419. — Difracción de la luz, originada por la presencia de gotitas de agua.

323. Nubes iridiscentes. — En ciertas oportunidades es dable observar nubes muy altas que ostentan una serie de anillos elípti-

cos con colores de arco iris, parecidos a los que presentan las madreperlas. Son las llamadas *nubes iridiscentes*.

También este colorido proviene, igual que el de las coronas, de la difracción de los rayos solares en las gotitas que forman la nube. Sólo que en este caso la nube no es más homogénea, sino compuesta de gotitas de desigual tamaño, mayor en el interior que en los bordes de la nube. Esta desigual distribución es la causa del aumento del radio de los anillos de difracción, como asimismo de la deformación de éstos.

324. Glorias o círculos de Ulloa. — Encontrándose el observador por encima de las nubes, y el Sol más bien bajo, se perciben, alrededor

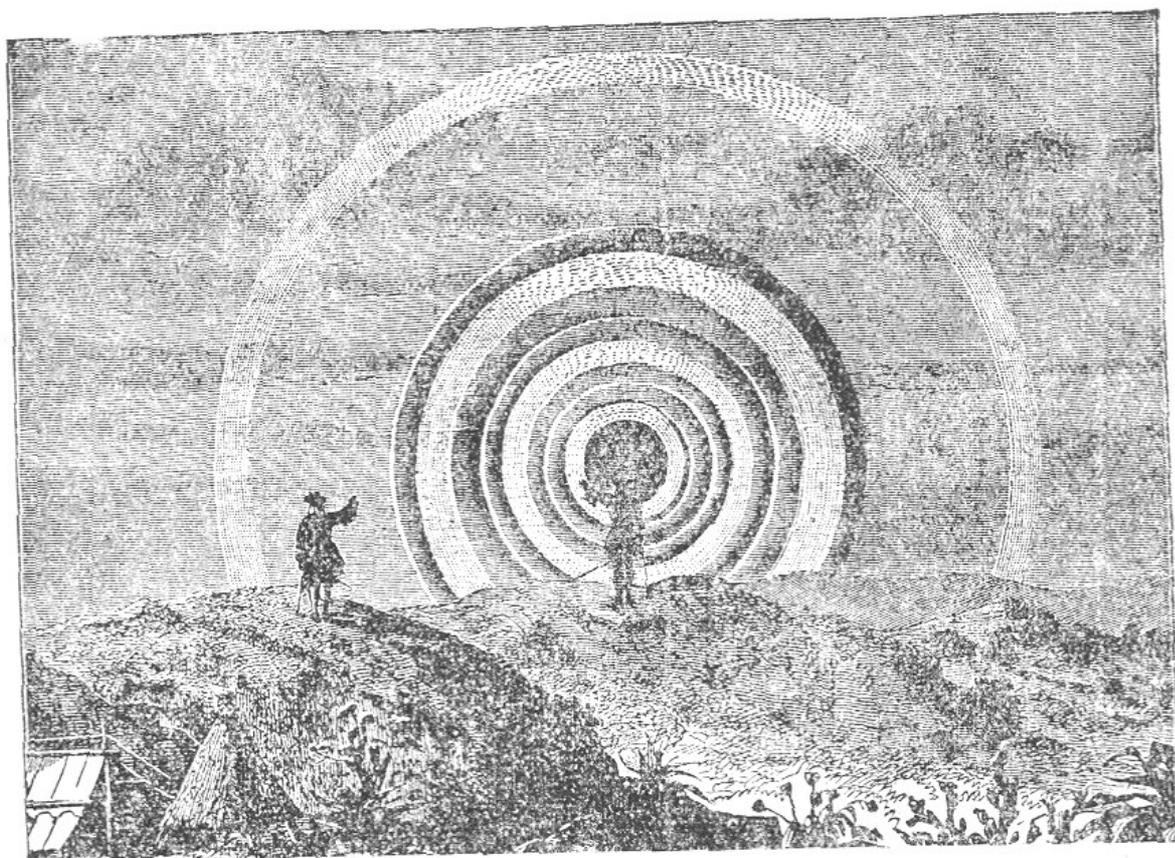


FIG. 420. — Círculos de ULLOA. La sombra del observador está invertida, por error, y su cabeza no suficientemente centrada. (De la *Geografía Física Superior*, de Appleton.)

de la sombra agrandada de la cabeza del mismo, proyectados sobre la nube, varios anillos con los colores del arco iris, de gran intensidad y belleza. En todos los anillos, la cinta roja se encuentra en el exterior, o sea alejado del "punto solar". El fenómeno se denomina, por lo común, *glorias*, y en los países de habla española, *círculos de Ulloa* (fig. 420).

El primero que observó este fenómeno, en 1736, fué el capitán español Antonio de ULLOA, en compañía de los sabios franceses BOUGUER y CONDAMINE, con motivo de la medición de un arco de meridiano en el Perú. La observación se hizo en el cerro Pambamarca, de la altiplanicie de Parama, una mañana, en el

momento de salir el Sol. Cada observador veía su propia sombra, pero no la de los demás, envuelta en tres arcos iris que se tocaban y que estaban rodeados por

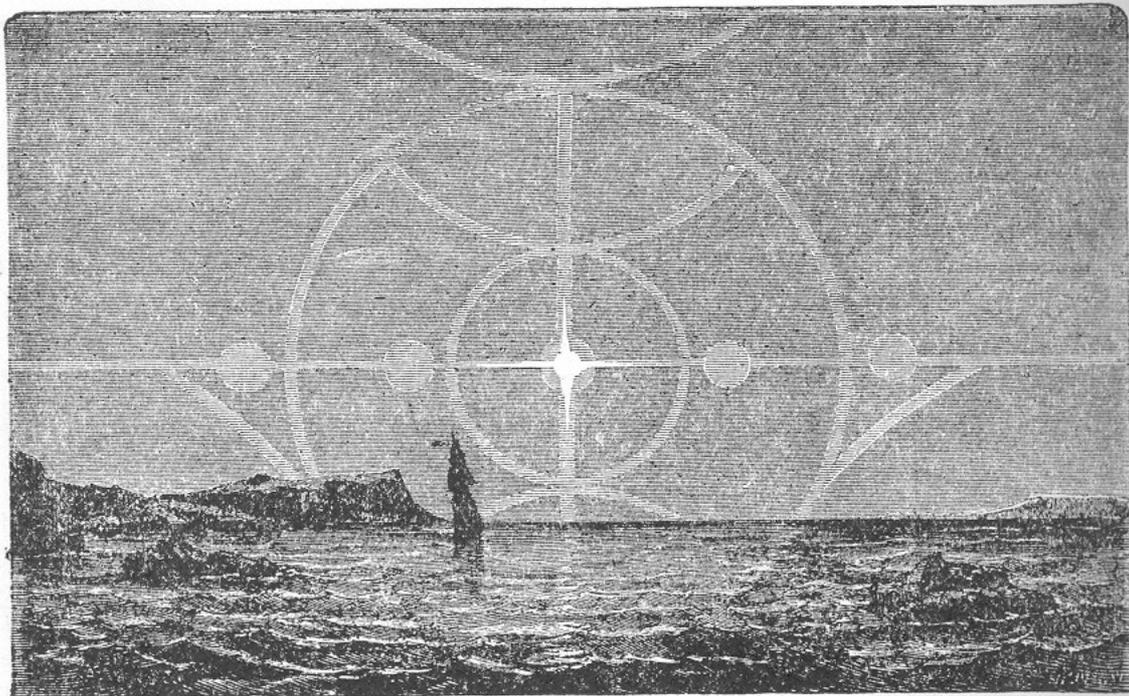


FIG. 421. — Aspecto de un conjunto de anillos (halos), tal como se observa en las regiones polares. (De la *Geografía Física Superior* de Appleton.)

un anillo exterior, blancuzco, de un radio de 67° . A medida que el sol se elevaba y disminuía el tamaño de las gotitas, los círculos se agrandaban y sus colores

palidecían, hasta que por último la visión desapareció por completo. El mismo fenómeno se conoce en Alemania con el nombre de *Brockengespenst*, o sea “espectro de Brocken”; en China, donde su frecuente aparición hizo célebre el monte de Omei, *Fo Kuang*, o sea “Gloria de Buda”.

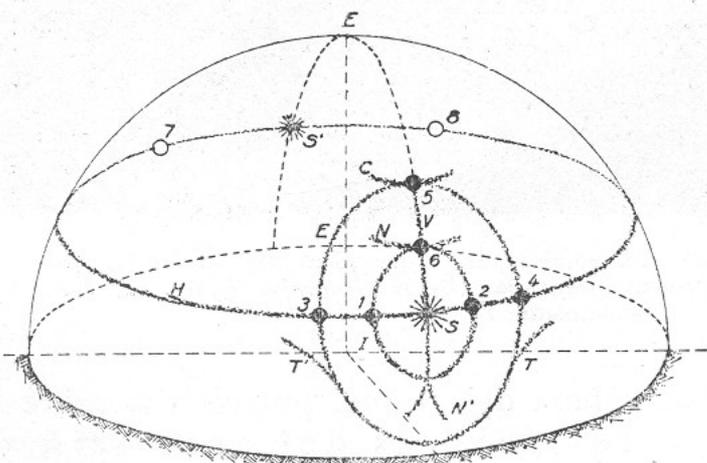


FIG. 422. — Terminología empleada en la descripción de los halos. S: Sol; S': antisol; 1 ... 8: falsos soles; H: círculo horizontal; V: columna vertical; I: anillo interior; E: anillo exterior; C: arco circumcenital; N y N': arcos tangenciales del anillo interior, y T y T': arcos tangenciales del anillo exterior.

menos parecido a las coronas. Más probable es, sin embargo, que se trate de refracción de la luz en las gotitas superficiales de la nube, como supone

Nuestros conocimientos referentes a la formación de este fenómeno no son todavía definitivos. Puede ser que el origen del mismo esté en la difracción de la luz, reflejada por las gotitas de agua del interior de una neblina o nube, según lo supuso RICHARZ; en este caso estaríamos frente a un fenó-

el matemático hindú B. B. RAY. En este caso, la gloria sería un fenómeno parecido al arco iris.

325. Formación de anillos o halos. — Cuando se encuentra flotando en el aire una gran cantidad de cristales de nieve, formando una nube cirrus apenas perceptible, alrededor del Sol y de la Luna se engendra un sistema de *anillos luminosos*, llamados también *halos*, de extraordinaria belleza. Algunos de ellos, los originados por reflexión de los rayos de luz, son blancos; los restantes, originados por refracción, presentan los colores del arco iris. El fenómeno es frecuente en las regiones polares, pero se observa también en las regiones templadas, en invierno. Debido al excesivo brillo del astro rey, los anillos lunares parecen ser más frecuentes que los solares.

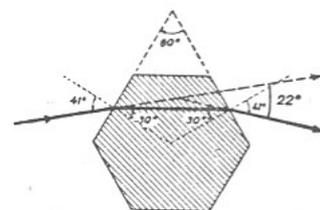


FIG. 423. — Refracción de un rayo de luz en las caras colaterales de un cristal de hielo.

El fenómeno consiste, en esencia (figs. 421 y 422), en un *anillo horizontal* que pasa por el astro, y una *columna vertical* que, igualmente, lo atraviesa por su centro. Ambas formaciones son productos de "reflexión" de los rayos de luz en los cristales de hielo dispersados en el espacio, y por esto mismo de color blanco y de forma invariable. El anillo es producido por reflexión en las caras laterales de los cristales, cuyo eje principal se encuentra en posición vertical; la columna vertical, por reflexión en los cristales con eje principal en posición horizontal.

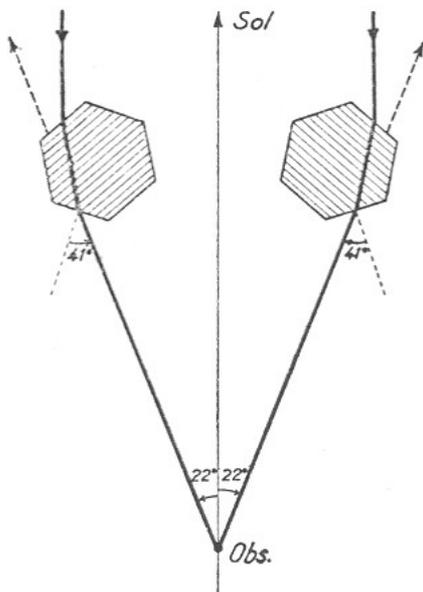


FIG. 424. — Posición de los cristales que producen el anillo interior.

A la vez se observan dos *anillos alrededor del astro*: uno "menor", llamado *interior*, de unos 22° de radio, y otro "mayor", llamado *exterior*, de unos 46° de radio. Ambos son productos de "refracción" de los rayos de luz en los cristales, dispersados en el espacio, y por esto mismo de forma invariable y de los colores del arco iris. El rojo, menos refractado, se encuentra del lado del astro; el azul, más refractado, más alejado del mismo. El *anillo interior* se forma por refracción, en dos caras laterales de los cristales (fig. 423) que se encuentran sobre la superficie de un cono que tiene por vértice el ojo del observador y por eje la visual dirigida al astro, guardando una

posición, con respecto a este eje, como la indicada en la figura 424. El *anillo exterior* es originado por refracción, en una base y en una cara lateral de los cristales (fig. 425) que se encuentran sobre la superficie de otro cono más abierto, y en una posición como la que indica la figura 426.

Una particularidad del fenómeno son los puntos brillantes, simétricos, que aparecen alrededor del astro. Cuando estos puntos parecen imágenes reflejadas del Sol, se denominan *falsos soles*, o *parahelios*, y cuando parecen imágenes de la Luna, *falsas lunas*, o *paraselenios*. Los falsos soles laterales 1 y 2 de la figura 422 se

producen por refracción en cristales en posición vertical, tal como lo indica la figura 427 *a*. Estas imágenes son ya formaciones variables, que se desplazan, conforme se eleva el Sol, del anillo interior al exterior, a la posición 3 y 4. Su mayor brillo lo poseen cuando el Sol se encuentra en el horizonte.

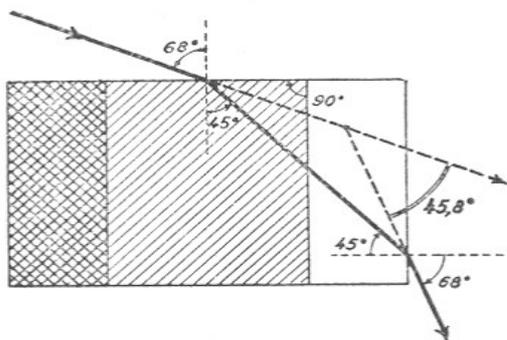


FIG. 425. — Refracción de un rayo de luz en la base superior y en una cara lateral de un cristal de hielo.

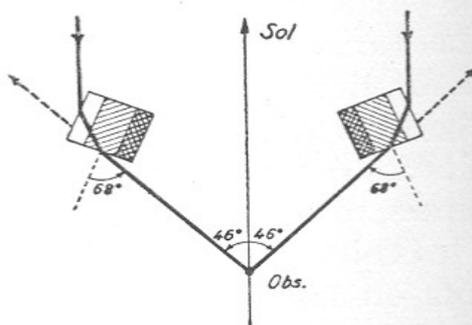


FIG. 426. — Posición de los cristales que originan el anillo exterior.

Además de estas formaciones, en ciertas oportunidades son perceptibles algunos arcos más, de forma variable, dependiendo esto de la altura del Sol. El *arco circumcencital C*, sobrepuesto al anillo exterior, se forma por refracción en cristales en posición vertical, como lo muestra la figura 427 *b*. Su mayor brillo lo alcanza cuando

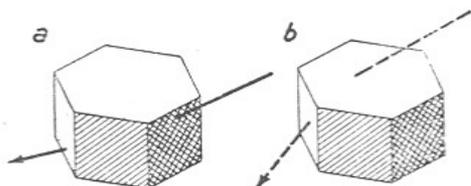


FIG. 427. — Refracción de rayos de luz en cristales verticales; en *a*, produciendo falsos soles; en *b*, originando el arco circumcencital.

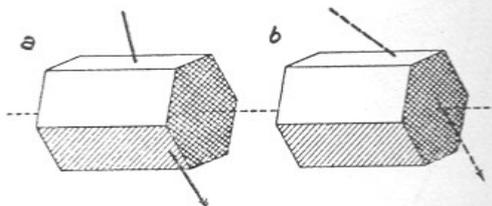


FIG. 428. — Refracción de rayos de luz en cristales horizontales; en *a*, produciendo el arco tangencial del anillo interior; en *b*, del anillo exterior.

el Sol se encuentra a 22° de altura. Los *arcos tangenciales del anillo interior*, *N* y *N'*, muy variables con la altura del Sol, son engendrados por cristales en posición horizontal, como lo indica la figura 428 *a*. Los *arcos tangenciales al círculo exterior* son formados análogamente, como lo indica la figura 428 *b*. Por razones de espacio omitimos describir los constituyentes de menor importancia de este fenómeno.

D) VISIBILIDAD

326. Generalidades. — Por *visibilidad* se entiende la mayor o menor claridad con que se ven y distinguen los objetos distantes. En particular, con el término *visibilidad horizontal* se indica la vi-

sión paralela al suelo, y con visibilidad vertical, la visión dirigida hacia el espacio.

La visibilidad es un elemento meteorológico que contribuye a definir la calidad de una masa aérea. Su conocimiento es particularmente importante en la navegación aérea y marítima.

Cuando una neblina de suelo cubre el campo de aterrizaje, la pista puede ser visible desde el avión en vuelo, pero desaparece por completo al penetrar en ella para aterrizar (fig. 429). Durante el descenso, la extensión de la superficie visible se reduce progresivamente (figura 430). Lo contrario se observa en caso de una neblina de altura. Cuanto más alto se encuentra el avión, menor es la extensión de tierra que se distingue. El cono de visibilidad se reduce progresivamente (figura 431).

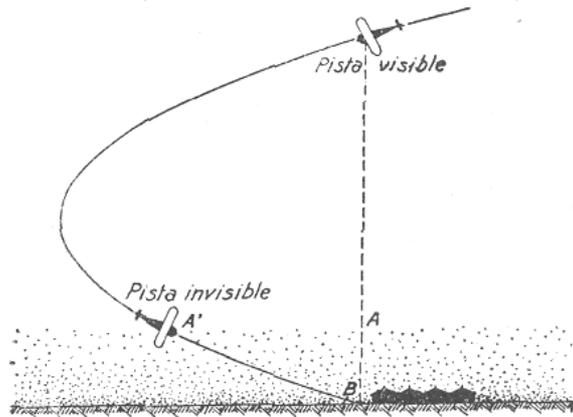


FIG. 429. — Una pista de aterrizaje puede resultar invisible en el momento de penetrar en la neblina.

327. Clasificación y medición de la visibilidad. — Para expresar la *calidad* de la visibilidad horizontal se emplea una escala numérica “convencional”, de 0 a 9, conforme a la distancia límite en que todavía se distinguen los objetos.

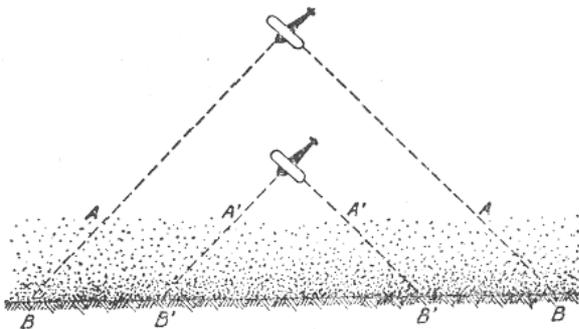


FIG. 430. — Cuanto más bajo se vuela, menor es la porción del terreno que se distingue a través de una neblina de suelo.

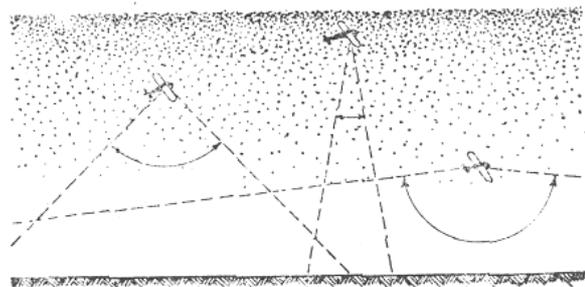


FIG. 431. — Dentro de una neblina de altura, la porción de terreno que se distingue desde el avión disminuye con la altura del vuelo.

La calidad de la visibilidad y las distancias límites son, para la clasificación:

0 =	visibilidad	malísima,	cuando se ve hasta	50 m
1 =	„	muy mala,	„ „ „ „	200 „
2 =	„	mala,	„ „ „ „	500 „
3 =	„	mediocre,	„ „ „ „	1000 „
4 =	„	escasa,	„ „ „ „	2 km
5 =	„	mediana,	„ „ „ „	4 „
6 =	„	buena,	„ „ „ „	10 „

7 =	visibilidad muy buena, cuando se ve hasta	20 km
8 =	„ excelente, „ „ „ „	50 „
9 =	„ ilimitada, „ „ „ „	∞ „

La *medición* de la visibilidad es un problema complejo. En la práctica se procede simplemente por estimación. Se observa si ciertos objetos, situados a distancias conocidas, son todavía visibles en determinado momento. Al elegir estos objetos, conviene cuidar que las visuales pasen por lo menos 3 m por encima del suelo y que tengan el mismo tamaño aparente.

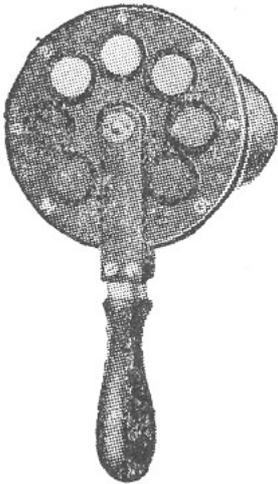


FIG. 432. — El "diafanómetro", de A. Wigand.

Existe un pequeño aparato, ideado por WIGAND, llamado *diafanómetro*, compuesto de un disco, con vidrios de opacidad escalonada (fig. 432). Al dirigir la visual a un determinado objeto, se busca aquel vidrio cuya opacidad anula la visibilidad. Con esta observación se obtiene un elemento que permite calcular el grado de visibilidad, por medio de una fórmula especial.

328. Factores que determinan la visibilidad. —

La visibilidad depende:

- a) de la altura a que se halla el observador;
- b) de la altura del Sol;
- c) del objeto que se mira y del ambiente que le rodea;
- d) de la dirección en que se mira.

a) Siendo la Tierra esférica, es posible ver tanto más lejos cuanto más alto se encuentra el lugar de observación (fig. 433). Teniendo también en

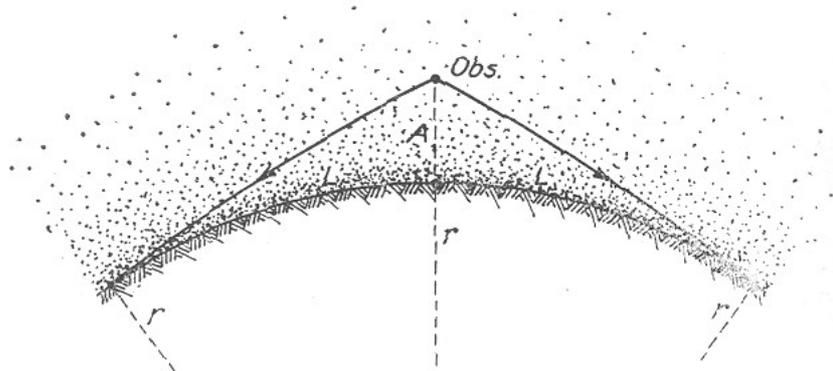


FIG. 433. — La visibilidad aumenta a medida que se eleva el lugar de observación.

cuenta la curvatura de la visual, la distancia hasta donde alcanza la vista se calcula por la fórmula

$$L = \frac{2r}{1-k} \cdot \sqrt{A} = 121 \sqrt{A},$$

donde significa $r = 6371$ km el radio de la Tierra, A , la altura del punto de obser-

vación, igualmente expresada en km, y $k = 0,13$, el coeficiente de refracción terrestre. Con esta fórmula se obtiene para la

altura =	0,1 km	como	distancia	límite	L =	38 km;
" =	0,2	"	"	"	" =	54 "
" =	0,5	"	"	"	" =	85 "
" =	1	"	"	"	" =	121 "
" =	2	"	"	"	" =	171 "
" =	5	"	"	"	" =	271 "
" =	10	"	"	"	" =	383 "

b) Para la visión de los objetos lejanos es necesaria una cierta "claridad del ambiente". Ésta depende de la altura del Sol. La mejor visibilidad se tiene algo después de la salida del Sol y un poco antes de su puesta. Durante las horas de su mayor altura, la visibilidad es menor, debido a la gran cantidad de tierra que elevan del suelo las corrientes verticales y a la falta de "homogeneidad óptica" de la atmósfera. (Véase § 330.)

c) Los objetos reflejan una mayor o menor cantidad de luz, y por consiguiente, se ven con mayor o menor nitidez, según la calidad de la superficie reflectora, que puede ser brillante, mate o rugosa (fig. 58). También influye el ambiente en que se encuentra el objeto. El contraste de colores facilita la visibilidad.

d) La visibilidad es distinta según la dirección en que se mira. Teniendo el Sol de frente, se tiene mala visibilidad hacia adelante, y buena hacia atrás. La mejor visibilidad se observa hacia la media izquierda y derecha trasera; la peor, en la dirección del Sol mismo (fig. 434). La causa reside en el hecho de que la cantidad de los rayos que refleja una misma superficie es tanto mayor cuanto menor es el ángulo de incidencia de ellos (fig. 435).

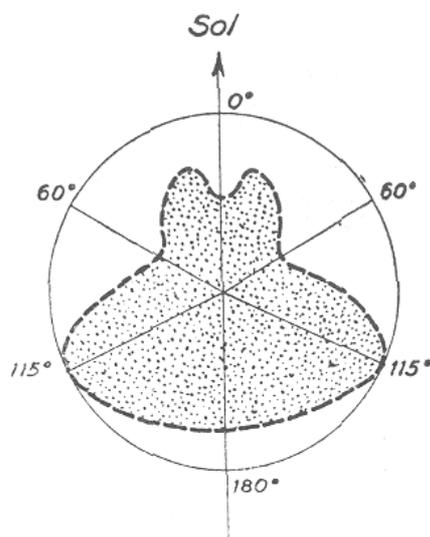


FIG. 434. — El alcance de la visibilidad depende de la dirección en que se encuentra el Sol.

329. Influencia de la tierra que hay en el aire. — Las partículas de tierra impiden la llegada a nuestra vista de la luz reflejada por los objetos que miramos, debilitando así la visibilidad en conjunto (fig. 3). El efecto es tanto mayor cuanto más partículas hay en el aire y mayor es su tamaño.

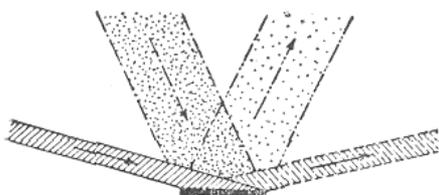


FIG. 435. — La cantidad de rayos que puede reflejar una superficie depende del ángulo de incidencia de los mismos.

La visibilidad v puede ser calculada en dependencia del número n de partículas por decímetro cúbico, según RÖTSCHKE, por la fórmula

$$v = \frac{474 \cdot 10^3}{n}$$

obteniendo para

$n =$	158	95	47	32	24	19	$16 \cdot 10^3$
$v \approx$	3	5	10	15	20	25	30 km

En nuestro ambiente climatológico, durante las épocas de sequía, la cantidad de tierra que levanta el viento pampero es muy grande, reduciéndose la visibilidad a 100 m, y en casos extraordinarios, hasta a 10 m. De esta clase fué la "tormenta de tierra" que azotó a la región de Córdoba en la mañana del 3 de octubre de 1948, y que produjo una impresionante semioscuridad (fig. 436).

330. Influencia de la temperatura. — Si la temperatura del aire aumenta, aumenta también la intensidad de las corrientes ver-

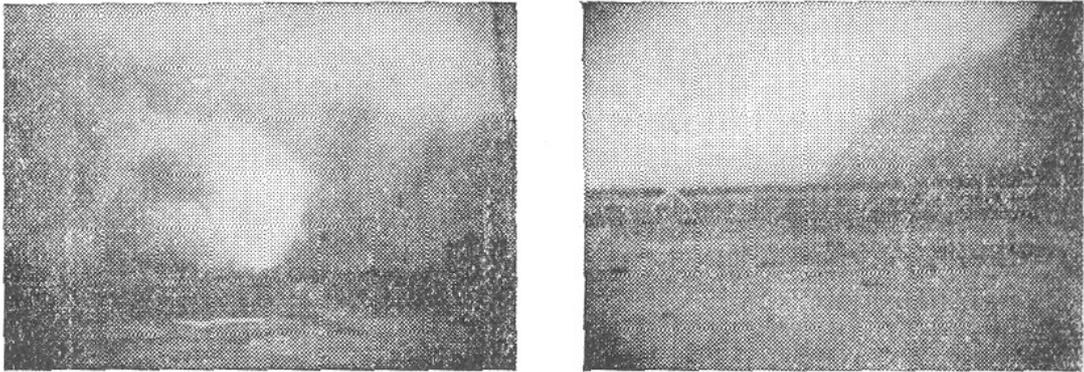


FIG. 436. — Aproximación de una tormenta de tierra a Córdoba, el 3 de octubre de 1948.

tales, elevadoras de las partículas de tierra, y la intensidad de la reverberación, factores ambos que afectan la visibilidad. Durante las horas de mayor calor, la visibilidad es reducida.

Debido al desigual calentamiento del suelo, el aire en contacto con él se calienta en distinta medida. La consecuencia es que parece como si la atmósfera estuviese compuesta de "bolsas de aire" de distintas densidades. Las livianas se elevan, y las pesadas, descienden, no conservando durante el movimiento ni el

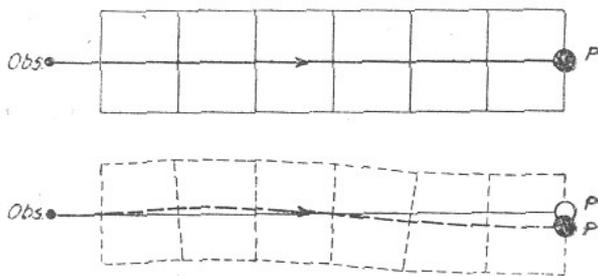


FIG. 437. — La inhomogeneidad óptica desplaza las imágenes de los objetos.

tamaño ni la forma. Una visual que atravesase estas "bolsas", en lugar de seguir una recta se encurva a cada momento de distinta manera (fig. 437). Por esta razón los objetos que miramos están en una aparente vibración, cambiando su forma continuamente. Llámase este fenómeno *reverberación* (fig. 438). La intensidad de la misma crece con el gradiente térmico.

Mientras las corrientes verticales son poco intensas y no alcanzan gran altura, sólo la capa aérea cercana al suelo se llena de tierra, y la visibilidad empeora. Pero cuando adquiere mayor intensidad, y por consiguiente alcanza mayores alturas, la visibilidad mejora, porque desciende de lo alto aire puro, que reemplaza al aire elevado.

331. Influencia del viento. — El viento produce una "mezcla" del aire. La mezcla es tanto más perfecta cuanto mayor es su fuerza. A la vez rompe las "bolsas de aire" producidas por el desigual calentamiento

to del suelo, restableciendo así la homogeneidad óptica del mismo. El viento mejora la visibilidad.

La cantidad de tierra que el viento levanta del suelo, si bien es tanto mayor cuanto más fuerte sopla, no anula del todo esta influencia benéfica. Con la fuerza del viento, también aumenta su grado de turbulencia, por lo que la tierra levantada se distribuye dentro de una masa aérea mayor. En consecuencia, con el incremento del viento la visibilidad empeora sólo hasta cierto límite, mejorando más adelante nuevamente.

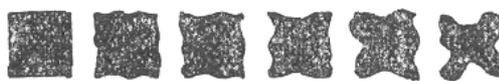


FIG. 438. — La imagen de una figura geométrica aparece tanto más deformada, por reverberación, cuanto mayor es el gradiente térmico.

332. Influencia de la humedad. — Gran parte de las partículas sólidas son higroscópicas, y condensan el vapor de agua antes que el aire haya alcanzado el grado de saturación. Las gotitas de agua formadas reflejan los rayos de luz que llegan a su superficie, y desvían los que penetran en su interior (figs. 39, 414, 415 y 416). Con el aumento de la humedad se acelera la formación de las gotitas, y en consecuencia, empeora la visibilidad. Lo contrario sucede, naturalmente, cuando disminuye la humedad. En este caso, las gotitas se evaporan y la visibilidad mejora.

Las gotitas de agua, los granos de hielo y los cristales de nieve, igual que las partículas sólidas, son obstáculos para la visibilidad. Si existe una gran cantidad de ellos, formando *nube* o *neblina*, la visibilidad puede quedar reducida a 10 m.

Desde luego, sólo mientras llueve o nieva es reducida la visibilidad. Concluida la *precipitación*, la visibilidad suele tornarse excelente, debido a la eliminación de las partículas sólidas y del vapor de agua que antes se encontraban en el espacio.

333. Visibilidad a través del aire puro. — La visibilidad a larga distancia es borrosa, aun cuando el aire sea puro, limpio. Los contornos de los objetos no se perciben con nitidez, apareciendo todo en un tinte azulado.

Esta imperfección se debe a la presencia de las moléculas de aire, que originan la reflexión difusa de los rayos azules. En consecuencia, la claridad con que se ven los objetos disminuye. Además, los componentes de la luz, al atravesar las capas aéreas, se dispersan en distinta medida. Los rayos que llegan al ojo del observador han recorrido distintos caminos (Principio de MONTIGNY), por lo cual el color del objeto acusa pequeñas fluctuaciones, que disminuyen su nitidez.

334. Visibilidad vertical. — Estando el cielo despejado, la visibilidad vertical es ilimitada. La reducción de la misma sólo la produce una nube, una neblina, o tierra flotante en el aire.

La visión "hacia arriba" suele tener más alcance que "hacia abajo". Muchas veces se ve desde el suelo un avión, pero desde el avión no se distingue el suelo. Esto sucede cuando una masa aérea muy fría cubre el suelo, y cuando se ha

iniciado ya la convección vertical, elevadora de partículas de tierra. El fenómeno es propio de las madrugadas frías, de cielo despejado y tiempo calmo. También la superficie del mar queda invisible desde el avión, cuando una bruma densa cubre el agua, mientras que nada dificulta la visión del aparato.

335. Visibilidad horizontal en distintos niveles. — La visibilidad horizontal no suele ser la misma en todos los niveles. Esto se debe a la cantidad variable de partículas sólidas, al diferente grado de humedad y a la muy variable cantidad de productos de condensación de toda clase que se encuentran en los distintos niveles.

Una discontinuidad muy acentuada en la cantidad de tierra existe en el *límite de turbulencia*. La altura común de ésta es de $1\frac{1}{2}$ km. Hasta esta altura, la visibilidad suele ser regular, y encima de la misma, excelente. Limitadoras naturales de la visibilidad en el espacio son, por supuesto, las *nubes*.

E) FENÓMENOS ACÚSTICOS

336. Propagación del sonido. — El sonido es un movimiento vibratorio del aire. Sin aire no se percibiría sonido alguno. Las vibraciones del aire se desarrollan en el sentido de la propagación del sonido.

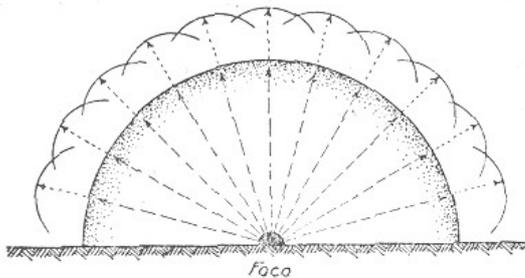


FIG. 439. — Dentro de una masa aérea isotérmica, el sonido se propaga en todas las direcciones en líneas rectas.

Son, pues, ondas longitudinales, y consisten en *compresión* y *subsiguiente rarificación o dilatación* del aire. La diferencia de presiones entre estos dos estados es muy pequeña; llega sólo a un milmillonésimo de mm de Hg. Esta variación de la presión es lo que percibimos como *sonido*.

El sonido se propaga, en un ambiente homogéneo, desde su origen, en todas las direcciones, con la misma velocidad (fig. 439). Su "superficie frontal" es, en consecuencia, una esfera. Cada punto de esta esfera es un nuevo foco de irradiación del sonido; la esfera envolvente de estas esferas es la nueva "superficie frontal". El sonido se propaga perpendicularmente a esta esfera. Mientras persiste la homogeneidad, las direcciones son líneas rectas.

La *velocidad de propagación* del sonido es, en un ambiente de 0° de temperatura y 760 mm de presión, 332 m/sec. La velocidad aumenta con la temperatura y con la humedad. Asimismo varía con el viento. El viento de dirección concordante la aumenta, y el de dirección contraria, la disminuye.

LAPLACE demostró que la velocidad del viento puede ser expresada por la fórmula:

$$v^2 = \frac{p}{\delta} \cdot \frac{c_p}{c_v},$$

donde significa p la presión atmosférica, expresada en dinas/cm², δ la densidad del aire indicada en g/cm³, c_p el calor específico del aire a "presión constante", y c_v a "temperatura constante".

A temperatura 0° y presión 760 mm, $p = 1013300$ dinas/cm², $\delta = 0,001293$ g/cm³ y $c_p : c_v = 1,4053$, por lo que la velocidad es:

$$v_0 = 332 \text{ m/sec.}$$

Analizando y transformando esta fórmula, se llega al resultado de que

$$v = 20 \sqrt{T},$$

que expresa que la velocidad del sonido aumenta con la raíz cuadrada de la temperatura absoluta del aire.

La figura 440 representa esta dependencia gráficamente, entre temperaturas de -60° y +50°. Ella permite conocer la velocidad del sonido con mucha facilidad.

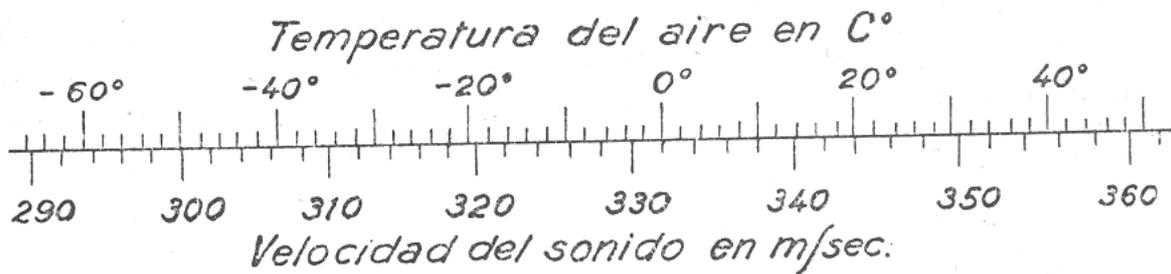


FIG. 440. — La velocidad del sonido aumenta con el incremento de la temperatura del aire.

La influencia de la humedad es pequeña y queda expresada con un agregado a la temperatura, resultando

$$v = 20 \sqrt{T \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{p} \right)},$$

siendo e la presión del vapor de agua.

También la composición química del aire ejerce influencia. Cuando el peso molecular del aire disminuye, la velocidad aumenta. En las altas capas atmosféricas, compuestas de hidrógeno, la velocidad de propagación es de 1252 m/sec.

337. Refracción del sonido. — En la troposfera, la temperatura disminuye con la altura, y por ello disminuye también la velocidad de propagación del sonido. Sus superficies frontales no son más esferas, y la propagación no es ya rectilínea. Con la elevación, el rayo sonoro se "acerca" a la vertical de incidencia, encorvándose para arriba, contrariamente a lo que se observa en el caso de un rayo

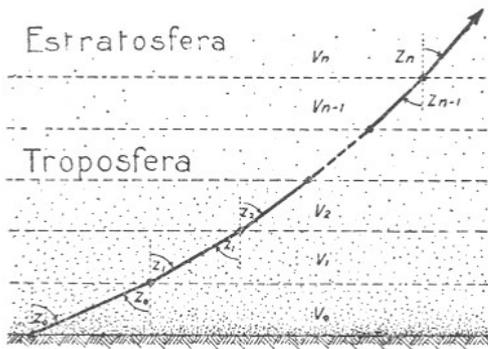
de luz (fig. 441). Sólo sigue una línea recta el rayo que inició su trayectoria verticalmente. Una vez alcanzada la estratosfera, naturalmente, todos los rayos se propagan en línea recta, ya que, como sabemos (§ 81), la temperatura es en ella constante.

Imaginémonos la atmósfera descompuesta en un gran número de capas de igual altura. Debido a que la temperatura decrece con la altura $0,65^\circ/100$ m, también la velocidad del sonido se reduce. Los valores respectivos sean $v_0, v_1 \dots v_n$; este último ya en la estratosfera.

Supongamos ahora que un rayo sonoro abandona la superficie de la tierra con la distancia cenital z_0 . La refracción que este rayo experimentará, al traspasar las distintas capas, está dada por la LEY DE SNELIUS, resultando:

$$\frac{\text{sen } z_0}{\text{sen } z_1} = \frac{v_0}{v_1}; \quad \frac{\text{sen } z_1}{\text{sen } z_2} = \frac{v_1}{v_2}; \quad \dots \quad \frac{\text{sen } z_{n-1}}{\text{sen } z_n} = \frac{v_{n-1}}{v_n}.$$

Multiplicando miembro a miembro, y simplificando, se obtiene:



$$\frac{\text{sen } z_n}{\text{sen } z_0} = \frac{v_0}{v_n} = \sqrt{\frac{T_0}{T_n}},$$

fórmula que nos dice que la distancia cenital, z_n , con que un rayo sonoro penetra en la estratosfera, sólo depende de la temperatura en la superficie de la tierra, T_0 , y de la temperatura en la estratosfera, T_n ; siendo independiente del estado térmico de la troposfera.

Conforme a esta fórmula, un rayo sonoro que inicia su trayectoria paralelamente a la superficie de la tierra, $z_0 = 90^\circ$, penetra en la estratosfera con una distancia cenital z_n de $60,1^\circ$, debido a que las temperaturas respectivas son $t_0 = + 15^\circ$;

por lo tanto, $T_0 = 288,16^\circ$ y $t_n = 56,5^\circ$ y $T_n = 216,66^\circ$.

La trayectoria que recorre el sonido a través de la troposfera, es un cicloide, que puede ser reemplazado con suficiente aproximación por medio de un arco de círculo, cuyo radio es:

$$R = \frac{2 T_0}{\text{sen } z_0} \cdot \frac{1}{\gamma},$$

donde γ significa el "gradiente térmico vertical". Para un rayo sonoro horizontal, con $z_0 = 90^\circ$, se obtienen los siguientes radios de curvatura, supuesto la temperatura del aire en la superficie $+ 15^\circ$:

$\gamma^\circ/100$ m =	$-3,4^\circ$	$-1,0^\circ$	$-0,65^\circ$	$-0,5^\circ$	$0,0^\circ$	$+ 0,1^\circ$	$+ 1,0^\circ$	$+ 10,0^\circ$
R en km =	16	55	84	109	∞	-546	-55	-5,5

En una atmósfera isotérmica, el rayo sonoro se propaga en línea recta; su radio de curvatura es infinito. Si la temperatura desciende con la altura, la curvatura es positiva, encorvada hacia arriba; si aumenta, es negativa, encorvada hacia abajo. Éste es el caso en las "inversiones".

338. Reflexión del sonido. Eco. — Al llegar un rayo sonoro a un sólido o líquido, experimenta una reflexión, prosiguiendo su movimiento ondulatorio sin otra modificación. Si el obstáculo se encuentra a distancia considerable, las voces emitidas pueden ser percibidas nuevamente, fenómeno llamado *eco*.

El Parque Woodstock repite 17 sílabas durante el día y 30 durante la noche. El convento de Tihany, en la orilla del lago Balatón, en Hungría, debido a la posición correlativa de sus muros, repite 23 sílabas.

También una masa aérea es capaz de reflejar el sonido, con sólo que su temperatura sea elevada, de manera que la velocidad del sonido aumente tanto que el rayo sonoro se encurve hacia abajo y sobrepase el “ángulo de refracción límite”.

Este caso está representado en la figura 442, en que el rayo sonoro penetra en una inversión. En ésta, la temperatura aumenta tanto, que el rayo sonoro vuelve al ambiente de su origen con la misma distancia cenital con la cual lo abandonó. Cada inversión es, por esta razón, una fuente de perturbación para la propagación normal

del sonido. El efecto de una neblina del suelo es análogo, debido a la presencia de la inversión que le dió origen. Los rayos emitidos con cierta inclinación hacia arriba son reflejados hacia la tierra, donde refuerzan los rayos sonoros partidos horizontalmente. Esto explica la buena audibilidad que se observa en las neblinas rastreras.

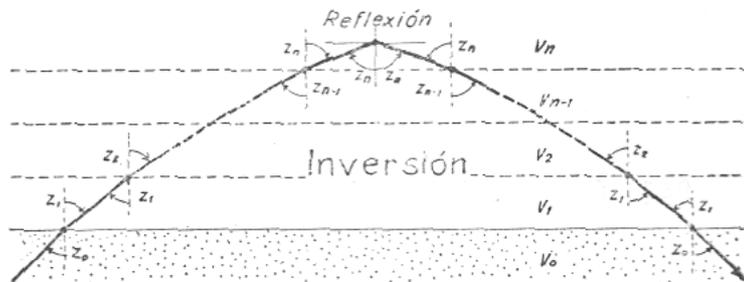


FIG. 442. — Si la temperatura aumenta con la altura, caso de las “inversiones”, el rayo sonoro puede reflejarse y volver a la Tierra.

339. Influencia del viento. — La velocidad del viento se combina con la velocidad del sonido. Si el viento sopla en la dirección del sonido, la velocidad resultante es la suma; si sopla en dirección contraria, la diferencia de las dos velocidades. Ya que la velocidad del viento, por lo general, aumenta con la altura, los rayos sonoros se encorvan hacia abajo en la dirección del viento, y hacia arriba en dirección contraria.

Para cualquier punto del rayo se tiene:

$$\frac{\text{sen } z_1}{\text{sen } z_2} = \frac{v_1}{v_2} = \frac{v_1}{v_1 \pm \Delta v}$$

donde v significa la velocidad del sonido, y Δv el “salto” en la velocidad del viento. Si la temperatura es de 0° , $v_1 = 331,84$ m/sec. Suponiendo un salto de viento de 10 m/sec, un rayo sonoro que tiene una distancia cenital $z_1 = 50^\circ$ prosigue camino con $z_2 = 52^\circ 06'$ en la dirección del viento, y con $z'_2 = 47^\circ 59'$ en contra del mismo.

340. Influencia de la turbulencia. — Por lo general, cuando aire frío cubre el suelo y aire caliente se encuentra en la altura —caso de las “inversiones”—, la audibilidad es buena, porque los rayos sonoros de la superficie son reforzados por los rayos reflejados. Al contrario, cuando aire caliente cubre el suelo y aire frío ocupa las alturas —caso común durante las horas de la siesta—, la audibilidad es mala. Los rayos sonoros se alejan de la Tierra.

Este cuadro se modifica con la influencia de la *turbulencia*. Entre las masas aéreas afectadas existe siempre alguna diferencia de temperatura, de grado de humedad y, por supuesto, de dirección y velocidad de movimiento. Un rayo sonoro que penetra en un espacio turbulento es, por consiguiente, influido constantemente. A cada momento cambio algo en su dirección y velocidad. Debido a este gasto de energía, su intensidad se debilita progresivamente, hasta que por fin se extingue. Por eso la turbulencia del aire es un factor negativo para la buena audibilidad.

341. Influencia de las nubes. — La influencia de las nubes no está todavía debidamente dilucidada, pero se sabe ya que en ningún caso puede ser grande. Parece que lo que en tiempo nublado produce el eco, no son tanto las nubes como las inversiones que rodean las masas nubosas y cruzan el espacio. Lo mismo en lo que se refiere al retumbar de los truenos, producidos por las descargas eléctricas durante una tormenta.

342. Zonas de silencio. — Debido a la disminución de la temperatura con la altura, los rayos sonoros se encorvan hacia arriba, alejándose de la Tierra cada vez más. Aun el rayo horizontal, después de recorrer una legua se separa del suelo. Por esta razón, una gran explosión debería ser audible sólo hasta unos 5 km de distancia. La fácil difracción del sonido hace, sin embargo, que esta distancia aumente a 30, y en casos excepcionales, a 50 km.

En ocasión de erupciones volcánicas o eventuales explosiones, y principalmente durante la primera guerra mundial, se ha observado, sin embargo, que los grandes estampidos vuelven a oírse en lugares más alejados de la explosión, en una zona aproximadamente circular, llamada *zona exterior de audibilidad*, para distinguirla de la antes nombrada, llamada *interior*. Las dos zonas están separadas, pues, por una *zona de silencio* (fig. 443).

Esta particularidad la explica la presencia de una capa aérea muy caliente entre 30 y 50 km de altura, conocida por el nombre de *capa de ozono*, en la cual la temperatura del aire probablemente llegue a $+70^{\circ}\text{C}$. Esta capa representa, en consecuencia, una “inversión” muy poderosa, en que los rayos so-

noros se reflejan y vuelven a la superficie de la Tierra, donde el estampido se percibe nuevamente. La figura 444 da una idea de este proceso. En condiciones favorables, los rayos regresados a la superficie de la Tierra pueden reflejarse nuevamente en la misma, y proseguir su propagación a través de la atmósfera. El proceso puede repetirse dos o tres veces, y producir así varias zonas de silencio alrededor del foco de explosión.

Es posible, y hasta probable, que en la producción de este interesante fenómeno participe también la composición del aire. El peso molecular medio del aire disminuye con la altura, debido a la desaparición de los gases pesados, y en consecuencia, la velocidad del viento aumenta, circunstancia que facilita la reflexión de los rayos sonoros.

343. Ondas infra y ultrasonoras. — El oído humano percibe sólo sonidos comprendidos entre 16 y 20 000 vibraciones por segundo, o sea ondas sonoras desde 17 m hasta

17 mm de longitud, supuesto que la temperatura del aire sea de + 15° C y, por consiguiente, la velocidad de propagación del sonido 340,83 m/sec. Pero existen ondas sonoras mucho más largas, y también mu-

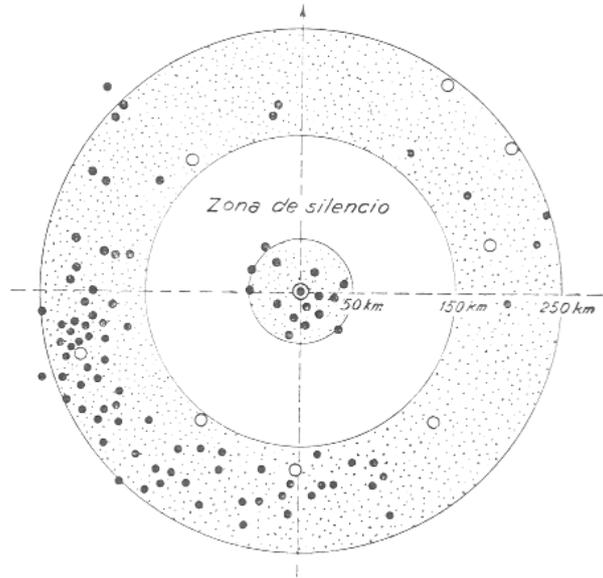


FIG. 443. — Zona interior y zona exterior de audibilidad, observadas en una gran explosión ocurrida el 9 de mayo de 1920 en Moscú.

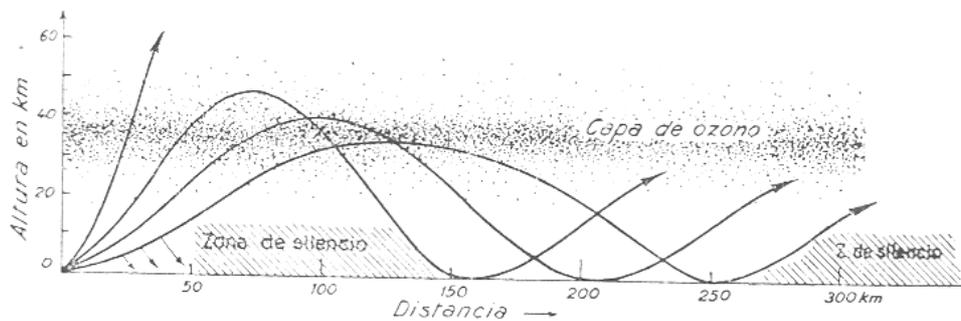


FIG. 444. — Reflexión de las ondas sonoras en la capa de ozono, y su vuelta a la Tierra, produciendo una segunda zona de audibilidad.

cho más cortas que éstas. Aquéllas se llaman *ondas infrasonoras*, y éstas, *ondas ultrasonoras*.

He aquí la frecuencia, fr , y la longitud, λ , de ondas infrasonoras comunes, originadas por:

vibración de motores de explosión .	$fr = 1$	$=$	$\lambda = 341$ m
viento y rompientes del mar	$fr = 1:50 = 0,02$	$fr =$	$\lambda = 17$ km
movimientos sísmicos	$fr = 1:200 = 0,005$	$fr =$	$\lambda = 68$ km

La erupción del volcán Krakatoa, en 1883, produjo una conmoción extraordinaria en la atmósfera. Una onda de 15 km de longitud dió vuelta 4 veces al globo terráqueo, habiendo sido registrada por numerosos barógrafos en distintas partes del mundo.

Parece que ciertos animales, y en especial los faisanes, captan las ondas infrasonoras, para las cuales el oído humano carece de sensibilidad. Por esta razón el mundo animal está sobre aviso de la inminencia de un cataclismo natural, de una erupción volcánica o de un terremoto, por ejemplo, pues captan las ondas preliminares que éstos emiten.

De mucha aplicación, tanto científica como técnica, resultan las ondas ultrasonoras. Su frecuencia es superior a 20 000 vibraciones por segundo, y su longitud de onda, inferior a los 17 mm. La sensibilidad de los organismos, tanto de las plantas como de los animales, e inclusive el hombre, para estas ondas es muy grande. Es probable que muchas de nuestras indisposiciones se deban a su inconsciente captación. Tales ondas son emitidas, por ejemplo, por las descargas eléctricas durante una tormenta.

Las aplicaciones de las ondas ultrasonoras son cada vez mayores. Con ellas se mide hoy la altura del avión sobre el suelo, se auscultan las profundidades de los mares, y se examina su topografía y la consistencia de su subsuelo.